
Réplica

J. R. MAS¹, A. ALONSO¹ y J. GUIMERÀ²

¹ Dpto. de Estratigrafía, Universidad Complutense e Instituto de Geología Económica, CSIC. Facultad de Ciencias Geológicas, Ciudad Universitaria s/n, 28040 Madrid.

² Dpto. de Geología Dinámica, Geofísica i Paleontología, Universitat de Barcelona. Facultat de Geologia, Martí i Franqués s/n, 08028 Barcelona.

Los comentarios realizados por Casas-Sáinz y Gil-Imaz (1994) plantean una serie de críticas sobre el modelo por nosotros presentado, frente al que aducen observaciones por ellos realizadas que serían explicadas por un modelo de estructura y evolución de la cuenca previamente presentado por ellos (en Casas-Sáinz, 1990, Casas-Sáinz y Simón-Gómez, 1992 y Casas-Sáinz, 1993).

Las críticas de Casas-Sáinz y Gil-Imaz al modelo de estructura y evolución de la cuenca de Cameros, y a algunos de los datos sobre los que se sustenta, se refieren a los aspectos siguientes: 1) magnitud de la extensión en los materiales pre-rift, 2) geometría tridimensional de la cuenca y de su relleno, 3) direcciones de extensión durante el Mesozoico y de desplazamiento de la lámina de cabalgamiento durante la compresión terciaria y 4) amortiguamiento regional de la extensión relacionada con la formación de la cuenca. Trataremos a continuación cada uno de estos aspectos (los subrayados en las citas que hagamos de los comentarios de Casas-Sáinz y Gil-Imaz siempre serán nuestros).

Magnitud de la extensión en los materiales pre-rift

Afirmamos en el artículo comentado que:

1) En el substrato mesozoico (materiales pre-rift) de la cuenca de Cameros se encuentran fallas con saltos de orden métrico a decamétrico y, más raramente, hectométrico, pero siempre se conserva la continuidad de las capas.

2) La cuenca no está limitada, en su margen N por fallas mayores que afloran en superficie.

3) Los materiales que rellenan la cuenca se disponen en discordancia sobre el substrato mesozoico, normalmente el Jurásico marino y, localmente, sobre el Keuper. Solo localmente el contacto es por falla, como las descritas en el punto 1).

No afirmamos, por tanto, la "ausencia de fallas normales de escala cartográfica ... ligadas al relleno sedimentario de la cuenca" como nos atribuyen Casas-Sáinz y Gil-Imaz (1994). Lo que sí pretendemos afirmar es que las fallas normales sinsedimentarias con saltos verticales de orden hectométrico presentes en el borde N de la

cuenca de Cameros son de una escala inferior a las dimensiones de la cuenca, y que la extensión que pueden acomodar es insuficiente para formar una cuenca de las dimensiones de la de Cameros.

Casas-Sáinz y Gil-Imaz afirman, por su parte, que, a su juicio, estas afirmaciones nuestras "subestiman un conjunto de hechos de observación que justamente sugieren una importante extensión en los materiales carbonatados del Jurásico marino." Más específicamente, refiriéndose a nuestra afirmación de que las dimensiones de la extensión en los materiales mesozoicos anteriores a la cuenca es muy reducida, Casas-Sáinz y Gil-Imaz (1994) afirman que "existen suficientes evidencias de campo en el borde NE del macizo de Cameros que traducen una importante extensión en la secuencia pre-rift." Opinamos, como razonaremos a continuación, que no se muestran tales hechos de observación ni evidencias de campo por parte de Casas-Sáinz y Gil-Imaz.

Las evidencias que Casas-Sáinz y Gil-Imaz aducen se refieren a estructuras tanto a escala mesoscópica como macroscópica. Veremos a continuación sus afirmaciones respecto a cada una de estas escalas.

Fallas mesoscópicas en los materiales pre-rift

Aducen Casas-Sáinz y Gil-Imaz (1994) que "En varios puntos a lo largo del borde NE de la Sierra de Cameros los niveles carbonatados competentes del jurásico marino aparecen afectados por un sistema de fallas muy penetrativo ... en Peña Isasa, donde los niveles de la Fm. Cuevas Labradas están afectadas por este tipo de estructuras, que presentan un sentido de buzamiento hacia el Sur ... se puede estimar un factor de extensión $\beta=1,4$ (... ábacos de Angelier y Coletta, 1983) ... Como queda constatado, este mecanismo de extensión sin la aparición de grandes fallas normales, y favorecido por la existencia de niveles de despegue, es ya clásico en la literatura geológica". No describen, sin embargo, cual es la anchura y la extensión lateral del área afectada por esas fallas. El afloramiento mostrado en su fig. 2 tiene poco más de 30 m de anchura; si está relacionado con una zona de falla, puede no extenderse mucho más allá del sector visible.

Una extensión de un 40% si es local puede contribuir poco a la extensión a una escala mayor. Aparte del trabajo de Angelier y Coletta (1983), no citan ningún otro que pueda reforzar su opinión de que sea un modelo "ya clásico", ni que el contexto en el que estos últimos autores propusieron su modelo sea similar al de la cuenca de Cameros durante el Mesozoico.

Fallas macroscópicas en los materiales pre-rift

En opinión de Casas-Sáinz y Gil-Imaz "En los estratos competentes que aparecen dentro de la serie del Jurásico marino se han encontrado *con bastante frecuencia* fallas normales que superan en centenar de metros." Describen, a continuación, tres ejemplos.

El primero se encuentra en el barranco de Préjano (Casas-Sáinz y Gil-Imaz, 1994, figura 3); afirman que el dispositivo representado en esa figura "*puede interpretarse* como el de una falla normal de bajo ángulo (contacto sustractivo) que durante la inversión tectónica no se reactivó como inversa sino que se plegó dando lugar a la disposición geométrica (en rampa forzada) que se observa en el afloramiento actual"; y también que en el plano de falla "*aparece una lentícula (estructura en *dúplex extensional*) de calizas oolíticas del Bathoniense*". Pero a partir de los datos que ofrecen Casas-Sáinz y Gil-Imaz (1984), este dispositivo *puede interpretarse* de manera diferente con, al menos, el mismo grado de solidez: puede suponerse una falla inversa con un *dúplex contractivo* asociado (más exactamente, una única lentícula de cabalgamiento); dicha falla inversa podría ser perfectamente el resultado de la inversión y deformación de una falla mesozoica extensiva. Dispositivos como el presente son difíciles de restituir de una manera unívoca y, por tanto, hay una gran incertidumbre respecto a cual ha podido ser el desplazamiento de la falla en cada período de su actuación.

