

## EL METAMORFISMO HIDROTHERMAL CRETÁCICO Y PALÉOGENO EN LA CUENCA DE CAMEROS (CORDILLERA IBÉRICA, ESPAÑA)

MANTILLA-FIGUEROA, L. C.<sup>1</sup>,  
CASQUET C.<sup>2</sup>, GALINDO C.<sup>2</sup>,  
MAS R.<sup>3</sup>

### RESUMEN

En el interior de la cuenca sedimentaria de Cameros (Jurásico Superior- Cretácico Inferior) hay al menos tres zonas alargadas y alineadas entre sí que muestran metamorfismo y foliaciones secundarias: el sector Yanguas-Valdemadera (YV), el del Río Rabanera (RR) y el sector del Anticlinal del Pégado (AP). Los valores máximos de temperatura alcanzados en estos sectores, corresponden al límite entre el grado muy bajo y bajo de metamorfismo ( $T_{\text{max}}$  entre 340º y 370ºC), estimándose la profundidad máxima en unos 3,900 m (aprox. 1kb).

La geocronología K-Ar en illitas autigénicas, sugiere que las anomalías térmicas en los tres sectores coincidieron con el desarrollo de las foliaciones secundarias. Se reconocen dos eventos tectotermales: El primero y más importante, entre 90 y 100 Ma (Cretácico medio), es posterior al relleno de la cuenca. El segundo, M2, menos importante, en torno de 40 Ma (Paleógeno), estaría relacionado con el inicio de la inversión tectónica de la cuenca. En ambos eventos, el calor fue transportado por fluidos hidrotermales de procedencia profunda (>11km) que ascendieron a favor de una estructura dúctil, ubicada en el interior de la cuenca y que fue activa en al menos dos ocasiones.

Palabras clave: Cuenca de Cameros, Cordillera Ibérica, Metamorfismo, Geocronología K-Ar.

*At least three elongated and aligned zones are recognized in the Cameros sedimentary basin (Late Jurassic - Early Cretaceous), that show metamorphism and secondary foliations: The Yanguas - Valdemadera zone (YV), the Rio Rabanera zone*

---

1. Escuela de Geología. Universidad Industrial de Santander. Colombia. AA. 678.

2. Departamento de Petrología y Geoquímica, Facultad de CC. Geológicas; Universidad Complutense, 28040 Madrid.

3. Departamento de Estratigrafía. Facultad de CC. Geológicas; Universidad Complutense, 28040 Madrid.

(RR) and the Pégado anticline zone (AP). Temperatures at these localities attained peak-values typical of the very low- to low-grade of metamorphism ( $T_{\text{peak}}$  between 340° and 370°C), at an estimated maximum depth of approximately 3,900 m (c. 1kb).

*K-Ar geochronology for authigenic illites suggests that the thermal anomalies recognized in the three zones were coeval with secondary foliations development. Two thermal events can be recognized: The first (M1), between 90 and 100 Ma (middle Cretaceous) is the more important, and took place after the complete filling of the basin. The second (M2) at c. 40 Ma (Paleogene), was probably related to the beginning of basin inversion. In both events, heat was carried upward by deep hydrothermal fluids (> 11km) that were focused into a ductile structure within the basin. This structure was active at least twice.*

*Key words: Cameros basin, Iberian Range, Metamorphism, K-Ar Geochronology.*

## INTRODUCCIÓN Y CONTEXTO GEOLÓGICO

La cuenca de Cameros constituye una estructura de tipo sinformal, localizada en el sector noroeste de la Cordillera Ibérica, limitada al NO por la sierra de la Demanda, al sur por las cuencas terciarias del Duero y Almazán y al Norte por la cuenca del Ebro (Fig.1). Su formación se relaciona con un proceso de rifting desarrollado desde el Jurásico Superior al Albiense Inferior (Mas et al., 1993, Guimerà et al., 1995; Salas et al., 2001), que favoreció el depósito de sedimentos, mayoritariamente de origen continental (facies Weald), cuyo registro sedimentario llega a alcanzar los 9000 m en el sector depocentral de la cuenca (Mas et al., 1993). Este registro fue dividido por Tischer (1965) en cinco unidades con rango de grupo: Tera, Oncala, Urbión, Enciso y Oliván, que se apoyan sobre el Jurásico marino (Fig.2). Los estudios estratigráficos y sedimentológicos posteriores realizados por diversos autores (Mas *et al.*, 1993, Mas et al., 1997, Martín-Closas et al., 1998; Arribas et al. 2003, y Mas et al., en este volumen), dividen el registro en ocho secuencias deposicionales, separadas por discontinuidades que engloban a los grupos anteriores.

