

Historia del levantamiento tectónico de la Sierra de Cameros (Cordillera Ibérica, España): restricciones en base a cronología mediante huellas de fisión y (U-Th)/He en apatitos

Timing of tectonic uplift in the Sierra de Cameros (Iberian Range, Spain): constraints from fission track analysis and (U-Th)/He geochronology in apatites

P. del Río ⁽¹⁾, L. Barbero ⁽¹⁾ y F. Stuart ⁽²⁾

⁽¹⁾ Departamento de Geología, Universidad de Cádiz, 11510 Puerto Real, Cádiz. pedro.bermejo@uca.es luis.barbero@uca.es

⁽²⁾ SUERC, Rankine Avenue, Technology Park, East Kilbride, G75 0QF, United Kingdom f.stuart@suerc.gla.ac.uk

ABSTRACT

In this work, we present new fission track and (U-Th)/He data of in apatites in order to reconstruct the exhumation of Sierra de Cameros, in the northwestern part of Iberian Range (Spain). Apatite fission track (AFT) data show that samples were reset during the metamorphic peak because they present more than one age population and all of them are younger than their stratigraphic age. Chemical compositional differences between apatite grains may explain the wide range in AFT age populations. A relationship between stratigraphic and structural position of the samples and their AFT ages can be observed. The deeper samples show the younger AFT ages. Apatite (U-Th)/He (AHe) ages are around 31-40 Ma and register the last cooling episode (closure temperature of the (U-Th)/He system $H > 70^\circ C$). The calculated cooling rates indicate a fast cooling around 40 Ma which is interpreted as a consequence of tectonic uplift of the basin.

Key words: Sierra de Cameros, Thermochronology, Apatite fission track, (U-Th)/He, Cooling rates

Geogaceta, 40 (2006), 7-10
ISSN: 0213683X

Introducción

La Sierra de Cameros ha sido estudiada por numerosos investigadores desde diferentes campos de la geología como son la estratigrafía, mineralogía, geodinámica interna y geología estructural (Tischer, 1966, Mas *et al.*, 1993, Casas y Gil-Imaz, 1998 y Mata *et al.*, 2001, entre otros), sin embargo, son todavía muchos los aspectos que quedan por aclarar y en los que las opiniones de los investigadores son diversas. Estos incluyen aspectos tales como, cuándo y cómo ocurre la exhumación de la cuenca, cuál es el origen del metamorfismo o cómo es la geometría del relleno sedimentario. La aplicación de nuevas técnicas, como pueden ser la termocronología mediante huellas de fisión o el uso de cronómetros de baja temperatura de cierre como por ejemplo el sistema (U-Th)/He, nos puede aportar datos, anteriormente inaccesibles, que pueden contribuir a una mejor comprensión de la evolución de la Sierra de Cameros. En este trabajo presentamos datos preeliminares de AFT y (U-Th)/He que pueden contribuir al conocimiento del momento de la exhumación del área.

Situación Geológica

La Sierra de Cameros constituye la mayor parte de la extremidad noroccidental de la cordillera Ibérica. Está limitada por dos cuencas continentales: las del Ebro y del Duero al norte y al sur respectivamente, y por dos relieves Paleozoicos: el de la Sierra de la Demanda al Oeste y el macizo del Moncayo al este. En su origen, la Sierra de Cameros fue una cuenca sedimentaria formada durante un proceso de rifting en el Mesozoico, relacionado con la apertura del Atlántico norte y del golfo de Vizcaya. La geometría de la cuenca es la de un semigraben controlado por un sistema de fallas lítricas de dirección E-O / NO-SE que aprovechan las estructuras Hercínicas pre-existentes. La cuenca presenta un potente relleno sedimentario sincrónico con el proceso de rift durante el Cretácico inferior, quedando en el sector oriental registrados, según algunos autores (Mata *et al.*, 2001) hasta 8000 m de espesor. Durante el Terciario, la cuenca sufrió una inversión tectónica relacionada con la orogenia alpina, produciendo el plegamiento y exhumación de Cameros y obteniendo, de este modo el relieve positivo que observamos en la actualidad.

La secuencia sedimentaria sin-rift se extiende desde el Jurásico superior (Tithónico-Berriasiense) hasta el Albiense-Cenomaniense y ha sido dividida clásicamente en cinco grupos litoestratigráficos (Tischer, 1966): Tera, Oncala, Urbión, Enciso y Oliván. Estos cuerpos sedimentarios están compuestos principalmente por facies fluviales y lacustres.

