

## APLICACIÓN DE TÉCNICAS GEOQUÍMICAS, GEOFÍSICAS Y MINERALÓGICAS AL ESTUDIO DE LA CUENCA DE CAMEROS. IMPLICACIONES GEOMÉTRICAS Y EVOLUTIVAS

ANDRÉS GIL<sup>1</sup>, JUAN JOSÉ VILLALAIN<sup>2</sup>,  
LUIS BARBERO<sup>3</sup>, GUILLERMO GONZÁLEZ<sup>2</sup>,  
PILAR MATA<sup>3</sup>, ANTONIO M. CASAS<sup>1</sup>

### RESUMEN

El análisis de datos paleomagnéticos, inclusiones fluidas, perfiles de sismica de reflexión y huellas de fisión, unido a los datos geológicos de base existentes ha permitido interpretar la Cuenca de Cameros como una cuenca sinclinal con un nivel de despegue (situado en el Triásico superior en «facies Keuper») que la separa del zócalo Paleozoico, en el cual se sitúan las fallas normales responsables de la formación de la cuenca. Los resultados obtenidos permiten interpretar que el espesor acumulado de depósitos sin-rift está en torno a 8 km en el depocentro de la cuenca, disminuyendo rápidamente hacia el límite norte y de forma más suave hacia el sur. La historia de exhumación de la cuenca cretácica se completó a lo largo de 30 millones de años (Eoceno superior-Mioceno medio) como consecuencia de su inversión tectónica. El ascenso del bloque cabalgante de Cameros, y el depósito sincrónico de materiales detríticos en la cuenca del Ebro, se produjo de una forma escalonada en el tiempo en relación a la superación de sucesivas rampas del cabalgamiento.

Palabras clave: Cameros, cuenca, Mesozoico, Terciario, huellas de fisión, paleomagnetismo, modelo.

*The analysis of paleomagnetic data, fluid inclusions and fission tracks, together with geological data allows to interpret the Cameros Basin as a synclinal basin with detachment level (gypsiferous units of the Upper Triassic). This decollement separates*

---

1. Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. C/Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza. Telef. 976-762127. Fax. 976-761106. E-mail: agil@unizar.es

2. Departamento de Física, Universidad de Burgos, Escuela Politécnica Superior, Avda. Cantabria s/n, 09006 Burgos.

3. Dpto. Geología. Facultad de Ciencias del Mar. Universidad de Cádiz. Pol. Rio San Pedro. Pto. Real. 11510 Cádiz.

*the basin from the Palaeozoic basement, where the main normal faults accounting for its origin are located. The results obtained and presented here also allow interpreting that the basin formed with a cumulate thickness of about 8 km in the depocenter of the basin, decreasing in thickness gently toward the South and more abruptly towards the North. The exhumation history was completed in 30 Ma (Upper Eocene-Middle Miocene) as the result of the basin inversion. The uplift of the Cameros thrust sheet, and the correlative deposit of clastic materials within the Ebro basin, took place step by step in time during the ascent of successive ramps in the footwall.*

*Key words: Cameros, Basin, Mesozoic, Tertiary, fission tracks, paleomagnetism, model.*

## 0. INTRODUCCIÓN

El estudio de los mecanismos de formación y evolución de las cuencas sedimentarias pasa necesariamente por la aplicación de técnicas que permitan la cuantificación de las condiciones de presión y temperatura que han experimentado las rocas sedimentarias desde el inicio de la formación de las cuencas hasta su exhumación. En las últimas décadas se ha desarrollado un conjunto de técnicas que permiten hacer esta cuantificación, espoleadas fundamentalmente por su aplicación en la prospección de yacimientos de hidrocarburos y por la necesidad de establecer modelos evolutivos que permitan la reconstrucción de procesos post-sedimentarios (diagénesis, deformación, exhumación) en cuencas menos estudiadas o donde la obtención de datos es más difícil. Estas técnicas incluyen fundamentalmente el análisis de reflectividad de la vitrinita, cristalinidad de la illita, el estudio de inclusiones fluidas en cuarzo y calcita, el análisis de huellas de fisión en circón y apatito (ver, por ejemplo, Frey et al., 1980; Naeser et al., 1989; Allen y Allen, 1990; Merriman y Frey, 1999; Merriman y Peacor, 1999; Clauer y Chaudari, 1999). Estas técnicas, unidas a los métodos ya clásicos de prospección geofísica (fundamentalmente la sísmica de reflexión, y en muchos casos la gravimetría o la prospección magnética y electromagnética), la restitución de la geometría de las cuencas mediante los cortes compensados (*balanced cross-sections*), en extensión y en compresión, y los estudios basados en el paleomagnetismo (magnetoestratigrafía y magnetotectónica), contribuyen de forma determinante a la definición, en términos cuantitativos, de la evolución de las cuencas sedimentarias.

La Cuenca de Cameros es probablemente una de las zonas más interesantes para ensayar y comprobar la eficacia de las técnicas físico-químicas empleadas en análisis de cuencas y destinadas a la obtención de: (i) parámetros útiles en geología aplicada (maduración de la materia orgánica, etc...), y (ii) otros parámetros útiles para establecer la evolución térmica y cinemática de las mismas, aunque no directamente relacionados con la evolución de los hidrocarburos. La Cuenca de Cameros, situada en el interior de la placa ibérica, presenta condiciones de afloramiento excepcionales de las secuencias contemporáneas con el proceso de extensión. Además, la presencia de un espesor considerable de materiales en la cuenca permite determinar las variaciones de sus propiedades físico-químicas según su posición estratigráfica dentro de la serie. Finalmente, los datos procedentes de diversas fuentes (cartografía geológica, prospección por sísmica de reflexión, inclusiones fluidas, composición mineralógica de materiales arcillosos, composición

mineralógica y geoquímica de los distintos tramos, etc...) permiten comparar y contrastar la información obtenida mediante las distintas técnicas y la discusión, a partir de varias fuentes de datos, de los modelos geológicos para la evolución e inversión de esta cuenca sedimentaria.

En este trabajo presentamos resultados correspondientes a la línea de investigación desarrollada en los últimos años en la Cuenca de Cameros por grupos investigadores en Ciencias de la Tierra de las universidades de Burgos, Cádiz y Zaragoza. A partir de los datos obtenidos mediante las distintas técnicas se intenta establecer, o al menos proponer, un modelo evolutivo para la Cuenca de Cameros que encaje con los resultados obtenidos y que arroje luz sobre los procesos involucrados en la extensión e inversión de cuencas en el norte de la placa ibérica desde el Triásico hasta la actualidad.

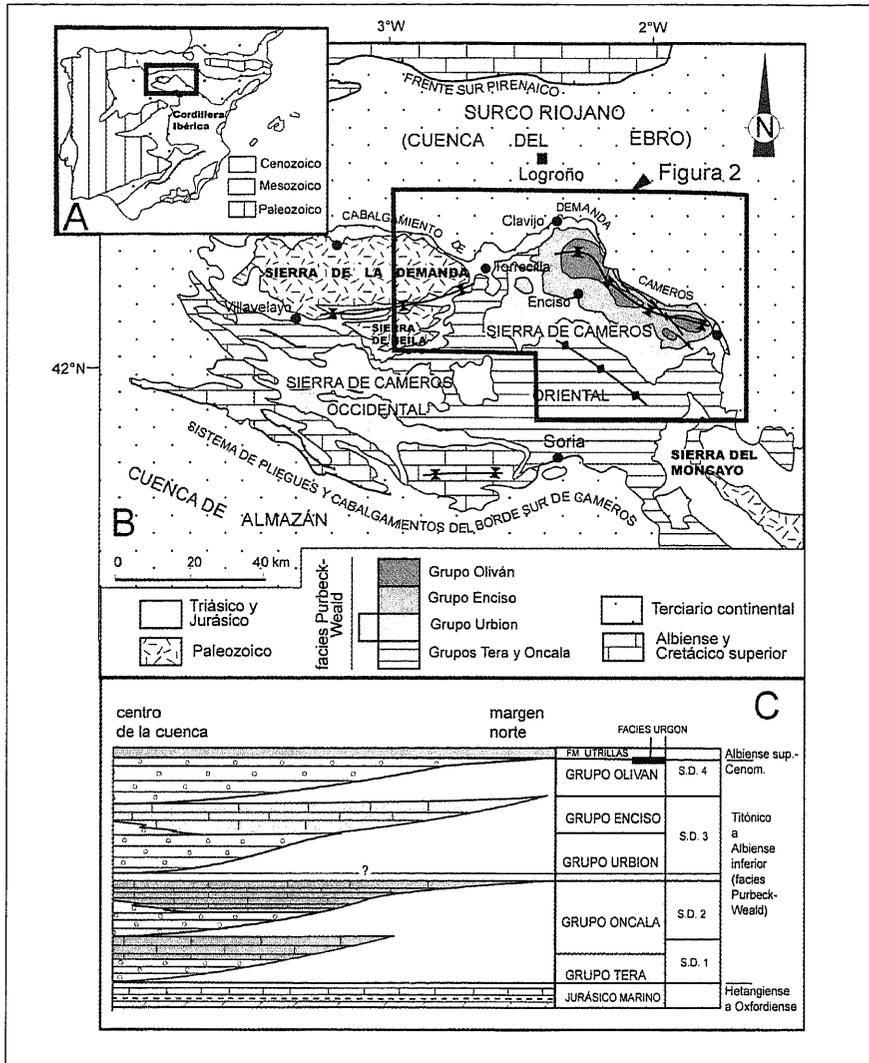
## 1. SITUACION GEOLOGICA

La Cuenca de Cameros, que constituye actualmente un relieve positivo debido a su inversión durante el Terciario, forma la extremidad noroccidental de la Cordillera Ibérica (Fig. 1). Tradicionalmente se ha dividido en dos sectores con características sedimentarias y tectónicas diferentes: el sector occidental (en las provincias de Soria y Burgos), en el que las series sedimentarias *sin-rift* (Jurásico-Cretácico) son menos potentes, no existe metamorfismo de bajo grado y además aparecen numerosos pliegues y cabalgamientos, en general de vergencia sur (Guimerà et al., 1995); y el sector oriental, localizado fundamentalmente entre los ríos Leza y Alhama, (pero que quizás podría extenderse hasta el macizo paleozoico del Moncayo) donde el espesor de la serie sedimentaria *sin-rift* mesozoica cuadruplica a los del sector occidental, y además existen pocas estructuras, prácticamente concentradas en las proximidades del borde norte de la cuenca y los cabalgamientos presentan además vergencia norte (Casas-Sainz, 1993). Actualmente la cuenca mesozoica de Cameros limita al norte con los depósitos terciarios del Surco Riojano, que constituye el extremo occidental de la Cuenca del Ebro (ver, por ejemplo, Muñoz-Jiménez y Casas-Sainz, 1998 y referencias incluidas en ese artículo), y al sur con la Cuenca de Almazán, también rellena por depósitos terciarios (ver, por ejemplo, Casas et al., 2000 y referencias incluidas en ese artículo).

La Cuenca de Cameros está flanqueada a oeste y este por dos elevaciones del zócalo paleozoico. El contacto de los materiales mesozoicos sobre el Paleozoico es en general una discordancia, aunque la elevación de las rocas paleozoicas se ha producido a favor de sendos cabalgamientos de rocas paleozoicas sobre rocas terciarias de la Cuenca del Ebro, que representan la continuación lateral del cabalgamiento de Cameros (Casas-Sainz, 1993; Guimerà et al., 1995). Estos dos macizos paleozoicos son la Sierra de la Demanda y la Sierra del Moncayo, al oeste y al este respectivamente, del macizo de Cameros. En ambas zonas el espesor de la cobertura mesozoica que recubre el zócalo es de menor espesor que la que se depositó en la Cuenca de Cameros, por lo que probablemente respondan a zonas de umbral sedimentario, aunque no necesariamente emergidas, durante la sedimentación mesozoica. Lo mismo ocurre sobre los zócalos paleozoicos de las cuencas del Ebro y Almazán, donde a partir de sondeos mecánicos y perfiles sísmicos se ha podido

determinar un menor espesor de materiales mesozoicos, encontrándose en algunos casos los sedimentos calcáreos transgresivos del Cretácico superior directamente sobre el zócalo paleozoico (Lanaja, 1987; Guimerà et al., 1995; Casas et al., 2000).

La historia sedimentaria registrada en los materiales del macizo de Cameros comienza en el Triásico, con la sedimentación de los depósitos en facies



**Figura 1.** Situación y estratigrafía de la *Cuenca de Cameros*. A. Situación de la *Cuenca de Cameros* en la Península Ibérica. B. Mapa geológico general de las sierras de Cameros y Demanda, mostrando las distintas zonas en que se divide desde el punto de vista geológico (ver explicación en el texto). C. Esquema estratigráfico general del sector oriental de la *Cuenca de Cameros*.

