

Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: La cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria)

J.R. MAS¹, A. ALONSO¹ y J. GUIMERA²

¹ Dto. de Estratigrafía, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid e Instituto de Geología Económica del C.S.I.C., Ciudad Universitaria, 28040 Madrid

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

Resumen: La Cuenca de Los Cameros, situada en el sector NW de la Cadena Ibérica, contiene una potente serie sedimentaria (hasta 9000 m) de carácter fundamentalmente continental y de edad Jurásico terminal-Cretácico inferior, que se depositó en un régimen distensivo muy subsidente. En su evolución se pueden distinguir tres eventos geotectónicos principales: 1) la extensión sin-rift y relleno sincrónico (Jurásico terminal-Cretácico inferior); 2) el metamorfismo post-rift (Cretácico medio-superior) y 3) la inversión tectónica o destrucción en régimen compresivo (Terciario). El relleno de la cuenca (Titónico-Albiense inferior) constituye un gran ciclo limitado por discontinuidades estratigráficas mayores, que se puede dividir en seis secuencias deposicionales. En el desarrollo de la cuenca se diferencian dos etapas de rifting. En la primera (Jurásico terminal) se formaron también las otras dos cuencas principales del Rifting Ibérico: Ibérica meridional y Maestrazgo. Durante el Valanginiense-Hauteriviense, como resultado de la atenuación del proceso de rifting, se redujeron en las tres cuencas tanto la tasa como las áreas de sedimentación. La segunda etapa de rifting (Barremiense-Albiense inferior) ocasionó una aceleración en la acumulación de sedimentos en las tres cuencas, que fue especialmente acusada en Los Cameros. Además, se reconoce un marcado paralelismo entre los ciclos de extensión de las facies lacustres en la cuenca de Los Cameros y los ciclos eustáticos globales. Estructuralmente, la Cuenca de Los Cameros es interpretada como una cuenca sinclinal formada sobre una rampa de buzamiento sur que conecta dos rellanos de una falla extensiva situada a varios kilómetros de profundidad, dentro del zócalo. El desplazamiento de dicha falla produjo la cuenca e hizo aumentar sus dimensiones progresivamente. Los depocentros de la secuencias de depósito fueron migrando hacia el norte en las unidades progresivamente más modernas, a consecuencia del desplazamiento de la falla. Durante la compresión terciaria (durante el Paleógeno y hasta el Mioceno inferior), se produjo la inversión de la cuenca, mediante un cabalgamiento neoforzado en su margen norte (sobre la cuenca del Ebro, con un desplazamiento de hasta 30 km) y un sistema de cabalgamientos en su borde sur (sobre las cuencas del Duero y de Almazán).

Palabras clave: Estratigrafía secuencial, tasa de sedimentación, ciclicidad, metamorfismo, evolución estructural, Cuenca de Los Cameros, Jurásico superior-Cretácico inferior.

Abstract: Located in the northwestern part of the Iberian Ranges, Los Cameros Basin was developed under a very subsident extensional regime during the Latest Jurassic-Early Cretaceous interval. This basin was filled with a very thick serie (up to 9000 m) of essentially continental deposits. In the basin evolution three main geotectonic events can be distinguish: 1) Sin-rift extension and synchronous infilling (Latest Jurassic-Early Cretaceous); 2) Post-rift metamorphism (Middle-Late Cretaceous) and 3) Tectonic inversion (Tertiary). The basin infilling (Tithonian-Early Albian) corresponds to a large cycle bounded by two main unconformities that can be divided into six Depositional Sequences. Its development took place into two rifting phases. In the first one (Latest Jurassic) the other two main basin of the Iberian Rifting were also created: South Iberian and Maestrazgo. During the Valanginian-Hauterivian age both rates and areas of deposition were drastically reduced. The second rifting phase (Barremian-Early Albian) caused a renewed increment of the sedimentation rate, being specially remarkable in Los Cameros Basin. Moreover a neat parallelism is recognizable between cycles of lacustrine facies development and the global eustatic cycles. Los Cameros Basin is structurally interpreted as a synclinal basin formed upon a south dip ramp in a subhorizontal extensive fault (extensional ramp basin) located several kilometers deep into the basement. The displacement of this fault caused the basin and its progressive increase in size. Depocenters of the successive Depositional Sequences were migrating towards the north as consequence of the fault displacement. Tertiary compression (Paleogene-Early Miocene) provoked the basin inversion by means of a neoforzated thrust in its northern margin (up to 30 km displacement over the Tertiary Ebro Basin) and a system of thrusts in the southern margin (over the Tertiary Duero and Almazán basins).

Key words: Sequence Stratigraphy, Sedimentation Rate, Cyclicity, Metamorphism, Structural Evolution, Los Cameros Basin, Latest Jurassic-Early Cretaceous.

Mas, J.R., Alonso, A. y Guimera, J. (1993): Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: La cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria). *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 129 - 144.

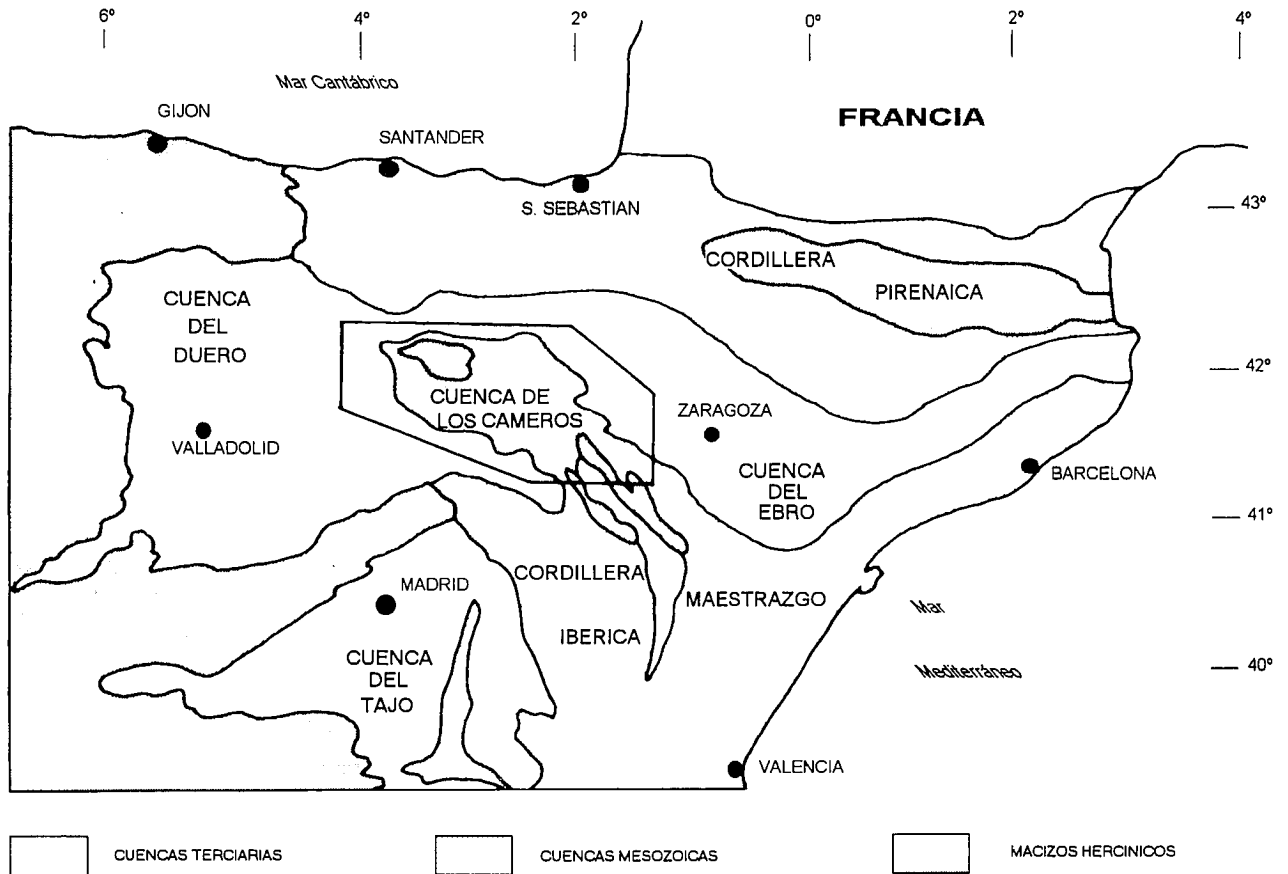


Figura 1.- Localización de la Cuenca de Los Cameros en el contexto de las Cuencas Mesozoicas del NE de la Península Ibérica.

Al final del Jurásico y durante todo el Cretácico inferior, se formó en el sector más septentrional de la actual Cadena Ibérica la cuenca de Los Cameros (Fig.1). Su desarrollo tuvo lugar en un régimen distensivo muy subsidente, que dio lugar a una potente serie sedimentaria durante un intervalo de tiempo que abarca desde el Titónico hasta el Albiense inferior; los materiales acumulados alcanzaron 9000 m de incremento de depósitos en el sentido de desplazamiento del depocentro -potencia ID- y 5000 m considerando un hipotético sondeo vertical -potencia PV- (Fig.2). Actualmente se encuentra rodeada por las cuencas terciarias del Ebro,

La cuenca de Los Cameros se desarrolló en el contexto del *rifting* ibérico finijurásico-eocretácico, pero tanto la velocidad de subsidencia como la tasa de sedimentación son mucho más elevadas que en el resto de las cuencas mesozoicas de la Cadena Ibérica. Sin embargo, aunque en la de Los Cameros el proceso estuvo fuertemente amplificado, la pauta de relleno guarda un claro paralelismo secuencial con otras cuencas de la Cadena Ibérica (las cuencas Ibérica meridional y del Maestrazgo). Es, además, el único sector de la cadena en que los materiales mesozoicos han experimentado metamorfismo.

Durante la compresión terciaria la cuenca de Los

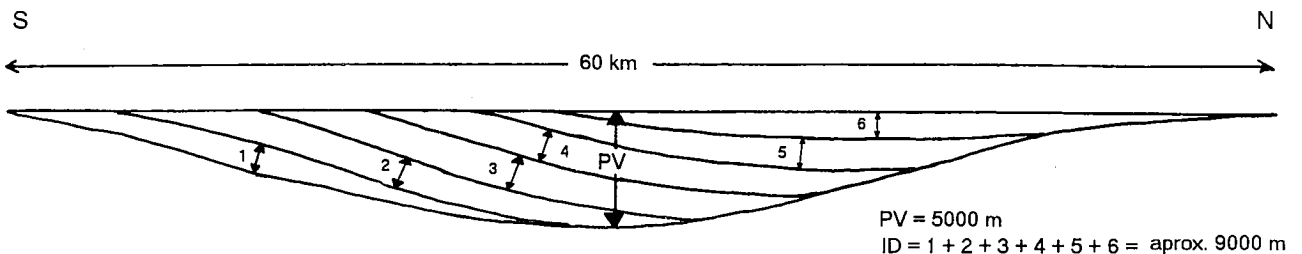


Figura 2.- Expresión simplificada del espesor de los depósitos que rellenan la cuenca. PV - potencia según un sondeo vertical hipotético; ID - incremento de depósito en el sentido del desplazamiento del depocentro.

del Duero y de Almazán. En su interior pueden distinguirse dos subcuencas: Cameros occidental, al sur de la Sierra de la Demanda y Cameros oriental, entre la Rioja y Soria (Fig.3); las dimensiones son 50 km de anchura y 115 km de longitud para la occidental y 60 km de anchura y 80 km de longitud para la oriental.