La presencia de cloritoide en la zona central de la sierra indica la existencia de un evento metamórfico de bajo grado cuyo pico de máxima temperatura se calcula que no superó los 350°C (Casquet *et al.*, 1992) y ha sido datado con Ar-Ar y K-Ar (Goldberg *et al.*, 1988; Casquet *et al.*, 1992) en ~100 Ma.

Hasta la fecha se han propuesto tres modelos tectónicos diferentes para explicar la formación de la cuenca de Cameros y la geometría de los cuerpos sedimentarios sin-rift. El primero es el de Guiraud y Séguret (1985). Dichos autores proponen la formación de una falla normal en el zócalo, con una dirección E-W y buzamiento hacia el sur, situándose en posición de rellano en el Keuper y continuando esta situación varias decenas de kilómetros hacia el norte. La formación

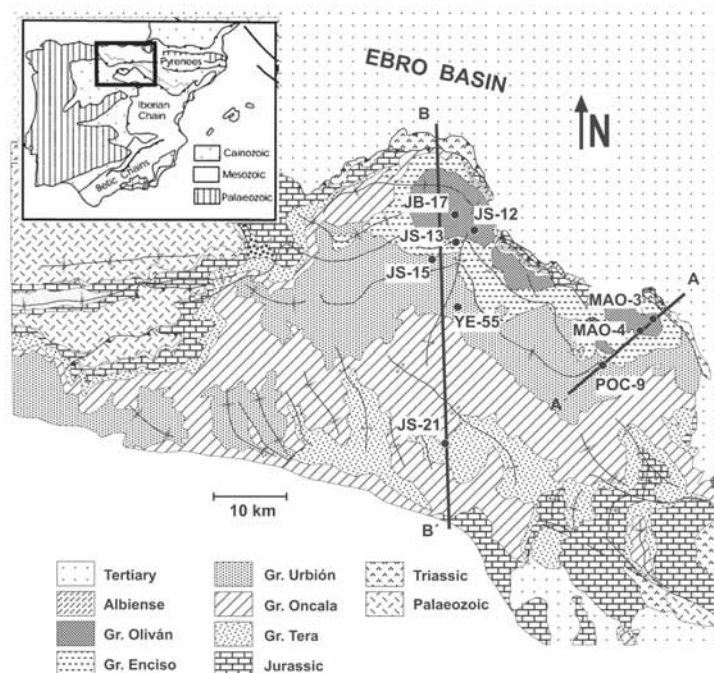


Fig. 1.- Mapa esquemático del área estudiada mostrando la situación de las muestras y los perfiles realizados. Modificado de Mata et al. (2001).

Fig. 1.- Schematic map of studied area showing the location of the samples and the geological profiles. Modified after Mata et al. (2001).

de una cuenca sinclinal sobre la rampa del zócalo sería ocasionada por el desplazamiento del bloque superior hacia el sur, produciéndose el onlap y la migración progresiva de los depocentros de las diversas unidades hacia el norte. Durante el Terciario, la falla normal mesozoica se invertiría ligeramente.

Mas *et al.*, (1993) interpretan estructuralmente la Cuenca de Cameros como una cuenca sinclinal formada sobre una rampa en una falla subhorizontal extensiva situada a varios kilómetros de profundidad dentro del zócalo. Las unidades sedimentarias que rellenan la cuenca pierden espesor hacia el margen sur y onlapan en el borde norte directamente sobre el prerift jurásico. Los depocentros de estas unidades se localizarían siempre sobre la rampa y fueron migrando hacia el norte en las unidades progresivamente más modernas. El máximo espesor vertical alcanzado por el relleno sedimentario de la cuenca sería de 5000 metros. La inversión de la cuenca se produciría mediante un cabalgamiento neoformado en su margen norte y un sistema de cabalgamientos en su borde sur.

Casas y Gil-Imaz (1998) propusieron un modelo de cuenca sinclinal con geometría de semigraben controlado por una falla lítrica que reactiva una estructura Hercínica previa, que no se extendería más allá de los límites de la cuenca y con una superposición vertical de las unidades que

se adelgazan en sus márgenes. El espesor máximo vertical del relleno sedimentario sería próximo a los 8000 metros. Durante el Terciario se produciría la inversión total del movimiento de la falla aprovechando el Keuper como nivel de despegue.