En el contexto de las cuencas mesozóicas de la Cadena Ibérica, la cuenca de Cameros presenta una serie de rasgos geológicos particulares, entre los cuales destacan su elevada velocidad de subsidencia, alta tasa de sedimentación y, ser el único sector de la cadena en el que los materiales de relleno de la cuenca presentan metamorfismo, con el que se relaciona la formación de importantes depósitos de pirita.

El objetivo de este trabajo es presentar los rasgos geológicos y geocronológicos más destacables de aquellos sectores de la cuenca de Cameros donde se han reconocido efectos metamórficos y proponer una interpretación sobre las posibles causas del calentamiento. En este trabajo se resumen aspectos contenidos en la Tesis Doctoral de uno de los autores (LCMF).

## ANTECEDENTES

El problema del metamorfismo en la Cuenca de Cameros se remonta al trabajo de Arnold et al. (1977), quienes por vez primera relacionan la formación de los

depósitos de pirritas, tan características de este región, con el metamorfismo. Pero fueron Guiraud (1983) y Guiraud et al. (1985), los primeros que caracterizaron con detalle el metamorfismo del sector entorno a la cabecera del río Cidacos, proponiendo un modelo de metamorfismo de tipo soterramiento, espacialmente relacionado con el sector depocentral de la cuenca. Este metamorfismo, que afectaría, según estos autores, a la base del grupo Urbión y al grupo Oncala presentaría, también según estos autores, una zonalidad metamórfica más o menos concéntrica, con una zona externa con clorita y pirofilita y una interna con cloritoide. Los máximos valores de temperatura y presión alcanzados durante el metamorfismo en este sector, estarían en el rango de 420<sup>o</sup>-520<sup>o</sup>C y entre 0.5 y 4 kb, lo cual sugiere un gradiente geotérmico entre 100<sup>o</sup> y 150<sup>o</sup>C/km, que sería la consecuencia de una gran extensión y adelgazamiento cortical (Guiraud et al., 1985). Las primeras edades obtenidas mediante el método <sup>39</sup>Ar-<sup>40</sup>Ar en fengitas autigénicas, sugieren que el metamorfismo tuvo lugar a los 99.5±2.2 Ma, interpretándose como un evento contemporáneo con la formación de la cuenca (Golberg et al., 1988).

Por el contrario, Casquet et al. (1992) proponen que el metamorfismo en el sector en torno a la cabecera del río Cidacos, estaría relacionado con la circulación de fluidos calientes de procedencia profunda y que tuvo lugar después del relleno de la cuenca, sin relación directa con la zona más profunda de la misma de la misma. Además, las temperaturas máximas no habrían sido superiores a los 340<sup>o</sup>C (para las zonas donde el metamorfismo es más intenso) y la presión del orden de 1kb (unos 3.5 - 4.0 km de profundidad, en el momento del metamorfismo). Las edades K-Ar

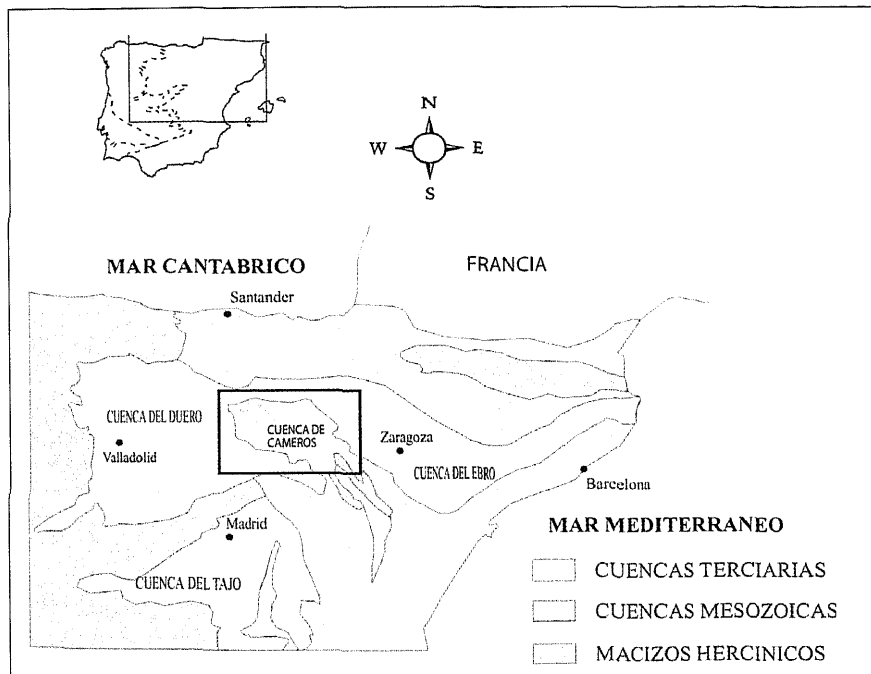


Figura 1. Localización de la cuenca de Cameros.

en illitas, reportadas igualmente en este trabajo, varían en el rango 108-86 Ma (Albiense-Coniacense; Escala IUGS, 2004).