Buntsandstein y Muschelkalk, actualmente aflorantes en el sector del sinclinal de Villavelayo, al sur de la Sierra de la Demanda, y en el entorno de la Sierra del Moncayo (Fig. 2). Durante esta etapa la sedimentación en la zona es similar al resto de la Cordillera Ibérica, aunque con facies más proximales y edades probablemente más tardías para las mismas facies. Las facies Keuper varían fuertemente de espesor entre unas zonas y otras, y en cualquier caso, cuando han servido como nivel de despegue regional para el sistema de cabalgamientos terciario su cálculo es difícil. Entre el Triásico superior y el Jurásico superior la sedimentación marina también es similar al del conjunto de la Cordillera Ibérica (pueden reconocerse prácticamente las mismas unidades litoestratigráficas), con espesores cercanos a los 800 m. A partir del Calloviense se producen cambios de potencia muy bruscos de las series sedimentarias. El Jurásico marino culmina con los niveles arrecifales de la Fm. de *Torreçilla*, por encima de la cual aparecen ya los primeros sedimentos continentales, todavía de edad Jurásica, de la Cuenca de Cameros. El conjunto de materiales, de edad triásica y jurásica, anteriormente descritos, constituye la denominada secuencia *pre-rift* de la Cuenca de Cameros. La sedimentación continental, que constituye la secuencia *sin-rift*, se extiende pues desde el Jurásico superior (secuencia del Tithónico-Berrianiense) hasta el Albiense-Cenomaniense (Mas et al., 1994; Muñoz et al., 1997), con potencias acumuladas de sedimentos que se sitúan en torno a los 8000 metros en los cortes de los ríos Alhama-Mayor, Cidacos y Jubera. Esta sedimentación continental se divide clásicamente en cinco grupos litoestratigráficos (Tischer, 1965): Tera, Oncala, Urbión, Enciso y Oliván. La litología de estos cuerpos sedimentarios es muy homogénea, con secuencias monótonas de areniscas y lutitas para las unidades de origen fluvial (Tera, parte de Oncala, Urbión y Oliván), y de limolitas y calizas para las unidades en que predomina la sedimentación lacustre (la mayor parte de Oncala y Enciso). Por encima del grupo Oliván aparecen sedimentos calcáreos comparables con las facies Urgon del resto de la Cordillera Ibérica (Muñoz et al., 1998), las arenas de la formación de Utrillas, también con espesor y facies homogéneas y similares a las del resto de la cordillera y la sedimentación carbonatada del Cretácico superior, de la cual no existe registro aflorante en el sector oriental de la Sierra de Cameros, aunque se encuentra bien representada en términos de superficie de afloramiento en el sector occidental. Estas tres últimas unidades formarían la secuencia *post-rift* del relleno de la Cuenca de Cameros.

Los cinco grupos continentales del Cretácico inferior han sido divididos también en varias secuencias deposicionales en función de sus facies (Mas et al., 1993) y de la disposición geométrica de los cuerpos sedimentarios determinada a partir de los perfiles de sismica de reflexión (Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1997). Existen interpretaciones distintas sobre las relaciones geométricas entre los cuerpos sedimentarios. Para algunos autores (Mas et al., 1993; Guimerà et al., 1995), existe un «onlap» basal generalizado de las secuencias deposicionales sobre la secuencia *pre-rift* hacia el norte. Para otros autores (Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1998; Mata et al., 2001a) hay relaciones de «onlap» de las secuencias superiores sobre las secuencias inferiores, lo cual explicaría, por ejemplo, que los sedimentos correspondientes al Grupo Urbión no aparezcan en el borde norte de la Cuenca de Cameros, como lo demuestra la interpretación de los perfiles de sismica de reflexión realizados en la zona (Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1998).

Algunos autores (Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1998) reconocen una etapa de acortamiento previa a la inversión tectónica. Esta etapa de acortamiento está relacionada

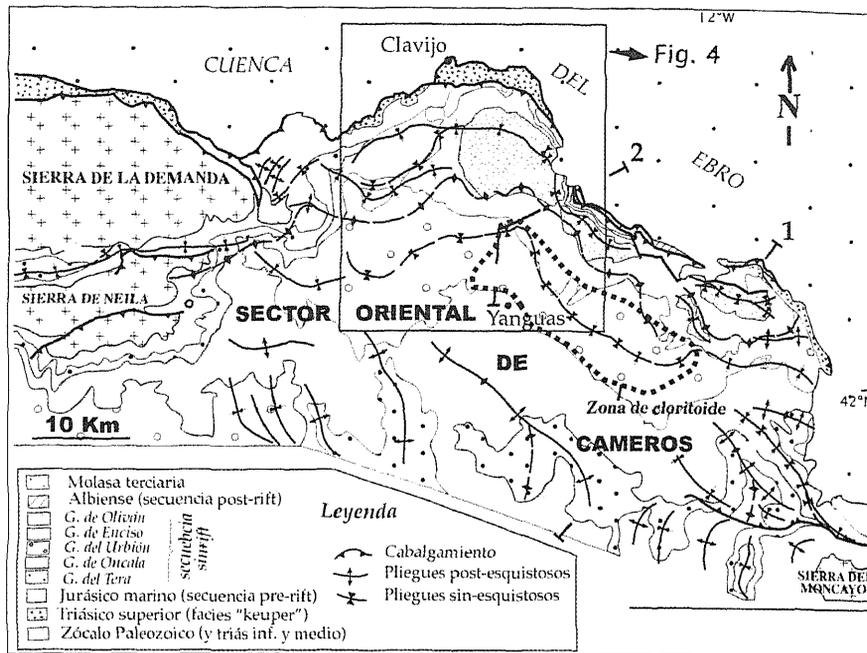


Figura 2. Mapa geológico de la Sierra de Cameros.

con la generación de pliegues asociados a una esquistosidad de plano axial, en general con geometría de abanico inverso (Fig. 3). Esta esquistosidad se reconoce mejor en los niveles más antiguos aflorantes en el sector centro-oriental de la cuenca, y puede caracterizarse como esquistosidad de disolución en las calizas y de flujo en los niveles lutíticos (Gil et al., 1994, Gil, 2001). La relación geométrica de la esquistosidad con la estratificación ha permitido precisamente la determinación de la geometría de los pliegues contemporáneos con la esquistosidad, en su mayor parte modificados durante la etapa de inversión tectónica (Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1998). A partir de observaciones en lámina delgada se ha podido determinar que la esquistosidad es anterior a la formación de cristales de cloritoide en el sector central de la cuenca (Grupo Urbión, en la zona próxima a Munilla). La formación de cloritoide está relacionada con un episodio de calentamiento asociado a metamorfismo de bajo grado en el sector central de la cuenca, datado mediante los métodos de K-Ar y Ar-Ar en illitas en 100 m.a. (Goldberg et al., 1988; Casquet et al., 1992).

La inversión generalizada de la cuenca mesozoica tuvo lugar durante el periodo de compresión terciaria (Eoceno superior-Mioceno), a la que estuvo sometida la placa Ibérica, primero por acercamiento con la placa europea en su borde norte, y posteriormente por la convergencia con la placa africana en el borde sur (ver, por ejemplo, Casas y Faccenna, 2002 y referencias citadas en ese artículo). La Cuenca de Cameros sufrió un proceso de inversión completa, con los valores de acortamiento horizontal en torno a un máximo de 30 km en la parte central, Guimerà et al., 1995; Muñoz-Jiménez et al., 1998) superando con creces los valores de la exten-

sión mesozoica (estimada en torno a los 10 km, según Casas-Sainz et al., 1998, valor similar al obtenido por Guiraud et al., 1983, y considerablemente menor que el estimado por Guimerà et al., 1995, que dan valores en torno a los 30 km). La estructura más importante formada en la etapa compresiva terciaria es el cabalgamiento de Cameros, que se continúa hacia el oeste en el cabalgamiento de la Sierra de la Demanda, y al este en el del Moncayo (Gil, 2001). El cabalgamiento de Cameros presenta un nivel de despegue generalizado en las «facies Keuper» del Triásico superior, que da lugar a una disposición geométrica general de rellano de bloque superior (Casas Sainz, 1993). En las proximidades del borde norte, donde el espesor de la cobertera del bloque superior es más pequeño, y además aparecen sedimentos sintectónicos, la estructura es más complicada y se observan secuencias de cabalgamiento de bloque superior, que limitan escamas de dimensiones menores (Casas Sainz, 1992). La geometría del bloque inferior es de rampa de bajo ángulo, aunque aparecen también rellanos de cierta consideración, especialmente en el sector central del mismo (meridiano de Logroño, Casas Sainz, 1992; Casas-Sainz y Muñoz-Jiménez, 1998). El desplazamiento vertical máximo del cabalgamiento de Cameros está en torno a los 5 km, magnitud que se corresponde con el espesor de sedimentos terciarios, contemporáneos con la compresión, en el borde sur del Surco Riojano.

En el sector oriental de la Cuenca de Cameros las estructuras tectónicas de origen compresivo son más escasas, debido probablemente a la gran potencia de la serie sedimentaria (Figuras 1 y 2). Las estructuras más importantes son (1) el sinclinal septentrional de Cameros, que discurre paralelo a la traza del cabalgamiento principal, y que presenta como característica geométrica más relevante es la nota-

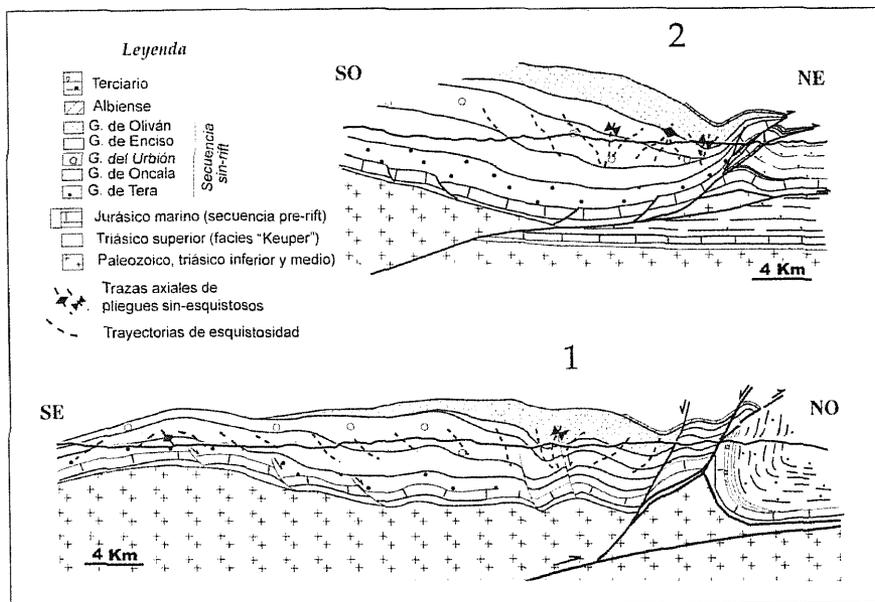


Figura 3. Cortes geológicos generales de la Sierra de Cameros.

ble diferencia de espesor de la serie en sus dos flancos, con una relación de espesores flanco sur:flanco norte de 4:1; y (2) el anticlinal de Oncala, situado al sur del anterior, notablemente más laxo (buzamientos en los flancos en torno a 15°). Otra estructura destacable es el sinclinal de Villavelayo, que separa los macizos paleozoicos de la Demanda y Neila. En el borde sur de la cuenca y en el sector occidental de Cameros (Figura 1) las estructuras son más abundantes y más apretadas debido, en buena medida, al menor espesor de la secuencia sedimentaria. Las estructuras más características son las que sirven de límite entre los depósitos mesozoicos de la Cuenca de Cameros y los terciarios de la cuenca de Almazán (Guimerà et al., 1995).

En la Sierra de la Demanda (Figura 1) el conjunto del zócalo paleozoico aparece en el bloque superior del cabalgamiento, con una cobertera mesozoica de menor espesor que la correspondiente a la Cuenca de Cameros. En este sector el cabalgamiento del zócalo paleozoico está probablemente favorecido por la existencia de un nivel de menor competencia (Pizarras de Anguiano, de edad precámbrica) en la base de la serie (Casas et al., 1995). Hacia el este el cabalgamiento de Cameros involucra también al zócalo paleozoico dando lugar a una estructura de atajo (*shortcut*) debido al fuerte contraste de espesor entre la cuenca mesozoica y las áreas situadas al norte. Esta estructura es la responsable de la formación del anticlinal de Arnedo, asociado a un cabalgamiento infrayacente de disposición horizontal. En la Sierra del Moncayo, que limita por el este la Cuenca de Cameros el zócalo paleozoico vuelve a aflorar en el bloque superior del cabalgamiento principal (Gil Imaz, 2001).

## 2. ESTUDIO PALEOMAGNÉTICO

### 2.1. INTRODUCCIÓN

Los estudios paleomagnéticos se fundamentan en que las rocas de la corteza registran la dirección del campo magnético terrestre en la época de su formación debido a distintos mecanismos de adquisición de dicha magnetización en función del tipo de roca. Sin embargo, las rocas pueden sufrir procesos de imanación posteriores a su formación: a estos nuevos componentes magnéticos se les denomina magnetizaciones secundarias o remagnetizaciones. Para la interpretación estructural de las componentes paleomagnéticas observadas en las rocas es imprescindible la determinación del carácter primario o secundario de las mismas y su edad. Los llamados «tests» de campo de estabilidad paleomagnética (fundamentalmente, «test» del pliegue y «test» del conglomerado) permiten en muchos casos resolver este problema e interpretar la dirección de las remagnetizaciones. En concreto, el «test» del pliegue consiste en el estudio de la dispersión de las direcciones en ambos flancos de un pliegue antes y después de la restitución de las capas a la posición paleohorizontal (normalmente mediante rotación en torno a los ejes de plegamiento). Si las direcciones convergen en la disposición in-situ (actual) de las capas, puede afirmarse que la remanencia es una remagnetización adquirida después de la formación del pliegue («test» *negativo*), mientras que si lo hacen después de la corrección por basculamiento (restitución a la paleohorizontal) puede deducirse la magnetización se adquirió antes del plegamiento («test» *positivo*). Éste es el planteamiento básico de esta prueba, aunque, por su puesto, es necesario establecer un criterio estadístico para la convergencia de las direcciones (véase por ejemplo McFadden y

Jones, 1981). Por otra parte, también pueden darse situaciones intermedias al «test» del pliegue que impliquen una adquisición sintectónica (Villalaín et al., 1994).

Las aportaciones del paleomagnetismo a la tectónica han sido, desde los orígenes de esta técnica, su principal aplicación. Inicialmente se centraron en la resolución de problemas de geodinámica global y paleogeografía, permitiendo cuantificar los movimientos relativos de las placas litosféricas. Sin embargo en las últimas dos décadas se ha aplicado especialmente a la tectónica regional (McClelland et al, 1986). Su utilización en este ámbito se basa en el hecho de que las declinaciones paleomagnéticas registradas en las rocas son sensibles a las rotaciones de eje vertical. Esto permite determinar las rotaciones in situ sufridas por bloques de corteza, láminas cabalgantes, etc.