Metodología

Análisis de huellas de fisión en apatitos

Esta técnica se basa en la fisión espontánea de núcleos de ^{238}U que produce dos núcleos que son repelidos en sentido contrario generando un daño en la estructura cristalina o huella de fisión. Estas huellas tienen una longitud variable (de unas pocas mm hasta 1 mm) y unos pocos nanómetros de anchura. Atacando químicamente la muestra, las huellas alcanzan un tamaño suficiente para ser visibles con un microscopio óptico. La zona de daño producida por la fisión permanece después de que los núcleos se hayan detenido, pero un aumento en la temperatura puede hacer que este daño se regenere y que los átomos desplazados vuelvan a su posición original en la red cristalina. A este proceso de borrado de huellas se le conoce como borrado térmico (annealing). En el apatito, las huellas comienzan a borrarse por encima de los 60° C. A temperaturas menores todas las huellas presentan una longitud de 16 mm y no sufren acortamiento. A temperaturas mayores de 110°C (Gallagher *et al.*, 1998) las huellas que se forman son borra-

das casi instantáneamente por lo que a la zona con temperaturas superiores a los 110 °C se le conoce como zona de borrado total (Total Annealing Zone o TAZ). Si una muestra con una determinada historia térmica registrada por sus huellas de fisión alcanzase la TAZ, todas sus huellas serán borradas. A este fenómeno se le conoce como «resetting» y nos impide conocer su historia térmica anterior. Entre los 110 y los 60°C queda una zona en la que las huellas al sufrir un borrado parcial tendrán una longitud variable, desde unas pocas micras hasta 16 micras, la cual se conoce como Partial Annealing Zone o PAZ. La distribución del histograma de frecuencias de longitudes de huellas puede aportar de esta forma información sobre de qué manera se ha producido la evolución termal dentro de esta ventana de temperaturas.

En este trabajo se ha utilizado el método del detector externo que consiste en colocar un detector, en nuestro caso una lámina de mica libre de U, sobre la preparación ya atacada con el fin de bombardearlas conjuntamente con neutrones termal y provocar la fisión de los núcleos de uranio en los cristales de apatito. Esta fisión inducida producirá huellas que quedarán registradas en la lámina de mica y que tras ser atacada serán visibles con un microscopio óptico. De este modo conocemos la densidad de átomos hijo (las huellas espontáneas reveladas en los cristales de apatito), la de átomos padre (las huellas inducidas en la lámina de mica) y, junto con el método de calibración «x» (Hurford y Green, 1982) podemos obtener una edad para cada cristal de la muestra. La edad calculada corresponde con el tiempo transcurrido desde la formación del cristal o (lo que es muy frecuente) desde el último borrado total de huellas. En una muestra de roca sedimentaria es frecuente que exista más de una población de edades lo cual revela la existencia de varias fuentes sedimentarias que llevarán a sedimentación la historia termal del área fuente. Desde un punto de vista estadístico, consideramos una población de edad como el conjunto de edades que entra dentro de un rango de dispersión $2s$. En muestras procedentes de rocas ígneas, en las que los cristales se han formado en el mismo momento y han tenido una historia térmica común, las muestras presentan una única población.. En nuestro estudio se ha empleado las técnicas de «Binomial peak fit» de Brandon (1992, 1996) para separar las poblaciones de edad que mejor se ajustan estadísticamente.

Se ha comprobado que diferencias en la composición química de los apatitos, especialmente la sustitución de Cl y F influye decisivamente en la resistencia al borrado

de las huellas de fisión (Green *et al.*, 1986). Por consiguiente, muestras completamente reseteadas podrán presentar varias poblaciones de edad si la composición química de los cristales difiere entre sí.

(U-Th)/He en apatitos

El sistema (U-Th)/He es una herramienta termocronológica que se basa en la producción natural de átomos de helio a partir de isótopos radioactivos de uranio y torio mediante «desintegración α ». Los isótopos ^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th se desintegran de forma natural para formar isótopos estables de plomo (206, 207 y 208 respectivamente) liberando en cada reacción núcleos de helio (partículas α) electrones (partículas β) y energía.

El helio producido de este modo es retenido en la estructura cristalina, por lo que si se conoce la cantidad de He retenido, y las concentraciones de U y Th, podremos saber la edad de la muestra.

