

FORUM

Evolución tectosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: la cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria): Discusión y Réplica

Discusión

A. M. CASAS-SAINZ y A. GIL-IMAZ

Departamento de Geología, Universidad de Zaragoza. Facultad de Ciencias, Pza. S. Francisco s/n. E-50009 Zaragoza.

El artículo de Mas *et al.* (1994) presenta un modelo de evolución tectosedimentaria del macizo de Cameros, desde el Mesozoico hasta el Terciario, mostrando tanto la etapa de fuerte subsidencia en la que se formó la cuenca de Cameros¹ (Jurásico superior-Cretácico inferior) como la compresión terciaria que ocasionó la inversión completa de la cuenca y un acortamiento de 30 km en el cabalgamiento del frente norte de la sierra de Cameros.

El planteamiento de la evolución de la cuenca de Cameros no es en absoluto original ya que retoma las ideas expresadas hace años por distintos autores: en cuanto a los aspectos estratigráficos y sedimentológicos, las principales secuencias de depósito fueron definidas por Guiraud (1983) y Guiraud y Séguret (1985); la inversión tectónica de la cuenca y su evolución mesozoico-terciaria fue ya establecida por Casas-Sainz (1990, 1993) y Casas y Simón (1992). La presunta originalidad del trabajo citado viene dada por el modelo de cuenca e inversión que propone. Este modelo está basado, como veremos más adelante, en argumentos erróneos tanto en sus aspectos geométricos como cinemáticos.

En la presente discusión argumentamos que el modelo para la evolución durante el ciclo alpino de la Cuenca de Cameros que presentan Mas *et al.*, (1994) se basa en supuestos que no están suficientemente justificados. Los aspectos de este modelo que deberían ser revisados hacen referencia por un lado la geometría de los cuerpos sedimentarios que rellenaron la cuenca (secuencia sin-rift) y por otro a la cinemática de toda la zona durante la etapa extensional mesozoica. También encontramos que el modelo presentado por los autores citados no explica algunas evidencias de campo importantes, y que los autores citados interpretan de forma poco exacta los mode-

los de cuenca y de inversión tectónica presentados por otros autores anteriores (fundamentalmente Guiraud y Séguret, 1985, y Casas y Simón, 1992). En los apartados que siguen discutimos de forma más detallada cada uno de estos aspectos.

La extensión mesozoica

Mas *et al.* (1994) afirman que: "la extensión experimentada por los materiales mesozoicos anteriores a la cuenca es muy reducida. Se observan en ellos, tanto en afloramiento como en los perfiles sísmicos, fallas normales con saltos métricos a decamétricos (Guiraud, 1983), que excepcionalmente pueden llegar a ser mayores (Díaz Martínez, 1988), pero siempre se conserva la continuidad de las capas". Por otro lado los referidos autores consideran que la cuenca no estuvo limitada por fallas normales mayores que afloren en superficie, y que, en los bordes de la cuenca finijurásica-eocretácica, existe un contacto discordante entre los materiales que rellenan la cuenca y la series mesozoicas anteriores (triásicas y jurásicas). A nuestro juicio, ambas afirmaciones subestiman un conjunto de hechos de observación que justamente sugieren una importante extensión en los materiales carbonatados del Jurásico marino. En cuanto al primero de los aspectos, existen suficientes evidencias de campo en

¹ De acuerdo con la etimología conocida hoy en día, "Cameros" o "Camberos" proviene de "Campo de los Berones", un pueblo prerromano que compartía con Vascones y Celtíberos el territorio de lo que hoy es la Rioja. El uso del artículo precediendo a "Cameros" no es correcto. Los nombres correctos son "Cameros", "Sierra de Cameros" (toponímicamente se diferencian Camero viejo y nuevo) o "Cuenca de Cameros", pero nunca "Sierra de los Cameros" o "Cuenca de los Cameros".