Cameros fue invertida concentrándose la deformación casi exclusivamente en sus bordes, donde los materiales mesozoicos cabalgan los terciarios de las cuencas cenozoicas circundantes (Figs.3 y 4). Las estructuras mesozoicas del interior de la cuenca se encuentran, por tanto, bien conservadas (Fig.4).

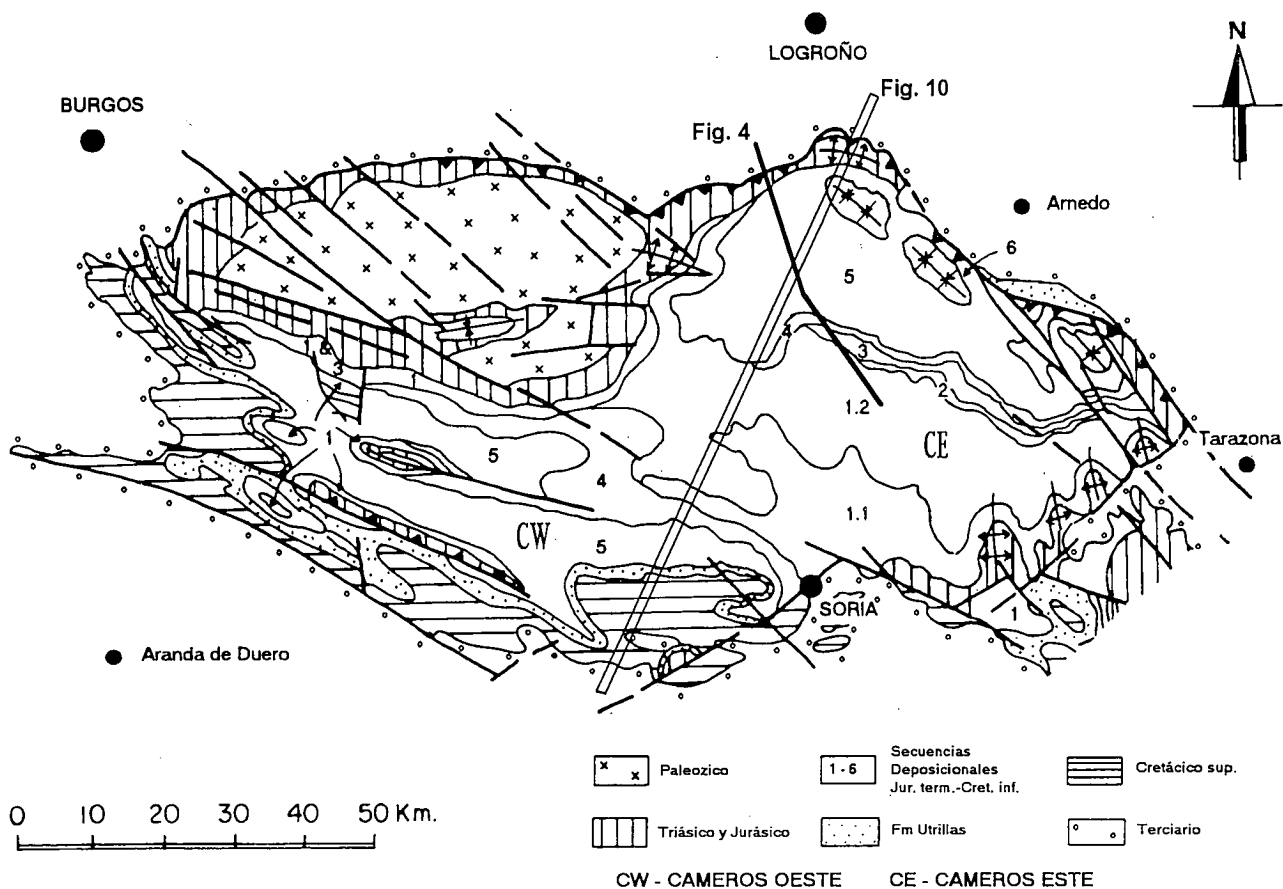


Figura 3.- Esquema geológico del área ocupada por la Cuenca de Los Cameros en el sector norte de la Cordillera Ibérica, en el que se señala la posición de las dos subcuencas que la forman (Cameros Este y Cameros Oeste). Localización de los perfiles interpretados en la Fig. 4 y del modelizado por ordenador (Fig. 10).

En el presente trabajo pretendemos integrar todas estas peculiaridades en el marco de un modelo evolutivo de la cuenca de Los Cameros, que explique su génesis, desarrollo y relleno en un régimen distensivo intraplaca y su inversión durante la compresión terciaria (Paleógeno a Mioceno inferior). La ciclicidad o secuencialidad de la sucesión Jurásico-Cretácica que rellena la cuenca se explica en términos de subsidencia tectónica y cambios eustáticos globales. Por otro lado, se propone un modelo geométrico de falla extensional que explica la

fuerte subsidencia de la cuenca a pesar de la escasa extensión sufrida por el substrato mesozoico prerift.

Marco estratigráfico y sedimentológico. Evolución del relleno de la cuenca

El registro sedimentario que comprende el relleno de la Cuenca de Los Cameros constituye un gran ciclo o megasecuencia limitada por discontinuidades estratigráficas mayores que se extiende desde el Titónico

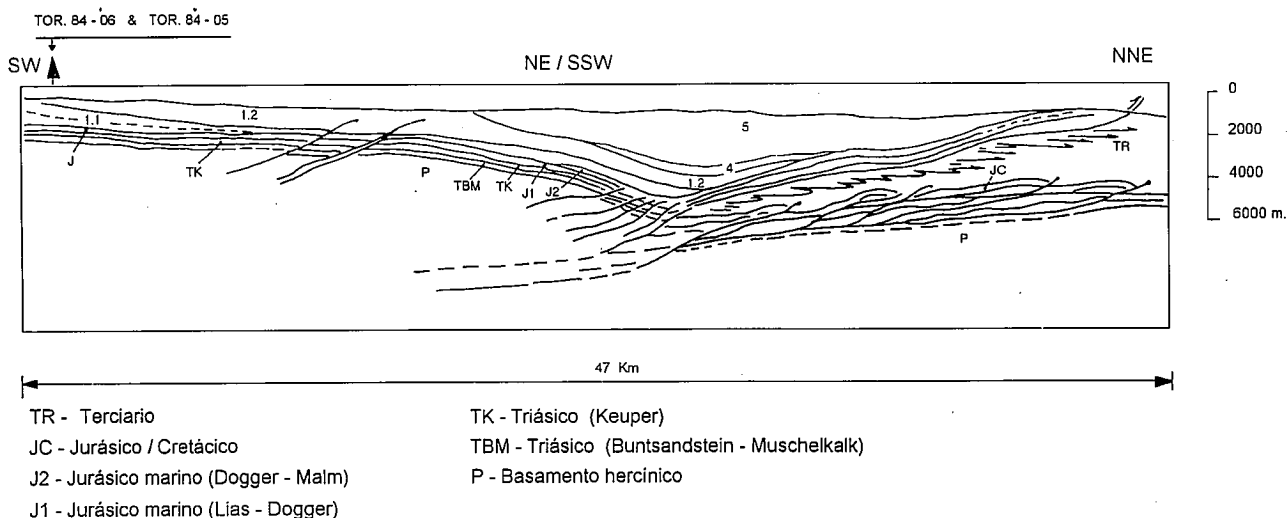


Figura 4.- Corte geológico interpretativo de dos perfiles sísmicos (TOR-84-06 y TOR-84-05) que cortan una porción importante de la cuenca.

hasta el Albiense inferior, ambos incluidos. Está formado mayoritariamente por sedimentos de origen aluvial (abanicos, sistemas fluviales) y lacustre, con esporádicas influencias marinas.

Edad de los materiales

La Cuenca de Los Cameros constituye el registro más importante de sedimentos del Jurásico terminal - Cretácico inferior de todas las Cadenas Ibéricas, dada su importante subsidencia y elevada tasa de sedimentación. Sin embargo, las dificultades encontradas para su datación son muy grandes, debido a la relativa escasez de restos fósiles con valor cronoestratigráfico, que prácticamente se reducen a carófitas, ostrácodos y asociaciones palinológicas, escasez que se agudiza en los sectores donde hay metamorfismo y que son precisamente las zonas depocentrales de la cuenca y por tanto las de mayor registro. Además, la inexistencia de niveles guía imposibilita la utilización de otros métodos de datación como podría ser la magnetoestratigrafía.

Los principales datos bioestratigráficos obtenidos en la cuenca de Los Cameros hasta el momento se reducen a las biozonaciones de carófitas de Schudack (1987) y de Martín i Closas (1989) y a las dataciones basadas en estudios palinológicos (Clemente et al., 1991). Estas últimas se refieren exclusivamente al sector occidental de la cuenca y las muestras estudiadas han permitido caracterizar sobre todo las secuencias Barremiense y Barremiense superior - Aptiense (Clemente, com. pers.).

Las biozonaciones de carófitas propuestas por Martín i Closas y Schudack caracterizan la secuencia Titónico - Berriasiense, la Valanginiense y la Hauteriviense - Barremiense. Otros datos bioestratigráficos dispersos corresponden a las secuencias superiores: Barremiense superior - Aptiense inferior y Aptiense superior - Albiense inferior (Brenner, 1976; Guiraud y Seguret, 1985; Schudack, 1987; Alonso y Mas, 1993).

Unidades litoestratigráficas

El primer trabajo estratigráfico de toda la Cuenca de Los Cameros fue publicado por Beuther (1965) y Tischer (1965 y 1966), quienes identificaron cinco unidades con rango de Grupo (Tera, Oncala, Urbión, Enciso y Oliván). Todavía su nomenclatura es parcialmente utilizada en este trabajo, aunque se modifican sustancialmente las edades y se completan los esquemas estratigráficos. En el sector occidental se utilizan las unidades de Clemente y Alonso (1990) y Clemente et al. (1991). En el sector oriental se utilizan las unidades descritas por Gómez (1992) y Salinas y Mas (1990) y se definen algunas que constituyen cambios laterales de las anteriores. (Ver la Figura 5).

Estratigrafía secuencial

Como ya ha sido mencionado, la Megasecuencia Jurásico terminal - Cretácico inferior, que constituye el relleno sedimentario de la Cuenca de Los Cameros, está formada por sedimentos de origen continental con esporádicas incursiones de aguas marinas. Se trata fun-

damentalmente de facies fluviales y lacustres que se organizan en ciclos que comienzan por conglomerados y arenas y arcillas aluviales que pasan hacia techo a calizas de origen lacustre. El límite inferior de la Megasecuencia lo constituye la importante discontinuidad infratitónica que supone la emersión total de la cuenca tras la sedimentación marina durante la mayor parte del Malm y el comienzo de la fracturación inicial de la cuenca de Los Cameros. Se manifiesta por tanto como una discordancia y una laguna estratigráfica cuya importancia es mayor en el sector noroccidental de la cuenca y menor en los sectores meridional y suroriental. Esta discontinuidad se corresponde con la discontinuidad global -138 Ma de Haq et al. (1987).