Los dos ejemplos siguientes que aducen Casas-Sáinz y Gil-Imaz (1994) están ilustrados en sus figuras 4 y 5. Afirman estos autores que en ellas que se observan "contactos mecánicos (rampa de bloque superior contra relleno de bloque inferior) entre el conjunto de las capas del Jurásico marino más los primeros niveles de facies continentales del Jurásico superior-Cretácico inferior (que forman el bloque superior de la falla normal) y los yesos y arcillas del Keuper (que forman el bloque inferior, Figuras 4 y 5)". Primeramente, hay que remarcar que estas relaciones por ellos descritas no se muestran en absoluto en su figura 5 A, donde se observa un conjunto de cuatro cabalgamientos imbricados vergentes al NE que solo producen contactos aditivos. En la restitución de este corte (fig. 5 B de Casas-Sáinz y Gil-Imaz, 1994), representan una falla normal de cuya inversión se generaría el cabalgamiento más superior; nos parece evidente que dicha falla normal no se desprende necesariamente del corte que ellos presentan (fig. 5 A de Casas-Sáinz y Gil-Imaz, 1994), es una interpretación y no un "hecho de observación"; además esta supuesta falla, tal como ellos la dibujan, afectaría exclusivamente al Keuper, al Jurásico marino y a la parte inferior del Grupo de Oncala (fig. 5 B

de Casas-Sáinz y Gil-Imaz, 1994), por tanto sería anterior a la mayor parte del relleno de la cuenca y no podría contribuir a la formación del espacio de sedimentación necesario durante el depósito de las unidades posteriores más potentes.

Por lo que respecta a la fig. 4 de Casas-Sáinz y Gil-Imaz (1994), hay que remarcar que las relaciones por ellos descritas las representan casi exclusivamente por encima de la superficie topográfica, sin que, lo así representado, esté justificado por estos autores con datos adicionales. Por tanto, el desplazamiento normal plurikilométrico intramesozoico que ellos aducen es una interpretación -a nuestro entender, poco justificada, ya que se puede construir el mismo corte con un salto hectométrico en dicha falla- y, evidentemente, no es un "hecho de observación". Uno de estos autores realizó en un trabajo anterior una interpretación diferente (Casas-Sáinz, 1990) mediante cabalgamientos 'fuera de secuencia'; Casas-Sáinz y Gil-Imaz (1994) afirman ahora que "la explicación más sencilla consiste en considerar fallas normales de bajo ángulo y desplazamientos desde varios hectómetros hasta varios kilómetros"; en ningún momento justifican donde se encuentra la mayor simplicidad de la segunda posibilidad respecto a la primera.

Juzgamos, también, conveniente, remarcar que las figuras 4 y 5 de Casas-Sáinz y Gil-Imaz (1994), las potencias y el número de los niveles diferenciados no siempre coinciden en los cortes A y B; como ejemplo, se puede comparar el Jurásico marino en ambas figuras.

A partir de lo que se acaba de discutir, opinamos que no están justificadas las afirmaciones con las que Casas-Sáinz y Gil-Imaz (1994) concluyen el apartado bajo el epígrafe de *La extensión mesozoica*: "Es fundamental resaltar que las estructuras del tipo de las descritas se encuentran a lo largo del borde norte de la cuenca, que es el sector en el cual aparecen los únicos afloramientos del Jurásico marino de la Sierra de Cameros. Su presencia y relativa frecuencia no es, pues, casual o anecdótica, y es razonable pensar que estas estructuras existan, *con toda probabilidad*, en las zonas en que la secuencia pre-rift se encuentra cubierta por los sedimentos en facies Purbeck-Weald de la cuenca mesozoica. Las tasas de extensión obtenidas en superficie *pueden ser extrapoladas* a los niveles no aflorantes"; las cursivas nos servirán para discutir diversos aspectos de su razonamiento.

Conviene resaltar dos cosas; por un lado que la Sierra de Cameros da nombre a la cuenca, pero ocupa solo una parte pequeña de ella (ver fig. 1), pero Casas-Sáinz y Gil-Imaz (1994) parecen confundirlas, tal vez porque solo han estudiado una pequeña parte de la cuenca, en su borde NE; por otro lado, extrapolar las fallas visibles en el borde N de la cuenca y las tasas de extensión que de ellas se deduzcan a la totalidad de la cuenca es una interpretación pero no está demostrado. De todo lo expuesto se desprende que el "Esquema idealizado de las situaciones de campo mostradas en las Figuras 2 a 5, que muestran cómo puede obtenerse una importante extensión de la secuencia pre-rift sin que se pierda la continuidad de la serie" (Casas-Sáinz y Gil-Imaz, 1994, pie de su figura