Estudios posteriores han corroborado el modelo de metamorfismo hidrotermal, a partir de estudios de cristalinidad de los filosilicatos en las distintas unidades sedimentarias y las condiciones de formación de los depósitos de piritita asociados (Barrenechea, 1993; Barrenechea et al., 1995; Alonso-Azcárate, 1997; Alonso-Azcárate et al., 1999; Barrenechea et al., 2000; Alonso-Azcárate et al., 2001), así como mediante el estudio de los paleofluidos del grupo Urbión y del grupo Oncala (Mantilla-Figueroa et al., 1998). Conclusiones importantes de estos trabajos son que el grado metamórfico estuvo más controlado por los cambios en la permeabilidad y composición de los sedimentos que por su propia profundidad de enterramiento, y que el metamorfismo muestra inversiones térmicas con gradientes laterales de temperatura elevados. Además, los paleofluidos muestran importantes diferencias composicionales y de temperatura entre las zonas afectadas por el metamorfismo en el grupo Urbión y las zonas sin metamorfismo adyacentes, del grupo Oncala. Esto último refuerza la idea de independencia hidrológica entre las zonas por donde circularon los fluidos responsables del metamorfismo, y el resto de la cuenca (Mantilla-Figueroa et al., 1998).

Sin embargo Mata (1997) y Casas-Sainz et al. (1998) mantienen la idea de un metamorfismo de enterramiento, provocado por una anomalía térmica ligada a la propia extensión de la cuenca, dentro de un régimen generalizado de «rifting». Además, este metamorfismo sería, según estos autores, posterior al desarrollo de la foliación y el plegamiento y posterior también a la formación de las venas hidrotermales de cuarzo, que se interpretan como un rasgo diagenético asociado al soterramiento. Mata (1997), desde esta perspectiva, estima las condiciones físicas del metamorfismo (considerando que el sector entorno a la cabecera del río Cidacos, correspondería a la parte más profunda de la cuenca), en torno a 1.5 kb y 350°C, valores muy próximos a los establecidos por Casquet et al. (1992).

## CARACTERÍSTICAS DE LAS ZONAS CON ANOMALÍAS TERMALES

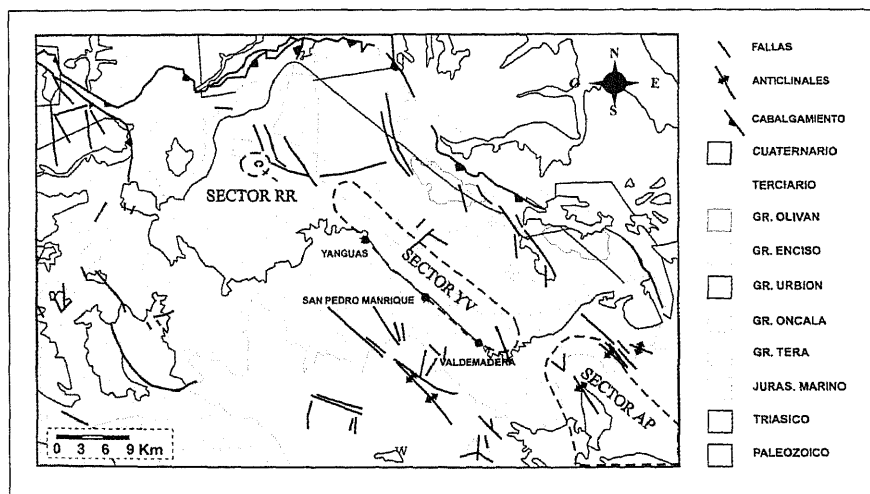
En la cuenca de Cameros se reconocen tres sectores (Fig.2) donde las rocas presentan una foliación tectónica muy penetrativa (tipo *slaty cleavage*). Estos sectores, de forma alargada paralela al eje de la cuenca, se alinean en dirección NO-SE y se corresponden con paleo-anomalías termales que dieron lugar a la formación de minerales autigénicos, algunos claramente metamórficos, tales como pirofilita, cloritoide, clorita, illita y paragonita entre otros (Mantilla-Figueroa, 1999). A continuación se describen más detalladamente las características de cada uno de estos sectores.