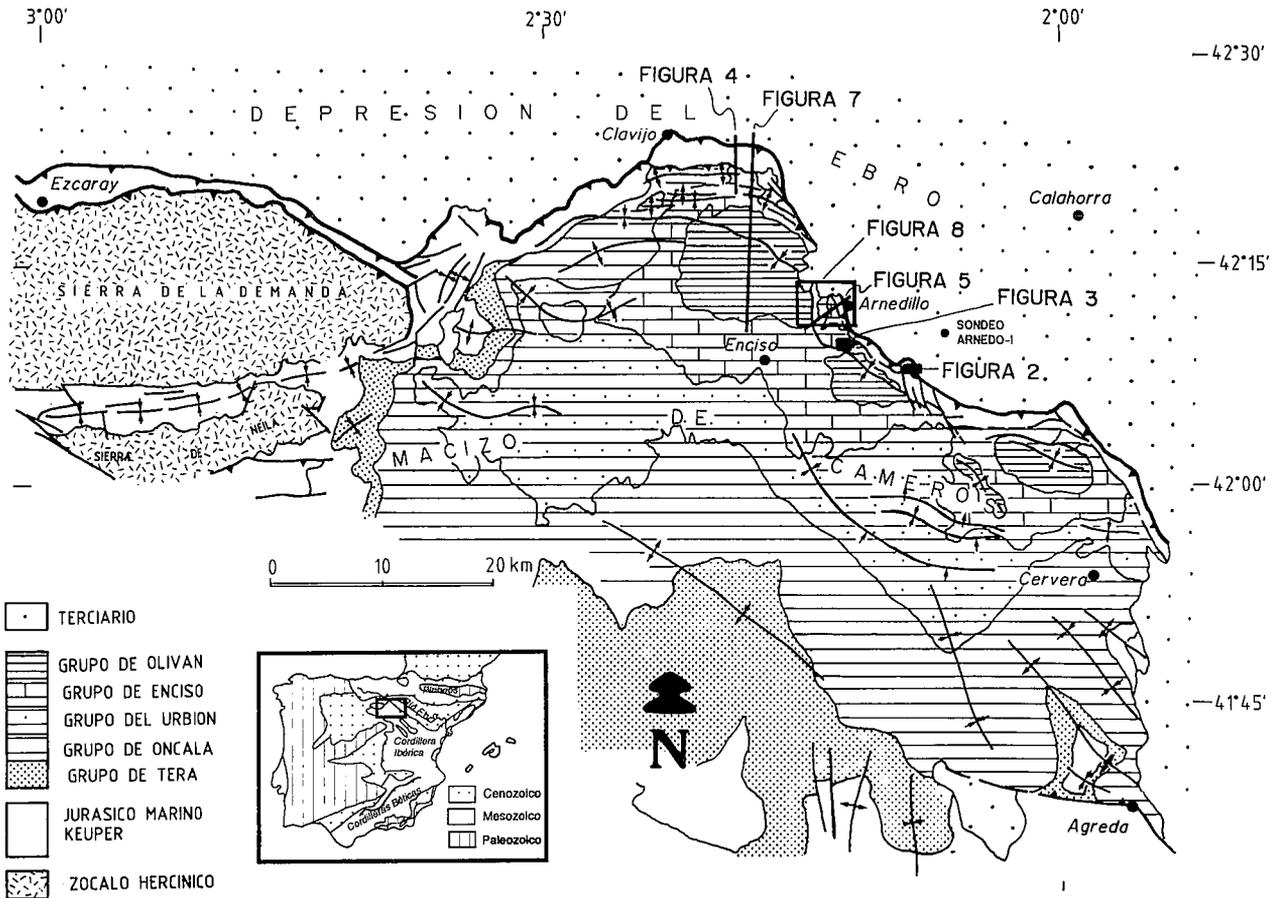


Figura 1. - Esquema geológico de la zona norte del macizo de Cameros, donde se muestra la situación de las localidades citadas en el presente trabajo.

el borde NE del macizo de Cameros que traducen una importante extensión en la secuencia pre-rift. A lo largo de esta zona (ver Figura 1) se encuentran varios tipos de estructuras que afectan a los materiales del Jurásico marino (separado del zócalo por un importante nivel de despegue), que, como más adelante veremos, dan idea de la importante extensión experimentada por estos niveles durante la formación de la cuenca en el Jurásico superior-Cretácico inferior, a saber:

1) 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 (con espaciados menores de 10 cm y desplazamientos que varían entre menos de 1 cm y varios decímetros), cortadas por otras fallas normales de

menor buzamiento y mayor escala. Uno de los ejemplos más espectaculares puede observarse en Peña Isasa, donde los niveles de la Fm. Cuevas Labradas están afectados por este tipo de estructuras, que presentan un sentido de buzamiento hacia el Sur, contrario al de las superficies de estratificación (Figura 2). Teniendo en cuenta las magnitudes de los buzamientos de la estratificación y de las fallas, en este punto se puede estimar un factor de extensión $\beta=1,4$ (mediante una inmediata aplicación de los ábacos de Angelier y Colletta, 1983). Obsérvese que, a pesar de la magnitud de la extensión, las capas de caliza no pierden su continuidad. 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. Pre-

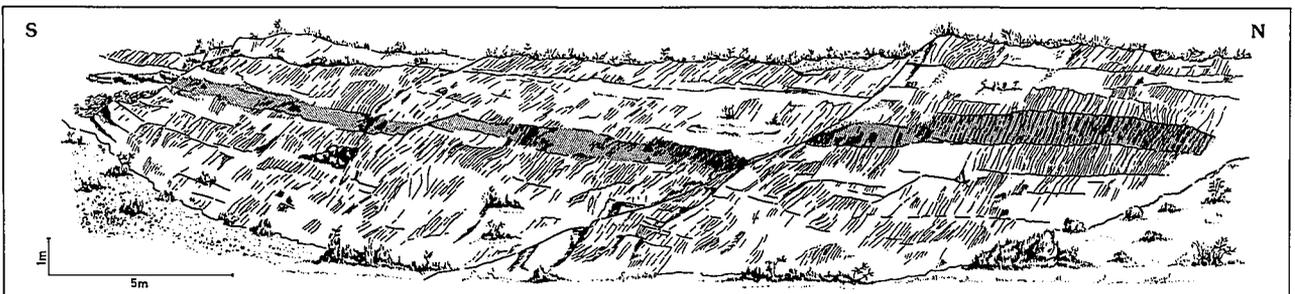


Figura 2. - Esquema de campo del afloramiento de fallas y fracturas con desplazamiento normal de Peña Isasa (situación en Figura 1). Los niveles corresponden a las calizas y dolomías tableadas de la formación de Cuevas Labradas.

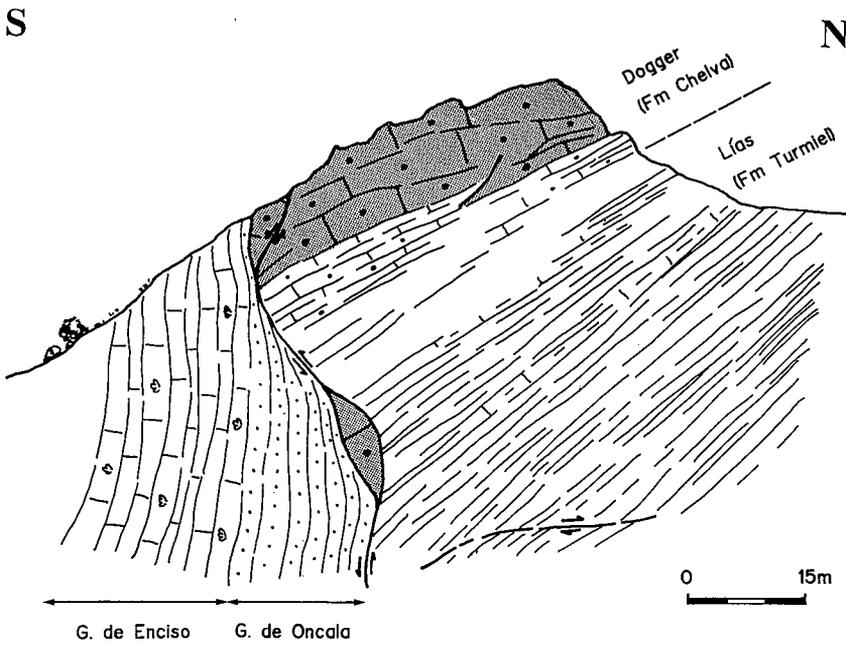


Figura 3.- Esquema de campo de una falla normal hectométrica, formada durante la sedimentación de las facies Purbeck-Weald y plegada durante la compresión terciaria. Barranco de Préjano (situación en Figura 1).

cisamente la existencia del importante nivel de despegue que constituyen las facies Keuper (que en algunos puntos alcanzan más de 500 m de espesor) ha favorecido que las grandes fallas de zócalo no lleguen a propagarse hasta la cobertera (hecho ya resaltado por Guiraud y Séguret, 1985).