Sin embargo el paleomagnetismo puede también ser una herramienta fundamental para la determinación de movimientos alrededor de ejes horizontales (producidas por plegamiento por ejemplo) si estos son registrados por remagnetizaciones adquiridas en un estado intermedio de la deformación. En la Cuenca de Cameros se ha desarrollado una nueva propuesta metodológica para determinar la estructura pre-inversión de la cuenca mediante el estudio de las direcciones de una remagnetización generalizada (Villalaín et al., 2003).

## 2.2. MÉTODO

Se han muestreado un total de 23 sitios (alrededor de 200 muestras) en areniscas y lutitas rojas de los grupos litoestratigráficos Oncala, Enciso y Oliván. Los afloramientos se distribuyen a lo largo de tres perfiles perpendiculares al actual borde norte del Macizo de Cameros tal como se indica en la figura 4. Como estaciones de control se muestrearon dos sitios más fuera de estos perfiles (A001 y A002), en estratos horizontales del grupo Oncala, más cerca del margen sur de la Cuenca de Cameros. Otros dos sitios (OLE1 y OLE6) se muestrearon en los cantos y matriz de conglomerados del grupo Oncala para realizar sendas pruebas del conglomerado.

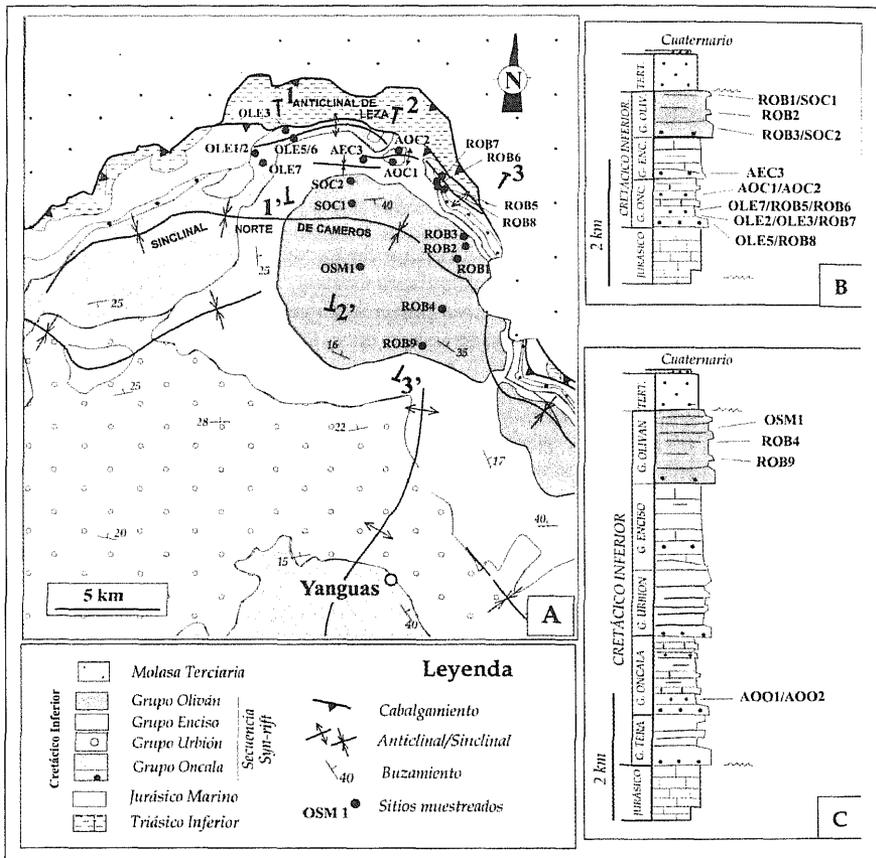
Los perfiles mencionados cortan varios pliegues de dirección entre E-O y ONO-ESE con el fin de realizar varios «tests» de pliegue en estas estructuras. En concreto estas pruebas se han realizado para los tres perfiles en pliegues de escala kilométrica como son el Anticlinal de Leza y el sinclinal del Norte de Cameros (Fig 4). Asimismo, ha sido muestreado un pliegue de escala hectométrica (sitios AOC1 y AOC2) en las proximidades de la localidad de Santa Cecilia.

El tratamiento de las muestras se ha realizado en su mayor parte en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos. Inicialmente se realizó un análisis paleomagnético previo de muestras representativas de cada uno de los afloramientos objeto de estudio. Para ello se ha sometido a estas muestras a desimanación progresiva de la magnetización remanente natural (NRM), térmica y por campos alternos de forma completa y detallada. Teniendo en cuenta los resultados obtenidos en el estudio piloto, se ha determinado la estructura de la NRM de las muestras restantes, eligiendo el método más apropiado, que en todos los casos fue el lavado térmico, así como los pasos de desimanación más idóneos.

Se ha realizado además una serie de experimentos en el ámbito del magnetismo de las rocas con el fin de caracterizar los minerales portadores de la remanen-

cia. En concreto se efectuó en muestras representativas la adquisición progresiva de imanación remanente isoterma (IRM) hasta 2 T y la desimanación térmica de dos componentes isotermas ortogonales (2T y 0,12T respectivamente). Este último experimento permite asociar temperaturas de bloqueo y espectro de coercitividad de los minerales ferromagnéticos (Lowrie, 1990).

Una vez determinados los vectores imanación en todos los pasos de desimanación se representó el diagrama de Zijdeveld para cada muestra (Zijdeveld, 1967). Su interpretación permitió determinar la componentes característica, así como su dirección. La determinación de direcciones medias y nivel de incertidumbre de las direcciones paleomagnéticas se realizó mediante la estadística de Fisher. La confianza estadística de los test del pliegue realizados ha sido determinada utilizando el método de McFadden et al. (1981).



**Figura 4.** A) Mapa geológico del borde norte del Macizo de Cameros con la situación de las estaciones paleomagnéticas y los tres perfiles estudiados. B) y C) Columnas estratigráficas de la Cuenca de Cameros correspondientes al borde norte y zona central respectivamente, con la ubicación de los sitios muestreados. (Modificado de Villalaín et al., 2003).

### 2.3. PROPIEDADES MAGNÉTICAS

La imanación remanente natural (NRM) de las rocas investigadas oscila entre 5 y 50 mA/m y su susceptibilidad magnética entre  $10 \times 10^{-6}$  y  $300 \times 10^{-6}$  u.S.I. En la figura 5 se representan ejemplos representativos de las proyecciones ortogonales de los vectores magnetización durante la desimanación térmica progresiva de la NRM (*Diagramas de Zijderveld*).

Todos los puntos de muestreo han mostrado propiedades magnéticas semejantes a pesar de pertenecer a tres unidades litoestratigráficas diferentes (Grupos de Oncala, Enciso y Oliván). La NRM se compone en todas ellas de una única componente direccional, muy bien definida y siempre con polaridad normal. En una gran parte de los casos esta componente posee un espectro de temperaturas de desbloqueo comprendido en su mayor parte entre 600°C y 670°C (fig. 5a y 5b). Sin embargo pueden observarse ejemplos en los que la desmagnetización es gradual desde calentamientos a bajas temperaturas (350°C-400°C) (fig. 5c) o bien muestran varias caídas bruscas en la intensidad (fig. 5d). Sin embargo también en estos casos sólo se aprecia una componente direccional. Hemos considerado esta componente como la componente característica (ChRM).

El mineral responsable de la ChRM es el hematites, como se deriva de los espectros de temperaturas y coercitividades observados (fig. 5d). Por otra parte, los resultados de los experimentos de magnetismo de rocas confirman esta observación. La adquisición progresiva de imanación remanente isoterma (IRM) muestra que la saturación no se alcanza por debajo de 2 Tesla, lo que demuestra el predominio de minerales de alta coercitividad. La desimanación térmica de tres componentes de IRM ha confirmado también que el mineral ferromagnético dominante es hematites, pues la fase de alta coercitividad se desimana a temperaturas del orden de 680°C (Villalaín et al., 2003).

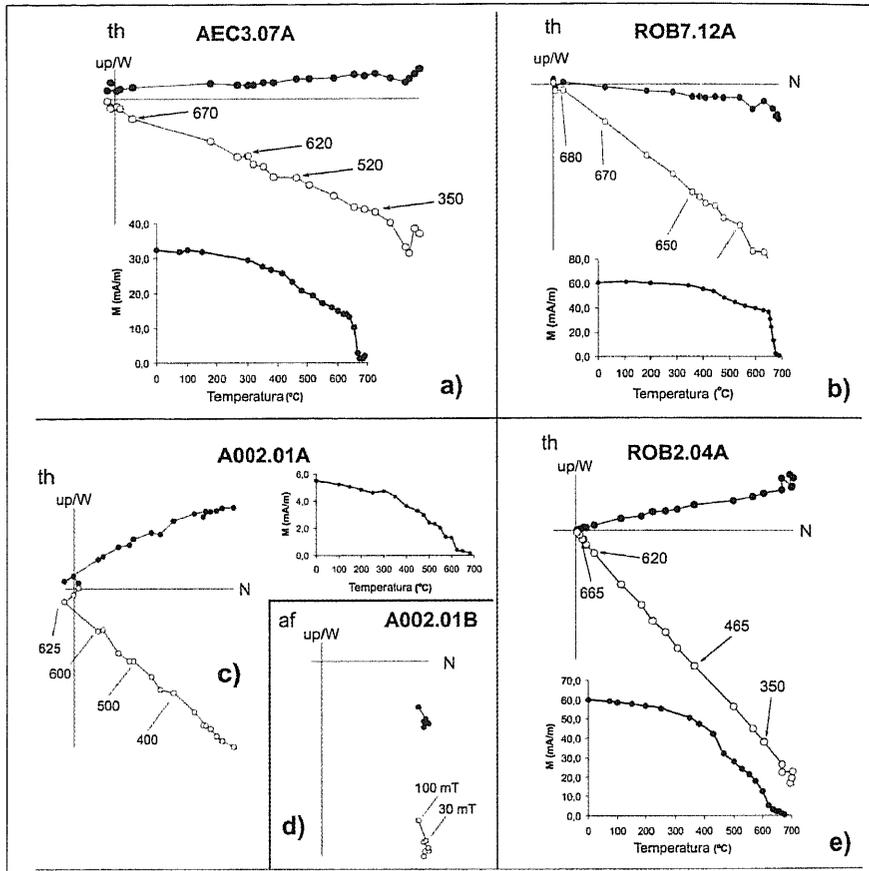
### 2.4. EDAD DE LA COMPONENTE CARACTERÍSTICA

La observación del conjunto de las direcciones obtenidas para la ChRM indica que la componente característica no es una magnetización primaria sin-sedimentaria, ya que presenta direcciones dispersas tanto antes como después de la corrección por basculamiento. Con el fin de obtener información sobre la estabilidad de esta componente se han realizado los «tests» del conglomerado que confirmaron que se trata de una componente secundaria (Villalaín et al., 2003).

Los resultados de los «test» de pliegue realizados sistemáticamente presentan diferentes resultados en las distintas localidades investigadas. La componente característica pasa el «test» del pliegue con un nivel de confianza del 95% en el pliegue hectométrico de Santa Cecilia, claramente relacionado con la tectónica compresiva (Villalaín et al., 2003). Sin embargo presenta una solución ni positiva ni negativa en el resto de los pliegues kilométricos muestreados (por ejemplo fig 5 a y b). Este resultado puede explicarse considerando una adquisición sintectónica para la imanación característica.

Estos resultados nos permiten concluir que la imanación característica es una remagnetización sintectónica adquirida entre el Albiense y el Santoniense, más probablemente durante el Albiense. Esta datación se apoya en diversos argumentos: 1)

La rocas más jóvenes investigadas son de edad Albiense y están reimanadas. 2) La adquisición de la remanencia es sintectónica, pero anterior a los pliegues relacionados con la inversión de la cuenca (evento compresivo Oligoceno). 3) La ChRM presenta sólo polaridad normal, por lo que probablemente ha sido adquirida durante el Superchron de polaridad normal del Cretácico (Grandstein et al., 1994), lo que sugiere una adquisición pre-Campaniense. 4) Finalmente el proceso de adquisición puede asociarse al evento térmico responsable del metamorfismo de bajo grado



**Figura 5.** Proyecciones ortogonales (Diagramas de Zijderveld) de la desmagnetización térmica (señalados con th) de cuatro muestras representativas pertenecientes a los grupos Oncala (b y c), Enciso (a) y Oliván (e) y desmagnetización por campos alternos (señalado con af) (d). Las direcciones se muestran en coordenadas geográficas. Los círculos blancos son proyecciones del vector magnetización en el plano vertical norte-sur y los círculos negros en el plano horizontal. Los números en las curvas están dados en °C. Se muestran también los diagramas de caída de la intensidad de la magnetización durante el calentamiento.

que sufrió el interior de la Cuenca de Cameros (Mata, 1997; Mata et al., 2001a) y que ha podido ser datado entre 95 y 100 millones de años (Goldberg et al., 1997).

Concluimos por tanto que la imanación característica es una remagnetización regional de edad comprendida entre el Albiense y el Santoniense, más probablemente Albiense. Se produjo por tanto después de la extensión y antes de los eventos compresivos principales relacionados con la inversión de la cuenca.