### Sector Yanguas-Valdemadera (YV).

Este sector tiene una forma alargada en dirección NO-SE y es el más extenso (aproximadamente unos 150 km<sup>2</sup>) y el mejor estudiado (Fig. 2). Tanto la foliación como los efectos metamórficos se circunscriben a los niveles basales del Grupo

Urbión, disminuyendo rápidamente al pasar al grupo Oncala, estratigráficamente y estructuralmente subyacente. Este sector se caracteriza por presentar una gran profusión de venas hidrotermales en las capas de meta-arenisca (cuarcitas) del Grupo Urbión, dispuestas casi perpendicularmente a los planos de estratificación y rellenas mayoritariamente de cuarzo, aunque ocasionalmente se ha observado calcita y clorita accesorias. A su vez, los niveles lutíticos intercalados, presentan una foliación secundaria tipo «*slaty cleavage*» (terminología según Passchier et al. (1996)), oblicua a la estratificación, con buzamiento monoclinal hacia el norte y valores mayores que los de la estratificación. En ocasiones esta foliación forma abanicos convergentes en los cuellos de los «boudines» de las capas cuarcíticas. La foliación tipo «*slaty cleavage*» ( $S_2$ ) se superpone a una  $S_1$  concordante con la estratificación, que se interpreta como una foliación diagenética (Passchier et al., 1998), o de carga, lo que da lugar a microestructuras de tipo «*crenulation cleavage*» bien reconocibles en SEM (Mantilla-Figueroa, 1999). La foliación  $S_2$  está mejor desarrollada en el sector de Yanguas que en los sectores de San Pedro Manrique y Valdemadera. Sobre esta esquistosidad se desarrolla una nueva estructura menos penetrativa consistente en fracturas curvas estriadas y tapizadas por óxidos de Fe que delimitan dominios lenticulares. Se trata de una foliación del tipo «*scaly cleavage*» (Durney et al., 1994). Estas estructuras proliferan por toda la cuenca y representan un tipo de deformación posterior al metamorfismo y de significado todavía mal conocido (Mantilla-Figueroa, 1999).

Este sector se caracteriza igualmente por presentar minerales metamórficos, como son la pirofilita y el cloritoide. Desde el punto de vista de la zonalidad metamórfica, se reconoce una zona interna definida por la asociación crítica: clorita ( $Fe^{2+}$ -  $Fe^{3+}$ ) + cloritoide (+/- pirofilita) y una zona externa que pasa imperceptiblemente a la diagénesis, definida por la presencia de clorita ( $Mg$ - $Fe^{2+}$ ) (Mantilla-



**Figura 2.** Esquema geológico de la cuenca de Cameros y localización de los tres sectores en los que se ha observado metamorfismo.

Figueroa, 1999). Este esquema zonal contrasta sustancialmente con el propuesto por Guiraud et al. (1985), al que nos hemos referido anteriormente. En primer lugar el metamorfismo, al nivel de erosión actual, se circunscribe al Grupo Urbión y no afecta significativamente al Grupo Oncala, a diferencia de la propuesta de estos autores. En segundo lugar, las temperaturas máximas alcanzadas en este sector, obtenidas mediante geotermometría de cloritas, geotermometría isotópica, microtermometría de inclusiones fluídas y consideraciones basadas en el equilibrio mineral, fueron de 350<sup>o</sup> a 370<sup>o</sup>C (Mantilla-Figueroa, 1999), por lo tanto inferiores a las propuestas por Guiraud et al. (1985) (420<sup>o</sup> - 520<sup>o</sup>C) y por Golberg et al. (1988) (350<sup>o</sup>-400<sup>o</sup>C) y más parecidas a las obtenidas por Casquet et al. (1992). Por otro lado, no se llega a reconocer una auténtica zona de pirofilita, tal como proponían Guiraud et al. (1985). Es importante reseñar aquí el carácter aloquímico del metamorfismo de Cameros, que implicó cambios significativos en la composición química de las rocas por interacción con un fluido acuoso caliente (aumento de F<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + MgO y de las relaciones Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub> y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/MgO, entre otras, así como el desarrollo de una anomalía de Li) (Mantilla-Figueroa, 1999).

Los valores de cristalinidad de la illita de este sector, calculados según el método de Kubler (1967), en agregados orientados del mineral, para fracciones entre 2.0 y 0.2  $\mu$ m indican condiciones metamórficas dentro de la anquizona (entre 0.25 y 0.42  $\Delta 2\theta$ ) (Mantilla-Figueroa, 1999).