El límite superior de la Megasecuencia es la discontinuidad intraalbiense, situada a la base de la Megasecuencia del Cretácico superior. Es una discordancia de carácter regional, a partir de la cual la configuración paleogeográfica fue totalmente distinta y la Cuenca de Los Cameros, al igual que otras cuencas de lo que fue el rifting ibérico finijurásico-eocretácico, perdió su identidad, dando paso en todo el ámbito de la Cordillera Ibérica a las amplias áreas de plataforma que ocuparon el Estrecho Ibérico durante el Cretácico superior (Alonso et al., 1989; Alonso et al., in lit.). La laguna estratigráfica asociada a esta discontinuidad es mínima en el sector nororiental de la Cuenca y máxima en la zona sur.

En la cuenca de Los Cameros, la Megasecuencia se puede dividir en seis secuencias deposicionales (SD) (Figs.5a y 5b): SD.1 Titónico - Berriasiense; SD.2 Berriasiense terminal - Valanginiense; SD.3 Hauteriviense superior - Barremiense; SD.4 Barremiense; SD.5 Barremiense superior - Aptiense inferior y SD.6 Aptiense superior - Albiense inferior.

Secuencia deposicional Titónico - Berriasiense (SD 1). (Figs. 5a, 5b y 6).- Está representada en toda la cuenca de Los Cameros. Su límite inferior es la discontinuidad infratitónica ya descrita anteriormente. Dado que se formó durante la etapa de fracturación inicial de la cuenca, la secuencia Titónico - Berriasiense se caracteriza por su depósito en surcos alargados de subsidencia variable y por tanto por importantes variaciones de espesor a lo largo de la cuenca. Los máximos espesores se dan en el sector oriental, donde llegan a alcanzarse los 3000 metros ID. La secuencia se desarrolla en varios ciclos sedimentarios aluviales - lacustres, concretamente tres en el sector occidental (Clemente et al. 1991), donde está formada por seis Formaciones (tres siliciclásticas aluviales y tres carbonáticas lacustres) y cinco en el oriental (Gómez, 1992) donde está constituida por las Aloformaciones: Agreda, Magaña y Sierra de Matute del Alogrupo Tera (Fig.5a: 1), y Huérteles (Fig.5a: 2) y Valdeprado (Fig.5a: 3) del Alogrupo Oncala, unidades genéticas propuestas por Gómez (1992) siguiendo los criterios propuestos por el N.A.S.C.G. (1983). Aunque todas estas unidades presentan un marcado carácter continental, en las unidades fundamentalmente lacustres de Sierra de Matute y Valdeprado se produjeron episodios de influencia marina esporádicos.

El límite superior de la secuencia Titónico - Berria-

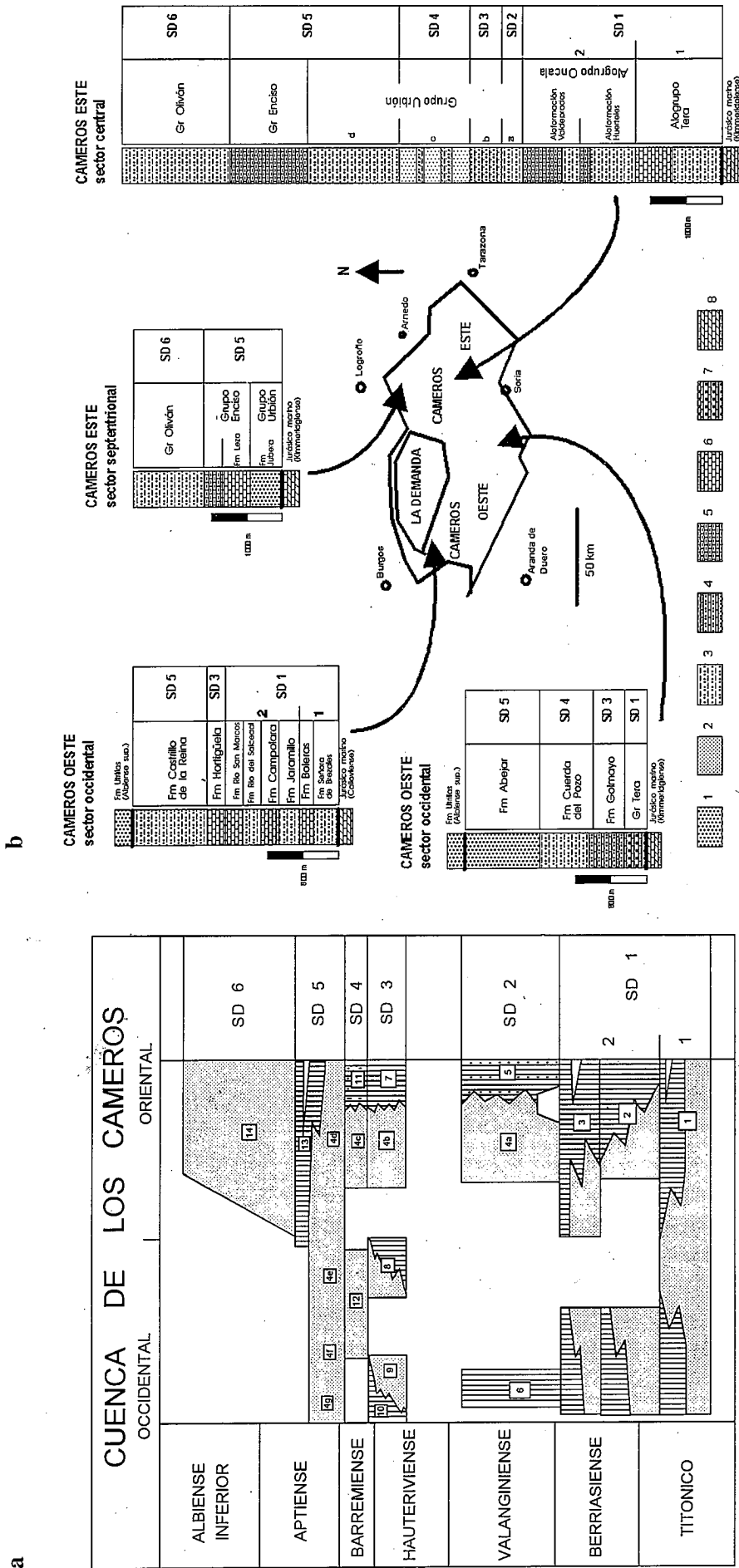


Figura 5.- a) Estratigrafía de la Cuenca de Los Cameros: Estratigrafía Secuencial del relleno de la cuenca. Secuencias Depositionales (SD) y unidades estratigráficas: SD 1.1.- Alogrupo Tera (1). SD 1.2.- Alogrupo Oncala = Aloformación Huérteles (2) y Aloformación Valdeprados (3). SD 2.- Fms (4a) y Heterolítica inferior (5) del Gr Urbión; Fm Peñaçoba (6). SD 3.- Fms (4b) y Cabretón (7) del Gr Urbión; Fm Gollmayo (8); Fm (9); Fm Hortigüela (10). SD 4.- Fms (4c) y Heterolítica de transición (11) del Grupo Urbión; Fm Pantano (12). SD 5.- Fms (4d), Abejar (4e), (4f) y (4g) del Gr Urbión; Gr Enciso (13). SD 6.- Gr Oliván. Facies: siliciclásticas aluviales (punteado); carbonáticas lacustres (rayado vertical); mixtas (rayado vertical con punteado); carbonáticas con influencia marina (en blanco). La denominación de las unidades estratigráficas está basada en parte en: Tischer (1965, 1966), Platt (1989), Clemente y Alonso (1990), Salinas y Mas (1990), Gómez (1992) y Clemente et al. (1991). b) Estratigrafía de la Cuenca de Los Cameros: Sucesiones características en distintas zonas de la cuenca. Facies predominantes: 1.- areniscas, arenas y conglomerados; 2.- lutitas y areniscas; 3.- lutitas y areniscas; 4.- lutitas y areniscas con intercalaciones de calizas; 5.- Calizas, margas y arcillas lacustres (alguna incursión marina ocasional); 6.- calizas lacustres y conglomerados aluviales; 7.- Jurásico marino (calizas y areniscas).

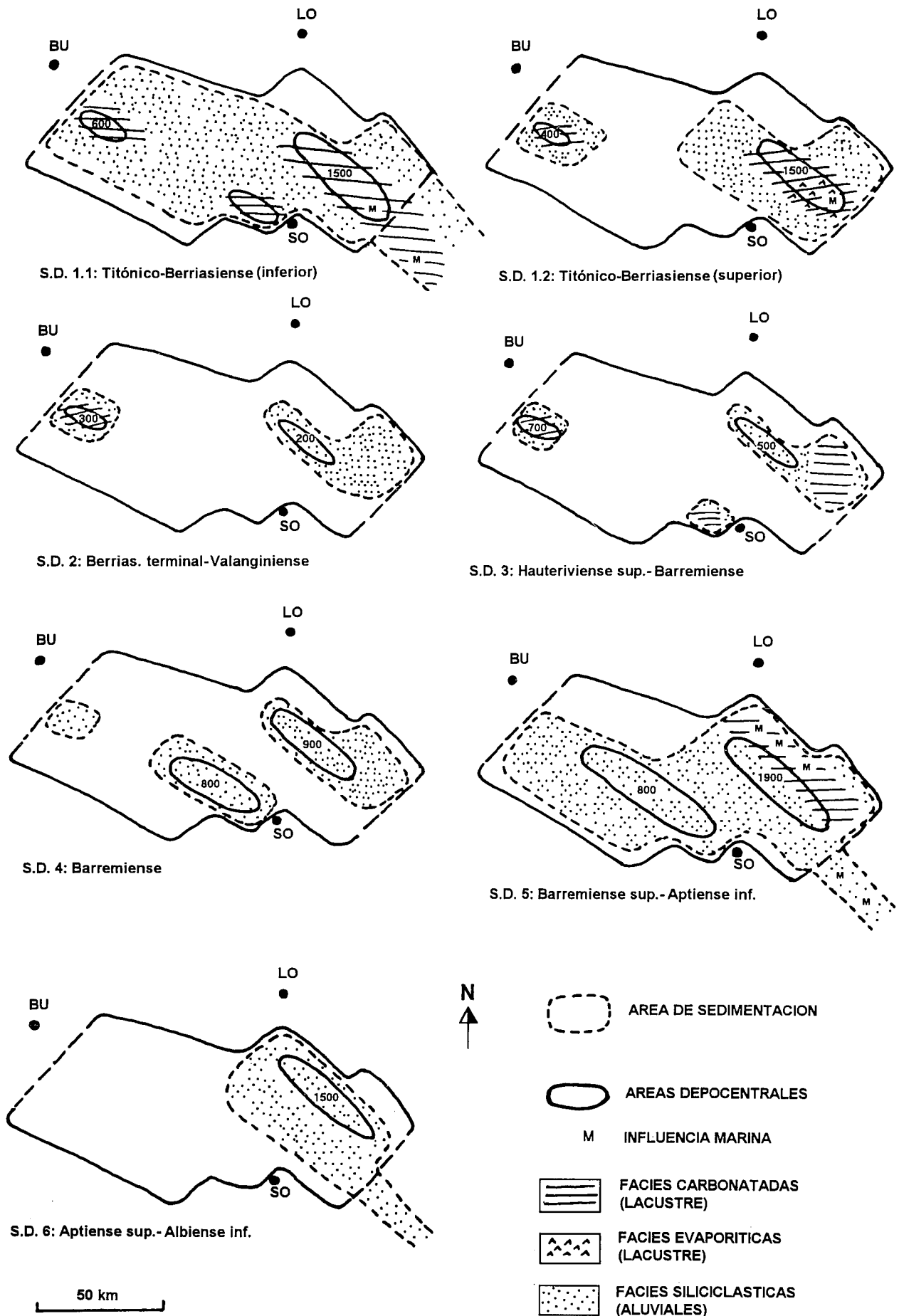


Figura 6.- Evolución esquemática del relleno de la cuenca en cada una de las Secuencias deposicionales (S.D.) Para explicación ver texto.

siense lo constituye la discontinuidad finiberriasiense, que se manifiesta mediante una discordancia. Supone un importante cambio tectónico, estratigráfico y sedimentario en la cuenca que se traduce en una configuración espacial diferente de las zonas depocentrales. La laguna estratigráfica asociada puede abarcar hasta el Barremiense superior.