2) En los estratos competentes que aparecen dentro de la serie del Jurásico marino se han encontrado con bastante frecuencia fallas normales con saltos que supe-

ran el centenar de metros. Un ejemplo representativo se observa en las calizas oolíticas del Bathoniense del afloramiento situado en el barranco de Préjano (Figura 3). Aquí, los estratos de las formaciones de Turmiel y Chelva se encuentran en situación de rampa contra el plano subvertical de la falla, en la que aparece una lentícula (estructura en dúplex extensional) de calizas oolíticas del Bathoniense. Por su parte, los estratos en facies Weald (areniscas y calizas de los Grupos de Oncala y Enciso)

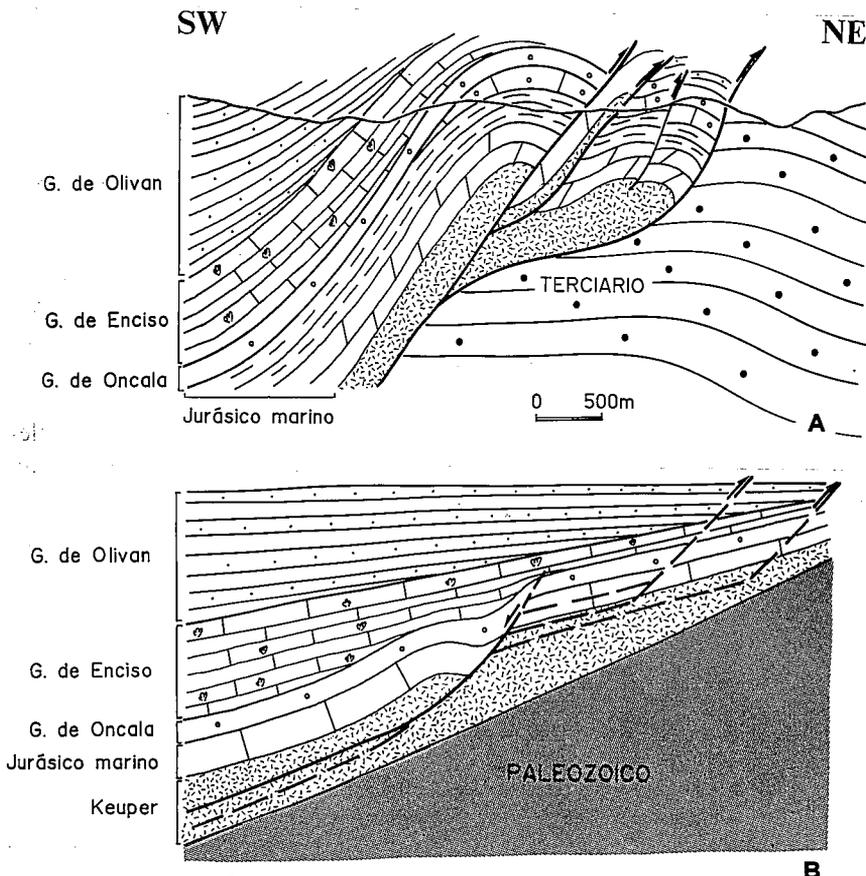


Figura 4.- A. Corte geológico en la margen izquierda del río Cidacos cerca de Arnedillo (situación en Figura 1). B. Interpretación del corte en el marco de la inversión tectónica de la cuenca de Cameros.

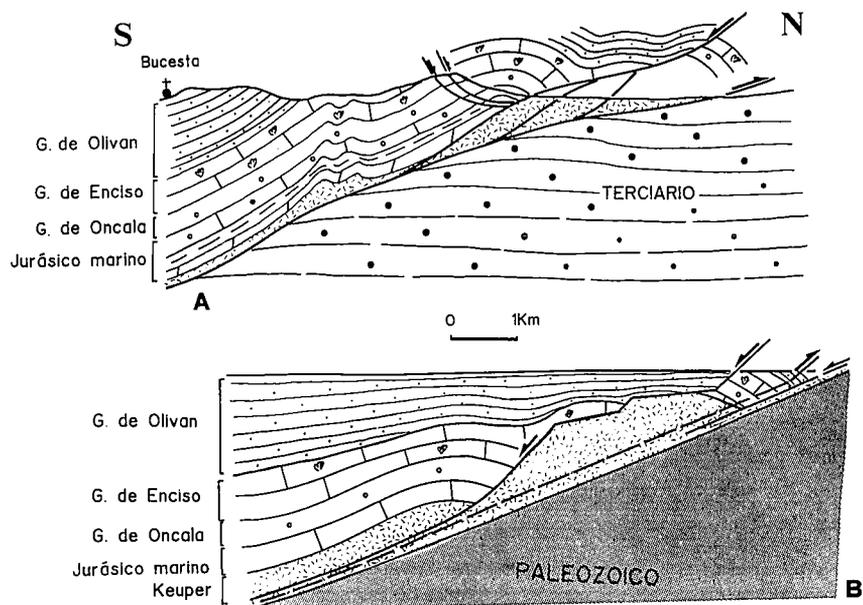


Figura 5.- A. Corte geológico del borde norte de la Sierra de Cameros (situación en Figura 1), en el que se muestra una falla normal con fuerte desplazamiento que afecta a la secuencia pre-rift. B. Interpretación de la geometría del corte dentro de la evolución mesozoico-terciaria de la cuenca de Cameros.

aparecen subverticales y casi paralelos a la falla normal. Este dispositivo 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. Su situación antes de la etapa compresiva aparece representada más adelante, en la Figura 6.