### **Sector Río Rabanera (RR)**

Al sur de la localidad de Rabanera (extremo NO de la zona de estudio), se reconoce igualmente una zona pequeña (unos 10 km<sup>2</sup>) con foliación secundaria, también de tipo «*slaty cleavage*» muy marcada (S<sub>2</sub>), superpuesta a una S<sub>1</sub> de carga, que, al igual que en el sector YV, afecta solamente a rocas del grupo Urbión (Fig. 2). El estudio mediante DRX permitió identificar pirofilita como mineral metamórfico neoformado. La temperatura máxima alcanzadas en este sector, obtenida mediante geotermometría de cloritas, fue cercana a los 310<sup>o</sup>C.

Los valores de la cristalinidad de la illita corresponden mayoritariamente a la anquizona y algunos a la epizona (Mantilla Figueroa, 1999).

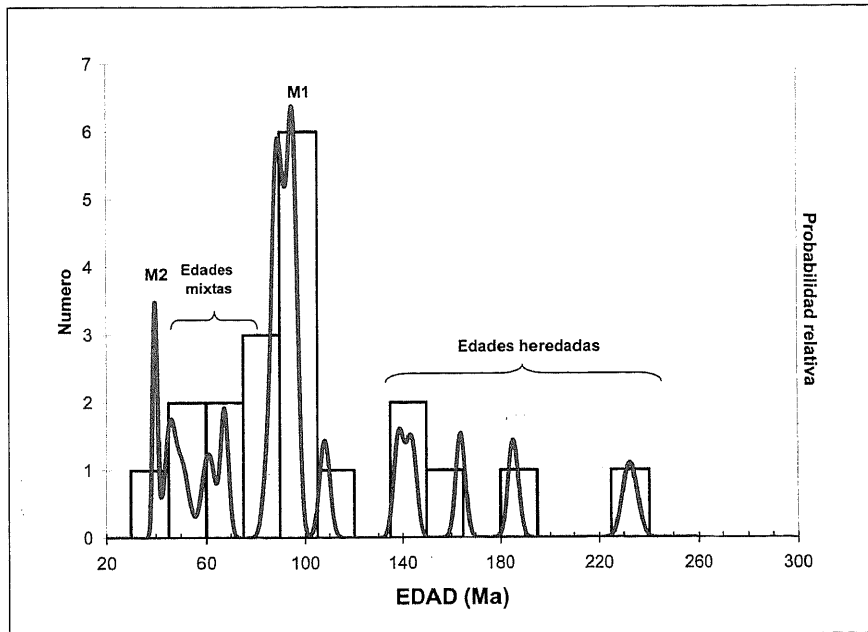
### **Sector del Anticlinal del Pégado (AP)**

En este sector, situado al SE de la zona de estudio (Fig. 2), se ha reconocido también una foliación secundaria muy bien desarrollada. En este caso, las rocas afectadas por la deformación son lutitas calcáreas pertenecientes a las formaciones Tera y Oncala. A diferencia de los dos sectores anteriores, donde la foliación no guarda relación aparente con pliegues, en el sector del Pégado la foliación adopta una disposición de abanico convergente, geométrica y espacialmente relacionado con un pliegue anticlinal (anticlinal del Pégado). Esta foliación la diferenciaremos de las dos anteriores, por razones cronológicas (v. más adelante), señalándola como foliación S<sub>3</sub>. Esta foliación, al igual que en los otros dos sectores, se superpone y termina prácticamente obliterando a la foliación de carga S<sub>1</sub>.

Entre los minerales neoformados en este sector destacan clorita, illita, calcita y cuarzo. Las temperaturas máximas alcanzadas, obtenidas mediante geotermometría de cloritas, son próximas a los 290°C. A diferencia de los otros dos sectores, los valores de cristalinidad de la illita corresponden mayoritariamente a la epizona y algunos a la anquizona (Mantilla-Figueroa, 1999).

### SIGNIFICADO DE LAS ANOMALÍAS TERMALES

Las edades  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  de illitas obtenidas por Golberg et al. (1988) ( $99.5 \pm 2.2$  Ma; edad plateau), y mediante K-Ar, también en illitas, por Casquet et al., (1992) (108-86 Ma), para el sector YV, indican que la cuenca de Cameros ha experimentado al menos un evento metamórfico generador de illitas autigénicas entre el Albiense y el Coniaciense (escala IUGS, 2004), inmediatamente posterior al final del relleno de la cuenca (Albiense Inferior; Mas et al., 1993). Las edades K-Ar obtenidas por Mantilla-Figueroa (1999) a partir de fracciones de illita autigénica ( $<0.2 \mu\text{m}$ ) en rocas del grupo Urbión y Oncala, en las tres zonas con metamorfismo consideradas en este trabajo, se han representado en la Fig.3, en forma de histograma y de curva de probabilidad acumulativa (Ludwig, 2003). Este última tiene en cuenta los errores analíticos en las determinaciones, por lo que es más representativa. El evento más importante (M1) tuvo lugar entre 90 y 100 Ma. Además, se reconoce otro