En el sector oriental esta secuencia se apoya siempre sobre la secuencia Kimmeridgiense, constituida por calizas marinas con frecuencia arrecifales (Fm. Torrecilla). En el sector occidental se apoya sobre diferentes secuencias jurásicas, más antiguas cuanto más hacia el oeste. Como suprayacente aparecen diferentes secuencias del Cretácico inferior, desde la Berriasiense terminal - Valanginiense hasta la Barremiense superior - Aptiense inferior.

Dentro de esta Secuencia de depósito se pueden separar dos subsecuencias limitadas por una discontinuidad menor: una esencialmente titónica (SD 1.1) y otra esencialmente berriasiense (SD 1.2). La primera subsecuencia (SD 1.1), en el sector occidental de la cuenca, está constituida por dos formaciones, una siliciclástica aluvial y otra de calizas lacustres, y en el sector oriental por el Alogrupo Tera (Fig.5a: 1). La segunda (SD 1.2), en el sector occidental, está formada por cuatro formaciones, dos siliciclásticas aluviales y dos carbonáticas lacustres, y en el oriental por el Alogrupo Oncala (Fig.5a: 2 y 3).

Secuencia deposicional Berriasiense terminal - Valanginiense (SD 2). (Figs.5a, 5b y 6).- Aparece representada en dos cubetas en los extremos occidental y oriental de la cuenca con depósitos predominantemente lacustres. En la cubeta occidental (300 metros) aparece la Fm. Peñacoba (Platt, 1989 a y b) constituida predominantemente por calizas lacustres (Fig.5a: 6). En el sector oriental de la cuenca (200 metros) comprende una formación siliciclástica de carácter aluvial (Fig.5a: 4a) y la Unidad Heterolítica inferior (HI) (Salinas y Mas, 1990) aluvial y lacustre (Fig.5a: 5) ambas pertenecientes al Grupo Urbión.

La base de esta secuencia es una discordancia, la discontinuidad finiberriasiense ya descrita. Su límite superior es una discontinuidad de edad no precisada con detalle ya que puede ser desde intravalanginiense hasta intrahauteriviense o quizás incluir las dos. En el sector occidental se manifiesta como discordancia (Platt, 1989a; Clemente y Pérez-Arlucea, 1993). La laguna estratigráfica asociada puede incluir a parte del Valanginiense y/o a parte del Hauteriviense. Significa una nueva distribución paleogeográfica en la cuenca.

En el sector oriental la secuencia Berriasiense terminal - Valanginiense se apoya sobre la secuencia Titónico-Berriasiense (Salinas y Mas, 1990), en el occidental, sobre dicha secuencia y sobre el Kimmeridgiense marino (Platt, 1989a; Clemente y Pérez-Arlucea, 1993). Como suprayacente tiene las secuencias deposicionales Hauteriviense superior - Barremiense, la Barremiense y la Barremiense superior - Aptiense inferior.

Secuencia deposicional Hauteriviense superior - Barremiense (SD 3). (Figs. 5a, 5b y 6).- Aparece en to-

do el sector occidental y en parte del oriental. No está representada en la zona central de la cuenca. En el sector occidental (hasta 800 metros PV) está constituida por una formación siliciclástica aluvial (Fig.5a: 9) y otra carbonática lacustre (Fig. 5a: 10 y fig 5b) que corresponde a la Fm. Hortigüela de Platt (1989 a y b), más hacia el E por la Fm. Golmayo (Clemente y Alonso, 1990) con predominio de calizas lacustres (Fig.5a: 8) y en el oriental (hasta 500 metros ID) por una formación siliciclástica aluvial (Fig. 5a: 4b) y la Fm. Cabretón (Tischer, 1965 y 1966) de carácter carbonático lacustre (Fig. 5a: 7), ambas del Grupo Urbión.

El límite inferior de la secuencia es una discontinuidad de edad intrahauteriviense que representa una paraconformidad, localmente una discordancia y que supone una extensión de la sedimentación a un surco central que ocupó todo el sector occidental. La laguna estratigráfica incluye posiblemente gran parte del Hauteriviense. El límite superior es una discontinuidad Barremiense inferior, que se manifiesta por una discordancia. Supone además una reactivación tectónica del margen oeste de la cuenca con llegadas de terrígenos a un surco central axial.

La secuencia Hauteriviense superior - Barremiense se apoya sobre la secuencia Berriasiense terminal - Valanginiense, sobre la Titónico - Berriasiense y, en un punto, incluso sobre el Jurásico marino. Sobre ella aparecen las secuencias Barremiense o la Barremiense superior - Aptiense inferior.

Secuencia deposicional Barremiense (SD 4). (Figs. 5a, 5b y 6).- Ocupa un surco central de dirección WNW - ESE, axial, en el sector occidental de la cuenca, donde mide 800 metros y está representada por la Fm. Pantano (Clemente y Alonso, 1990) de carácter siliciclástico aluvial (Fig. 5a: 12). En el oriental alcanza 900 metros ID de potencia y comprende una Fm. siliciclástica de carácter aluvial (Fig.5a: 4c) y la Unidad Heterolítica de transición (HT) (Salinas y Mas, 1990) de origen fluvial y lacustre.

El límite inferior de esta secuencia es la discontinuidad Barremiense inferior ya descrita. El límite superior es la importante discontinuidad intrabarremiense, identificable en toda la Cordillera Ibérica. En Los Cameros es una discordancia con una laguna asociada que puede llegar a abarcar desde el Berriasiense superior hasta el Barremiense final. Supone un cambio general en la cuenca, una importante reactivación tectónica, llegadas de terrígenos gruesos desde el margen meridional y nueva migración de la zona depocentral hacia el NE.

La secuencia Barremiense se apoya sobre la SD hauteriviense terminal - Barremiense en ambos sectores, y en el occidental también sobre la Titónico - Berriasiense. Su suprayacente es siempre la secuencia Barremiense superior - Aptiense inferior.

Secuencia deposicional Barremiense superior - Aptiense inferior (SD 5). (Figs. 5a, 5b y 6).- Aparece representada en toda la Cuenca de Los Cameros, con su potencia máxima en la zona depocentral nororiental (hasta 1.900 metros ID). Comprende varias unidades de diferente rango: en el sector más occidental, una

Fm. de arenisca y lutitas (Fig.5a: 4g) y otra de areniscas y gravas (Fig.5a: 4f), dentro también del sector occidental, pero algo más al E, la Fm. Abejar (Clemente y Alonso, 1990) de arenas y gravas aluviales (Fig.5a: 4e), en el sector oriental, la unidad de Limos y areniscas (LA) de Salinas y Mas (1990) de carácter aluvial (Fig.5a: 4d) y el Grupo Enciso de Tischer (1965, 1966) de carácter predominantemente carbonático y lacustre (Fig.5a: 13). En conjunto estas unidades son marcadamente continentales, sin embargo la Fm Leza del Gr Enciso presenta episodios de influencia marina (Mas y Alonso, 1991; Alonso y Mas, 1993).

El límite inferior de la secuencia Barremiense superior - Aptiense inferior es la discordancia intrabarremiense ya mencionada. El límite superior es la discordancia, que hacia el centro de la cuenca pasa a paraconformidad de edad intraaptiense. Implica una nueva llegada de terrígenos gruesos a la cuenca.

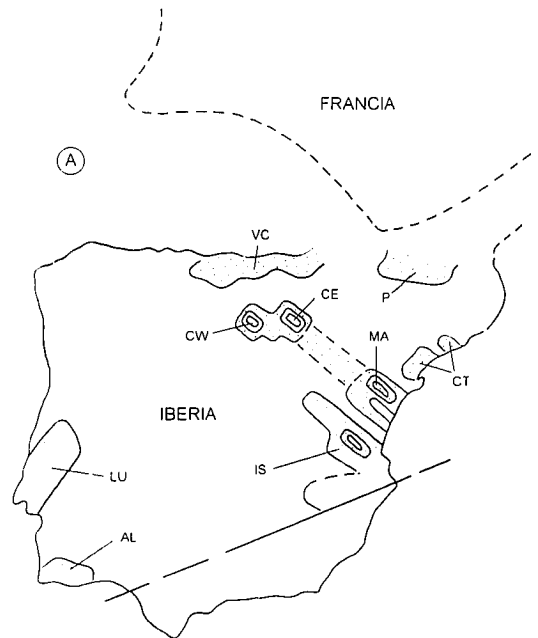
Esta secuencia se apoya sobre todas las secuencias anteriormente descritas y su suprayacente es, en el sector oriental la secuencia Aptiense superior - Albiense, mientras que en el occidental la laguna estratigráfica es mucho mayor, llegando a encontrarse la Fm. Utrillas, base del Megaciclo del Cretácico superior, directamente encima de esta secuencia.

Secuencia deposicional Aptiense superior - Albiense inferior (SD 6). (Figs. 5a, 5b y 6).- Está formada por una sola unidad, el Grupo Oliván de Tischer (1965, 1966) de carácter predominantemente aluvial, y solo aparece representada en el sector oriental de la Cuenca de Los Cameros (Fig.5a: 14). La potencia máxima preservada es de 1500 metros ID. Su base es la discontinuidad intraaptiense ya descrita. El límite superior es una importante discordancia erosiva intraalbiense, con una laguna estratigráfica asociada que puede alcanzar hasta el Aptiense inferior. Su límite inferior es siempre erosivo y se apoya sobre la secuencia Barremiense superior - Aptiense inferior.

La tasa de sedimentación

En la Fig.7 (a y b) se han representado las curvas de espesor estratigráfico acumulado desde el Calloviense al Cenomaniense (incremento de depósito sin descompactar, Tabla I) para los sectores depocentrales de las tres cuencas principales del Dominio Ibérico: la Cuenca de Los Cameros (Oeste y Este), la Cuenca Ibérica Meridional (basado en: Mas, 1981; Vilas et al. 1982; Mas y Alonso, 1983) y la Cuenca del Maestrazgo (basado en: Salas, 1987; Salas, 1989). En las curvas se puede observar en general un marcado paralelismo entre las tres cuencas, que queda reflejado tanto en las pendientes como en las rupturas de las mismas o inflexiones.