Un fenómeno frecuente es la presencia de inclusiones fluidas o minerales en el interior del cristal a estudiar. Estas inclusiones podrían contener cantidades considerables de He que harían a las muestras inadecuadas para el análisis con (U-Th)/He. La única forma de evitar esto es mediante una minuciosa selección de los cristales a analizar los cuales deben ser idiomorfos, sin fracturas y sin inclusiones y del mayor tamaño posible (no inferior a 50mm de diámetro).

Se sabe que la retención del He en un mineral se produce sólo a bajas temperaturas. En el caso del apatito, a temperaturas mayores de 40° C los átomos de helio comienzan a ser liberados de la estructura cristalina mediante difusión. Este concepto es de vital importancia a la hora de comprender los resultados obtenidos mediante esta técnica ya que el concepto de temperatura de cierre convierte las edades de He en edades de enfriamiento. La difusión de He es además función del tamaño y forma del cristal, de la tasa de enfriamiento y de la distribución de U-Th en el cristal (Farley, 2000).

Numerosos estudios han confirmado los experimentos de laboratorio y situado la zona en la que el He es parcialmente retenido, en el caso del apatito, entre los 40 y los 70°C, definiendo así la zona de retención parcial del helio (HePRZ: Helium Partial Retention Zone).

A temperaturas mayores de 70° C (temperatura de cierre del sistema; Farley, 2000) el He es totalmente liberado del cristal por difusión y por tanto las edades de He serán próximas a cero. Por debajo de 40° C prácticamente todo el He es retenido en la estructura cristalina.

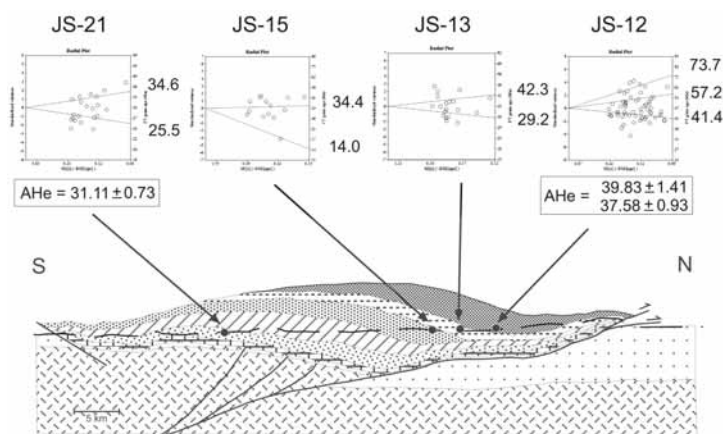


Fig. 2.- Corte geológico esquemático B'-B (ver figura 1) que muestra los radial plot de las muestras con los picos de edad de AFT y las edades de He. Corte modificado de Casas y Gil-Imaz (1998). Leyenda en la figura 1.

Fig. 2.- Schematic geological profile B'-B (see figure 1) that shows radial plots with AFT age peaks and AHe ages. Modified profile after Casas y Gil-Imaz (1998). The symbols are the same than figure 1.

Resultados

Con el fin de datar el momento de la inversión tectónica de la cuenca de Cameros y obtener información del modo en el que se produjo su exhumación, se realizó un muestreo a lo largo de un perfil N-S, perpendicular a las principales estructuras (ver Fig. 1) y se obtuvieron separados minerales de apatito para su análisis con (U-Th)/He y huellas de fisión.

Todas las muestras analizadas, presentan más de una población de edades de huellas de fisión, todas ellas más jóvenes que su edad estratigráfica, por lo tanto, se interpretan como muestras «reseteadas» durante el pico de máximo metamorfismo hace aproximadamente 100 Ma. La existencia de varias poblaciones de edades en muestras que han sufrido un «resetting» total sólo puede explicarse por diferencias en la composición química, lo que confiere a los cristales, una distinta respuesta cinética ante el borrado térmico de huellas. Estas edades de huellas abarcan un amplio rango entre los 74 y 14 Ma, pero puede observarse una relación entre la posición estratigráfica y estructural de las muestras y sus edades de huellas de fisión (ver Fig. 2). Las muestras procedentes de las partes más profundas de la cuenca que afloran en la actualidad (Gr. Urbión) presentan edades de huellas más jóvenes que las correspondientes a las más superficiales (Gr. Oliván) debido a que las zonas profundas tardaron más tiempo en exhumarse. Esta misma relación puede observarse en las muestras estudiadas por Barbero y Gil Imaz (2004), extraídas a lo largo del corte A-A' (ver Fig. 1) en la parte oriental de la cuenca. Estos datos presentan un rango de edades

de AFT entre 100 Ma (MAO-3) y 48 Ma (POC-9), que, como puede verse son más antiguas que los datos que aquí se presentan. Esto se explica porque la potencia del relleno sedimentario es mayor en la zona central que en el extremo oriental, por lo que la exhumación de las muestras del corte A-A' será anterior.