**Figura 3.** Histograma y curva de probabilidad acumulativa (Ludwig, 2003) de edades aparentes K-Ar de illitas (fracción  $<0.2 \mu\text{m}$ ), de las tres zonas con metamorfismo de Cameros, que se han reconocido en este trabajo.

más joven (M2), ubicado en torno a los 40 Ma, aproximadamente (Paleógeno) (Fig.3), que se concentra principalmente en el área del anticlinal del Pégado (Mantilla-Figueroa, 1999). Este último evento coincide probablemente con la inversión de la cuenca, que se inicia, precisamente, en el Paleógeno y que provoca el cabalgamiento de la misma sobre la cuenca del Ebro (Mas et al., 1993).

La asociación espacial que se observa entre estructuras de origen tectónico (foliaciones secundarias en los niveles más lutíticos y grietas extensionales con rellenos hidrotermales en las capas de areniscas) y evidencias de metamorfismo (neoformación de minerales, cambios en la cristalinidad de la illita, evidencia microtermométrica, geocronología de illitas) en las tres zonas citadas, indica que los procesos de deformación y de calentamiento fueron sincrónicos. Se reconocen así dos eventos tectonotermales principales, ambos posteriores al relleno de la cuenca: el primero (M1), ubicado en el Cretácico medio, y el segundo (M2) en el Paleógeno (Fig.3). Estos resultados contradicen el modelo simple de un único metamorfismo vinculado al propio relleno de la cuenca (metamorfismo de soterramiento) y la idea de que las foliaciones secundarias sean anteriores al propio metamorfismo, postulado ambos por Gil-Imaz et al. (1994) y Casas-Sainz et al. (1995).

La forma alargada y la disposición alineada de las tres zonas con metamorfismo y esquistosidad, sin plegamiento aparente asociado (caso de YV y RR) o con plegamiento sin-foliación (caso de AP), apuntan hacia la existencia de una estructura lineal profunda, probablemente una falla inversa con sentido de movimiento techoal-sur, ubicada en el interior de la cuenca, que habría controlado la deformación y el acceso de calor a niveles someros de la misma. y que habría funcionado repetidamente en el Cretácico medio y en el Terciario. Conviene recordar aquí que la profundidad a la que corresponde el nivel de erosión actual, donde se observa la deformación y el metamorfismo, no fue superior a los 3,900 m (aprox. 1 kb de presión litostática), frente a los casi 9,000 m de potencia de sedimentos acumulados en la parte más profunda de la cuenca. Por otro lado, la vertical de las zonas con deformación y metamorfismo de la cuenca de Cameros ni siquiera se corresponden con la zona más profunda de la misma, algo implícito en el modelo de metamorfismo por soterramiento (Giraud et al., 1985). Además, los depocentros de las sucesivas secuencias deposicionales emigraron hacia el sur durante el relleno de la cuenca (Mas et al., 1993), por lo que tampoco existe un único depocentro con el que relacionar el metamorfismo.

El transporte del calor tuvo lugar por vía de fluidos migratorios procedentes de zonas profundas, como lo indican las temperaturas alcanzadas durante el metamorfismo (con un gradiente regional de 30°C/km característico de cuencas sedimentarias, la profundidad de procedencia del fluido debió de ser no inferior a unos 11-12 km, para el evento termal cretácico). La circulación del fluido se vió favorecida por la formación de abundantes fracturas extensionales en las areniscas, que dieron lugar a la profusión observada de venas de cuarzo, por discontinuidades sedimentarias y controles relacionados con la propia permeabilidad de los litosomas sedimentarios (Alonso-Ázcarate et al., 1999). Ello explica la inversión térmica abrupta así como el gradiente elevado de deformación entre el grupo Urbión y el grupo Oncala, en el sector de Yanguas. El calor ascendente favorecería el desarrollo de estructuras dúctiles (foliación) en los niveles lutíticos de la zona de falla (*thermal softening*) (Mantilla-Figueroa, 1999).



El primer evento tectonothermal de edad cretácica, coincide con la rotación de la Península Ibérica, a causa de la apertura del golfo de Vizcaya, inducida por la deriva hacia el este de Africa durante el Cretácico Medio (Willians, 1973; Olivet et al., 1984). Además coincide con la edad del magmatismo alcalino del Pirineo (Montigny et al., 1986) y con la edad del metamorfismo asociado al funcionamiento de la falla Nordpirenaica (Banda et al., 1986; Cuevas et al., 1997).