En la Cuenca Ibérica Meridional y en la Cuenca de Los Cameros (tanto en la subcuenca Oeste como en la Este) existe un tramo de suave pendiente hasta el límite Kimmeridgiense-Titónico, donde se produce la primera ruptura de pendiente importante. En la Cuenca del Maestrazgo esta ruptura se produce antes, en el límite Oxfordiense-Kimmeridgiense. Durante las etapas



CUENCAS PRINCIPALES DEL RIFTING IBERICO

FINIJURASICO-EOCRETACICO

- CW - Cameros oeste
- CE - Cameros este
- MA - Maestrazgo
- IS - Ibérica sur

OTRAS CUENCAS CONTEMPORANEAS

- P - Pirenicas
- LU - Lusitánica
- VC - Vascocantábricas
- AL - Algarve
- CT - Catalanas

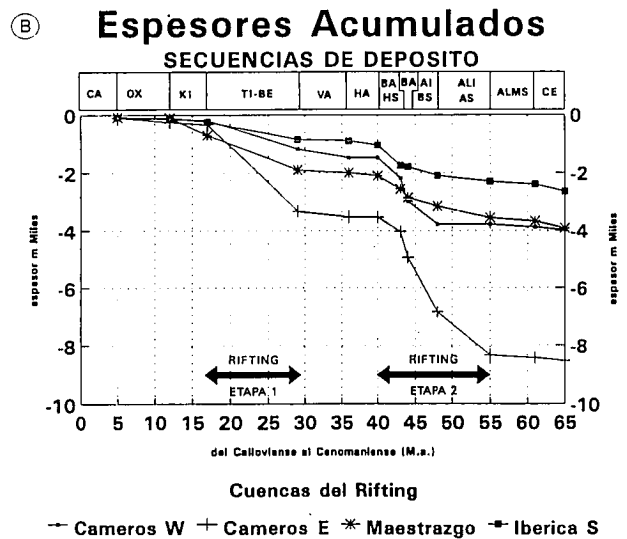


Figura 7.- a) Zonas depocentrales en las cuencas principales del rifting Ibérico finijurásico-eocretácico. **b)** Curvas de espesor estratigráfico acumulado desde el Calloviense al Cenomaniense (incremento de depósito sin descompactar) para los sectores depocentrales de las tres cuencas principales del Dominio Ibérico: la Cuenca de Los Cameros (Oeste y Este), la Cuenca Ibérica Meridional (basado en: Mas, 1981; Vilas et al. 1982; Mas y Alonso, 1983) y la Cuenca del Maestrazgo (basado en: Salas, 1987; Salas, 1989).

sedimentarias Titónico-Berriasiense y Valanginiense las curvas correspondientes a las cuencas de Los Cameros y el Maestrazgo son perfectamente paralelas y de fuerte pendiente, mientras que la de la Cuenca Ibérica meridional es menos acentuada, hechos que se mantienen a lo largo de toda la historia sedimentaria de la Cuenca. El Hauteriviense significa una etapa de in-

Tabla I.- Espesores, según incrementos de depósito (ID), de las Secuencias Deposicionales en las cuencas principales del Rifting Ibérico

SEC. DEP.	CW	CE	MA	IS
Callovia	100	100	80	80
Oxfordian	40	150	20	20
Kimmeridgian	40	80	600	140
Titon.-Berr.	1000	3000	1200	600
Valang.	300	200	100	50
Hauter.	0	0	100	150
U.Haut.-Bar.	700	500	450	700
Barrem.	800	900	300	50
U.Bar.-L.Ap.	800	1900	300	300
U.Ap.-L.Al.	0	1500	400	200
U.Albian	100	100	120	100
Cenomanian	100	100	250	250

Cuencas del Rifting Iberico

flexión en las tres curvas, con pendiente más acentuada en la Cuenca Ibérica Meridional y sobre todo en Los Cameros, y atenuada en la del Maestrazgo. El cambio más importante se produce cerca del límite Hauteriviense-Barremiense, como se puede ver en la figura, en las cuatro curvas se produce un brusco incremento de la pendiente. Esta tendencia se mantiene hasta el Albiense medio en las tres cuencas, pero mientras que en la Ibérica Meridional y Maestrazgo el límite Barremiense-Aptiense supone una atenuación, en la Cuenca de Los Cameros representa un incremento todavía mayor. Es dentro del Albiense cuando en las tres cuencas se produce una homogeneización total, correspondiendo con una atenuación de la pendiente en sus curvas acumulativas.

Las secuencias de depósito que durante el desarrollo del rifting finijurásico-eocretácico se pueden generalizar a las tres cuencas son: Kimmeridgiense (fuerte subsidencia solo en el Maestrazgo), Titónico-Berriasiense, Valanginiense, Hauteriviense (sin registro en Los Cameros), Hauteriviense superior-Barremiense inferior, Barremiense, Barremiense superior-Aptiense inferior y Aptiense superior-Albiense inferior cuyo techo es la discordancia con la Formación Utrillas.

Podemos concluir que en el Jurásico superior se inicia una etapa de rifting a partir de la cual se van a nuclear las tres cuencas principales de la Cordillera Ibérica: Los Cameros, con dos subcuencas (Cameros Oeste y Cameros Este), Ibérica meridional y Maestrazgo, con tres subcuencas (Salou-Garra, Maestrazgo s.s. y Alia-ga-Peñagolosa). Esta etapa comienza en el Maestrazgo y se propaga hacia las otras dos. Así mientras que el rifting en el Maestrazgo comienza hacia el límite Oxfordiense-Kimmeridgiense, en la Cuenca de Los Cameros y en la Ibérica meridional no lo hace hasta aproximadamente el límite Kimmeridgiense-Titónico. Esta primera etapa de rifting está caracterizada en las tres cuencas por una alta tasa de sedimentación que se

mantiene durante el Berriasiense.

Durante la etapa Valanginiense-Hauteriviense, tanto la tasa de sedimentación, como las áreas de sedimentación se reducen en las tres cuencas. Este hecho además de venir influenciado por la atenuación del proceso de rifting, sería el reflejo del descenso relativo del nivel del mar que a nivel global se produjo durante esta etapa (Fig.8).

La segunda etapa de rifting importante se produce durante el intervalo Barremiense-Albiense inferior, coincidiendo con una aceleración en la acumulación de sedimentos en las tres cuencas. Es precisamente en la Cuenca de Los Cameros donde es más acusada, dando lugar a unas tasas de sedimentación anormalmente altas en el contexto general de los riftings del Jurásico superior-Cretácico inferior para el dominio geotectónico de la placa Ibérica y sus adyacentes. Este diastrófismo general que se dispara en el Aptiense inferior, se ralentiza progresivamente durante el Aptiense superior-Albiense inferior.

Posteriormente, durante el Albiense, la tasa de sedimentación sufre una gran desaceleración en las tres cuencas, marcando el paso desde una subsidencia rápida, de carácter mecánico-fractural ligada a los riftings que fue la tónica general durante el Jurásico superior-Cretácico inferior, a una subsidencia mucho más lenta, de carácter térmico, que se inició con la sedimentación de la Formación arenas de Utrillas y dio paso a las grandes transgresiones del Cretácico superior en todo el dominio Ibérico (Alonso et al., in lit.).

Análisis de la ciclicidad: influencia del eustatismo

El análisis estratigráfico del relleno sedimentario de la cuenca muestra la marcada tendencia cíclica de las secuencias, que casi siempre comienzan con facies clásticas aluviales y terminan con importantes episodios lacustres que implican importantes retenciones de agua en la cuenca. Además, en varios de estos episodios lacustres hay evidencias de contaminación marina (Guiraud y Seguret, 1985; Schudack, 1987; Mas y Alonso, 1991; Alonso y Mas, 1993; Gómez, 1992 inédito), lo que parece indicar que el fenómeno de la ciclicidad podría muy bien estar relacionado con las variaciones globales del nivel del mar, fácilmente comprobables en los márgenes de los continentes pero más difícilmente detectables en cuencas intracratónicas con dominio neto de la sedimentación continental como es la de Los Cameros.

Para comprobar esta hipótesis, se han tratado de comparar y correlacionar los ciclos de evolución sedimentaria para el intervalo Titónico -Albiense en la Cuenca de Los Cameros con los ciclos eustáticos globales establecidos por Haq et al. (1987) (Fig.8). El parámetro elegido para establecer la correlación ha sido la extensión dentro de la cuenca de las facies lacustres en cada Secuencia Deposicional, es decir el porcentaje areal que es ocupado por estas facies en la extensión total de la cuenca. La elección de este parámetro vino condicionada por la hipótesis lógica de que la mayor retención de agua y por tanto el mayor desarrollo de los lagos en la cuenca se daría durante los episodios de

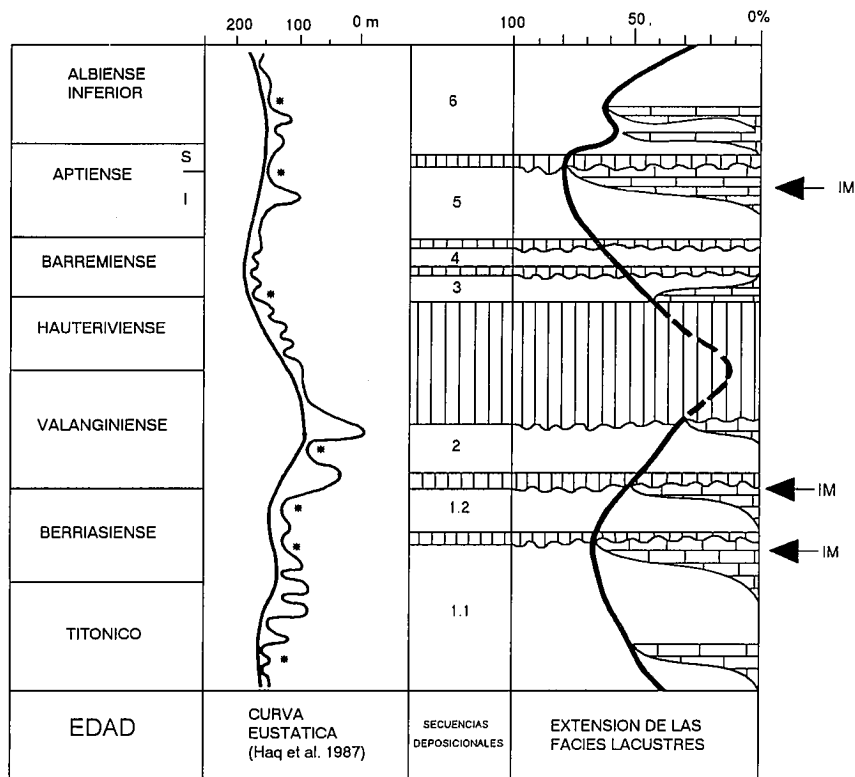


Figura 8.- Comparación entre los ciclos de evolución sedimentaria para el intervalo Titónico - Albiense inferior en la Cuenca de Los Cameros y los ciclos eustáticos globales establecidos por Haq et al. (1986). El parámetro elegido para establecer la comparación ha sido la extensión dentro de la cuenca de las facies lacustres en cada Secuencia Depositional (porcentaje areal que es ocupado por estas facies en la extensión total de la cuenca). IM= incursiones marinas en la cuenca.

nivel del mar alto, mientras que la cuenca sería drenada y por tanto adquirirían mayor importancia las facies aluviales durante los episodios de nivel del mar bajo. Aunque se trata de una primera aproximación y como hemos explicado existen importantes incertidumbres en el cuadro cronoestratigráfico de la cuenca, los resultados de esta correlación han sido muy positivos, y parecen verificar la hipótesis inicial de una forma clara, lo que abriría una interesante línea de investigación en este sentido.