Los datos de (U-Th)/He muestran edades de enfriamiento de entre 31 y 40 Ma. La presencia de numerosas inclusiones en los cristales de apatito y la mala calidad de los mismos en cuanto a forma, tamaño y conservación se refiere, dificultaron mucho el proceso de selección previo al análisis, de ahí que sólo dos muestras presenten resultados fiables: JS-12 y JS-21, correspondientes a los grupos Oliván y Tera respectivamente.

Los datos de distribución de longitudes de huellas de fisión no están todavía disponibles puesto que la existencia de varias poblaciones de edad dificulta enormemente su obtención al tener que hallar una distribución para cada población de edad. Estos datos nos permitirían representar la evolución térmica de las muestras, sin embargo, si situamos las edades de enfriamiento de (U-Th)/He y huellas de fisión en un diagrama temperatura-tiempo junto con la edad estratigráfica de las muestras, podemos tener una idea bastante aproximada de cual fue la evolución térmica en este sector de la Sierra de Cameros (ver Fig. 3). Las máximas temperaturas alcanzadas por las muestras durante el pico de máximo metamorfismo no se conocen todavía con precisión. Tenemos datos de paleotemperaturas medidas en inclusiones fluidas que se encuentran en grietas de extensión rellenas por venas de cuarzo (Mata *et al.*, 2001). Estas grietas se for-

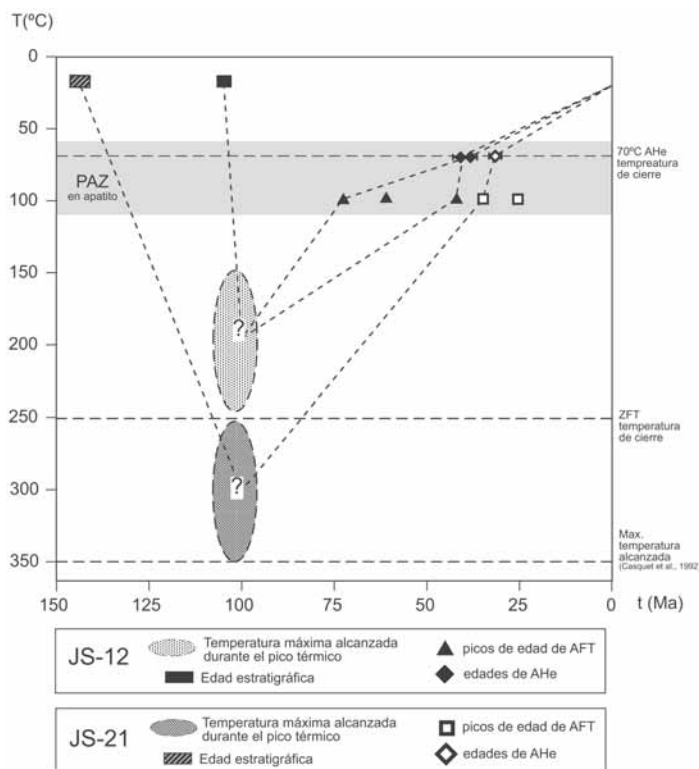


Fig. 3.- Diagrama temperatura-tiempo donde se muestran los datos obtenidos de edades de AFT y AHe y la edad estratigráfica.

Fig. 3.- Temperature-time diagram where is plotted AFT and AHe age data from this work and the stratigraphic ages.

maron en la etapa extensiva y anteriormente al clímax metamórfico. Los resultados muestran paleotemperaturas de entre 100 y 150° C para el grupo Oliván y entre 200 y 300°C para el grupo Tera. También sabemos que las muestras del techo del grupo Oliván para las que existen datos de huellas de fisión en circones (Barbero y Gil Imaz, 2004) quizá no estuvieron sometidas a temperaturas superiores a 250°C (temperatura de cierre del sistema, Hurford, 1986), ya que muestran múltiples poblaciones de edades todas ellas claramente más antiguas que la edad de la sedimentación. Con todos estos datos se ha delimitado el posible sector temperatura-tiempo correspondiente a la máxima temperatura alcanzada por las muestras durante el pico de máximo metamorfismo (ver Fig. 3).