El segundo evento tectonothermal de edad paleógena, probablemente responsable de la formación del anticlinal del Pégado y de su foliación asociada, coincide con la etapa de convergencia entre Iberia y Francia (McCaig y Miller, 1986) y la inversión tectónica de la cuenca de Cameros.

## AGRADECIMIENTOS

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.

## BIBLIOGRAFÍA

- Alonso-Azcárate, J., 1997. *Evolución de los filosilicatos y génesis de los yacimientos de pirita en la cuenca de Cameros: Su relación con las facies sedimentarias y el metamorfismo cretácico. La Rioja-Soria*. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 544 pag.
- Alonso-Azcarate, J.; Rodas, M.; Bottrell, S.H.; Raiswell, R.; Velasco, F., Mas, R., 1999. Pathways and distances of fluid flow during low grade metamorphism: evidence from pyrite deposits of the Cameros Basin, Spain. *Journal of Metamorphic Geology*. (17), 339-348.
- Alonso-Azcarate, J., Rodas, M., Fernández-Díaz, L., Bottrell, S.H., Mas, J. R., López-Andrés, S., 2001. Causes of variation in crystal morphology in metamorphogenic pyrite deposits of the Cameros basin (N Spain). *Geological Journal*. (36), 159-170.
- Arnold, M., Guillou, J. J., Michel, J., Servajean, G., 1977. La pyrite du Wealdien de la sierra de los Cameros (Logroño-España). Sa liaison avec un environnement volcano sedimentaire métamorphique de type rift. *Séme R.A.S.T.*, Rennes, 1-18.
- Arribas, J., Alonso, A., Mas, R., Tortosa, A., Rodas, M., Barrenechea J. F., Alonso-Azcárate, J., Artigas, R., 2003. Sandstone Petrography of Continental Depositional Sequences of an Intraplate Rift Basin: Western Cameros Basin (North Spain). *Journal of Sedimentary Research*. (73), 309-327.
- Banda, E., Wickham, S. M., 1986. The geological evolution of Pyrenees- An introduction. *Tectonophysics*. (129), 1-7.
- Barrenechea, J. F., 1993. *Evolución de la mineralogía de arcillas en el transito diagenesis-metamorfismo de bajo grado en el grupo Urbión (Cretácico inferior) de la*

- cuenca de los Cameros (Soria-La Rioja)*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 299 pag.
- Barrenechea, J. F., Rodas, M., Mas, J. R., 1995. Clay mineral variation associated to diagenesis and low grade metamorphism of early Cretaceous sediments in the Cameros basin, Spain. *Clay Minerals*. (30), 89-103.
- Barrenechea, J.F., Rodas, M., Frey, M., Alonso-Azcarate, J., Mas, J. R., 2000. Chlorite, corrensite, and chlorite-mica in Late Jurassic fluvio-lacustrine sediments of the Cameros basin of Northeastern Spain. *Clay and Clay Minerals*. (48), 256-265.
- Casas-Sáinz, A. M., Gil Imaz, A., 1998. Extensional subsidence, contractional folding and thrust inversion of the eastern Cameros basin. Northern Spain. *Geologische Rundschau*. (86), 802-818.
- Casas-Sainz, A., Cortés, A., Gil, A., Maestro, A., Muñoz, A., Pocovi, A., Martínez, B., Oliva, B., Liesa, C., Castillo, E., Pueyo, E., Millán, H., Simón, J. L., Arlegui, L., Aurell, M., Mata, M. P., Tena, S., Román, T., 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), 1-113.
- Casquet, C., Galindo, C., González Casado, J. M., Alonso, A., Mas, R., Rodas, M., García, E., Barrenechea, J. F., 1992. El metamorfismo en la cuenca de los Cameros. Geocronología e implicaciones tectónicas. *Geogaceta*. (11), 22-25.
- Cuevas, J., Aranguren, A., Badillo, J. M., Tubía, J. M., 1997. Implicaciones geológicas de la presencia de mármoles con escapolita en el sinclinorio de Vizcaya. *Geogaceta*. (22), 51-54.
- Durney, D. W., Kisch, H. J., 1994. A field classification and intensity scale for first-generation cleavages. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*. (15), 257-295.
- Gil-Imaz, A., Pocovi, J. A., 1994. La esquistosidad alpina del extremo NW de la Cadena Ibérica oriental (Sierra de Moncayo). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, (7), 91-113.
- Golberg, J-M., Guiraud, M., Maluski, H., Seguret, M., 1988. Caractères pétrologiques et âge du métamorphisme en contexte distensif du bassin sur décrochement de Soria (Crétacé inférieur, Nord Espagne). *Comptes Rendus de l'Academie de Sciences de Paris*. 307 (Série II), 521-527.
- Guimerà, J., Alonso, A., Mas, R., 1995. Inversion of an extensional-ramp basin by a newly formed thrust: the Cameros basin (N Spain). In: J.G. Buchanan y P.G. Buchanan (eds.), Basin Inversion. *Geological Society Special Publication*. (88), 433-453.
- Guiraud, M., 1983. *Evolution tectono-sédimentaire du bassin wealdien (Crétacé inférieur) en relais de décrochement de Logroño-Soria (N-W Espagne)*. Thèse 3eme cycle. Montpellier, Université des Sciences et Techniques du Languedoc. (Tomo I y II).