En términos generales se aprecia un paralelismo muy claro entre la curva eustática de periodo largo y la curva envolvente de la extensión de las facies lacustres, aunque con un cierto retardo de esta última, desfase lógico si se tiene en cuenta que la respuesta en la zona continental a las variaciones eustáticas no puede ser instantánea ni inmediata (Fig.8). Dentro de la Secuencia Titónico-Berriasiense (SD 1), en una primera etapa esencialmente titónica (subsecuencia SD 1.1), en el sector oriental de la cuenca se reconocen dos episodios con desarrollo importante de las facies lacustres, que corresponden a las Aloformaciones Agreda y Sierra de Matute definidas por Gómez (1992 inédito) (Fig.5a, 1). Estas coinciden con etapas de nivel del mar alto tanto en la curva eustática de periodo largo ("long term") como la de periodo corto ("short term"). Además durante el segundo episodio lacustre existen indicios de influencia marina (Schudack, 1987; Gómez, 1992 inédito). En una segunda etapa de la Secuencia de Depósito 1 de posible edad Berriasiense (subsecuencia SD 1.2), la extensión de las facies lacustres (Aloformación Valdeprados; Fig.5a, 3) es algo menor

que la que alcanzaron en la subsecuencia anterior (Fig.8). Corresponde con un episodio con nivel alto del mar en la curva eustática de periodo largo, además también debió producirse cierta influencia marina (Gómez, 1992 inédito).

En la Secuencia de Depósito Berriasiense terminal - Valanginiense (SD 2), que corresponde con una etapa de nivel del mar bajo en el Cretácico inferior, así como en la Secuencia Hauteriviense superior-Barremiense (SD 3) y en la Barremiense (SD 4), la extensión ocupada por las facies lacustres en el conjunto de la cuenca estuvo bastante reducida. Este hecho queda claramente reflejado si comparamos la curva eustática de periodo largo con la posición relativa de la máxima extensión de los lagos en esta etapa con respecto al conjunto del intervalo Titónico-Albiense inferior. Sin embargo en la curva de periodo corto los momentos con nivel mas alto del mar en este episodio, corresponden con desarrollo de facies lacustres (Fig.8).

En la parte superior de la Secuencia Barremiense superior - Aptiense inferior (SD 5) las facies lacustres (Grupo Enciso; Fig.5a, 13) vuelven a alcanzar gran extensión en la Cuenca de Los Cameros, coincide además con un episodio en el que de forma esporádica se produjeron incursiones marinas (Formación Leza - Fig.5a, 13-; Mas y Alonso, 1991; Alonso y Mas, 1992) coincidentes con el ámbito de máximo desarrollo de los lagos. Así como la relación con la curva eustática de periodo largo parece quedar oscurecida posiblemente por control tectónico, pues realmente en esta etapa a escala global el nivel del mar desciende un poco con respecto al Barremiense, sin embargo es justo en la parte alta de

la Secuencia Depositional, en el Aptiense inferior, cuando en la curva de período corto se produce un marcado alto nivel del mar relativo.

Como ya se ha mencionado anteriormente, la Secuencia Depositional Aptiense superior-Albiense inferior (SD 6), representa un aumento progresivo de los depósitos clásticos aluviales en la cuenca y la práctica desaparición de las facies lacustres. Es de destacar que comparando con la curva eustática de período largo, este episodio se corresponde justamente con una bajada relativa del nivel del mar (Fig.8).

El metamorfismo

El metamorfismo de Los Cameros fue estudiado primeramente por Guiraud y Séguret (1985), que lo caracterizaron como dinamotérmico y coetáneo al desarrollo de la cuenca, con una temperatura de 420° a 520° C y una presión de 0,5 a 4 kb. Posteriormente Casquet et al. (1992) precisan la temperatura alcanzada en no más de 350° C y la presión en no más de 1 kb (suponiendo una carga de sedimentos de 3900 m) y datan el metamorfismo entre los 108 y 86 Ma; sería, por tanto, un metamorfismo posterior al relleno de la cuenca que estos autores consideran de carácter hidrotermal.

El gradiente geotérmico, suponiendo los 4 km de profundidad, tendría que ser de unos 8°C/100 m, lo que implicaría la existencia de una anomalía geotérmica. A falta de estudios más completos sobre las condiciones del metamorfismo, su extensión y su relación con las estructuras del área, se supone que el metamorfismo estaría relacionado con la evolución geotérmica consecuencia del adelgazamiento cortical que debió tener lugar como resultado de la extensión que produjo la cuenca.

Los sectores de la cuenca que experimentaron metamorfismo presentan también un clivaje discontinuo de fractura, que se extiende desde, al menos, el sur de Enciso hasta Ágreda, en los alrededores del Moncayo, ya fuera de la cuenca de Los Cameros, siguiendo una franja de orientación WNW-ESE (Pérez Lorente, 1990 y Gil Imaz et al., 1990). Dicha franja, en el interior de la cuenca de Los Cameros, coincide con el paso del cabalgamiento de Los Cameros desde el zócalo -en situación de rampa- a la cobertera -en situación de rellano en el interior del Keuper- (ver Fig.4). La edad de dicho clivaje es terciaria (durante la compresión) según Gil Imaz et al. (1990) en el sector de Ágreda; Casquet et al. (1992) no se pronuncian a este respecto para el sector de Yanguas-Enciso, aunque estudios actualmente en curso, en los que participan algunos de los autores del presente trabajo, apuntan a la posibilidad de que en ese sector el metamorfismo y el clivaje si estuvieran relacionados.

Evolución estructural de la cuenca

Características estructurales

La cuenca de Los Cameros forma parte actualmente de una lámina de cabalgamiento que incluye también los

aflorescimientos de materiales hercínicos de la Sierra de la Demanda. Dicha lámina se encuentra desplazada hacia el norte hasta un máximo de unos 30 km (Guimerà y Alvaro, 1990; Casas Sainz, 1990) sobre los materiales terciarios de las cuencas del Ebro y del Duero; el cabalgamiento se sigue durante unos 150 km, tiene una orientación general E-W y presenta en planta tres arcos convexos hacia el norte. Al sur de la cuenca de Los Cameros se encuentra la cuenca terciaria de Almazán; el contacto entre ambas viene determinado por un sistema de cabalgamientos y pliegues de propagación de cabalgamientos (Platt, 1989b, Casas, 1990) que se extiende desde el oeste de Santo Domingo de Silos hasta el este de Soria, con una extensión lateral también de unos 150 km. La cuenca mesozoica de Los Cameros fue, por tanto, totalmente invertida durante la compresión terciaria.

La deformación interna durante la compresión fue poco importante y, por tanto, la geometría original de las estructuras mesozoicas se encuentra bastante bien conservada (Guiraud y Séguret, 1985). Esta geometría puede deducirse a partir de los estudios de campo y del análisis de los perfiles de sismica de reflexión. Las características estructurales más relevantes -aparte de las ya mencionadas- tanto del período de desarrollo de la cuenca como de su inversión terciaria, son:

1) La estructura general de la cuenca es un sinclinal muy laxo de unos 60 km de anchura.

2) Los bordes de la cuenca jurásica terminal-cretácica son por contacto discordante de los materiales que la rellenan sobre los materiales mesozoicos anteriores (triásicos y jurásicos). La cuenca nunca está limitada por fallas normales mayores que afloran en superficie.

3) 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 (Fig.4).

4) Como ya se ha descrito anteriormente, 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.

5) El desplazamiento deducido del cabalgamiento terciario a partir de la interpretación de los perfiles sísmicos de la Fig.4 es de 25 km.

6) El bloque superior del cabalgamiento se encuentra -en corte- en situación de rellano de falla en el Keuper en una extensión de unos 20 km, continuando, hacia el sur, en el interior del zócalo (Fig.4).

7) Se observa una ligera inversión (alrededor de 2 km) de la discordancia del Mesozoico sobre el zócalo hercínico, lo que indica la total recuperación del desplazamiento extensivo mesozoico.

Hipótesis anteriores sobre la evolución de la cuenca

Hasta el momento se han propuesto dos hipótesis que contemplan el desarrollo de la cuenca y su inversión posterior desde un punto de vista estructural. La

primera es de Guiraud (1983) y Guiraud y Séguret (1985). Dichos autores proponen la formación de la cuenca en una zona de relevo extensiva entre dos fallas direccionales sinistras de escala plurikilométrica orientadas NE-SW; en este contexto se formaría en el zócalo una falla normal E-W con buzamiento hacia el sur que se continuaría hacia la cobertera situándose en posición de rellano en el Keuper y continuando en esta situación varias decenas de kilómetros hacia el norte hasta emerger fuera del área considerada (Fig.9-A). El desplazamiento del bloque superior hacia el sur ocasionaría la formación de una cuenca sinclinal sobre la rampa del zócalo, produciéndose el onlap y el desplazamiento progresivo de los depocentros de las diversas unidades hacia el norte. Como resultado del desplazamiento de la falla se ocasionaría al norte de la cuenca un área de 'erosión tectónica', por desplazamiento hacia el sur de los materiales del substrato mesozoico posteriores al Keuper. Durante la compresión terciaria se invertiría ligeramente la falla normal mesozoica (Fig.9-B).

Casas y Simón (1992) proponen una hipótesis similar (en lo que respecta a un corte N-S) pero en el cual el rellano de la falla extensiva -que tendría una geometría lístrica- en los materiales triásicos no se extendería mucho más al norte de los límites de la cuenca (Fig.9-C). El substrato mesozoico del interior de la cuenca experimentaría una extensión sin que se perdiera la continuidad de las capas para adaptarse al desplazamiento de la falla extensiva del zócalo. De esta manera el relleno de la cuenca presentaría unas características similares a las obtenidas en la hipótesis anterior. Durante la compresión alpina se produciría una inversión total del movimiento de la falla del zócalo (Fig.9-D), con un desplazamiento máximo del orden de 30 km.