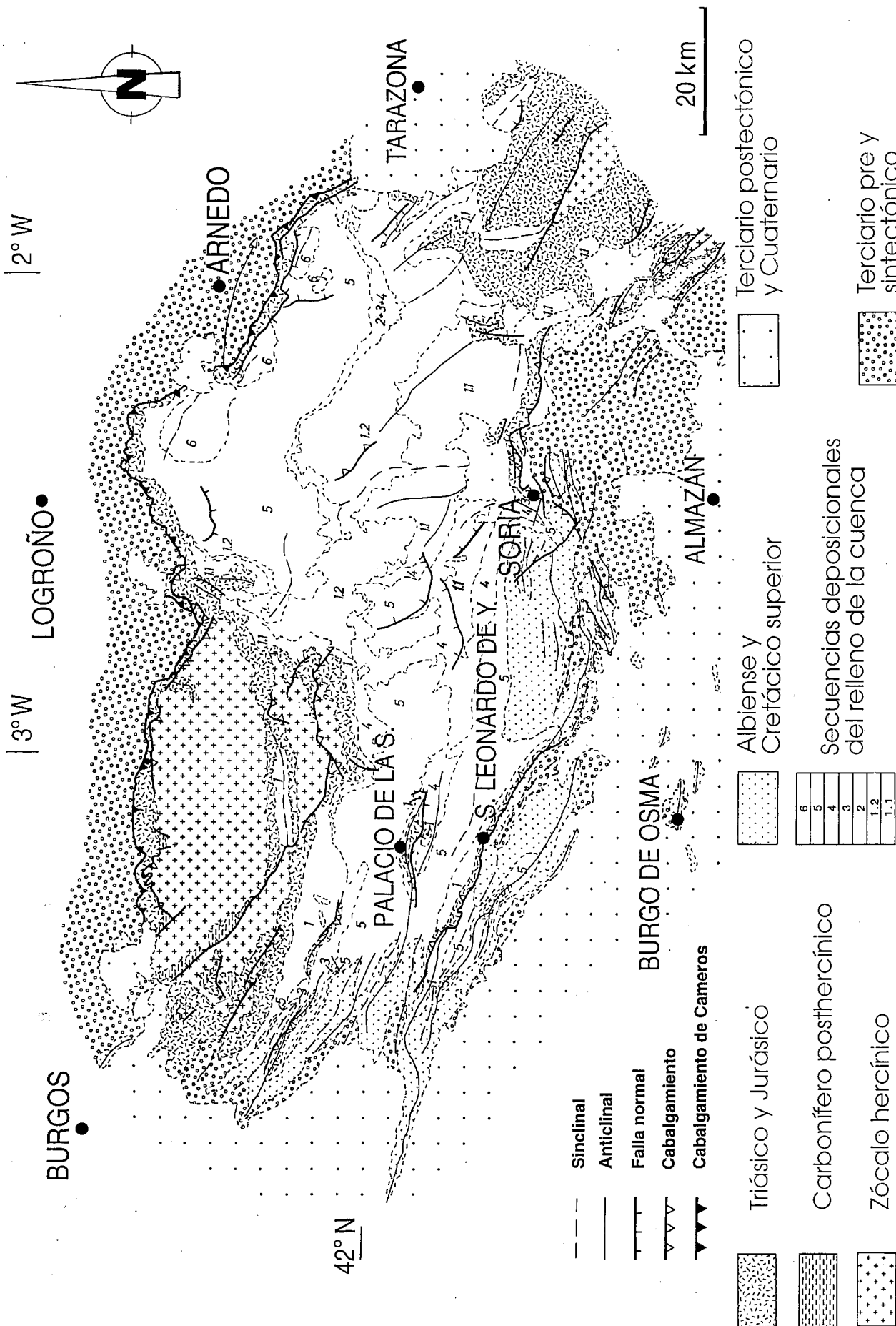


Figura 1.- Mapa geológico de la totalidad de la cuenca de Cameros, que muestra las Secuencias deposicionales que la rellenan y las estructuras producidas por su inversión durante la compresión terciaria (realizado a partir de la cartografía existente y de los trabajos de los autores).

6) que ellos representan en esta figura, es una interpretación que se basa en observaciones locales y suposiciones poco justificadas.

Geometría tridimensional de la cuenca y de su relleno

Todas las consideraciones que Casas-Sáinz y Gil-Imaz (1994) hacen sobre la geometría tridimensional de la cuenca consisten en negar la existencia de un onlap de las sucesivas SD sobre el substrato mesozoico y afirmar la existencia de la SD 1.2 (Grupo Oncala) en el margen septentrional de la cuenca (figs. 3, 7 y 8 de Casas-Sáinz y Gil-Imaz, 1994).

En el artículo objeto de discusión decimos que “las seis megasecuencias reconocidas se disponen en onlap hacia el norte sobre el substrato mesozoico previo, dando lugar a una migración en dicha dirección de los depocentros y de la distribución areal de cada unidad” (Mas *et al.*, 1993, pág. 139). Esto ya fue observado por Guiraud (1983) y Giraud y Séguret (1985) y cartográficamente la relación de onlap se observa desde el sector de Torrecilla en Cameros (al margen oriental del Paleozoico de La Demanda) hacia el N (Guiraud, 1983, plancha 1 y fig. 1).

En cuanto a la extensión de la SD 1.2, los trabajos de Díaz Martínez (1988) y Alonso y Mas (1993) demuestran que entre Préjano y Clavijo (margen N de la cuenca) la SD que se apoya sobre el Jurásico marino es la 5, representada aquí por las Fms Jubera y Leza, ésta última datada como Barremiense-Aptiense (Alonso y Mas, 1993) y, por tanto, estos materiales no pueden representar las SD 1.1 y 1.2 que son de edad titónico-berriasiense ni el Grupo Oncala (Tischer, 1966), de edad berriasiense.

Por último, la interpretación cartográfica que representan en su fig. 8 es cuanto menos discutible; por ejemplo, en Guiraud (1983, figs 20 y 21) el mismo dispositivo está interpretado como una discordancia erosiva dentro del Grupo Oliván. En esta figura Casas-Sáinz y Gil-Imaz (1994) incurren nuevamente en el error estratigráfico de considerar que es el Grupo Oncala la unidad que se apoya sobre el Jurásico marino, cuando es en realidad la Fm Jubera del Grupo Urbión (SD 5; Alonso y Mas, 1993).

Direcciones de extensión durante el Mesozoico y de desplazamiento de la lámina de cabalgamiento durante la compresión terciaria.

Por lo que respecta a los comentarios que Casas-Sáinz y Gil-Imaz (1994) hacen sobre algunos aspectos de nuestra interpretación sobre el modelo de Casas-Sáinz y Simón-Gómez (1992), admitimos que son acertados en algunos de sus puntos. Es cierto que Casas-Sáinz y Simón-Gómez (1992) suponen que las direcciones de extensión mesozoica y de desplazamiento de la lámina de cabalgamiento durante el Terciario son claramente diferentes y, por tanto, no cabe esperar que el corte que proponen (Casas-Sáinz y Simón-Gómez, 1992, fig. 2) esté compensado.

Disentimos, sin embargo, de la dirección de desplazamiento de la lámina de cabalgamiento de Cameros durante el Terciario hacia el NNW que Casas-Sáinz y Simón-Gómez (1992), Casas-Sáinz (1993) y Casas-Sáinz y Gil-Imaz (1994) proponen, aunque Casas-Sáinz (1993, p. 207) matizó dicha hipótesis afirmando que “it is possible that the transport direction ranged between NNW and N-S along the Tertiary compression”.

La fig. 2 resume los indicadores cinemáticos encontrados por Casas-Sáinz (1990), Casas-Sáinz y Simón-Gómez (1992) y Casas-Sáinz (1993) y aducidos por ellos para suponer un sentido de desplazamiento de la lámina de cabalgamiento hacia el NNW. De ellos, el único que indicaría tal dirección de transporte y el que está basado en un número mayor de datos se encuentra en las proximidades de Panzares (fig. 3). En este lugar, existen dos afloramientos de materiales sinemurienses (klippes) que se encuentran sobre los terciarios; Casas-Sáinz (1993, p. 206) afirma que “the thrust plane is here subhorizontal, with flats in both walls” y que en ellos -marcados en la fig. 3- “S-C type schistosity due to shear has developed in the Tertiary argillaceous levels”. Para discutir la naturaleza del contacto de las dos pequeñas klippes de materiales sinemurienses sobre los terciarios debe tenerse en cuenta que: 1) la sucesión estratigráfica de la lámina de cabalgamiento (fig. 3) comienza con los materiales del Keuper y continúa con los retienses-hetangienses antes de llegar a los sinemurienses, mientras que en las dos