## 2.5. IMPLICACIONES EN RELACIÓN CON LA ESTRUCTURA PREVIA A LA INVERSIÓN DE LA CUENCA

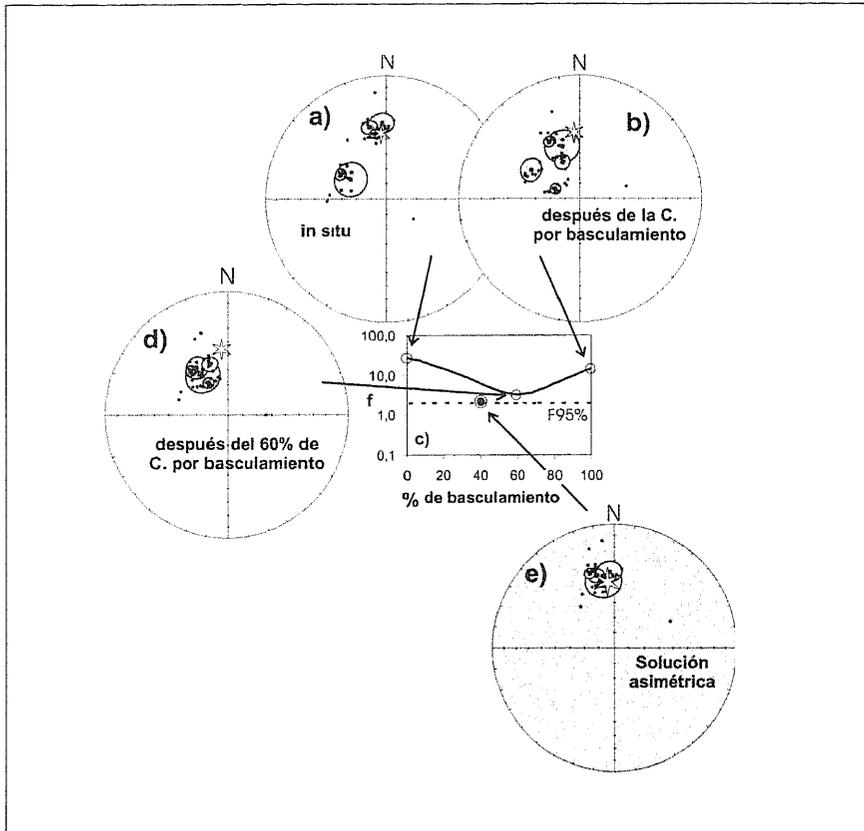
Puesto que en los pliegues de mayor longitud de onda el «test» del pliegue no proporciona una solución aceptable ni antes ni después de la restitución de las capas a la horizontal, se ha realizado un «test» de pliegue incremental en cada estructura. Esta prueba se plantea para buscar una solución sin-tectónica y consiste en la representación de un parámetro estadístico de la dispersión en etapas sucesivas de la corrección por basculamiento, es decir, durante pasos de una rotación de las direcciones paleomagnéticas alrededor de la dirección de basculamiento hasta que las capas son restituidas totalmente a la horizontal. En la figura 6c y 6d se muestra un ejemplo realizado para el sinclinal del Norte de la Cuenca de Cameros en el perfil 3.

Los «tests» de pliegue incrementales realizados presentan soluciones agrupadas pero dispersas entre sí y alejadas de la dirección esperada para el Cretácico Inferior. Según Villalaín et al. (2003) este resultado se debe a que la remagnetización fue adquirida por rocas previamente basculadas por la deformación extensional; esta circunstancia impide que se cumplan las hipótesis del «test» del pliegue incremental (rotación simultánea de ambos flancos del pliegue). Estos autores han propuesto un procedimiento alternativo para obtener una solución a los «test» del pliegue en estructuras con una historia deformacional no simétrica (*solución asimétrica*). La técnica consiste en la rotación de los vectores paleomagnéticos en cada punto de muestreo alrededor de la dirección de las capas hasta que la dirección media alcanza la dirección esperada. La figura 6d muestra un ejemplo de la solución obtenida de este modo.

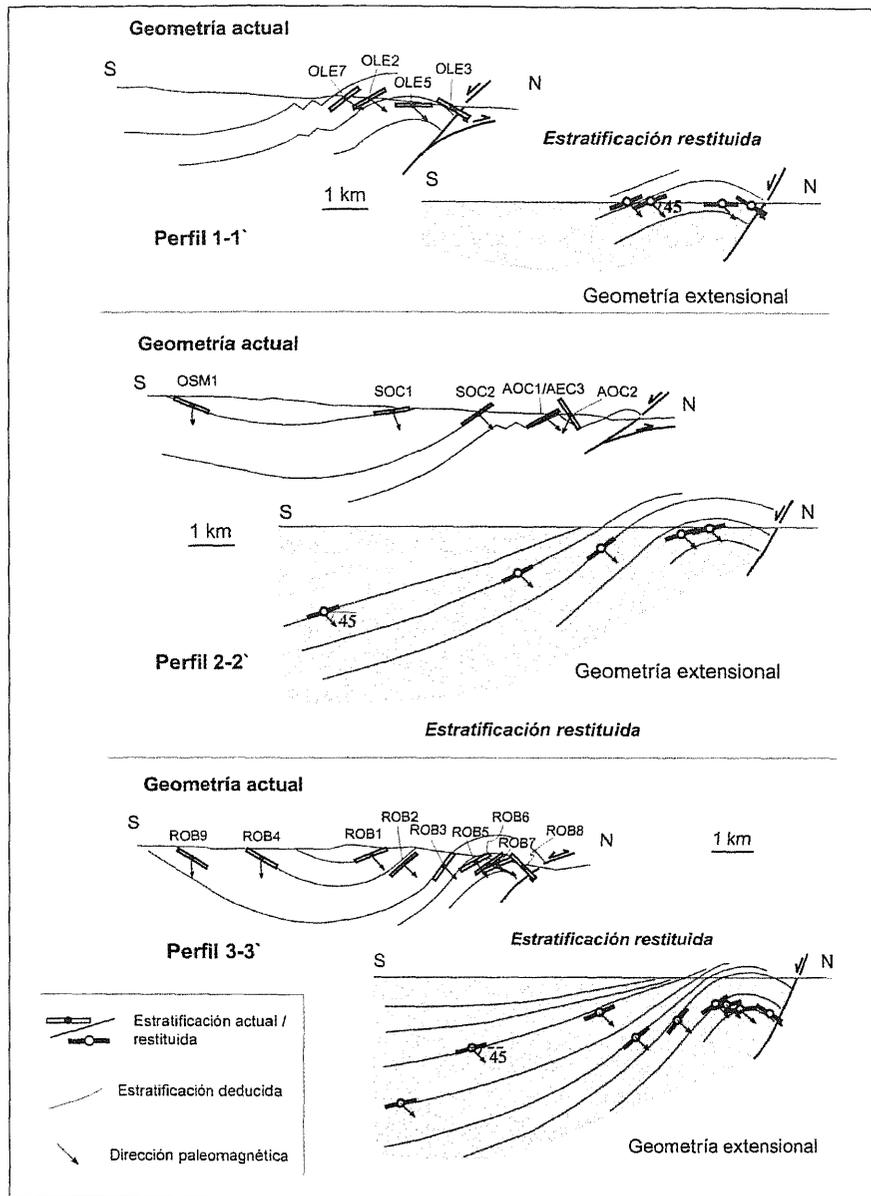
Las direcciones medias observadas a partir de estas *soluciones asimétricas* presentan un valor del parámetro estadístico  $f$  que supone un agrupamiento con un nivel de confianza superior al 95% en todos los test del pliegue realizados y direcciones medias consistentes entre los diferentes perfiles. La reconstrucción asimétrica propuesta da como resultado el valor de los basculamientos de las capas en el momento de la adquisición de la magnetización. Puesto que ésta se adquirió entre las etapas extensional y de inversión de la Cuenca de Cameros, estos datos nos proporcionan la estructura original del borde norte de la cuenca antes de la inversión terciaria de la misma.

La figura 7 muestra el esquema de la reconstrucción de la Cuenca de Cameros en el momento de la adquisición de la remagnetización. Los paleobasculamientos obtenidos en los tres perfiles son consistentes entre sí y definen una estructura extensional basada en un arrastre normal (*normal drag*) de unidades sin-extensionales, gradualmente engrosadas hacia el sur. Este arrastre normal está ligado pro-

bablemente al movimiento de la falla normal principal situada en el borde norte de la Cuenca de Cameros. Este esquema geométrico se completa con un anticlinal (anticlinal de Leza) situado en el borde norte que, considerando los test del pliegue realizados, se puede interpretar como un *roll-over* reapretado durante la compresión terciaria. Finalmente, el sinclinal del norte de Cameros resulta ser según estos resultados un pliegue sin-compresional formado posteriormente a la adquisición de la remagnetización.



**Figura 6.** Un ejemplo de test del pliegue en el sinclinal del norte de Cameros (sitios ROB1, ROB2, ROB3, ROB4, ROB9). a) y b) Proyecciones estereográficas con las direcciones de las muestras, dirección media y círculo de confianza 95% para cada sitio, antes y después de la corrección por basculamiento. c) Test del pliegue incremental. El parámetro  $f$  de McFadden and Jones (1981) se representa en función del porcentaje de despliegue de las capas. La línea horizontal representa el valor crítico de  $f$  con un nivel de confianza del 95%. d) Proyección de igual área con el máximo agrupamiento en el test del pliegue incremental (mínimo de  $f$ ). e) Solución asimétrica obtenida rotando los vectores paleomagnéticos al rededor de la dirección de las capas de cada flanco hasta que la dirección media alcanza la dirección esperada señalada con una estrella. El valor de  $f$  para esta solución se indica con un círculo negro sobre el test del pliegue incremental.



**Figura 7.** A la izquierda, esquema geológico de los tres perfiles indicados en la figura 4 con los buzamientos de los sitios muestreados y las direcciones paleomagnéticas. A la derecha, reconstrucción de la geometría del bode de la Cuenca Mesozoica de Cameros en el momento de la adquisición de la remagnetización. Se incluyen también la dirección de la magnetización y los buzamientos deducidos de la solución asimétrica del test del pliegue. La dirección de los perfiles es más o menos perpendicular a la dirección de las capas. Los vectores paleomagnéticos se han proyectado en el plano vertical de los cortes y por tanto las inclinaciones mostradas son aparentes. (Modificado de Villalaín et al., 2003).

### 3. INCLUSIONES FLUIDAS

Para calcular las condiciones y rangos de presión y temperatura que han alcanzado las rocas en ambientes de metamorfismo de grado muy bajo, es necesario utilizar varios tipos de indicadores, como: el índice de cristalinidad de la illita; el estudio de las asociaciones de minerales neoformados; o el cálculo de temperaturas con inclusiones fluidas. Las dificultades en el cálculo de las condiciones de presión y temperatura son varias. Para el caso de las asociaciones minerales, en que el equilibrio químico no siempre se alcanza, es difícil la aplicación de geotermómetros y geobarómetros. En cuanto al análisis de difracción de rayos X, esta debe ir acompañada de un estudio textural que demuestre que fases están en equilibrio (Essene et al., 1995, 1997). El cálculo del índice de cristalinidad de la illita por difracción de rayos X, acompañado de la determinación del espesor de los cristales de la misma por microscopía electrónica de transmisión (TEM), es muy útil para determinar el rango de condiciones de presión y temperatura que han alcanzado las rocas, pero nunca da temperatura y presión concretas, sino tendencias y rangos (Merriman et al., 1999).

El cálculo de temperaturas a partir del análisis de inclusiones fluidas presentes en venas neoformadas relacionadas con la circulación de fluidos es otro método de estimación de paleotemperaturas. La importancia de los fluidos en ambientes de bajo grado en cuencas sedimentarias como la estudiada, es un tema en actual debate. Algunos trabajos sugieren que tienen gran influencia a escala de cuenca, mientras que otros sugieren que su influencia es local, lo que queda reflejado en la formación de venas y relleno de grietas. Por último, la datación absoluta del evento térmico es muy importante a la hora de la reconstrucción de la historia evolutiva de la cuenca pero conlleva problemas similares a los del cálculo de temperaturas en este tipo de rocas, debido principalmente al tipo de minerales donde se debe realizar la medida y a su tamaño de grano. Por lo tanto, solo con el estudio combinado de varias técnicas, se pueden resolver las principales incógnitas de la evolución tectonotermal de una cuenca sedimentaria.

#### 3.1. CÁLCULO DE TEMPERATURAS Y PRESIONES A PARTIR DE LAS ASOCIACIONES MINERALES EN LA CUENCA DE CAMEROS

En la Cuenca de Cameros se han definido asociaciones de minerales neoformados en las mismas condiciones, de mayor a menor temperatura, desde las partes correspondientes a las zonas más profundas de la Cuenca en el Cretácico inferior, hasta el techo (zonas más someras) de la secuencia, es decir una secuencia con condiciones de presión y temperatura progresivamente decrecientes. Esta evolución mineralógica ha sido definida en función de las asociaciones de minerales neoformados mediante su estudio por difracción de rayos X, microscopía óptica y electrónica (Mata et al., 2001b; Mata 1997) y en función del índice de cristalinidad de la illita por difracción de rayos X (Barrenechea et al., 1995 y Alonso-Azcárate et al., 1995). Las paragénesis metamórficas de mayor grado a menor grado encontrada en esta cuenca corresponden a:

- D) - cuarzo+clorita+paragonita+ illita +cloritoide

II) - cuarzo + clorita + illita + pirofilita

III) - cuarzo + clorita + illita

La paragonita y el cloritoide desaparecen hacia el techo del Grupo Urbión dando lugar a una asociación típica de la anquizona (II). En el resto de los puntos se han encontrado asociaciones típicas de la diagénesis profunda (III). En algunos puntos de la cuenca se han descrito importantes mineralizaciones de pirita, cuyo origen se debe a la circulación de fluidos hidrotermales, que además de la pirita, dan lugar al desarrollo de otros minerales como cookeita, rectorita, etc (Alonso et al., 1999; Mata et al., 2001b, 2004).

Las condiciones de presión y temperatura están basadas en el estudio y cálculo en base a la composición química puntual de los minerales presentes, una vez llevado a cabo su estudio textural. Con las asociaciones minerales encontradas, se puede proponer la reacción: 2 pirofilita + amesita = 4 cloritoide + 6 cuarzo + 2 H<sub>2</sub>O, deducida de las fases coexistentes mencionadas en las asociaciones minerales anteriormente expuestas. Por lo tanto, basándose en esta reacción y en la composición química de cada una de ellas determinada por microsonda electrónica, Mata et al., (2001b) determinaron que las condiciones de presión y temperatura para rocas enterradas a un mínimo de 5.600 m, fueron de 300-350°C en un rango de presión siempre menor de  $6 \times 10^8$  Pa. El límite superior considerado es el de albita = jadeíta + cuarzo, que delimita un límite superior de presión, dado que en estas muestras no hay jadeíta. El límite superior de temperatura fue calculado mediante la reacción de la desaparición de la paragonita y la ausencia de cianita.