Por otro lado, la afirmación de que en los perfiles sísmicos sólo se observan fallas normales con saltos métricos a decamétricos se debe a que la orientación del perfil elegido por Mas *et al.* (1994) es prácticamente perpendicular a la dirección de extensión mesozoica (ver más abajo la discusión sobre las direcciones de extensión y compresión), es decir, subparalela a las grandes fallas normales que limitaban la cuenca. De este modo el he-

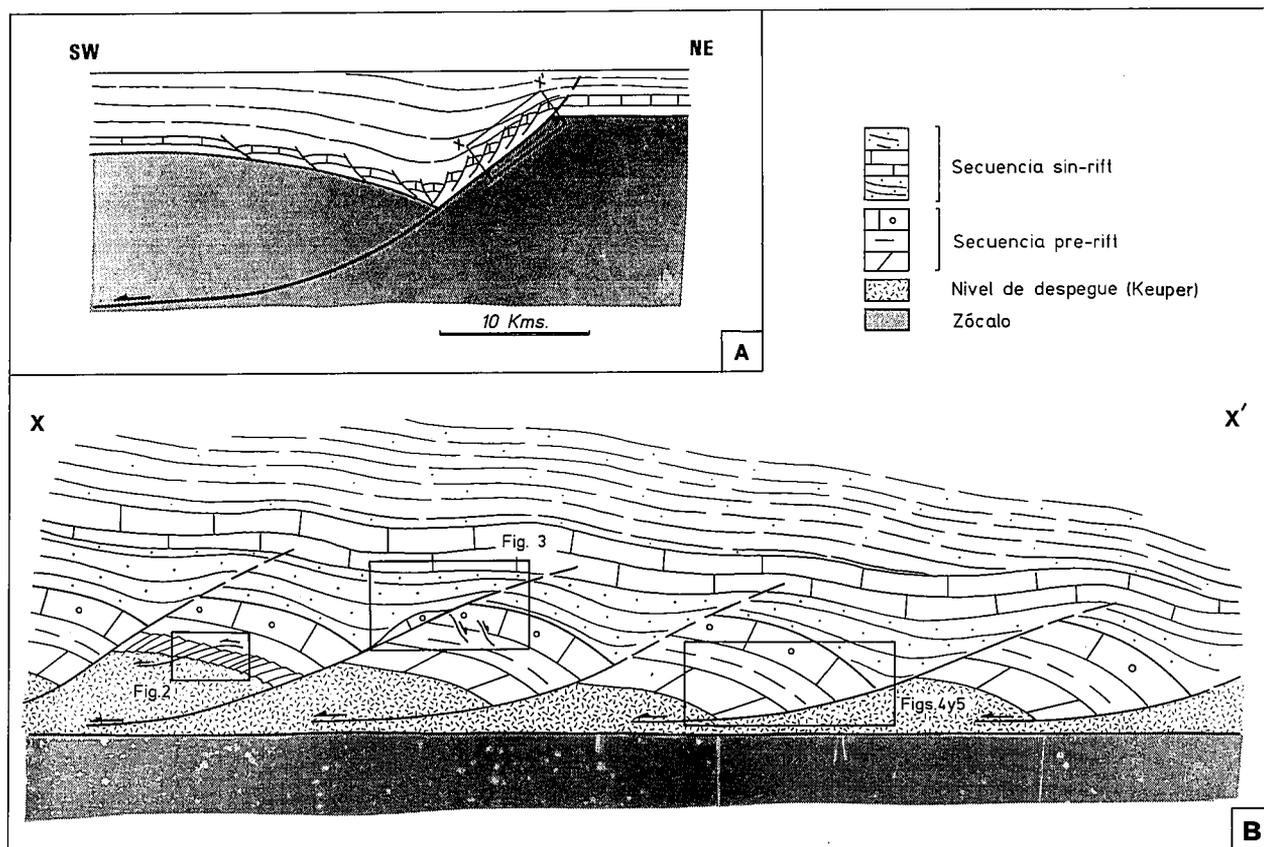


Figura 6.- Esquema idealizado de las situaciones de campo mostradas en las Figuras 2 a 5, que muestran cómo puede obtenerse una importante extensión de la secuencia pre-rift sin que se pierda la continuidad longitudinal de la serie. La situación representada en la Figura corresponde a un factor de extensión $\beta=1,5$.

cho de que los reflectores correspondientes al Jurásico marino sean continuos a lo largo de este perfil no es un argumento a favor del modelo de cuenca propuesto por Mas *et al.* (1994).

Por lo que se refiere a la ausencia de fallas normales de escala cartográfica visibles en superficie y ligadas al relleno sedimentario de la cuenca (hecho defendido por los citados autores), hay que señalar la presencia de dispositivos geométricos particulares que se repiten a lo largo del borde NE de la Sierra de Cameros (Durántez *et al.*, 1978; Casas-Sainz, 1990; Hernández *et al.*, 1989), desde Clavijo hasta Cervera, que apoyan precisamente la idea contraria. Estos dispositivos se traducen en contactos mecánicos (rampa de bloque superior contra rellano 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). Aunque esta disposición geométrica ha sido interpretada anteriormente como el corte de estructuras previas de plegamiento (anticlinal-sinclinal) por cabalgamientos fuera de secuencia (Casas-Sainz, 1990), la expli-

cación más sencilla consiste en considerar fallas normales de bajo ángulo y desplazamientos desde varios hectómetros hasta varios kilómetros, que pondrían en contacto (con rampa de bloque superior) los niveles de la cobertura mesozoica con los yesos del Triásico (Figura 6). Los anticlinales de roll-over de bloque superior se reapretarían durante la compresión terciaria.

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 en la Sierra de Cameros (ver Figura 1). 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 (situación representada en la Figura 6).

A partir de estos datos es evidente que cuando Mas *et al.* (1994) afirman que la extensión sufrida por la serie pre-rift es muy pequeña están interpretando parcialmente las hipótesis expuestas anteriormente por otros autores