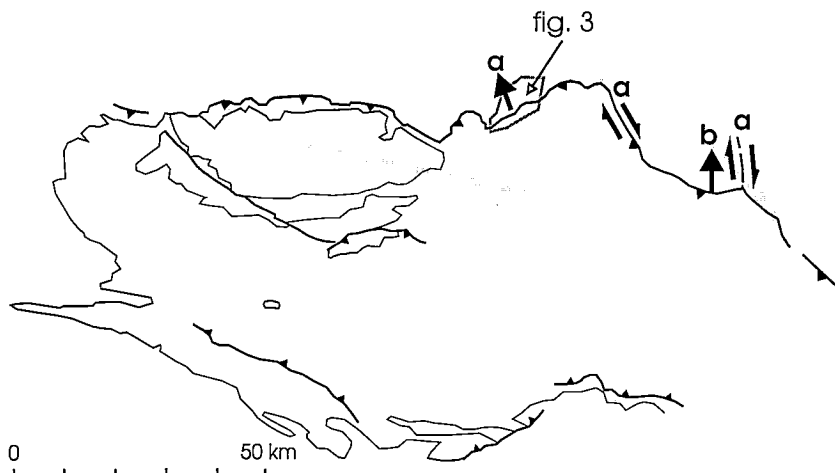


Figura 2.- Esquema de las estructuras producidas durante la inversión de la cuenca de Cameros. Se representan: 1) indicadores cinemáticos aducidos por Casas-Sáinz (1990 y 1993) -indicados con las letras a y b, respectivamente- y 2) aplicación de la *regla del arco y la flecha* (Elliott, 1976) al cabalgamiento de La Demanda-Cameros -margen N de la cuenca- para estimar el sentido de desplazamiento de la lámina de cabalgamiento. También se indica la localización de la fig. 3.

klippes son estos últimos los que se encuentran sobre los materiales terciarios; 2) existe una situación de rellano en el bloque superior en los materiales sinemurienses, lo que excluye que puedan interpretarse ambas klippes como restos de una rampa en la lámina de cabalgamiento; 3) la mayor parte de las superficies de clivaje medidas buzcan hacia el NNE, en sentido opuesto al buzamiento de la superficie de cabalgamiento y coincidiendo aproximadamente con la pendiente topográfica actual. De todo lo dicho deducimos que el contacto en la base de las klippes debe considerarse como substractivo, con una omisión de la serie del orden de 300 m; no forma parte, por tanto, de la superficie de cabalgamiento de Cameros-La Demanda. Podría corresponder a unas estructuras extensivas producidas por colapso en el frente de la lámina cabalgante, en cuyo caso la dirección de desplazamiento del bloque superior podría estar también influida por otros factores además de la dirección de desplazamiento de la lámina, como puede ser la topografía local frente a la lámina emergente. Teniendo en cuenta que la superficie sobre la que se han medido las estructuras S-C coincide aproximadamente con la pendiente topográfica actual, también es posible que dichas estructuras se hayan formado en la base de grandes bloques desplazados gravitacionalmente, en cuyo caso las estructuras S-C podrían ser posteriores al desplazamiento de la lámina y totalmente desligadas de él.

Los indicadores cinemáticos a escala mesoestructural (estrías, estructuras S-C, etc.) sobre la superficie de las fallas con desplazamiento plurikilométrico presentan el inconveniente de indicar el movimiento correspondiente a un lapso corto dentro del tiempo total de movimiento de la lámina superior; además pueden estar influidos por causas muy locales. Por ello opinamos que deben disponerse en un buen número para no correr el riesgo de tomar como generales direcciones de desplazamiento locales y restringidas en el tiempo o, al menos, utilizarlos conjuntamente con otro tipo de análisis (ver, por ejemplo, Casas-Sáinz *et al.*, 1992). Otro método de estimar la dirección de desplazamiento de una lámina de cabalgamiento es la regla del arco y la flecha (Elliott, 1976): la cuerda que une los dos extremos de un cabalgamiento tiene una bisectriz normal a lo largo de la cual se encuentra el desplazamiento máximo y dicha normal es paralela a la dirección de desplazamiento. En la fig. 2 se representa el arco y la cuerda que unen los dos extremos aflorantes del cabalgamiento de La Demanda-Cameros; la flecha que se deduce tiene un sentido NNE. Hay que tener en cuenta, sin embargo, que los dos extremos utilizados no son en absoluto los puntos donde se acaba el cabalgamiento, sino los puntos donde éste queda cubierto por los materiales terciarios postectónicos (ver fig. 1); así, el cabalgamiento se continúa hacia el W (o WNW) y el SE. En ésta última dirección, ha sido identificada su continuación bajo los sedimentos postectónicos, en el sondeo de Magallón-1 (Sánchez Navarro *et al.*, 1990), 35 km al SE del punto utilizado para construir el arco. De todo lo expuesto deducimos que, vistas las orientaciones posibles de las continuaciones hacia el W y el SE

del cabalgamiento de La Demanda-Cameros, el desplazamiento de los extremos del arco y la cuerda en esas direcciones producirá o un mantenimiento de la orientación de la flecha o -más probablemente vista la continuación del cabalgamiento hacia el SE- una reorientación de dicha flecha en un sentido más próximo al NE. Opinamos que, a la luz de los datos existentes, la estimación de la dirección de transporte de la lámina con el método del arco y la flecha es la más adecuada y explica satisfactoriamente los indicadores cinemáticos observados por los autores antes citados (excepto el correspondiente a la localidad de Panzares, fig. 3, ya discutido).

Respecto a la dirección de extensión durante la formación de la cuenca, los únicos datos aportados hasta ahora (Guiraud, 1983 y Guiraud y Séguret, 1985, fig. 5) consisten en la estimación de la dirección de extensión a escala de afloramiento a partir de pequeños diques de cuarzo y de grietas de tensión rellenas de calcita; las direcciones de extensión obtenidas son mayoritariamente NE-SW en las proximidades del margen NE de la cuenca, o sea, perpendiculares a dicho margen, pero esta orientación varía al alejarse de él, siendo NW-SE -también perpendicular al margen actual- entre Torrecilla y Panzares, al E del macizo de La Demanda. La dirección de extensión a escala de afloramiento, durante el relleno de la cuenca, parece, pues, influida por la orientación local de sus márgenes y no indicaría, por consiguiente, la dirección de extensión regional.

Concluimos que el sentido de desplazamiento de la lámina de La Demanda-Cameros más plausible es entre N y NNE, aproximadamente paralela a la dirección de compresión regional deducida a partir de las macroestructuras de la Cadena Ibérica (Guimerà y Álvaro, 1990) y de los Pirineos. Respecto a la dirección de extensión mesozoica, solo cabe afirmar que no está satisfactoriamente establecida.