### 3.2. CÁLCULO DE PALEOTEMPERATURAS A PARTIR DE LAS INCLUSIONES FLUIDAS PRESENTES EN GRIETAS DE EXTENSIÓN

Mata et al., (2001a) realizaron medidas de inclusiones fluidas en grietas de extensión presentes desde las partes más profundas de la cuenca hasta el grupo Oliván. Las grietas de extensión presentes en el grupo Urbión son claramente visibles en algunos puntos de la Cuenca, como en las inmediaciones de Yanguas en el valle del río Cidacos. En este punto las venas de cuarzo, con una orientación constante N130E (Guiraud y Seguret, 1984), pueden llegar a tener hasta 50 cm de espesor. Estas venas son perpendiculares a la dirección de extensión de la cuenca durante la etapa de relleno. Las paleotemperaturas obtenidas a lo largo de un perfil estratigráfico que comprende 4.000 m de serie, indicaron principalmente dos cosas:

1) la temperatura de homogeneización oscila entre 107°C y 225°C.

2) el gradiente geotérmico inferido es de 27° a 41°C/km durante la etapa extensional.

Si se relacionan estos datos y los anteriormente expuestos de asociaciones minerales, para puntos situados a la misma profundidad se obtienen dos temperaturas diferentes (una para la grieta y otra, mayor, para su roca de caja) que corresponden a diferentes etapas de evolución térmica. Este dato se puede traducir en que la temperatura aumentó desde la etapa de extensión y formación de las grietas, hasta la etapa de clímax metamórfico, cuando se desarrollaron las asociaciones metamórfi-

cas presentes en las rocas de caja. Para concluir, esto significa un aumento del gradiente geotérmico considerable desde un enterramiento somero con formación de grietas, hasta el momento de enterramiento máximo en los puntos más profundos. Con la ayuda de los datos geotermobarométricos obtenidos mediante la técnica de las huellas de fisión, se podrá confirmar o desestimar los resultados obtenidos hasta el momento con las técnicas clásicas, como las de los trabajos anteriores.

Con respecto al tema de circulación de fluidos y como estos afectan a la evolución térmica y la generación de las diferentes fases neoformadas, sigue habiendo controversia en esta cuenca. Algunos autores piensan que el metamorfismo es hidrotermal (Casquet et al. 1992; Barrenechea et al., 1995), mientras que otros (Mata et al., 2001a; Mata et al., 2004), a partir de datos isotópicos, piensan que los fluidos de alta temperatura proceden de áreas próximas a las grietas de extensión. En las investigaciones en curso se pretenden solventar este tipo de problemas mediante un estudio detallado y profundo de las características de los cristales neoformados mediante microscopía electrónica de transmisión de alta resolución, donde se puede resolver, a escala micrométrica, tanto la composición química, relación textural entre los diferentes minerales encontrados por difracción de rayos X, como medida real de algunos parámetros, como los índices de cristalinidad de la illita y de la clorita autigénicas. La datación, por medio de las diversas técnicas, de cada una de las fases formadas en cada uno de los episodios, resolverá algunos de los puntos más conflictivos relativos a la evolución tectonotermal de la Cuenca de Cameros.

#### 4. TERMOCRONOLOGÍA MEDIANTE HUELLAS DE FISIÓN

##### 4.1. ASPECTOS TEÓRICOS

La fisión espontánea del  $^{238}\text{U}$  da lugar a defectos cristalinos («huellas de fisión») que, una vez atacadas químicamente, pueden observarse con ayuda de un microscopio óptico. Mediante la técnica de la aproximación  $\xi$  (Hurford et al., 1983) y empleando el método del detector externo, pueden determinarse edades de huellas de fisión en cristales individuales de circón y apatito. En el caso de cristales de apatito, las huellas de fisión se acortan durante un proceso de calentamiento en una proporción que depende de tres factores: 1) la temperatura, 2) la duración del evento de calentamiento y 3) de la composición, en términos de contenido en flúor y cloro. En apatitos, el resultado de este proceso de «borrado térmico» es que las huellas, cuya longitud original es de 15,9-16  $\mu\text{m}$ , se acortan si la temperatura, a escala de tiempo geológico, se sitúa en un rango entre los 60-120°C («zona de borrado parcial de huellas en apatito»). Por esta razón el patrón de enfriamiento/calentamiento (es decir, la pauta de exhumación o enterramiento/metamorfismo) seguido por una determinada muestra de roca se relaciona con una distribución particular de longitudes de huellas y, por lo tanto, de huellas de fisión en apatitos. Utilizando resultados experimentales de procesos de borrado térmico sobre apatitos de composiciones distintas y modelizando de forma inversa mediante simulaciones basadas en algoritmos genéticos y de Montecarlo (Gallagher 1995, Ketcham et al., 1999), pueden obtenerse historias termales teóricas que explican el patrón de distribución de longitudes de huellas en función de la edad y la temperatura. El acierto en encontrar una historia termal coherente puede depender, en gran medi-

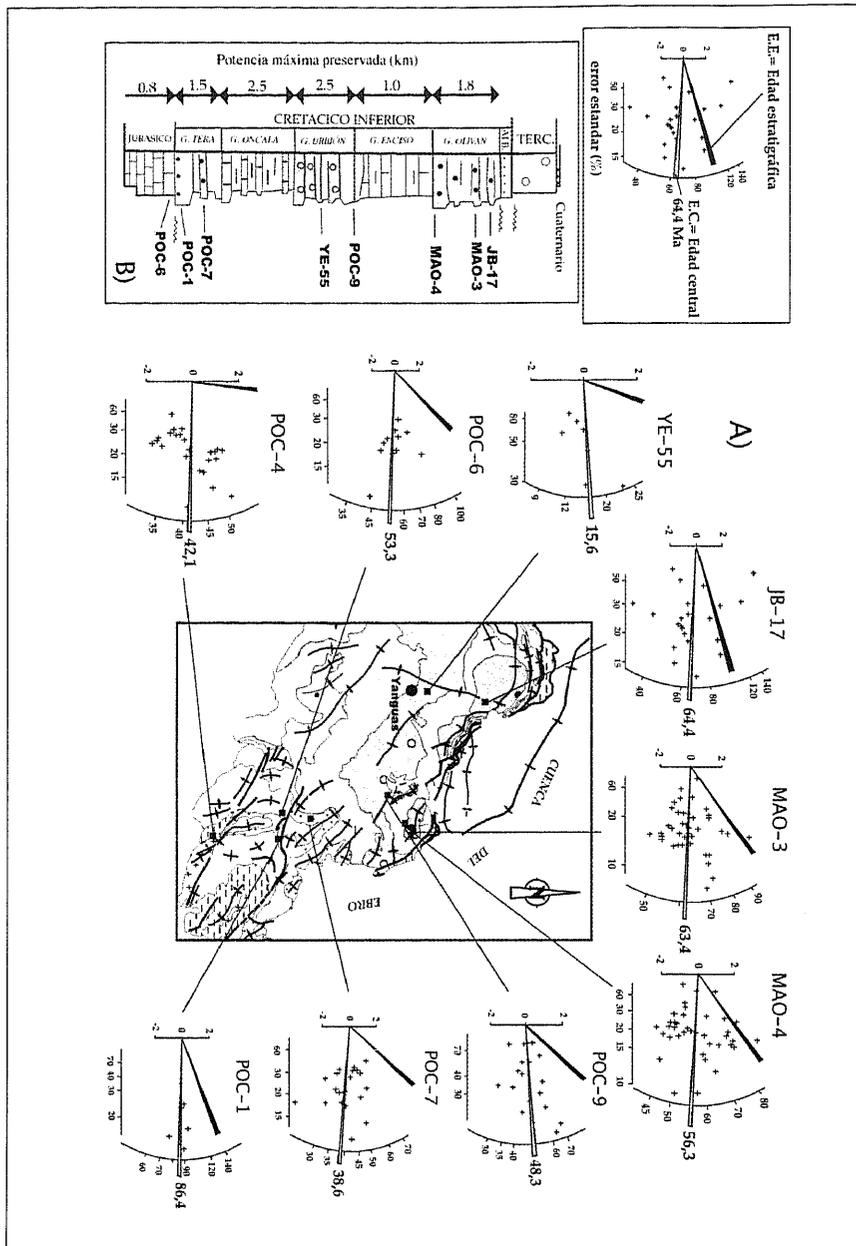
da, del uso apropiado de las limitaciones geológicas conocidas que se imponen a los modelos. En el caso de circones, las modelizaciones permiten completar las historias termales hasta una temperatura de 250°C, límite superior de temperatura a partir de la cual se produce el borrado total de huellas de fisión en circones (Hurford, 1986).

#### 4.2. MÉTODOS ANALÍTICOS

Se han seleccionado 9 muestras para el análisis de huellas de fisión en apatito y circon. Desde el punto de vista lito-estratigráfico, a excepción de las muestras POC-4, correspondiente a areniscas en «facies Buntsanstein» y POC-6, una arenisca calcárea del Calloviense, las muestras son areniscas y limolitas de la secuencia «*sin-rift*» que, de base a techo incluyen: areniscas de la base y parte media del Grupo del Tera de edad Titónico (Mas et al., 1993) (muestras POC-1 y POC-7), limolitas de la parte media y alta del Grupo del Urbión de edad Aptiense inferior (muestras YE55 y POC-9) y areniscas de las partes baja, media y alta del Grupo de Oliván, de edad comprendida entre el Aptiense superior y el Albiense inferior (MAO-4, JB17 y MAO-3). La extracción y concentrado de los apatitos y circones a partir de las rocas se ha llevado a cabo mediante técnicas de trituración, tamizado y utilizando líquidos densos y técnicas de separación magnética.

Una vez separados, los apatitos se montan en un vidrio, sin uranio, con resina «epoxy» transparente. Estos montajes son pulidos utilizando una mezcla líquida de diamante de 1 y 3  $\mu\text{m}$ . El ataque químico para revelar las huellas se realiza usando ácido nítrico diluido a una temperatura de 20°C durante 20 segundos. La determinación de las edades se ha realizado empleando el método del detector externo: moscovita libre de uranio. Dos dosímetros de CN-5 fueron situados en el techo y en la base de la cápsula de irradiación para asegurar tanto el cálculo del gradiente de neutrones como una densidad de huellas apropiada en el dosímetro. Para el análisis de las huellas de fisión en cristales de apatito individuales se ha empleado la aproximación  $\xi$  (Hurford et al., 1983). El empleado (L. Barbero) ha sido  $337 \pm 4$  para CN-5, obtenido a partir del uso de las edades estándar de Fish Canyon, Durango y Mt Dromedary. En el caso de los circones, embebidos en una lámina de teflón, tras su pulido fueron sometidos a un ataque químico con un fundido eutéctico de NaOH y KOH a 239°C durante periodos que oscilan entre las 6 y 100 horas. También en este caso se ha empleado la aproximación  $\xi$  (Hurford & Green, 1983) y láminas de moscovita libre en uranio como detector externo. El  $\xi$  empleado (L. Barbero) ha sido  $137 \pm 4$  para CN-2, obtenido a partir del uso de las edades estándar de Fish Canyon, Tardree y Buluk. Antes de enviar la muestras a irradiar, las moscovitas son atacadas con ácido hidrófluórico concentrado durante 40 minutos a temperatura ambiente. En este caso se emplearon dos dosímetros de CN-2.

Tanto en el caso de apatitos como en los circones, el conteo de las huellas se ha realizado con ayuda de microscopio Zeiss Axioskop 2 (objetivo de inmersión en aceite de 100 aumentos y una magnificación total de 1250 aumentos), equipado con una platina Kinetek. Las edades se han calculado con ayuda del programa TRACK-KEY (Dunkl, 2002). Las medidas de las longitudes de las huellas horizontales confinadas se han obtenido con la ayuda de un tubo de dibujo acoplado al ordenador, controlado mediante una tableta digital Creation Station Pro. El calibrado de la



**Figura 8.** A) Diagramas radiales para las muestras estudiadas. La edad de cada punto se lee en el eje circular situado a la derecha trazando una línea que pase por el origen de coordenadas y el propio punto. En el eje X se representa el error relativo en % de cada cristal individual y en el eje Y el valor de  $2\sigma$  de la población. De esta manera los puntos proyectados dentro del rango  $\pm 2\sigma$  se adecuan a la edad central de una única población. B) Localización de las muestras en la columna estratigráfica.

tableta se realizó con medidas repetidas (n=50) utilizando retículas de 100  $\mu\text{m}$  con divisiones de 2  $\mu\text{m}$ .

En los casos de muestras que contenían más de una población de edades de huellas, la diferenciación de las distintas poblaciones de edades se llevó a cabo empleando la rutina de Gailbraith y Green (1990). Los cálculos se realizaron con el programa BINOMFIT de Brandon (1992, 1996).

### 4.3. RESULTADOS

En la figura 8 se muestran los resultados de edades de huellas de fisión representados por medio de diagramas radiales para las nueve muestras estudiadas. Como se observa en la figura, la inmensa mayoría de los cristales analizados presentan edades menores que las de las rocas donde éstos aparecen, lo que indica que los cristales no conservan la señal térmica original del área fuente, es decir han sufrido un borrado térmico parcial postdeposicional a temperaturas dentro de la ventana 60-110°C. Sólo algunos cristales de las muestras JB-17, MAO-3, MAO-4 tienen edades de huellas anteriores a la del depósito lo que indica que, aunque las huellas han sido parcialmente borradas, los cristales conservan una cierta señal térmica de su área fuente.

Aunque en algunos casos sólo es posible diferenciar una única población de edades de huellas en apatito (dispersión inferior a  $\pm 2$  sigma), otras muestras (JB-17, MAO-3, MAO-4 y POC-7) contienen cristales pertenecientes a más de una población de edades. Esta circunstancia sugiere que, al menos el segundo grupo de rocas, no han superado los 120°C (temperatura a partir de la cual se produce el borrado total de huellas en apatito) es decir, han sufrido un borrado parcial. En el caso de la muestra MAO-3, perteneciente a una arenisca de la parte media del Grupo de Oliván, este hecho está confirmado por las distintas poblaciones de edades de huellas obtenidas también en circones (122, 189 y 422 Ma respectivamente) que son más antiguas que la de la sedimentación (Albiense  $\approx 100$ Ma), circunstancia que confirma que los procesos de borrado térmico en apatito no fueron intensos, permitiendo preservar una señal térmica del área fuente.