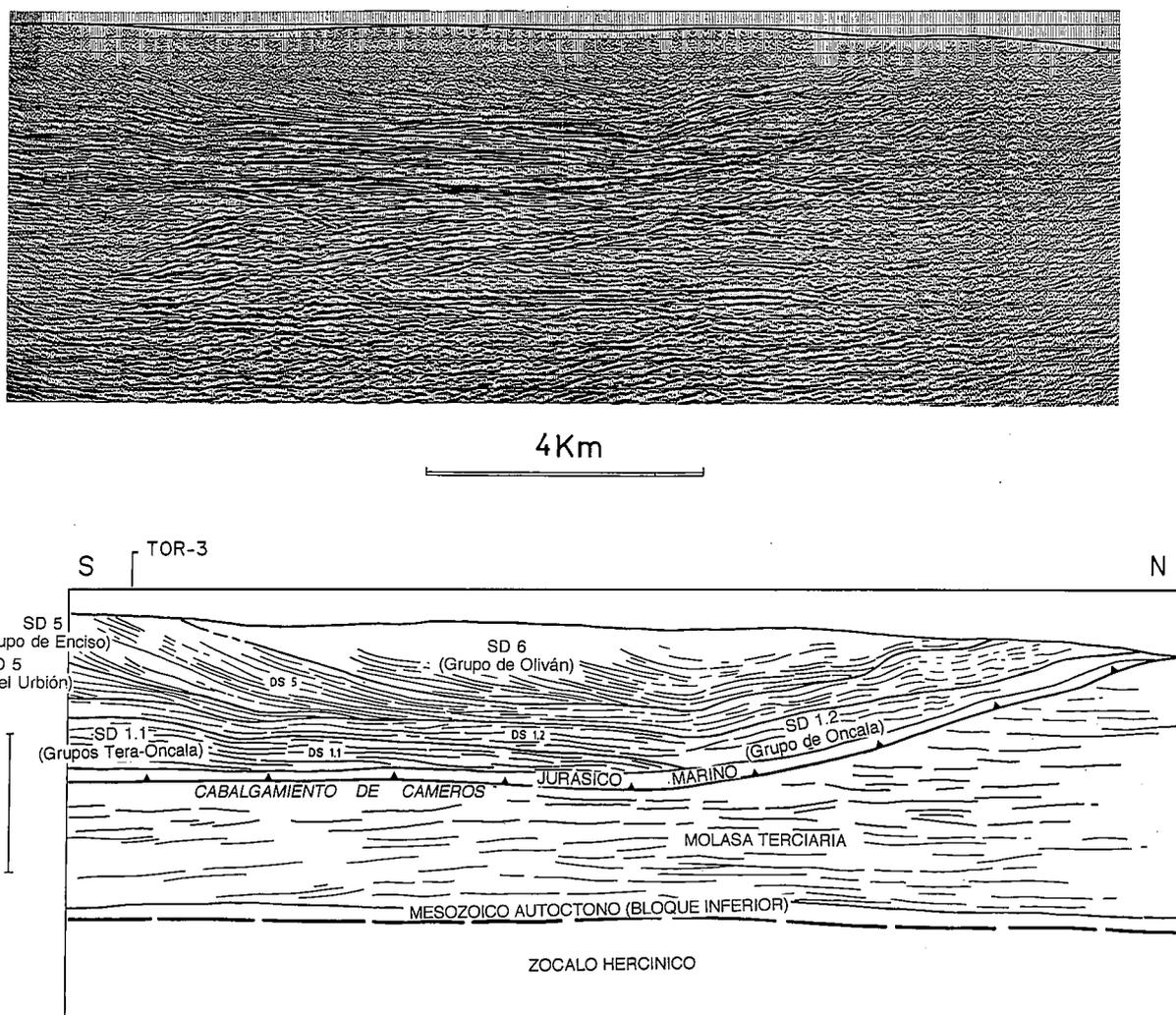


Figura 7.- Perfil sísmico 86-02 (situación en Figura 1), en el que pueden verse las relaciones geométricas de los grupos Oncala (secuencia 1.2 de Mas *et al.*, 1994), Enciso (secuencia 5) y Oliván (secuencia 6 de Mas *et al.*, 1994), con su correspondiente interpretación. Escala vertical en tiempos dobles.

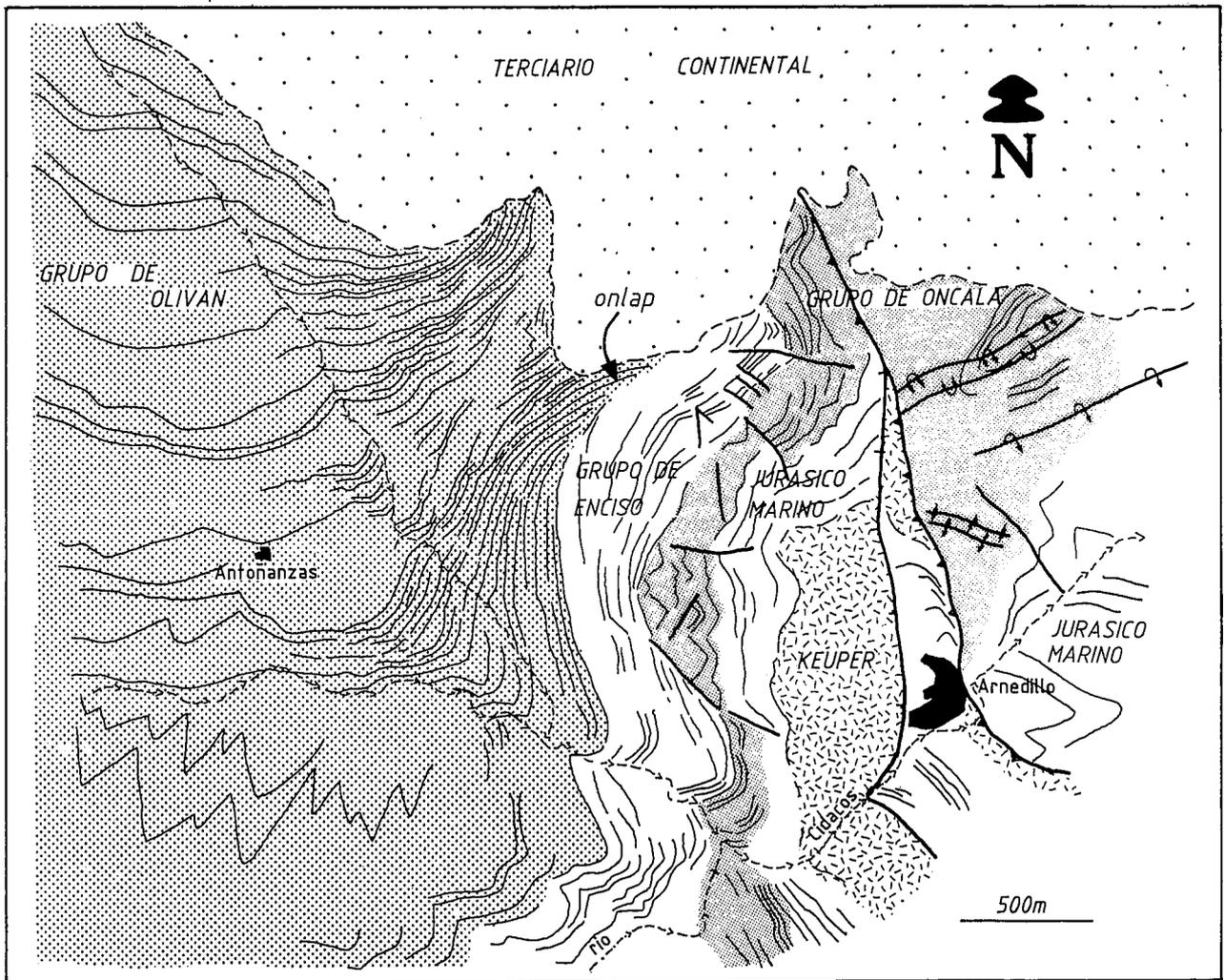


Figura 8.- Esquema fotogeológico de la zona de Arnedillo, realizado a partir de las fotografías aéreas de escala 1:18.000 en el que puede verse la relación geométrica en onlap del grupo de Oliván sobre el grupo de Enciso.