Las dos hipótesis descritas presentan, en nuestra opinión, algunos problemas. Por lo que respecta a la falla extensiva mesozoica que limitaría la cuenca por el norte, la hipótesis de Guiraud i Séguret (1985) implica la existencia de una lámina de materiales mesozoicos (carbonatos jurásicos en su mayoría) de un grosor del orden de 1 km y una longitud y una anchura de varias decenas de kilómetros. Dicha lámina debería desplazarse hacia el sur, en condiciones subaéreas (el relleno de la cuenca es continental), varias decenas de kilómetros sin que se perdiera su continuidad, experimentando internamente tan solo una ligera extensión. Se considera una situación improbable mecánicamente, ya que en estas condiciones la lámina tendería o bien a disgregarse por la acción de múltiples fracturas extensivas o la rampa del zócalo cortarían la cobertera y aflorarían directamente en superficie, produciéndose, en el segundo caso, una cuenca en un semigraben sobre una falla lístrica, caso bien diferente del de la cuenca de Los Cameros.

La hipótesis de Casas y Simón (1992) implica -según lo calculado, ver más adelante- una extensión de la lámina del substrato mesozoico del orden del 100%, similar a la de la falla del zócalo; esto implicaría la destrucción de la continuidad de la lámina, lo que no ocurre en la realidad. El corte que proponen dichos autores (Casas y Simón, 1992, Fig.2), esquematizado en la Fig.9-C y D, es un corte claramente no compensado y,

por tanto, la restitución es incorrecta.

Respecto a la inversión de la cuenca, el desplazamiento inverso tan limitado de la falla durante el Terciario que suponen Guiraud y Séguret (1985) se contradice con la escala del cabalgamiento (150 km de trazado cartográfico) y con los perfiles sísmicos disponibles (Fig.4).

Hipótesis propuesta para la formación y evolución de la cuenca.

Formación de la cuenca mesozoica.- La hipótesis que se propone para superar los inconvenientes que se acaban de describir consiste, durante el Mesozoico, en una modificación de la hipótesis de Guiraud y Séguret (1985). Se supone una falla, situada en el interior del zócalo, con una geometría compuesta por dos tramos subhorizontales a distinta profundidad unidos por un tramo intermedio de buzamiento más elevado hacia el sur. La profundidad exacta a la que se encontraría el tramo subhorizontal septentrional 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); dicho tramo enlazaría con el sistema extensivo pirenaico. Situaciones similares han sido reproducidas en modelos a escala (McClay, 1990).

Para ilustrar la hipótesis se ha realizado una modelización por ordenador (Fig.10) mediante el programa Fault! (Wilkerson y Usdansky, 1989). Este programa construye los pliegues de adaptación del bloque superior a las rampas del bloque inferior mediante cizalla vertical; esto implica que la profundidad a la cual se sitúe la falla no conlleva variar las dimensiones de su tramo inclinado para obtener el mismo resultado en superficie. En el caso de una modelización con pliegues por inflexión (fold bending), más realista, la profundidad a que se situara la falla sí influiría en las dimensiones del tramo inclinado, para obtener el mismo resultado en superficie.

La sección de la cuenca que representa el modelo no coincide exactamente con el trazado de los perfiles interpretados en la Fig.4, sino que se dispone perpendicularmente a las estructuras que limitan actualmente la unidad de Los Cameros y a las líneas de intersección entre los límites de las secuencias deposicionales con su substrato. Dicha intersección de las superficies que se disponen en onlap hacia el norte sería perpendicular a la dirección de desplazamiento del bloque superior de la falla durante el Mesozoico. En la modelización que se presenta, para obtener una cuenca de 60 km de anchura y 5 km de grosor máximo vertical de los sedimentos, es necesario un tramo inclinado de 5 km de altura. Con una anchura de 30 km de dicho tramo y un buzamiento que varía entre 21° y 4° hacia el sur, se obtiene una geometría de la cuenca similar a la deducida en la realidad.

El desplazamiento del bloque superior hacia el sur ocasiona la formación de un sinclinal de rampa extensiva, en el que se localiza la cuenca. A medida que aumenta el desplazamiento aumenta también la anchura de la cuenca hasta los 60 km finales. El depocentro de

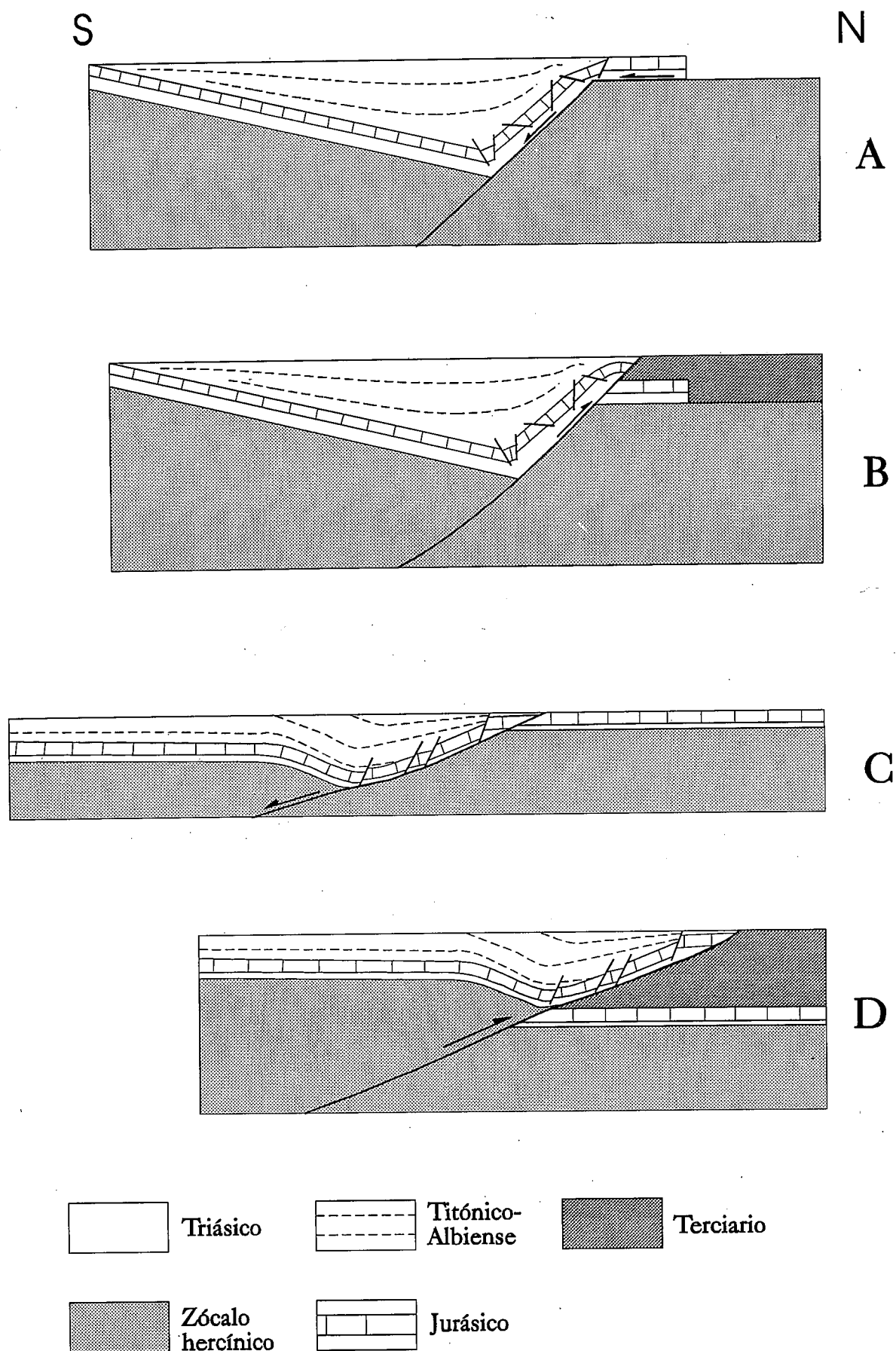


Figura 9.- Esquema de las dos hipótesis estructurales propuestas previamente sobre la evolución de la cuenca de Los Cameros. Modelo de Guiraud y Seguret (1985): A, durante el Titónico-Albiense inferior; B, durante la compresión terciaria. Modelo de Casas y Simón (1992): C, durante el Titónico-Albiense inferior; D, durante la inversión terciaria. Los dibujos no están a escala.

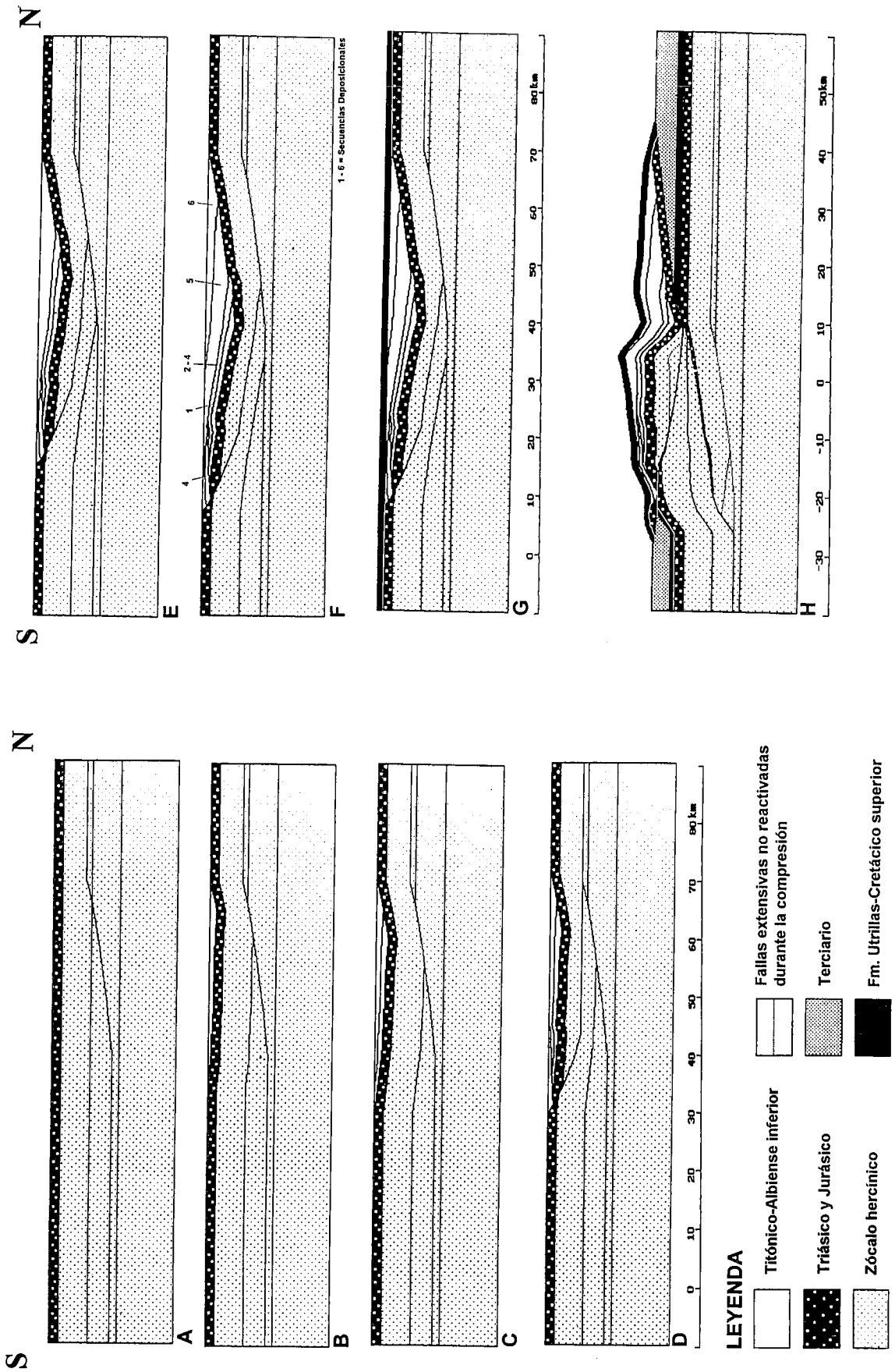


Figura 10.- Hipótesis propuesta sobre la evolución de la falla extensiva previamente a la formación de la cuenca de Los Cameros. A, B, C, D, E y F: diferentes estadios en que se produjo el depósito de las seis secuencias deposicionales durante el período Titónico-Albiense inferior. G: situación con posterioridad al depósito de la Fm Utrillas y el Cretácico superior. H: inversión terciaria.

cada unidad diferenciada se localiza siempre sobre la parte superior de la rampa y, por el desplazamiento del bloque superior, las unidades más antiguas son desplazadas hacia el sur, ocasionándose un nuevo espacio inmediatamente al norte que es ocupado por la unidad siguiente. Como resultado se produce la migración hacia el norte de los depocentros de las diversas unidades y un onlap sobre el substrato en dicha dirección.