Por último, para la muestra POC-9, perteneciente a una arenisca de la base del Grupo del Urbión (Aptiense inferior  $\approx 114$  Ma), sin embargo, la edad de huellas en circon (87 Ma) es más joven que la del depósito, lo que indica que la roca estuvo sometida a temperaturas superiores a los 250°C (temperatura de inicio de borrado térmico de huellas en circon).

### 4.4. DISCUSIÓN

#### 4.4.1. SOBRE LA DISPERSIÓN DE LAS EDADES DE HUELLAS DE FISIÓN

La obtención de una única población de edades de huellas de fisión menor que la de la roca, es un argumento consistente a la hora de identificar un proceso de borrado térmico capaz de borrar la información térmica original. Lo más frecuente, sin embargo, es la presencia de varias poblaciones de edades. Tres son las explicaciones más inmediatas para la dispersión de edades de huellas de fisión.

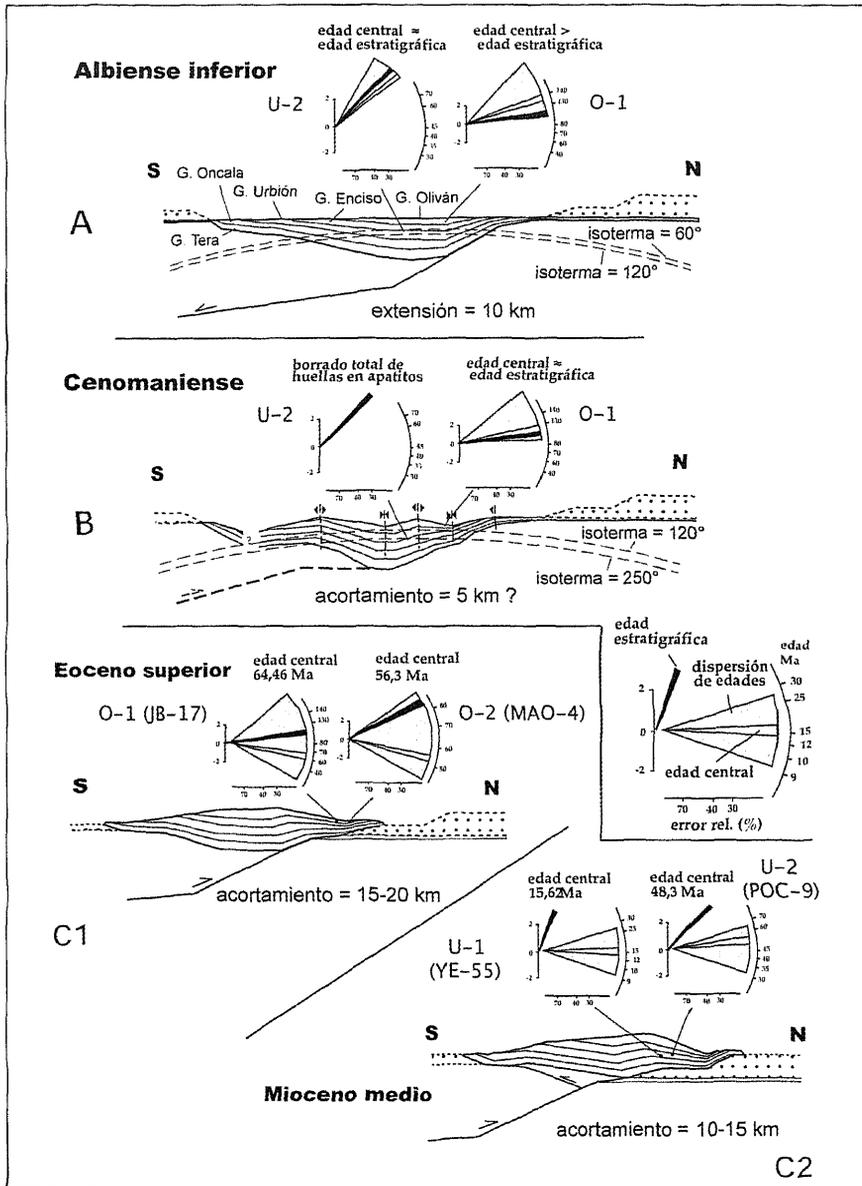
1) *Distintas áreas fuente*. La primera posibilidad es pensar en varias áreas fuentes con cristales cuyas edades de huellas de fisión fuesen diferentes. Tras su depósito, el incremento de temperatura por subsidencia daría lugar al borrado parcial de las huellas originales produciendo «rejuvenecimiento» de sus edades. Esto explicaría que minerales (apatitos y circones) procedentes de áreas fuente con edad de exhumación muy antigua puedan llegar a conservar la señal térmica original y presentar edades anteriores a la del depósito del material. Por el contrario minerales procedentes de áreas fuente de exhumación reciente, podrán mostrar edades de huellas más jóvenes que las del depósito, reflejando su evolución térmica dentro del intervalo de borrado parcial de huellas en apatito (60-120º) o circón (80-250º).

2) *Diacronía del proceso de exhumación*. La segunda posibilidad de explicar edades diferentes de huellas es considerando el supuesto de la exhumación de la misma área fuente geográfica en distintos momentos de su historia geológica. De este modo las edades de huellas de partida serían distintas.

3) *Diferencias en la composición química*. La tercera posibilidad que puede contemplarse tiene que ver con la distinta resistencia frente al proceso de borrado térmico de las huellas en minerales de distinta composición química. En este sentido los apatitos ricos en Cl son más resistentes al borrado térmico que los ricos en F (Green, 1996). De este modo apatitos procedentes de la misma área fuente exhumada en un único evento podrían presentar edades de huellas de fisión distintas en función de su composición química. Por lo que respecta a los apatitos analizados en este estudio no se han realizado medidas de los contenidos en Cl y F de modo que el posible control químico en las edades no se puede descartar por completo. Además se ha observado que los diámetros de los denominados «*etch pits*» (intersecciones de las huellas con la superficie pulida del cristal) son mayores en algunos de los cristales con edades más jóvenes. Teniendo en cuenta que el tamaño de estas intersecciones depende de la composición del apatito (Ketcham et al., 1999) no se puede descartar completamente que algunas de las diferencias de edad se deban, al menos en parte, a diferencias de resistencia al proceso de borrado.

#### 4.4.2. INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS DE EDADES PARA LA PARTE ORIENTAL DE LA CUENCA DE CAMEROS

Con los datos de edades y teniendo en cuenta su posición estratigráfica, pueden hacerse algunas consideraciones sobre la evolución termal de las secuencias «*pre-rift*» y «*sin-rift*». Aunque los datos son escasos puede afirmarse que la secuencia «*pre-rift*» en este sector de la Cuenca de Cameros debió de soportar temperaturas por encima de los 120ºC (límite superior de temperatura de borrado parcial de huellas en apatito), tal y como se deduce de la presencia de una única población de edades en muestras del Trías inferior (POC-4) y Caloviense (POC-6) con edades centrales (42.1 y 53.3 Ma respectivamente) mucho más recientes que la correspondiente al depósito de estos materiales (Fig. 8). El proceso de borrado térmico sufrido por estos materiales se confirma con los datos de longitudes de 32 huellas, horizontales y confinadas, medidas en la muestra POC-4 cuyo valor medio (13.72 ± 0.33 mm) es inferior al de la longitud media original de huellas en apatitos (Green y Durrani, 1977).



**Figura 9.** Modelo propuesto para explicar la evolución de edades de huellas de fisión en relación al esquema de evolución del sector oriental de la Cuenca de Cameros durante el Mesozoico y el Terciario (según Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1998). A) Final de la etapa sin-rift. B) Plegamiento sin-esquistoso y pico térmico. C) Exhumación de la cuenca mesozoica durante el ascenso de las rampas del bloque inferior del cabalgamiento de Cameros. Los diagramas radiales de los estadios A y B reflejan evoluciones hipotéticas de edades de huellas de fisión para las muestras JB-17, MAO-4, YE-55 y POC-9. Explicación en el texto.

En cuanto a la secuencia «sin-*rif*» la interpretación de los resultados muestra una estrecha relación con la posición, tanto en superficie como en la vertical, de las unidades sedimentarias. Al igual que para la secuencia «pre-*rif*», las muestras de los Grupos Tera y Urbión (POC-1, POC-7, YE-55 y POC-9) solo presentan poblaciones sencillas con una edad «central» de huellas en apatito (86.4, 38.6, 15.62 y 48.3 respectivamente) más joven que la del depósito de los materiales (Fig. 8) indicativas de una evolución térmica a temperaturas superiores a 60<sup>o</sup> (temperatura de inicio de borrado de huellas en apatito). Por otro lado, la presencia de una única población de edades de huellas en circón, más reciente (87 Ma) que la del depósito en la muestra localizada en el techo del Grupo Urbión (POC-9), permite asegurar que estas rocas soportaron temperaturas superiores a los 250<sup>o</sup>C (temperatura de retención de huellas en circón). Las muestras del Grupo Oliván (MAO-3, MAO-4 y JB-17) presentan un patrón distinto de edades tanto en apatito como en las obtenidas de la muestra MAO-3 en circones (Fig. 8). En primer lugar la presencia de más de una población de edades y, por otro lado, la existencia de cristales con edades de huellas más antiguas que las del depósito. Lo primero indica que la evolución térmica de estas rocas tuvo lugar entre los 60<sup>o</sup> y los 120<sup>o</sup>C (zona de borrado parcial de huellas en apatito). Lo segundo, una cierta preservación de la señal térmica original. Al igual que en la muestra de la secuencia «pre-*rif*» las longitudes medias de huellas confinadas y horizontales ( $13,80 \pm 0,55$  y  $13,08 \pm 0,28$  mm) corrobora este proceso de borrado parcial.

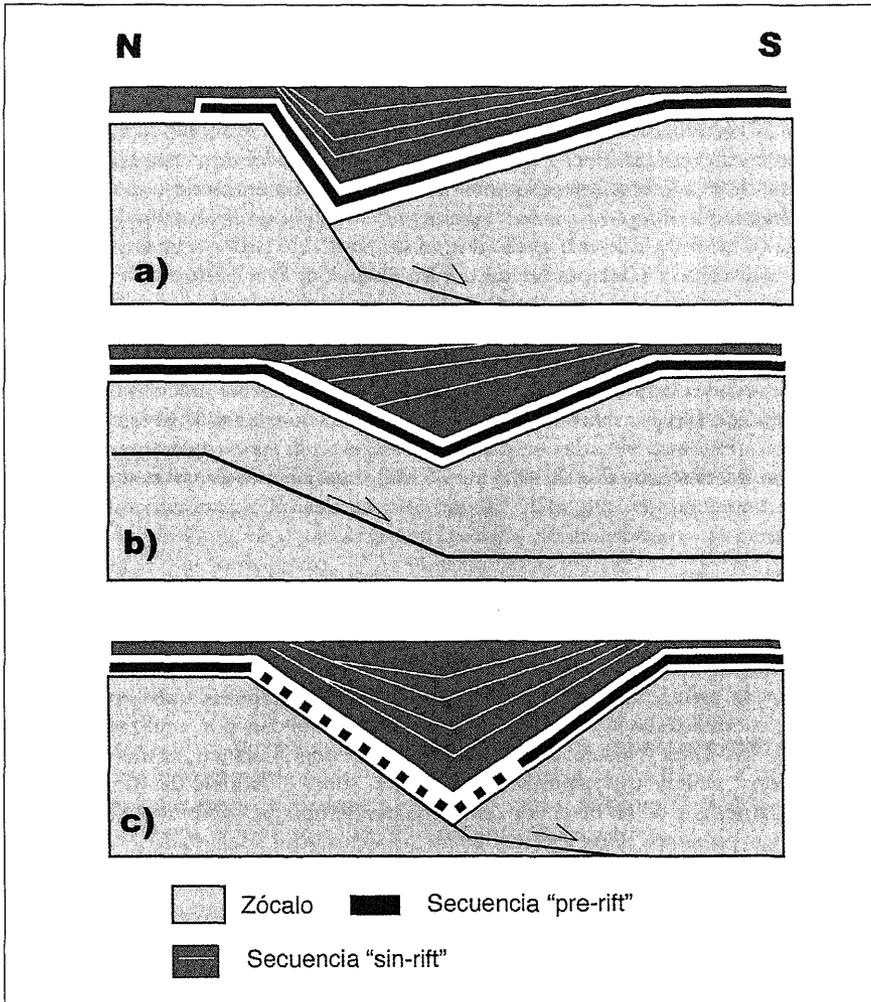
El modelo geométrico de cuenca que explica mejor los datos de edades de huellas de fisión obtenidos en muestras de la secuencia «sin-*rif*» (diferencia tanto en el número de poblaciones como de edades entre las muestras del Grupo Urbión y Oliván) es el caracterizado por la superposición vertical de los cuerpos sedimentarios frente al de una yuxtaposición horizontal en el que la temperatura registrada en cada unidad depende fundamentalmente del tiempo y no de su posición estratigráfica (Mata et al., 2001a). En efecto, de acuerdo con este último modelo geométrico, en cada momento de la historia termal de la cuenca las muestras pertenecientes a las distintas secuencias están situadas a la misma profundidad (los cuerpos sedimentarios «crecen» horizontalmente no verticalmente) y por lo tanto registrarán una misma temperatura.