Amortiguamiento regional de la extensión relacionada con la formación de la cuenca.

Casas-Sáinz y Gil-Imaz critican el modelo de amortiguación regional de la extensión que nosotros proponemos afirmando que "el modelo citado *elimina* el problema de la extensión en las capas de la secuencia pre-rift llevándolo a más de 100 km hacia el norte ... 'fuera' del corte geológico propuesto" y que en nuestra hipótesis "es parte fundamental un razonamiento absolutamente 'ad hoc', imposible de ser verificado o falsado", refiriéndose a la falla extensiva subhorizontal que suponemos en el zócalo.

Respecto al primer punto, no *eliminamos* el problema llevándolo 'fuera' del área estudiada; la cuestión es, tal como como explicamos en el artículo comentado (Mas *et al.*, 1993) y creemos haber mostrado en la presente respuesta, que la extensión en la secuencia pre-rift aparece como substancialmente menor a la necesaria para formar una cuenca de las dimensiones y con la potencia de sedimentos que se observan en la cuenca de Cameros; buscamos, entonces, una solución a este problema. Sobre el

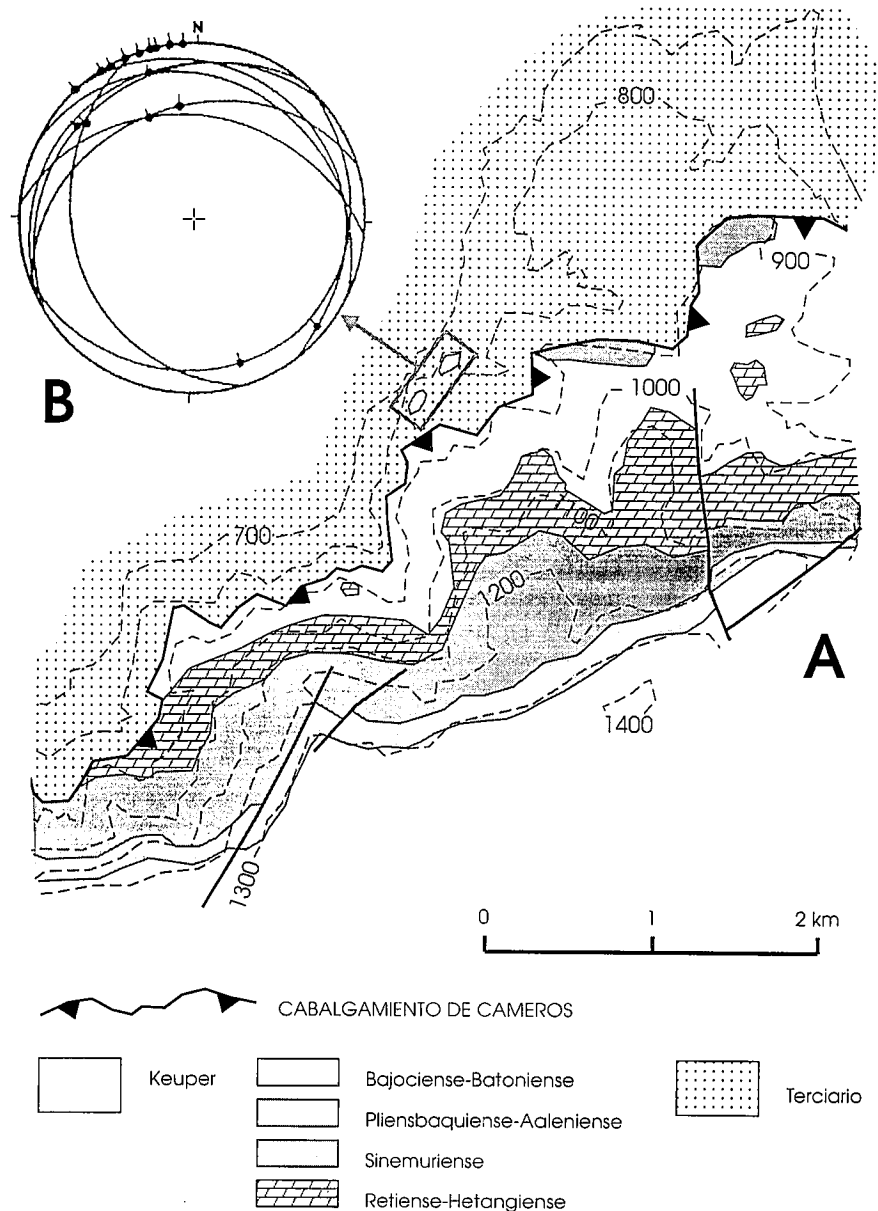


Figura 3.- A: Mapa geológico de los alrededores de Panzares, que indica la situación de las dos klippen de materiales sinemurienses en cuya base Casas-Sáinz (1990) aduce la presencia de indicadores cinemáticos (cartografía simplificada de Ramírez Merino *et al.*, 1990). B: Estereograma (hemisferio inferior) de las estrías sobre superficies S-C en la base de las klippen (de Casas-Sáinz, 1990).

segundo punto, puede criticarse la poca concreción de la profundidad a la que suponemos que se encuentra el nivel subhorizontal de la falla extensiva; los datos de que disponíamos en el momento de escribir el artículo o los razonamientos que sobre ellos habíamos hecho hasta ese momento no nos permitieron ser más concretos. Pero eso de ninguna manera implica, como han entendido Casas-Sáinz y Gil-Imaz (1994), que 'todo vale' y que no se puedan aducir datos a favor o en contra de la existencia de dicha falla -como veremos a continuación- y, por tanto, que la hipótesis no pueda contrastarse.

Sobre la existencia de una extensión en el dominio pirenaico (en el área vasco-cantábrica) coetánea con el desarrollo de la cuenca de Cameros, que pudiera absorber la extensión que produciría el desplazamiento hacia el S el bloque superior de la falla que nosotros proponemos, nos sorprende que Casas-Sáinz y Gil-Imaz (1994) argumenten en contra citando la existencia de cuencas con "4000 m en la zona de Cantabria y 2000 m en la cuenca de Vizcaya (García-Garmilla y Pujalte, 1988;

Rat, 1988)" como "bastante menores que en la cuenca de Cameros", cuando el espesor máximo vertical estimado en esa última cuenca es de 5000 m (todos estos espesores son comparables ya que en la cuenca vasco-cantábrica no hay migraciones laterales de los depocentros similares a los observados en la cuenca de Cameros; Rat, 1988). Hay que remarcar que, según Rat (1988), el registro sedimentario de edad titónica-albiense inferior de la cuenca vasco-cantábrica llega a alcanzar al menos 6000 m, y que se produjo en un contexto de fosas y semifosas limitadas por fallas normales orientadas entre NW-SE y E-W. Por otra parte, también existen cuencas con materiales del Cretácico inferior bajo los sedimentos terciarios de la Rioja; así, se encontraron más de 700 m, sin llegar a su base, en el sondeo Rioja-1 (Lanaja, 1987).