(Guiraud & Séguret, 1984; Casas, 1993) y no valoran suficientemente las evidencias de campo que muestran lo contrario.

Consideraciones sobre la geometría tridimensional de la Cuenca de Cameros

La geometría de la cuenca presentada en el trabajo de Mas *et al.* (1994) está basada en supuestos erróneos sobre la disposición de los cuerpos sedimentarios. Las sucesivas secuencias de depósito no se disponen en onlap sobre el sustrato mesozoico, como argumentan los citados autores, sino sobre las secuencias anteriores contemporáneas con el rifting, con excepción de las secuencias denominadas 1.1 y 1.2 que se apoyan directamente sobre la secuencia pre rift (ver Figura 1). En la zona oriental de Cameros solamente las secuencias 1.1, 1.2, 5 y 6 (de Mas *et al.*, 1994, equivalentes a los ciclos 1,2,3 y 4 de Guiraud, 1983) aparecen bien representadas. La secuencia 1.2 es la que ocupa una mayor extensión, ya que puede seguirse desde el macizo del Moncayo hasta la De-

manda, mediante los perfiles sísmicos realizados por Repsol-Exploración en los años 80. La parte inferior de la secuencia 5 (parte superior del Grupo del Urbión de Tischer, 1966) se dispone en onlap neto sobre la secuencia 1.2, tanto en el área de Torrecilla como en el sector oriental (como ya señalan Guiraud y Séguret, 1984; ver también Ramírez *et al.*, 1989 y Hernández *et al.*, 1989). En el perfil sísmico TOR 86-02, realizado en la parte norte de las Sierras de Cameros (Figura 7, ver situación en la Figura 1) se puede observar claramente que el Grupo de Enciso (que forma la parte superior de la secuencia 5 de Mas *et al.*, 1994) también se dispone en onlap sobre la secuencia 1.2 en profundidad. Además, en este perfil sísmico aparece la secuencia 6 (Grupo de Oliván, de Tischer, 1966) en onlap sobre la 5 y no sobre los estratos pre-rift del Jurásico marino. A partir de la geología de superficie, también se puede reconocer con claridad la relación de onlap de la secuencia 6 sobre la 5, tal como lo muestra el esquema fotogeológico de la Figura 8. Estas relaciones geométricas fueron ya expuestas en el trabajo de Casas (1990), en el que aparece interpretado el

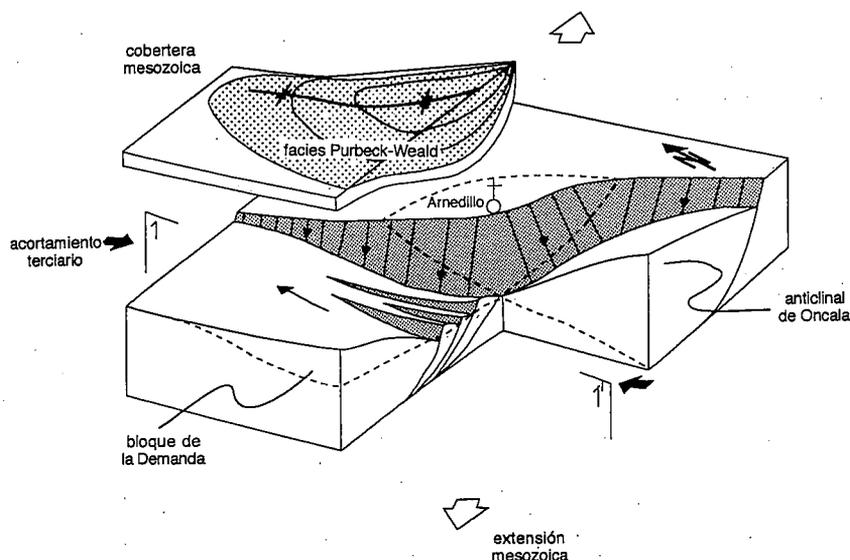


Figura 9. Bloque diagrama mostrando la geometría de la cuenca de Cameros antes de la inversión tectónica (se ha levantado la cobertera mesozoica para poder observar la disposición de los bloques de zócalo). El corte 1-1' corresponde al perfil sísmico interpretado por Mas *et al.* (1994) y al corte de Casas y Simón (1992). Puede verse claramente que este corte es prácticamente paralelo a las principales fallas de zócalo que limitaban la cuenca y que por tanto no tiene sentido intentar compensarlo para calcular la extensión de la cuenca durante el mesozoico. Las líneas de trazos indican la superficie de ruptura de los cabalgamientos neoforzados durante la inversión terciaria.

perfil sísmico TOR 86-02 de Repsol-exploración. Aunque este trabajo es citado por Mas *et al.* (1994), curiosamente la cita completa del mismo no aparece en su listado de referencias bibliográficas.

De todo lo expuesto anteriormente se demuestra que, tanto la geometría de la cuenca de Cameros mostrada en la Figura 2 como el modelo de cuenca presentado en la Figura 10 del artículo de Mas *et al.* (1994), no explica satisfactoriamente todas las evidencias existentes hasta la fecha, tanto de campo como geofísicas.

Las direcciones de extensión y compresión en relación con el modelo de cuenca. Discusión sobre los modelos anteriores.

El tratamiento que Mas *et al.* (1994) hacen de las hipótesis previamente emitidas por otros autores para explicar la inversión tectónica de la Cuenca de Cameros resulta, a nuestro modo de ver, confuso y poco afortunado en cuanto a su interpretación. Guiraud y Séguret (1985) propusieron un mecanismo de erosión tectónica (arrastre de la lámina compuesta por el Jurásico marino hacia la cuenca) para explicar la ausencia de grandes fallas normales en los materiales pre-rift. Mas *et al.* (1994) consideran esta hipótesis mecánicamente improbable, ya que en ese caso la lámina quedaría dividida por múltiples fracturas. En nuestra opinión este argumento no es válido si no va acompañado de justificaciones geomecánicas más precisas: los grandes cabalgamientos son mecánicamente improbables (ver, entre otros, Hubbert and Rubey, 1959), y sin embargo existen. La hipótesis de erosión tectónica puede ser rechazada con argumentos de geología regional, tales como la presencia de Jurásico marino en el sondeo Arnedo-1 situado 5 km al N del frente cabalgante (8 km en el corte restituído, ver Casas-Sainz, 1993), hechos que no son puestos de manifiesto por Mas *et al.* (1994).