Conociendo las edades de enfriamiento a partir de huellas de fisión y (U-Th)/He para la misma muestra, se han calculado posibles límites para las tasas de enfriamiento (ver Fig. 3). La muestra JS-21 está bien definida con una velocidad de enfriamiento de 8.6° C/Ma. La muestra JS-12 presenta una mayor dispersión entre sus poblaciones de edad, así que se han calculado unas tasas de enfriamiento máxima y mínima, siendo de 19.1° C/Ma y 0.8° C/Ma respectivamente. Estos datos sugieren la existencia de un aumento en la veloci-

dad de enfriamiento en torno a los 40 Ma, que podría estar ligado a la inversión tectónica y exhumación de la cuenca de Cameros durante la orogenia Alpina.

Conclusiones

El momento de la inversión tectónica de la cuenca de Cameros se sitúa alrededor de 40 Ma, definido por un aumento en la tasa de enfriamiento, cuyo origen sólo puede ser tectónico. Esta tasa de enfriamiento ha sido calculada a partir de los datos de AFT y AHe obtenidos en este trabajo, siendo de unos 8.6° C/Ma para el grupo Tera y de 19.1-0.8° C/Ma para el grupo Oliván. Las edades de AFT calculadas muestran una clara relación con la posición estratigráfica y estructural de las muestras, siendo las edades más jóvenes pertenecientes a las muestras más profundas. La dispersión en las poblaciones de edades de huellas de fisión puede deberse a diferencias en la composición química de los apatitos para una misma muestra, lo cual es probable teniendo en cuenta la naturaleza sedimentaria de las muestras. Especialmente la sustitución Cl-F, controla fuertemente la respuesta de los cristales ante el borrado térmico (Green *et al.*, 1986), por lo que es necesario el estudio de los mismos con microsonda electrónica con el fin de controlar este factor.

Agradecimientos

Este trabajo forma parte de la Tesis Doctoral de Pedro del Río y está financiada por el proyecto de investigación BTE2002-04168-C03-02 del MCYT. Se incluye en los objetivos del Grupo de Investigación RNM-160 del PAI. Gracias a R. Vela por su ayuda en la preparación de las muestras.

Referencias

- Barbero, L. y Gil-Imaz, A. (2004). En: *10th International Conference on Fission-track dating and Thermochronology, Amsterdam*, Abstract Volume, p. 140.
- Brandon, M. T. (1992). *American Journal of Science*, 292, 535-564.
- Brandon, M. T. (1996). *Radiation Measurements*, 26, 663-676.
- Casas-Sainz, A.M. y Gil-Imaz, A. (1998). *Geologische Rundschau*, 86, 802-818.
- Casquet, A., Galindo, C., González-Casado, J.M., Alonso, A., Mas, R., Rodas, M., García, E. y Barrenechea, J.F. (1992). *Geogaceta*, 11, 22-25.
- Farley, K.A. (2000). *Journal of Geophysical Research*, 105, 2903-2914.
- Gallagher, K., Brown, R.W. y Johnson, C.J. (1998). *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 26, 519-572.
- Goldberg, J.M., Guiraud, M., Maluski, H. y Séguret, M. (1988). *Comptes Rendus de L'Académie des Sciences, Paris*, 307, 521-527.
- Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W., Tingate, P.R. y Laslett, G.M. (1986). *Chemical Geology (Isotope Geosciences Section)*, 59, 237-253.
- Guiraud, M. y Séguret, M. (1985). En: *Strike-Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation* (K.T. Biddle y N. Cristhie-Blick, Eds.). SEPM Special Publication, 37, 159-175.
- Hurford, A.J. (1986). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92, 413-427.
- Hurford, A.J. y Green, P.F. (1982). *Earth Planetary Sciences Letters*, 59, 343-354.
- Mas, J.R., Alonso, A. y Guimera, J. (1993). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6, 129-144.
- Mata, M.P., Casas, A.M., Canals, A., Gil, A., y Pocoví, A. (2001). *Basin Research*, 13, 91-111.
- Tischer, G. (1966). *Notas y Comunicaciones Instituto Geológico y Minero de España*, 81, 53-78.