La considerable potencia de la secuencia «sin-*rif*» requerida para explicar las diferencias del proceso de borrado térmico entre los Grupos Urbión y Oliván son también explicables con el modelo de superposición vertical. Considerando un gradiente geotérmico ligeramente modificado por el desarrollo del metamorfismo de bajo grado asociado a la extensión, los patrones de edades esperables estarían condicionados por la posición de las rocas dentro de la cuenca. De este modo muestras localizadas en la zona central y más profunda verían sus edades ligeramente rejuvenecidas por efecto de la elevación anómala de la temperatura (muestra U-2, Fig. 9A) respecto a las localizadas en zonas más superficiales que mostrarían edades más antiguas, solo modificadas ligeramente por el enterramiento (muestra O-1, Fig. 9A). En ambos casos quedaría preservada la mayor parte de la señal térmica original.

El intervalo de temperaturas de borrado, deducidas de los datos de edades de huellas de fisión en apatito y circón, procedentes del techo de los Grupos Urbión (POC-9) y Oliván (MAO-3) permite estimar un paleogradiente de unos 46<sup>o</sup>C/km en

este sector de la cuenca. Este elevado gradiente geotérmico es compatible con un aumento añadido de la temperatura ligado al desarrollo del metamorfismo regional.

Tras el relleno sedimentario, y previamente a alcanzarse el pico térmico del metamorfismo, tiene lugar un plegamiento esquistoso que afecta tanto a las rocas de la secuencia «sin-rift» como «pre-rift». Es en este momento, en el que se alcanza la mayor temperatura en la zona central de la cuenca (350<sup>o</sup>-400<sup>o</sup>C, Guiraud y



**Figura 10.** Modelos de extensión propuestos por distintos autores para la formación de la Cuenca de Cameros durante el Cretácico inferior. A) Modelo de sinclinal sinsedimentario con adelgazamiento hacia el norte (Guiraud, 1983, Guiraud y Seguret, 1984). B) Modelo de «sag basin» con onlap sobre la secuencia «pre-rift» (Mas et al., 1993, Guimera et al., 1995). C) Modelo de cuenca sinclinal con «onlaps» desde el centro de la cuenca (Casas Sainz y Gil Imaz, 1998, Mata et al., 2001).

Seguret 1984) es cuando puede situarse el momento de borrado total de huellas en apatito (temperaturas superiores a 120°C) en las rocas de la parte central de la cuenca y un rejuvenecimiento de las edades en las unidades situadas por encima de los 120°C, en este caso muestras del Grupo Oliván (Fig. 9B).

La última etapa de la historia mesozoico-terciaria de la Cuenca de Cameros corresponde a su inversión tectónica y cabalgamiento sobre la cuenca molásica del Ebro. Durante el proceso de exhumación ligado a esta etapa tiene lugar un enfriamiento progresivo de la secuencia «sin-*rif*». Mediante la datación de los depósitos sintectónicos adosados al frente de cabalgamiento, en el sector central de la lámina, su actividad puede constreñirse entre los 43 Ma (Eoceno superior) y los 15 Ma (Mioceno medio) (Muñoz-Jiménez y Casas-Sainz, 1997). De acuerdo con el modelo de inversión tectónica propuesto para el sector oriental de la Cuenca de Cameros, la exhumación de la cuenca estaría ligada al ascenso de sucesivas rampas durante su desplazamiento hacia el norte a lo largo del Terciario (Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1998). Según este esquema será en los momentos de ascenso de las rampas del bloque inferior cuando el proceso de erosión de los materiales del bloque superior permita, a escala geológica, el descenso de las isoterms y, con ello, el rejuvenecimiento de las edades de huellas de fisión. Este patrón de enfriamiento progresivo permite explicar distintos valores de edades de huellas más recientes que las del depósito. Las edades más antiguas, correspondientes a las muestras localizadas en las partes más altas de la columna estratigráfica (muestras del Grupo Oliván con edades centrales entre 56,3 y 64,4 Ma), indicarían el ascenso de una primera rampa de bloque inferior (Fig. 9C1), mientras que las más jóvenes, correspondientes a muestras situadas en partes más bajas de la serie (muestras del Grupo Urbión con edades centrales de 48,3 y 15,6 Ma), estarían relacionadas con la superación de una segunda rampa de bloque inferior del cabalgamiento de Cameros (Fig. 9C2).

## 5. IMPLICACIONES DE LOS DATOS OBTENIDOS EN LOS MODELOS DE CUENCA

Aunque la aplicación de algunas de las técnicas que presentamos en este artículo se encuentra todavía en etapa de desarrollo, y quedan por analizar y valorar muchos de los datos y resultados obtenidos, se pueden adelantar, al menos a nivel de resultados preliminares, algunas implicaciones sobre el modelo de cuenca mesozoica de Cameros y de su inversión, sin perjuicio de que probablemente se puedan afinar en los próximos años algunos de los aspectos aquí adelantados.

El espesor total de sedimentos de la Cuenca de Cameros (secuencia sin-*rif*), medido perpendicularmente a la orientación de las capas en su parte central, supera los 8.000 metros. Sin embargo, la mayor parte de los modelos interpretativos de la cuenca (Guiraud, 1983; Guiraud y Séguret, 1984; Casas Sainz, 1992; Mas et al., 1993; Guimerà et al., 1995) consideran implícita o explícitamente que (1) este espesor es excesivo para una cuenca intraplaca, y que por lo tanto, el espesor real de sedimentos debe ser considerablemente menor, (2) que la geometría de los cuerpos sedimentarios es sigmoidal, con una zona de máximo espesor en el centro, disminuyendo progresivamente hacia el sur y hacia el norte y (3) que el buzamiento hacia el norte que presentan los cuerpos sedimentarios fue adquirido en la época

inmediatamente posterior a su sedimentación (modelo de sinclinal sinsedimentario; Guiraud, 1983; Guimerà et al., 1995). A partir de estas tres premisas, estos modelos suponen que la Cuenca de Cameros presenta un espesor de sedimentos real considerablemente menor que el espesor medido en superficie perpendicularmente a las capas, y los valores de potencia total, medidos desde la superficie de sedimentación final de la cuenca y perpendicularmente a esta, estarían en torno a los 5 km. Tanto el anticlinal de Oncala como el sinclinal norte de Cameros son, según algunos de los modelos citados, estructuras sinsedimentarias en relación a los cuerpos sedimentarios a los cuales afectan, es decir, tienen edad cretácica (figura 10).

Existe, sin embargo, la posibilidad de considerar que la potencia medida perpendicularmente a las capas refleja el espesor total de la pila sedimentaria depositada en la cuenca, hipótesis contemplada en algunos de los modelos propuestos (Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1998; Mata et al., 2001a; Villalaín et al., 2003). En este caso no se cumplen las premisas tomadas en cuenta por los modelos anteriores, especialmente las referidas a: (i) el buzamiento sin- o inmediatamente post-sedimentario hacia el norte de los cuerpos sedimentarios en la mayor parte de la cuenca, asociado al movimiento de las fallas normales, y (ii) la posibilidad de que el sinclinal norte de Cameros sea un sinclinal sinsedimentario asociado a un arrastre normal (*normal drag*) en las proximidades de la falla normal que limita la Cuenca de Cameros por el norte. Según el modelo que nosotros planteamos el sinclinal norte de Cameros sería una estructura completamente post-sedimentaria, es decir, asociada a la inversión de la cuenca durante la compresión terciaria y no relacionada por tanto con las fallas extensionales. La cuña sedimentaria relacionada con el cambio de espesor en los dos flancos del sinclinal no estaría, en este caso, relacionada con el sinclinal de Cameros (ver figura 7) sino con alguna otra estructura, de edad Cretácica localizada, probablemente, más al sur de lo que se encuentra actualmente el sinclinal de Cameros o asociada con las fallas normales que originaron la cuenca, situadas en su borde norte.

¿Qué nuevos datos aportan las técnicas físico-químicas empleadas y cuyos resultados que resumimos en este artículo? Las técnicas empleadas presentan grandes ventajas en términos de cuantificación de procesos relacionados con la formación de la Cuenca de Cameros, que incluyen:

i) la posibilidad de determinar la estructura de las capas, con sus relaciones angulares, en un momento dado de la historia geológica mediante la posición de los vectores paleomagnéticos asociados a esas capas, siempre y cuando tengamos idea del momento en que se ha podido producir la imanación,

ii) la determinación de la profundidad máxima de enterramiento o de exhumación de una determinada parte de la serie sedimentaria, así como la edad de ambos procesos mediante las huellas de fisión

iii) la determinación de la posición relativa de los materiales durante el enterramiento en la cuenca sedimentaria, a partir de las asociaciones mineralógicas que indican los caminos del metamorfismo y retrometamorfismo.

A partir de los parámetros obtenidos podemos proponer las siguientes hipótesis sobre la geometría de la Cuenca de Cameros hacia el final de la etapa extensional, o en el estadio de inversión temprana durante el Cretácico:

– Las unidades próximas al borde norte de la cuenca buzaban hacia el sur en el final de la etapa extensional, formando parte del flanco septentrional de una gran estructura sinclinal probablemente, pues, post-sedimentaria (figura 7).

– Este buzamiento es coherente con el engrosamiento de las unidades en sentido norte-sur, tal como parecen indicar los datos de los perfiles de sismica de reflexión, la cartografía geológica y las propias panorámicas de campo mostradas ya por Guiraud (1983). El modelo geométrico de cuenca sedimentaria caracterizado por el apilamiento vertical de los cuerpos sedimentarios y la considerable potencia de sedimentos (hasta 8 km en su parte central), es avalado por los datos de huellas de fisión en muestras de la parte media (Grupo Urbión) y alta (Grupo Oliván) de la secuencia «*sin-rift*».

– La adquisición del buzamiento norte en el flanco sur del sinclinal norte de Cameros es un proceso tardío en relación con la adquisición de la imanación de los vectores paleomagnéticos encontrados en la mayor parte de la cuenca. Muy probablemente estas capas, hasta la zona central de la cuenca, estaban buzando hacia el sur en el momento de la imanación.

– Existe una diferencia en el grado metamórfico de los materiales desde las partes más superficiales de la columna estratigráfica hacia las partes más profundas. Las paragénesis metamórficas (cloritoide) aparecen en la base del Grupo Urbión, y no en el resto de la columna estratigráfica. Simultáneamente con el pico del metamorfismo (350<sup>o</sup>-400<sup>o</sup>C, Guiraud y Seguret, 1984) se produce el borrado total de huellas en apatito (temperaturas superiores a 120<sup>o</sup>C) en las rocas de la parte central de la cuenca.

Los modelos de cuenca y de inversión tectónica de la misma deben ajustarse a los datos existentes. La estructura actual está relativamente clara a partir de los datos de superficie y los perfiles sísmicos de reflexión, y las diferencias entre los modelos existentes pueden considerarse de escasa importancia. Por el contrario, la reconstrucción de la cuenca, que sólo puede hacerse de forma indirecta, es un aspecto más controvertido. Hasta el momento las diferencias en los modelos propuestos estriban en la posición de las fallas maestras que limitan la cuenca por el norte, en la propia morfología de estas fallas, en el espesor total de sedimentos al final de la etapa *sin-rift*, y por tanto de la relación entre este espesor y el metamorfismo, en cómo se produce la extensión de la secuencia *pre-rift* y en la estructura *sin-* e inmediatamente *post-sedimentaria* de la secuencia *sin-rift*.

Uno de los puntos clave a la hora de interpretar la geometría y dinámica extensional de la Cuenca de Cameros ha sido el de los mecanismos de la extensión en la secuencia *pre-rift* situada por encima del nivel de despegue, es decir, en las rocas del Jurásico marino (figura 10). Estos materiales afloran en numerosos puntos a lo largo del borde norte del macizo, que se supone coincide, a grandes rasgos, con el borde norte de la cuenca mesozoica, desplazado hacia el norte varias decenas de kilómetros. Sin embargo, el afloramiento de la secuencia *pre-rift* no es continuo, y hay zonas relativamente grandes donde ha desaparecido o está muy fragmentada por el efecto de fallas normales decamétricas a kilométricas, que cortan la estratificación con un ángulo elevado (sector del valle del Alhama y cortes del Leza y del Jubera, por ejemplo). En cambio, hacia el oeste (río Iregua y sectores próximos a la Sierra de la Demanda) el Jurásico marino aflora de forma bastante continua. La

relativa continuidad de afloramiento de la secuencia pre-rift a lo largo del borde norte de la antigua cuenca cretácica es incompatible con un modelo clásico de semi-graben, según el cual después de la inversión únicamente podría aflorar la secuencia pre-rift si toda la cuenca hubiera sido erosionada después de la inversión. Las explicaciones para esta disposición han ido desde la denominada «erosión tectónica» de Guiraud y Séguret (1984), que implicaba el arrastre del Jurásico marino hacia la cuenca conforme se producía la extensión, y favorecida por la existencia del nivel de despegue regional, hasta la interpretación de la Cuenca de Cameros como una «sag basin» o cuenca sinclinal (Mas et al., 1993; Guimerà et al., 1995) en la cual el afloramiento de la falla normal en superficie se produciría mucho más al norte, probablemente en la cuenca Vasco-cantábrica. En este último caso la cuenca se habría formado sobre una zona de rampa relacionada con un

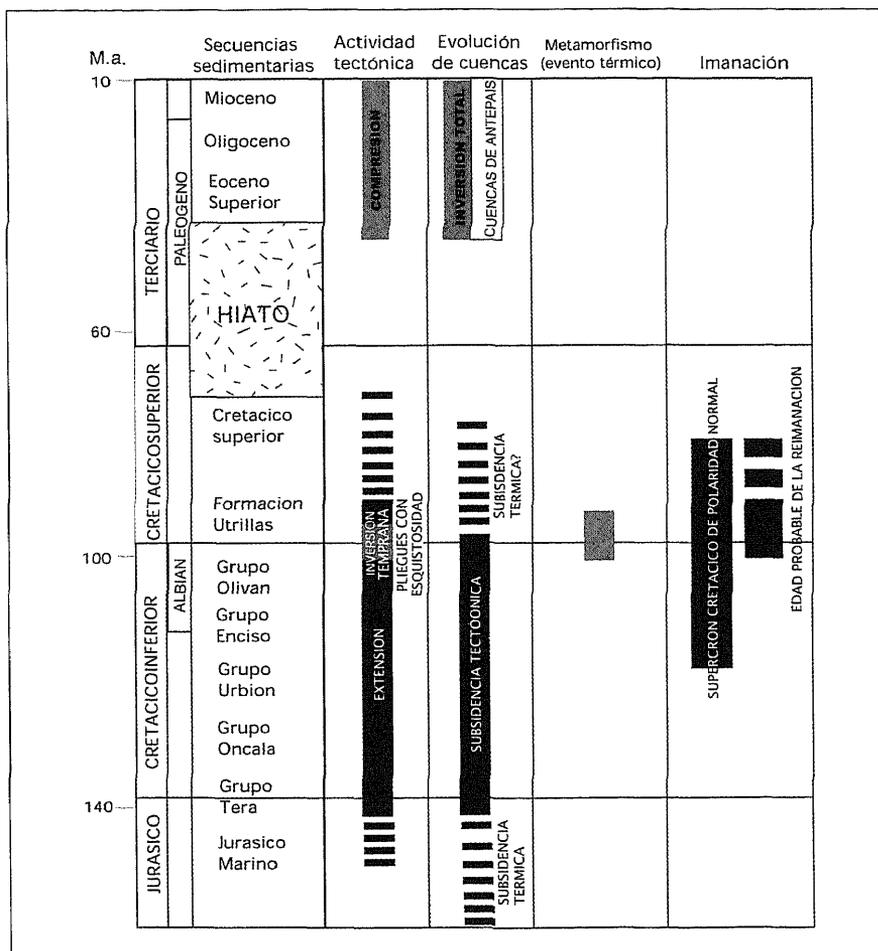


Figura 11. Esquema que muestra la evolución de la Cuenca de Cameros a partir de los datos existentes.