Mas *et al.* (1994) también rechazan el modelo de inversión tectónica para la cuenca de Cameros propuesto por Casas y Simón (1992). Sus críticas están basadas en

la extensión diferencial que Mas *et al.* (1994) interpretan que existe entre el basamento hercínico y la cobertera sedimentaria mesozoica (principalmente las capas del Jurásico marino pre-rift). De acuerdo con la interpretación particular de Mas *et al.* (1994), Casas y Simón (1992) proponen una extensión de 33 km para el zócalo, lo que implicaría la destrucción, por fallamiento normal, de la secuencia del Jurásico marino. La conclusión de Mas *et al.* (1994) es que el corte presentado por Casas y Simón (1992) no está compensado. En este caso existe una mala interpretación tanto de la hipótesis como del corte presentado por estos últimos autores. El corte de Casas y Simón (1992) representa una explicación para la estructura compresiva terciaria. Como estos mismos autores argumentan, la dirección de transporte del bloque superior durante esta etapa es NNW (ver también Casas-Sainz, 1990, 1993), paralela a la dirección del corte. Por el contrario, la extensión mesozoica tiene dirección NE-SW (Guiraud, 1983; Guiraud y Séguret, 1985), muy oblicua a la dirección NNW-SSE del corte de Casas y Simón (1992) (Figura 9). Según Guiraud y Séguret (1985), la dirección de la extensión mesozoica viene dada por grietas de extensión de calcita y cuarzo con orientación muy sistemática y que son más abundantes hacia el centro de la cuenca (zona de Yanguas). La aparición de grietas de dirección NE-SW en el borde noroccidental de la Sierra de Cameros indica, según los mismos autores, una menor tasa de extensión en dirección NW-SE. Esta disposición de las estructuras extensionales concuerda con la existencia de fallas de zócalo de dirección NW-SE, cuyo desplazamiento es máximo en la zona de Arnedillo y disminuye progresivamente hacia sus extremos NW y SE (Casas-Sainz, 1993). Por consiguiente, es obvio que el corte presentado por Casas y Simón (1992) no está compensado en extensión debido a su oblicuidad (más de 50°) con esta dirección. La tasa de extensión no puede ser deducida a partir de este corte. Un corte compensable en extensión debería tener una dirección NE-SW, como el mostrado por Casas-Sainz (1993), quien propone una exten-

sión horizontal menor de 10 km para la formación de la cuenca de Cameros:

En cuanto al cálculo de la cantidad de acortamiento durante la compresión terciaria, Mas *et al.* (1994) la obtienen considerando una dirección de acortamiento regional N010 (paralela al corte propuesto en su Figura 10) que, según los citados autores, es perpendicular a las líneas de intersección entre los límites en onlap de las secuencias de depósito y el substrato. Sin embargo, tal y como se aprecia en su Figura 3, los únicos puntos de intersección se observan en la zona occidental del macizo. La utilización de este criterio para la obtención de la dirección de desplazamiento del bloque superior durante el Mesozoico resulta muy discutible, teniendo en cuenta que no se ofrece una imagen tridimensional de la disposición de los cuerpos sedimentarios. Hay que considerar, además que la traza cartográfica de los contactos entre unidades está condicionada por el plegamiento compresivo terciario. Casas Sainz (1990) y Casas y Simón (1992) obtienen una dirección de transporte NNW del bloque superior durante la compresión terciaria, a partir de fábricas S-C de esquistosidad de fractura, espejos de falla en los cabalgamientos y pliegues hectométricos ligados a la deformación del bloque superior.

Resulta evidente que considerando los argumentos de los distintos autores citados sobre las direcciones más probables de extensión mesozoica y compresión terciaria, el modelo presentado por Mas *et al.* (1994) para la evolución de la cuenca no se ajusta a las normas de compensación de cortes, ya que el empleado por estos autores no es paralelo ni a la dirección de extensión (forma un ángulo de más de 20°) ni a la de acortamiento (forma un ángulo de 30°). Los valores de extensión y acortamiento obtenidos para la formación de la cuenca deben ser, pues, completamente revisados.

Por otra parte, a partir del análisis detallado de numerosos perfiles de sísmica de reflexión Casas y Simón (1992) obtienen la pendiente de las rampas de bloque inferior del cabalgamiento de Cameros (30° para la rampa oriental y 12° para la occidental), lo cual impone determinados condicionantes para la localización de las fallas normales durante la extensión mesozoica (ligadas al borde oriental del macizo) y para la dirección de transporte de los cabalgamientos.

De lo expuesto en este apartado se desprende que las críticas de Mas *et al.* (1994) a las hipótesis anteriores sobre el desarrollo de la cuenca mesozoica y su posterior inversión tectónica se fundamentan en hechos poco precisos y en interpretaciones inexactas de dichas hipótesis.

El amortiguamiento de la extensión en el modelo de Mas *et al.* (1994) y otras consideraciones estructurales.

En el modelo de inversión tectónica del macizo de Cameros propuesto por Mas *et al.* (1994) la solución para la extensión de la secuencia pre-rift y la parte superior del zócalo hercínico es su transferencia hacia el "sistema extensional pirenaico". Es decir, que el modelo citado

elimina el problema de la extensión en las capas de la secuencia pre-rift llevándolo más de 100 km hacia el norte (considerando el desplazamiento de las sierras pre-pirenaicas hacia el sur y el del macizo de Cameros hacia el norte durante el Terciario), "fuera" del corte geológico propuesto.

Esta solución no es sino una particular adaptación de la hipótesis de la "erosión tectónica" de Guiraud y Séguret (1985). Dentro de ella es parte fundamental un razonamiento absolutamente "ad hoc", imposible de ser verificado o falsado. Citando palabras textuales, "la profundidad *exacta* a la que se encontraría el tramo subhorizontal septentrional de la falla sería de *varios* kilómetros, los *suficientes* como para permitir el desplazamiento del bloque superior hacia el sur sin que aparecieran los problemas mecánicos discutidos para la hipótesis de Guiraud y Séguret (1985)..." (las cursivas no aparecen en la versión de Mas *et al.*, 1994).