- Guiraud, M., Seguret, M., 1985. A realising solitary overstep model for the late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdian) Soria strike-slip basin (Northern Spain). *SEMP Special Publication*. (37), 159-175.
- Kübler B., 1967. La cristallinité de la illite et les zones tout á fait supérieures du metamorphism. In: *Etages Tectoniques, Colloque de Neuchâtel* 1966. 105-121.
- Ludwig, K.R., 2003. User's manual for Isoplot 3.00. A Geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center. Special Publication* (4), 53 págs.
- Mantilla-Figueroa, L.C., 1999. *El Metamorfismo hidrotermal de la Sierra de Cameros (La Rioja-España): Petrología, Geoquímica y Contexto Estructural de los procesos de interacción fluido-roca*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense Madrid, 361 pág.
- Mantilla-Figueroa, L.C., Casquet, C., Mas, R., 1998. Los paleofluidos en el grupo Oncala, cuenca de Cameros (La Rioja, España): Datos de inclusiones fluidas, isótopos de oxígeno y SEM. *Geogaceta*. (24), 145-148.
- Martín-Closas, M., Alonso Millán, A., 1998. Estratigrafía y bioestratigrafía (Charophyta) del Cretácico inferior en el sector occidental de la Cuenca de Cameros (Cordillera Ibérica): *Revista de la Sociedad Geológica de España*. (11), 253-269.
- Mas, J.R., Alonso, A., Guimerá, J., 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*. (6), 129-144.
- Mas, J.R., Guimera, J., Alonso, A., 1997. Evolution of a mesozoic intraplate extensional basin: the Cameros Basin (North Spain). *Annual Meeting of IGCP Project No. 369. Comparative Evolution of Peri-Tethyan Rift Basins*. (1), 33-36.
- Mas, R., Benito, M.I., Arribas, J., Serrano, A., Guimerá, J., Alonso, A., Alonso-Azcárate, J. (en prensa): La cuenca de Cameros (Cordillera Ibérica noroeste): desde la extensión finijurásica-eocretácica a la inversión contractiva terciaria - Implicaciones en la exploración de hidrocarburos. *Zubia* (este volumen)
- Mata C. M. P., 1997. *Caracterización y evolución mineralógica de la cuenca mesozóica de Cameros (Soria-La Rioja)*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 349 pág.
- McCaig, A. M. , Miller, J. A., 1986. <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar age of mylonites along the Merens fault, central Pyrenees. *Tectonophysics*. (129), 149-172.
- Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M., Thuizat, R., 1986. K-Ar study of cretaceous magmatism and metamorphism in the Pyrenees: age and length of rotation of the iberian peninsula. *Tectonophysics*. (129), 257-273.
- Olivet, J. L., Bonnin, J., Beuzart, P., Auzende, J. M., 1984. Cinématique de l'Atlantique nord et central. *CNEXO, Rapport Scientifique et Technique*. (54), 1-108.
- Passchier, C.W., Trow, R.A.J., 1996. *Microtectonics*. Springer, Berlín, 289 págs.

- Salas, R., Guimerá, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A., Alonso, A., 2001. Evolution of the Mesozoic central Iberian rift system and its Cainozoic inversion (Iberian Chain). En: *Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins* (Eds. W. Cavazza, A.H.F.R. Roberston and P. Ziegler). *Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle*. (186), 145-185.
- Tischer, G., 1965. Über die Wealden-Ablagerung und die Tektonik der östlichen de los Cameros in den nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Geologisches Jahrbuch Beibefte*. (44), 123-164.
- Williams, C. A., 1973. A fossil triple junction in the NE Atlantic west of Vizcaya. *Nature*, (244), 86-88.