Por tanto, la hipótesis que nosotros planteamos en nuestro modelo es perfectamente contrastable, ya que se puede razonar sobre su adecuación para explicar la formación y el desarrollo de las cuencas de edad Malm superior-Albiense inferior del área vasco-cantábrica.

También critican Casas-Sáinz y Gil-Imaz (1994) "la posibilidad de despegues de bajo ángulo en el zócalo de esas áreas. En este sentido, Salas y Casas (1993), a partir de datos geofísicos, argumentan en contra de la posibilidad de dichos despegues intracorticales de bajo ángulo". No entendemos como, a partir del análisis de las anomalías gravimétricas, se pueda argumentar a favor o en contra de la existencia de despegues intracorticales, como suponen Casas-Sáinz y Gil-Imaz que hacen Salas y Casas (1993); a partir de tales datos pueden proponerse modelos sobre el grosor de la corteza y si ésta está adelgazada o engrosada, pero no de los mecanismos de adelgazamiento o engrosamiento, para cuya determinación deben tenerse en cuenta las estructuras que afectan a la región considerada. Las ramas aragonesa y castellano-valenciana de la Cadena Ibérica contiene pliegues de zócalo -plausiblemente relacionados con un sistema de cabalgamientos intracortical (Guimerà y Álvaro, 1990, fig. 4)- cuyo nivel de despegue puede estimarse, por compensación de áreas, entre -6 km para en el anticlinal de Montalbán y -13 km para el anticlinal del Moncayo, esto referido a las estructuras contractivas terciarias. Por lo que respecta a las estructuras extensivas mesozoicas, Roca y Guimerà (1992) y Roca *et al.* (1994) muestran la existencia de fallas lítricas que afectan al zócalo. Por otra parte, el perfil ECORS realizado en los Pirineos muestra (Choukroune *et al.*, 1989), bajo los sedimentos de la Cuenca del Ebro, unos reflectores en la parte superior de la corteza que se continúan hacia el S, y que podrían corresponder al nivel de despegue que uniría los Pirineos y la Cadena Ibérica propuesto por Guimerà y Álvaro (1990).

Otra suposición errónea de Casas-Sáinz y Gil-Imaz es el afirmar que "el modelo de Mas *et al.* (1993) supone la existencia de una franja de esquistosidad de fractura que se extiende desde Enciso hasta Ágreda, ligada al cambio de la situación de rellano en la cobertera mesozoica a rampa de basamento". Nuestro modelo no supone la existencia de tal franja, sino que ésta se describe en la bibliografía aparecida hasta entonces (Casquet *et al.*, 1992, a partir de los estudios de Pérez Lorente, 1990 y Gil-Imaz *et al.*, 1990), y nosotros nos limitamos a buscarle una posible explicación que, nos parece evidente, no es un aspecto central del modelo que proponemos; una muestra de ello es que este aspecto lo tratamos antes de entrar en la evolución estructural de la cuenca (Mas *et al.*, 1993, p.139). Los estudios publicados hasta el presente sobre el metamorfismo mesozoico y el clivaje en la cuenca de Cameros son o locales o tratan esos aspectos de una manera superficial; Casas-Sáinz y Gil-Imaz (1994) aducen una serie de observaciones y conclusiones que muestran un conocimiento mayor de estas dos cuestiones, pero que se basan en datos todavía inéditos; no podemos, por tanto, ni discutirlos ni valorar las implicaciones que puedan tener sobre nuestro modelo.

Otras consideraciones

Los autores del trabajo que es objeto de discusión

llevamos trabajando en varios aspectos concernientes a la cuenca de Cameros desde el año 1984, y en los aspectos más puramente estructurales desde el año 1991, con proyectos subvencionados por la CAICYT-DGICYT y la Universidad Complutense de Madrid, y con resultados traducidos por ahora en varias tesis doctorales y tesinas y numerosas publicaciones. Dichos estudios se extienden a toda la cuenca, no solamente a un sector de la misma, y, aunque una parte importante del trabajo hace hincapié en los aspectos estratigráficos y sedimentológicos, (por ejemplo: Alonso *et al.* 1982, 1986-87, 1989, 1991, 1993; Alonso y Mas, 1988, 1990, 1993; Clemente, 1987; Clemente y Alonso, 1988, 1990; Clemente *et al.* 1991; Clemente y Pérez Arlucea, 1993; Mas y Alonso, 1988, 1989, 1991; Meléndez *et al.* 1989; Salinas y Mas, 1990); también se han estudiado cuestiones relativas al metamorfismo que afecta a los materiales, (Casquet *et al.* 1992; Barrenechea 1994; Barrenechea *et al.* 1994); las relaciones entre la tectónica y la sedimentación (es una cuenca en la que las evidencias que demuestran la tectónica sinsedimentaria son espectaculares; Díaz Martínez, 1988; Alonso y Mas 1993; Alonso *et al.* 1993; Guimerà *et al.*, en prensa); y se han realizado largas campañas y numerosos análisis para procurar la datación de los materiales. Todos estos trabajos, que corresponden a la metodología normal del análisis de cuencas, buscan el conocimiento integral de la cuenca sedimentaria, única forma, a nuestro entender de comprender y explicar su formación (Mas *et al.* 1993); y evolución posterior (Guimerà *et al.*, en prensa). Aunque el trabajo dista de estar finalizado, es el momento de integrar los datos que hasta ahora se tienen para elaborar una hipótesis de formación de la cuenca que permita explicar los rasgos principales de la misma.

La respuesta al apartado de consideraciones finales de Casas-Sáinz y Gil-Imaz se hace especialmente difícil ya que se trata de apreciaciones y opiniones de carácter personal. No deseando utilizar dichos métodos de respuesta, deseamos que las argumentaciones razonadas que hemos desarrollado en esta réplica sean suficientes para mostrar que el modelo realizado con el programa *Fault!* (Wilkerson y Usdansky, 1989) ha sido un mero instrumento para visualizar nuestra hipótesis sobre el funcionamiento de la cuenca de Cameros, y que dicha hipótesis está basada en los datos obtenidos durante años de trabajo.