El modelo de los autores citados se establece sin analizar cuál es la tasa de extensión en las cuencas del Purbeck-Weald de la zona pirenaica (¿o más bien Vasco-Cantábrica?), en las que los espesores de unidades y las tasas de subsidencia son bastante menores que en la cuenca de Cameros: 4000 m en la zona de Cantabria y 2000 en la cuenca de Vizcaya (García-Garmilla y Pujalte, 1988; Rat, 1988). Aunque el espesor de los depósitos no es directamente equivalente a la tasa de extensión, puede dar una idea para comparar las diferentes cuencas. Tampoco consideran Mas *et al.* (1994) la edad de la extensión en la zona pirenaica, ni 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 probabilidad de dichos despegues intracorticales de bajo ángulo.

Por otra parte, el modelo de Mas *et al.* (1994) supone la existencia de una franja con esquistosidad de fractura que se extiende desde Enciso hasta Agreda, ligada al cambio de la situación de rellano en la cobertera mesozoica a rampa de basamento. Esta hipótesis está formulada sin tener en cuenta algunos importantes datos de campo. Diferentes tipos morfológicos de esquistosidad han sido descritos en el Triásico y Jurásico, tanto en facies continentales como marinas, de la región del Moncayo (Gil-Imaz, 1992; Gil y Pocovi, 1994). De acuerdo con estos trabajos la esquistosidad está relacionada con pliegues y fallas de zócalo de dirección NW-SE. La esquistosidad también aparece repartida por todo el macizo de Cameros tal y como ha sido constatado por los autores que firman la presente discusión durante la realización de un trabajo cartográfico de la foliación tectónica pendiente de publicación. Se comprueba que en este amplio sector la esquistosidad está limitada a niveles más incompetentes arcillosos, limolíticos y margosos (y localmente en calizas limosas) de los grupos de Oncala, Urbión, Enciso e incluso Oliván. Además, se ha observado que la esquistosidad afecta a materiales del Jurásico marino (Malm) en los sectores más occidentales del macizo. Es pues evidente de que la conclusión de Más *et al.* (1994) de que la esquistosidad coincide con el cambio de

rellano de bloque superior en el mesozoico a rampa en el basamento no se ajusta a la realidad.

Consideraciones finales

Como conclusión, los modelos sedimentario y estructural presentados por Mas *et al.* (1994) no son válidos para explicar la evolución mesozoica ni la inversión tectónica terciaria de la Cuenca de Cameros, ya que no explican los datos de geología de campo y geofísicos existentes hasta la fecha. Los programas de ordenador son útiles para comprobar hipótesis y obtener nuevas ideas inspiradoras sobre la geometría y la cinemática de fallas antiguas y modernas. Pero el uso de estos métodos debe ser cuidadosamente sometido a los datos existentes. Si los datos no encajan en el modelo, este debe ser modificado o sustituido. Por otra parte, las hipótesis previas emitidas por otros autores sólo pueden ser rechazadas sobre la base de argumentos convincentes y no pensamientos subjetivos o hipótesis de moda.

Las observaciones presentadas en este trabajo forman parte de un plan de investigación en el Macizo de Cameros financiado por el proyecto GEO91-0924 de la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología. Los autores agradecen a Repsol-exploración las facilidades obtenidas para el estudio y reproducción de los perfiles sísmicos realizados en el macizo de Cameros. Agradecemos también a Andrés Pocovi y Jose Luis Simón sus comentarios y su detallada revisión del manuscrito.

Bibliografía

- Angelier, J. y Colletta, B. (1983): Tension fractures and extensional faulting. *Nature*, 301: 49-51.
- Casas-Sainz, A. M. (1990): *El frente norte de las Sierras de Cameros: estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 382 pp.
- Casas-Sainz, 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 Struct. Geol.*, 14 (5): 521-530.
- Casas-Sainz, A. M. (1993): Oblique tectonic inversion and basement thrusting in the Cameros Massif (Northern Spain). *Geodinamica Acta*, 6(3): 202-216.
- 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.*, 46, 257-276.
- Díaz-Martínez, E. (1988)} El Cretácico inferior del sector de Jubera (norte de la Sierra de Los Cameros, La Rioja): relación entre tectónica y sedimentación. *II Congreso Geológico de España, Comunicaciones*, 1: 67-70.
- Durántez, O., Solé, J., Castiella, J. y Villalobos, L. (1978): *Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hoja 281, Cervera del río Alhama*. IGME
- García Garmilla, F. and 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, vol. 1, 79-82.
- Gil-Imaz, A. (1992): *El dominio de esquistosidad alpina del extremo NW de la Cadena Ibérica Central (Sierra del Moncayo-Tierra de Agreda)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza. 79 p.
- Gil-Imaz, A. y Pocovi, A. (1994): La esquistosidad alpina del extremo NW de la Cadena Ibérica Oriental (Sierra del Moncayo): distribución, génesis y significado tectónica. *Rev. Soc. Geol. España*, 7 (1-2): 91-112.
- Guiraud, M. (1983): *Evolution tectono-sédimentaire du bassin wealdien (Crétacé inférieur) en relais de décrochement de Logroño-Soria (NW Espagne)*. Tesis del 3.º Ciclo. Universidad de Montpellier, 172 p.
- Guiraud, M. y Séguret, M. (1985): 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. Pub.*, 37: 159-175.
- Hernández, A.; Ramírez, J. y Olivé, A. (1989): *Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hoja n. 242, Munilla*. IGME.
- Hubbert, M. K. y Rubey, W.W. (1959): The role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. Part I. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 70: 115-166.
- Mas, J.R.; Alonso, A. y Guimerà, J. (1994): Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: la cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria). *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 129-144.
- Ramírez, J. I.; Olivé, A., Alvaro, M. y Hernández A. (1987): *Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Hoja n. 241-Anguiano*. IGME.
- 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), 342-248.
- Salas, R. y Casas, A. (1993): Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian Chain. *Tectonophysics*, 228: 33-55
- Tischer, G. (1966): El delta Wealdico de las montañas Ibéricas Occidentales y sus enlaces tectónicos. *Not. y Com. del IGME*, 81: 53-78.

Manuscrito recibido el 18 de Mayo de 1994.

Aceptado el 25 de Mayo de 1994.