«detachment» normal en «staircase» o escalera. Una tercera posibilidad es la recogida por Casas-Sainz y Gil-Imaz (1998, 0000) que proponen la ruptura de la secuencia pre-*rift* mediante numerosas fallas normales que sin embargo, a escala regional, mantendría su continuidad cartográfica.

Finalmente, la exhumación de los materiales de la Cuenca de Cameros durante la compresión terciaria se produjo de forma diacrónica, lo cual es compatible con un movimiento sobre las rampas del cabalgamiento asociadas a la formación de estructuras de plegamiento en el bloque superior, entre las cuales se incluye probablemente en sinclinal norte de Cameros. Durante esta etapa de inversión tectónica terciaria es cuando se produjo el rejuvenecimiento progresivo de las edades de huellas de fisión y la aparición de poblaciones sencillas como consecuencia de la superación de sucesivas rampas del bloque inferior del cabalgamiento durante su desplazamiento hacia el Norte.

## 6. CONCLUSIONES

1) La aplicación de determinadas técnicas geoquímicas, geofísicas y mineralógicas permite realizar una reconstrucción cuantitativa de numerosos procesos geológicos relacionados con la formación, evolución y exhumación de las cuencas sedimentarias, como se comprueba en el caso de la Cuenca de Cameros.

2) La técnica de las huellas de fisión es una poderosa herramienta para poner a prueba modelos de evolución termal de cuencas sedimentarias. A partir de concentrados de apatitos y circones procedentes de muestras de las secuencias «pre-*rift*» (Triásico inferior y Jurásico superior) y «sin-*rift*» (Titónico-Albiense inferior) del sector oriental de la Cuenca de Cameros, se han realizado dataciones de huellas de fisión que han permitido contrastar el modelo de evolución de la cuenca desde su formación y relleno hasta su inversión tectónica (Figura 11). La diferencia tanto en el número de poblaciones como de edades de huellas entre la parte media (Grupo Urbión) y alta (Grupo Oliván) de la secuencia «sin-*rift*» resulta compatible con un modelo de cuenca extensional caracterizada por el apilamiento vertical de los cuerpos sedimentarios y una considerable potencia de sedimentos (hasta 8 km en su parte central). El borrado total de huellas en apatito y circón (presencia de una única población de edades más jóvenes que las del depósito) coincide con el pico térmico del metamorfismo que afectó al sector oriental de la Cuenca de Cameros y que se relaciona con un aumento regional de la temperatura como consecuencia de la extensión cortical (Fig. 11). Finalmente, la exhumación de la cuenca cretácica durante la etapa de inversión tectónica terciaria produjo el rejuvenecimiento progresivo de las edades de huellas de fisión y la aparición de poblaciones sencillas como consecuencia de la superación de sucesivas rampas del bloque inferior del cabalgamiento durante su desplazamiento hacia el norte a lo largo del Terciario.

3) Los datos paleomagnéticos han permitido la reconstrucción de la cuenca durante la etapa extensional. Los paleobasculamientos obtenidos en los tres perfiles son coherentes entre sí y definen un modelo de geometría extensional basado en un arrastre normal (*normal drag*) de las secuencias sin-extensionales, que aumentan de espesor gradualmente hacia el Sur, donde estaría situado el depocentro de la cuenca sedimentaria. Este arrastre normal está ligado al movimiento de la

falla normal principal situada en el borde norte de la Cuenca de Cameros. Según los datos paleomagnéticos, el sinclinal norte de Cameros es un pliegue compresivo formado durante el Terciario, posteriormente a la adquisición de la remagnetización. Los datos paleomagnéticos son también compatibles con un modelo de superposición de los cuerpos sedimentarios en el centro de la cuenca.

## 7. AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo ha sido financiado por el proyecto coordinado BTE2002-04168 de la Dirección General de Enseñanza Superior y por el proyecto de la Junta de Castilla y León BU30/04.

## 8. REFERENCIAS

- Alonso-Azcárate, J., Barrenechea, J.F., Rodas, M. y Mas, R. (1995) Comparative study of the transition between very low-grade and low-grade metamorphism in siliciclastic and carbonate sediments: Early Cretaceous, Cameros Basin (Northern Spain). *Clay Minerals*, 30, 407-419.
- Alonso-Azcárate, J., Rodas, M., Bottrell, H., Raiswell, R., Velasco, F. y Mas, J.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.
- Barrenechea, J.F.F., Rodas, M. y Mas, J.R. (1995) Clay minerals variations associated with diagenesis and low-grade metamorphism of Early Cretaceous sediments in the Cameros Basin, Spain. *Clay Minerals*, 30, 119-133.
- Brandon, M.T. (1992). Decomposition of fission-track grain-age distributions. *American Journal of Science*, 292: 535-564.
- Brandon, M.T. (1996). Probability density plot for fission-track grain-age samples. *Radiat. Meas.*, 26: 663-676.
- Casas Sainz, A.M. (1992). El frente norte de las Sierras de Cameros: estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos. Instituto de Estudios Riojanos. *Zubia, monográfico nº 4*: 220 pp.
- Casas-Sainz, A.M. (1993). Oblique tectonic inversión and basement thrusting in the Cameros Massif (Northren Spain). *Geodinamica Acta*, 6: 202-216.
- Casas Sainz, A.M., Cortés, A., Gil, A., Maestro, A., Muñoz, A., Pocoví, 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. Y Román, T. (1995). *Estructura y evolución mesozoico-Terciaria de las Sierras de Cameros-Demanda (Cordillera Ibérica)*. Guía de campo de la VII Reunión de la Comisión de Tectónica de la Sociedad Geológica de España. Ed. Universidad de Zaragoza, 113 pp.

- Casas, A.M. y Faccenna, C. (2001) Tertiary compressional deformation of the Iberian plate. *Terra Nova*, 13, 281-288.
- Casas-Sainz, A.M. and Gil-Imaz, A. (1998). Extensional subsidence, contractional folding and thrust inversion of the Eastern Cameros Massif, northern Spain. *Geol. Rundsch.*, 86: 802-818.
- Casquet, A., Galindo, C., González-Casado, J.M., Alonso, A., Mas, R., Rodas, M., García, E. y Barrenechea, J.F. (1992) El metamorfismo en la cuenca de los Cameros. Geocronología e implicaciones tectónicas. *Geogaceta*, 11, 22-25.
- Dunkl, I. (2002). Trackkey: a windows program for calculation and graphical presentation of fission track data. *Computers & Geosciences*, 28: 3-12.
- Essene, E.J. y Peacor, D.R., (1995) Clay mineral thermometry - a critical perspective. *Clays and Clay minerals*, 43, 540-553.
- Essene, E.J. y Peacor, D.R., (1997) Illite and smectite: metastable, stable, or unstable? Further discussion and a correction. *Clays and Clay Minerals*, 45, 116-122.
- Frey, M. (1987) Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In: *Low temperature metamorphism*. Ed. Frey, M. Blackie, 351 pp.
- Gallagher, K. (1995). Evolving temperature histories from apatite fission-track data. *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 136: 421-435.
- Gil Imaz, A. (2001). *La estructura de la Siera de Cameros: Deformación ductile y sus significado a escala cortical*. Instituto de Estudios Riojanos. Colección Ciencias de la Tierra 23, 305 p.s
- Gil-Imaz A, Pocovi A (1994) La esquistosidad alpina del extremo NW de la Cadena Ibérica Oriental (Sierra del Moncayo). *Rev Soc Geol España* 7: 91-111
- Goldberg, J.M.; Guiraud, M.; Maluski, H.; Séguret, M. (1988). Caractères pétrologiques et âge du métamorphisme en contexte distensif du bassin sur décrochement de Soria (Crétacé inférieur, Nord Espagne). *C. R. Acad. Sciences Paris* 307, 521-527.
- Gradstein, F.M.; Agterberg, F.P.; Ogg, J.G.; Hardenbol, J.; van Veen, P.; Thierry, J.; Z. Huang. (1994). A Mesozoic time scale. *J. Geophys. Res.*, 99, 24051-24074.
- Green, P.F. (1996). The importance of compositional influence on fission-track annealing in apatite. Proceedings International Workshop on fission-track dating, Gent, August 43: 26-30
- Green, P.F. and Durrani, S.A. (1977). Annealing studies of tracks in crystals. *Nucl. Track Detection*, 1: 33-39.
- Guiraud, M. And Seguret, M. (1984). Releasing solitary overstep model for the Late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdien) Soria strike-slip basin (North Spain) In: Biddle K.T., Cristhie-Blick N. (eds.), Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. *SEPM Spec. Publ.*, 37: 159-175.
- Hurford, A. and Green, P.F. (1983). The zeta calibration of fission-track dating. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 1: 285-317.

- Hurford, A. J. (1986): Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps South Central Switzerland and age of vertical movement on the Insubric fault line. *Contr. Mineral. Petrol.*, 92, 413-427.
- Ketchum, R.A.; Donelick, R.A. and Carlson, W.D. (1999). Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales. *American Mineralogist*, 84: 1235-1255.
- Lanaja, J. M., Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España. *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid, 465 p., 1987.
- Lowrie, W. (1990). Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophys. Res. Lett.*, 2, 159-162.
- Mas, J.R.; Alonso, A. and Guimera, J. (1993). Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: la cuenca finijurásica-eocretácica de los Cameros (La Rioja-Soria). *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 6: 129-144.
- Mata Campo, M.P. (1997). *Caracterización y evolución mineralógica de la Cuenca mesozoica de Cameros (Soria - La Rioja)*. Ph. D. Thesis. University of Zaragoza, 350 pp.
- Mata, M. P., Peacor, D.R., y López-Aguayo, F. (2004). Polytypism of cookeite in low-grade metapelites of the Cameros Basin, Spain: Lack of correlation of web ordered polytypes with pressure. *American Mineralogist*, (89) 1510-1515.
- Mata, M.P., Nieto, F. y López-Aguayo, F. (2001b) Estudio por SEM y TEM de interstratificados cookeita-paragonita en metapelitas de bajo grado de la Cuenca de Cameros (Soria - La Rioja). *Geotemas*, 1, 43-46.
- Mata, M.P.; Casas, A.M.; Canals, A.; Gil, A. y Pocolví, A. (2001a). Thermal history during Mesozoic extension and Tertiary uplift in the Cameros Basin, northern Spain. *Basin Research*, 13: 91-111.
- McClelland, E.; Courtillot, V.; Tapponier, P.E. (1986). Introduction. En: McClelland, E., Courtillot, V. y Tapponier, P.E. (eds.), Magnetotectonics. *Tectonics* 5 (5): 709-711
- McFadden, P.L.; Jones, D.L. (1981). The fold test in palaeomagnetism. *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 67, 53-58.
- Merriman, R.J. y Peacor, D.R. (1999) Very low-grade metapelites: mineralogy, microfabrics and measuring reaction progress. In: *Low-grade metamorphism* (Ed. by M. Frey, M. & D. Robinson), Blackwell, 10-61.
- Muñoz-Jiménez, A. y Casas-Sainz, A.M. (1997). The Rioja Trough (N Spain): tectono-sedimentary evolution of a symmetric foreland basin. *Basin Research*, 9: 65-85.
- Muñoz, A., Soria, A., Canudo, J.L., Casas, A.M., Gil, A. y Mata, M.P. (1997). Caracterización estratigráfica y sedimentológica del Albiense marino del borde Norte de la Sierra de Cameros. Implicaciones paleogeográficas. *Cuad. Geol. Ibér.*, 22: 139-163.

- Naeser, N.D.; Naeser, C.W. and McCulloh, Th.H. (1989). The application of fision-track datind to the depositional and termal history of rocks in sedimentary basins. In: Naeser N.D. and McCulloh Th.H (eds.). Termal history of sedimentary basins, *Springer-Verlag, New York*, 157-180.
- Villalaín, J.J.; Fernández-González, G.; Casas, A.M.; Gil-Imaz, A. (2003). Evidence of a Cretaceous remagnetization in the Cameros Basin (North Spain): implications for basin geometry. *Tectonophysics*, 377. 101-117.
- Villalaín, J.J.; Osete, M.L.; Vegas, R.; García- Dueñas, V.; Heller, F. (1994). Widespread neogene remagnetization in Jurassic limestones of the south-iberian paleomargin (Western Betics, Gibraltar Arc). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 85. 15-33.
- Wagner, G.A. (1972). The geological interpretation of fision track ages. *Trans. Amer. Nucl. Soc.*, 15: 117 p.