Finalmente, queremos remarcar que la consideración de "pensamientos subjetivos o hipótesis de moda" con que Casas-Sáinz y Gil-Imaz califican nuestro modelo de evolución de la cuenca de Cameros, se enmarca claramente en un campo de discusión ajeno al esperable en una discusión científica. Es sabido que todo pensamiento tiene una carga de subjetividad mayor o menor, por ello la discusión sirve para contrastarlos a partir de visiones y experiencias diferentes; por otra parte, que una hipótesis esté de moda o no lo esté es, aparte de una impresión subjetiva, irrelevante para valorar su adecuación o no a los hechos que pretende explicar; usar calificativos de este estilo es pretender descalificar sin necesidad de razonar.

Consideraciones finales

Como conclusión de lo discutido en el artículo comentado y en la presente respuesta, las características de la cuenca de Cameros que todo modelo debe explicar son, en nuestra opinión, las siguientes:

1) El relleno sedimentario de la cuenca de Cameros se organiza en seis secuencias deposicionales.

2) Las seis secuencias se disponen en onlap hacia el N sobre el substrato mesozoico previo.

3) Como resultado del último punto, se observa una migración hacia el N de los depocentros y de la distribución areal de las sucesivas secuencias.

4) La potencia de los materiales que rellenan la cuenca es de un máximo de 5 km en la vertical, aunque puede medirse hasta 9 km en el campo, como consecuencia de la migración de los depocentros antes aludida.

5) No se observan en el margen N de la cuenca fallas de salto kilométrico que puedan explicar el grosor de materiales reconocido.

6) Los materiales que rellenan la cuenca se disponen, de una manera general, en contacto sedimentario sobre los materiales previos a ella, en la mayor parte de las áreas lo hacen sobre el Jurásico marino.

7) Durante la compresión terciaria, la cuenca se invirtió totalmente, mediante un cabalgamiento con una flecha de hasta 30 km en el margen N -vergente hacia el N- y un sistema de cabalgamientos imbricado -vergente al S- en el margen S. Las estructuras de ambos márgenes afectan al zócalo en sus partes caudales.

El modelo que nosotros hemos propuesto opinamos que las explica satisfactoriamente.

Bibliografía

- Alonso, A.; Aurell, M.; Mas, J.R.; Meléndez, A. y Nieva, S. (1989). Estructuración de las plataformas del Jurásico superior en la zona de enlace entre la Cuenca Ibérica y el Estrecho de Soria. *Vol. de Publ. del XII Congr. Español de Sedimentología*, pp. 175-178. Bilbao.
- Alonso, A.; Floquet, M.; Mas, J.R. y Meléndez, A. (1993): Late Cretaceous Carbonate Platforms: Origin and Evolution, Iberian Range, Spain. *A.A.P.G. Memoir 56*, "Cretaceous Platforms", 297-313.
- Alonso, A.; Floquet, M.; Meléndez, A. y Salomon, J. (1982): Capítulo 7. Cameros-Castilla. *En: El Cretácico de España. Ed. de la Univ. Complutense*. pp.345-456.
- Alonso, A. y Mas, J.R. (1988): La transgresión aptiense al sur del Moncayo. Límites de las Provincias de Soria y Zaragoza. *Vol. de Com. del II Congr. Geol. de España*. pp. 11-14. Granada.
- Alonso, A. y Mas, J.R. (1990): El Jurásico superior marino en el sector Demanda-Cameros. La Rioja-Soria. *Cuadernos de Geología Ibérica*. 14. 173-198. Madrid.
- Alonso, A. y Mas, J.R. (1993): Control tectónico e influencia del eustatismo en la sedimentación del Cretácico inferior de la Cuenca de Los Cameros. España. *Cuad. de Geol. Ibérica*. N.17, 285-310. Madrid.
- Alonso, A.; Mas, J.R. y Meléndez, N. (1986-87): Los arrecifes coralinos del Malm en la Sierra de los Cameros (La Rioja, España). *Acta Geol. Hisp.*, 21-21:293-306.
- Alonso, A.; Meléndez, N. y Mas, J.R., (1991): Sedimentación lacustre durante el Cretácico en la Cordillera Ibérica. España. *Acta Geol. Hisp.*, 26:35-54.
- Angelier, J. y Coletta, B. (1983): Tension fractures and extensional faulting. *Nature*, 301:49-51.
- Barrenechea, J.F.; Rodas, M. y Mas, R. (1994): Clay Mineral variations associated to diagenesis and hydrothermal metamorphism of Early Cretaceous sediments in the Cameros Basin. Spain. *Clay Minerals*, en prensa.
- Barrenechea, J.F. (1994): *Evolución de la mineralogía de arcillas en el tránsito diagenesis-metamorfismo de bajo grado en el Grupo Urbión (Cretácico inferior) de la Cuenca de Los Cameros (Soria-La Rioja)*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense. 299 pp. (inédita)
- Casas-Sáinz, A.M. (1990): *El frente norte de las Sierras de Cameros: estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza. Publicada en: *Zubía, monográfico*, 4, Instituto de Estudios Riojanos, 220 p., 1992.
- Casas-Sáinz, A.M. (1993): Oblique tectonic inversion and basement thrusting in the Cameros Massif (Northern Spain). *Geodinamica Acta*, (París) 6(3):202-216.
- Casas-Sáinz, A.M. y Gil-Imaz, A. (1994): Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: la cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria) - Discusión. *Rev. Soc. Geol. España*, 7(3-4):000-000.
- Casas-Sáinz, A.M. y Simón-Gómez, J. L. (1992): Stress field and thrust kinematics: a model for the tectonic inversion of the Cameros Massif (Spain). *Journal of Structural Geology*, 14, 5: 521-530.
- Casas-Sáinz, A.M.; Simón-Gómez, J.L. y Serón, F.J. (1992): Stress Deflection in a Tectonic Compressional Field: A Model for the Northwestern Iberian Chain, Spain. *Jour. Geophys. Res.*, 97(B5): 7183-7192.
- Casquet, C.; Galindo, C.; González Casado, J.M.; Alonso, A.; Mas, R.; Rodas, M.; García Romero, E. y Barrenechea, J.F. (1992). El metamorfismo en la Cuenca de Cameros. *Geocronología e implicaciones tectónicas*. *Geogaceta*. 11. pp.22-25. Choukroune, P. y ECORS Team (1989): The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, 8: 23-39.
- Clemente, P. y Pérez-Arlucea, M. (1993): Depositional architecture of the Cuerda del Pozo Formation, Lower Cretaceous of the extensional Cameros Basin, North-Central Spain. *Jour. Sed. Petrol.*, 63 (3): 437-452.
- Clemente, P. y Alonso, A. (1990): Estratigrafía y sedimentología de las facies continentales del Cretácico inferior en el borde meridional de la Cuenca de Los Cameros. *Estudios Geol.*, 45:90-109.
- Clemente, P.; Alonso, A. y Pérez-Arlucea, M. (1991): Secuencias de depósito en la parte occidental de la cuenca de los Cameros. Jurásico terminal-Cretácico inferior. *III Col. del Cret. de España. Resúmenes*. p. 21.
- Clemente, P. (1987): *La Megasecuencia Barremiense-Aptiense (Cretácico inferior) en la Sierra de Cabrejas, Soria. Estratigrafía y Sedimentología*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Madrid. Inédita.
- Clemente, P. y Alonso, A. (1988). Estratigrafía del Cretácico inferior en la Sierra de Cabrejas, borde meridional de la Cuenca de Cameros (prov. de Soria). *Sedimentología de la Unidad basal*. *Vol. de Com. del II Congr. Geol. de España*. pp. 63 -66.
- Díaz Martínez, E. 1988: El Cretácico inferior en el sector de Jubera (Norte de la Sierra de Los Cameros, La Rioja): Relaciones entre tectónica y sedimentación. *Vol. de Com. del II Congr. Geol. de España*. Vol. 1. pp. 67-70.
- Elliott, D. (1976): Energy balance in thrust and deformation mechanisms of thrust sheets. *Proc. R. Soc. London*, A283:289-312.
- García Garmilla, F. y Pujalte, V. (1988): Los sistemas fluvio-lacustres "wealdenses" en el sector central de la región Vasco-Cantábrica: evolución paleogeográfica y tectosedimentaria. *II Congreso Geológico de España*, Granada, 1:79-82.
- Gil-Imaz, A.; Alba Enatarrriaga, J. y Pocovi Juan, A., (1990): Algunos aspectos de la deformación continua de los materiales mesozoicos del borde noroccidental de la Cordillera Ibérica (Rama Aragonesa): esquistosidad y microestructuras asociadas. *Geogaceta*, 8: 28 - 30.
- Guimerà, J.; Alonso, A. y Mas, J.R. (en prensa). Inversion of an extensional-ramp basin by a newly formed thrust: The Cameros basin (N.Spain). *In: J.C. Buchanan & P. Buchanan (eds.) Basin inversion. Spec. Publ. Geol. Soc. London*.
- Guimerà, J. y Alvaro, M. (1990): Structure and evolution of the compression alpine dans la Chaîne Ibérique et la Chaîne Côtière Catalane (Espagne). *Bull. Soc. Geol. France*, 8ème sér., VI (2): 339-340.
- Guiraud, M. y Seguret, M. (1985): A releasing solitary overstep model for the Late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdian) Soria strike-slip

- Basin (Northern Spain). In: *Strike slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation* (K.T. Biddle & N. Christie-Blick, Eds.), *S.E.P.M. Spec. Publ.* 37: 159-175.
- Guiraud, M. (1983): *Evolution tectono-sedimentaire du bassin wealdien (Cretacé inferieur) en relais de décrochement de Logroño-Soria (NW Espagne)*. Thèse 3ème Cycle. Montpellier. Université du Languedoc. Unpublished.
- Lanaja, J.M. (1987): *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España*. I.G.M.E., Serv. Publ. Min. Industr. Energ., Madrid, 465 p.
- Mas, J.R. y Alonso, A. (1991): Sistemas lacustres/costeros del Cretácico inferior de la Cuenca de los Cameros. Controles tectónico y eustático. *III Coloquio del Cretácico de España*, p. 47.
- Mas, J.R. y Alonso, A. (1989). Cement sequences in the Upper Jurassic Reefs of the Sierra de Los Cameros. (Soria-La Rioja, N. Spain). *Vol. de Com. del XII Congr. Español. de Sedimentología*, pp. 249-252. Bilbao.
- Mas, J.R. y Alonso, A. (1988). El complejo arrecifal progradante de Torrecilla en Cameros. (Kimmeridgiense inferior). *Pub. Instituto de Estudios Riojanos. Col. Ciencias de la Tierra. Geología*. Vol. 11. pp. 315-329. Logroño.
- Mas, J.R., Alonso, A. y Guimerà, J. (1993): Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: la cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria). *Rev. Soc. Geol. España*, 6(3-4):129-144.
- Meléndez, N., Alonso, N. y Mas, J.R. (1989). Secuencias deposicionales lacustres en las cuencas cretácicas de la Cordillera Ibérica. *Geogaceta*, V. 6. pp. 100-101.
- Pérez Lorente, F. (1990): La deformación alpina entre el Moncayo y el río Iruela (NO de la Cordillera Ibérica. Provincias de Soria y Zaragoza. España). *Bol Geol. Min.* 101 (4): 536-559.
- Ramírez Merino, J.I., Olivé Davó, A., Álvaro López, M., Hernández Samaniego, A. y Martín Serrano, A. (1990): *Mapa Geológico de España*, escala 1:50.000. Hoja núm 241 (Anguiano). Instituto Tecnológico GeoMinero de España.
- Rat, P. (1988): The Basque-Cantabrian Basin between the Iberian and European plates: some facts but still many problems. *Rev. Soc. Geol. España*, 1 (3-4): 327-348.
- Roca, E. y Guimerà, J. (1992): The Neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203, 203-218.
- Roca, E.; Guimerà, J. y Salas, R. (1994): Mesozoic extensional tectonics in the southeast Iberian Chain. *Geol. Mag.*, 131 (2): 155-168.
- Salas, R. y Casas, A. (1993): Mesozoic Extensional Tectonics, Stratigraphy and Crustal Evolution during the Alpine Cycle of the Eastern Iberian Basin. *Tectonophysics*, 228: 33-55.
- Salinas, F. y Mas, J.R. (1990): Estudio sedimentológico y tectosedimentario de la cubeta de Cervera del Rio Alhama (La Rioja) durante la sedimentación del Grupo Urbión (Cretácico inferior). *Estudios Geológicos*, 45: 41-51.
- Salomon, J. 1982: Les formations continentales du Jurassique superieur -Cretacé inferieur en Espagne du Nord (Chaînes cantabriques et Nord-Ibériques). *Mém.Geol. de L'Université de Dijon*, vol. 65.
- Sánchez Navarro, J.A.; San Román Saldaña, J.; Miguel Cabeza, J.L. de y Martínez Gil, F.J. (1990): El drenaje subterráneo de la Cordillera Ibérica en la depresión del Ebro: aspectos geológicos. *Geogaceta*, 8: 115-118.
- Tischer, G. (1966): El delta wealdico de las montañas ibéricas occidentales y sus enlaces tectónicos. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 81: 53-78. Madrid.
- Wilkerson, M.S. y Usdansky, S.I. (1989): *Fault! A Cross Section Modeling Program for the IBM*, mem. 22 p.