Durante el depósito de las unidades 3 y 4 se introduce en el modelo una falla antitética en el borde de la cuenca, para explicar los depocentros secundarios que se observan en dicho sector de la cuenca de Los Cameros. Fallas similares aparecen también en los modelos a escala de McClay (1990), como resultado de la extensión que se produce en el bloque superior al pasar de la rampa al rellano inferior del bloque inferior.

La extensión final acumulada por el desplazamiento de las dos fallas es de 33,3 km. Este sería también el desplazamiento que cabría esperar en la hipótesis de Giraud y Séguret (1985) para la lámina de materiales jurásicos. En la hipótesis de Casas y Simón (1992), implicaría una extensión del 117% del nivel mesozoico anterior a la cuenca (que pasaría de 28,5 km a 61,8 km), lo que claramente conllevaría la destrucción de la continuidad de dicho nivel, en una deformación frágil.

Inversión terciaria.- La inversión de la cuenca durante el Terciario se produciría mediante la formación de un nuevo plano de falla localizado en el extenso nivel de disposición aproximadamente plana de los materiales del Keuper del substrato de la mitad septentrional de la cuenca. La formación de esta nueva falla podría ser facilitada por 1) el sellado de la falla extensiva mesozoica bajo la cuenca a consecuencia del metaforfismo acaecido durante el Cretácico superior, 2) la zona de debilidad que constituiría el nivel del Keuper del flanco norte de la cuenca, con un buzamiento casi uniforme hacia el sur de unos 10° en el modelo. A partir de dicha superficie -que tiene una longitud de 30 km en el corte del modelo y 20 km en el perfil sísmico- podría nuclearse el nuevo cabalgamiento, que se expandiría hacia el sur a medida que progresara la deformación, hasta entroncar con el cabalgamiento basal ibérico.

La inversión de la cuenca se produciría mediante el cabalgamiento neoformado al norte (que cabalgaría la Cuenca del Ebro) y la inversión de la falla (o sistema de fallas en la realidad) del borde sur (cabalgando sobre la Cuenca de Almazán); a partir de las segundas se formaría el sistema de cabalgamientos imbricados y cabalgamientos ciegos del borde sur del macizo de Los Cameros. El acortamiento impuesto en el modelo es de 30 km en el cabalgamiento septentrional y 5 km en el meridional.

Conclusiones

Tres eventos geotectónicos principales se pueden distinguir durante la génesis, desarrollo y posterior destrucción de la cuenca de Los Cameros: 1) la extensión y relleno sincrónico (Jurásico terminal-Cretácico inferior); 2) el metamorfismo post-rift (Cretácico medio-superior) y 3) la inversión tectónica o destrucción

en régimen compresivo.

El relleno de la cuenca de Los Cameros durante el período Titónico-Albiense inferior constituye un gran ciclo o megasecuencia limitada por discontinuidades estratigráficas mayores, que se puede dividir en seis secuencias deposicionales (SD) separadas por discordancias: SD.1 (Titónico-Berriasiense); SD.2 (Berriasiense terminal-Valanginiense); SD.3 (Hauteriviense superior-Barremiense); SD.4 Barremiense; SD.5 (Barremiense superior- Aptiense inferior) y SD.6 Aptiense superior-Albiense inferior. Esta megasecuencia está formada por depósitos de origen continental con esporádicos episodios de influencia marina; esencialmente son facies fluviales y lacustres que se organizan en ciclos que comienzan por sedimentos clásticos aluviales que pasan hacia el techo a calizas de origen lacustre.

En el Jurásico superior comenzó la *primera etapa de rifting* que formó las tres cuencas principales de la Cadena Ibérica: Los Cameros, Ibérica meridional y Maestrazgo. Esta etapa comenzó en el Maestrazgo hacia el límite Oxfordiense-Kimmeridgiense y en las otras dos cuencas aproximadamente en el límite Kimmeridgiense-Titónico. Se caracterizó en las tres cuencas por una alta tasa de sedimentación que se mantuvo durante el Berriasiense. Durante la etapa Valanginiense-Hauteriviense, se redujeron en las tres cuencas tanto la tasa como las áreas de sedimentación. Este hecho sería el resultado de la atenuación del proceso de rifting, posiblemente combinado con un descenso del nivel de mar a escala global.

Durante el Barremiense-Albiense inferior se produjo la *segunda etapa de rifting* ocasionando una aceleración en la acumulación de sedimentos en las tres cuencas, aunque en la de Los Cameros de una forma más acusada. Durante el Albiense la tasa de sedimentación disminuyó grandemente en las tres cuencas, pasándose desde una subsidencia rápida, producto del rifting, a otra mucho más lenta, de carácter térmico, que dio paso a las transgresiones del Cretácico superior en todo el dominio ibérico.

Estructuralmente, se interpreta la Cuenca de Los Cameros como una cuenca sinclinal formada sobre una rampa -con buzamiento sur- en una falla subhorizontal extensiva (extensional ramp basin) situada a varios kilómetros de profundidad, dentro del zócalo. El desplazamiento de dicha falla produjo la cuenca sinclinal e hizo aumentar sus dimensiones progresivamente. Los depocentros de la secuencias de depósito se localizaron siempre sobre la rampa y fueron migrando hacia el norte en las unidades progresivamente más modernas, a consecuencia del desplazamiento del bloque superior de la falla. El desplazamiento total sobre la falla extensiva fue de 33,3 km, lo que implica un alargamiento del 117 %. Dicho alargamiento, en el bloque superior de la falla, debió de tener lugar al norte de la cuenca, posiblemente en la cuenca pirenaica.

Durante la compresión terciaria (durante el Paleógeno y hasta el Mioceno inferior), se produjo la inversión de la cuenca, mediante un cabalgamiento neoformado en su margen norte (sobre la cuenca del Ebro con un desplazamiento de hasta 30 km) y un sistema de cabalgamientos en su borde sur (sobre las cuencas del Duero y de Almazán).

Este trabajo de investigación ha sido cofinanciado por la D.G.I.C.Y.T. y la C.I.C.Y.T. mediante los Proyectos: DGICYT (PB 88- 0071) y CICYT (PB 89-0230) del PGC y por la Universidad Complutense mediante el Proyecto PR 179/91-3469. Los autores del trabajo agradecen las sugerencias del Dr. A. Marcos de la Universidad de Oviedo y de los revisores anónimos de la revista con las que han contribuido a la mejora del manuscrito original.

Bibliografía

- Alonso A.; Floquet M.; Mas J.R. y Meléndez A. (in lit): Upper Cretaceous Carbonate Platforms: Origin and Evolution. Iberian Ranges. Spain. *S.E.P.M. Spec. Publ. "Cretaceous Platforms"*.
- 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. (1993): Control tectónico e influencia del eustatismo en la sedimentación del Cretácico inferior de la Cuenca de Los Cameros. España. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 17: Madrid.
- Alonso-Millan, A.; Floquet, M.; Mas, J.R.; Meléndez, A. (1989): Origin and evolution of an Epeiric Carbonate Platform. Upper Cretaceous. Spain. *Vol. Publ. XII Congreso Español de Sedimentología. Simposios*. Bilbao. España. 21-32.
- Beuther A. (1966): Geologische Untersuchungen in Wealden un Utrillas - schichten in Westteil der Sierra de Los Cameros (Nordwestliche Iberische Ketten). Spanien. *Beih. Geol. Jb.* 44: 103 -121-Hannover.
- Brenner P. (1976): Ostrakoden und Charophyten des spanischen Wealden (Systematik, Ökologie, Stratigraphie, Paläogeographie). *Palaeontographica*. (A) 152: 113 - 201.
- Casas Sainz A.M. & 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.
- Casquet, C; Galindo, C; González Casado, J.M.; Alonso, A; Mas, J.R.; Rodas, M; García Romero, E Y Barrenechea, J.F. (1992): El metamorfismo en la Cuenca de Cameros. Geocronología e implicaciones tectónicas. *Geogaceta* 11: 22 - 25. Madrid.
- 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 Geológicos*. 45: 90 - 109. Madrid.
- 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*. 21. Morella.
- 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.
- 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.
- Gil Imaz, A; Alba Enatarriaga, 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.
- Gómez Fernández, J.C. (1992): *Análisis de la Cuenca sedimentaria de los Cameros durante sus etapas iniciales de relleno en relación con su evolución paleogeográfica*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense. Madrid. 343 p. Inédita.
- Guimerà, J. y Alvaro, M. (1990): Structure and evolution of the compression alpine dans la Chaîne Ibérique et la Chaîne Cotière Catalane (Espagne). *Bull. Soc. Geol. France* (8), VI (2): 339-340.
- Guiraud, M. & 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 - sédimentaire du bassin wealdien (Cretacé inferieur) en relais de décrochement de Logroño - Soria (NW Espagne)*. Thèse 3eme Cycle. Montpellier. Université du Languedoc. Inédita.
- Haq, B. H.; Hardenbol, J & Vail, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156 - 1167.
- Martin i Closas, C. (1989): *Els caròfids del Cretacé inferior de les Conques perifèriques del Bloc de L'Ebre*. Universidad de Barcelona. Tesis doctoral. Inédita. 581 p. 14 Lam.
- Mas J.R. (1981): El Cretácico inferior de la región noroccidental de la provincia de Valencia. *Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías*. 8: 408 p. Madrid
- Mas, R. y Alonso, A. (1981): *Jurásico terminal y Cretácico inferior en facies mixtas terrígenas y carbonatadas. Hojas a escala 1:200.000, Liria y Valencia*. Trabajo realizado para el I.G.M.E. (Inédito) 60 figs.
- 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*. Morella: 47.
- Mas, J.R. y Alonso, A. (1985): Estratigrafía, sedimentología y paleogeografía del Jurásico terminal y del Cretácico de la Hoja a escala 1:200.000 de LLIRIA (55). *IGME. Servicio de publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Nueva Serie*. 60-80. Madrid.
- McClay, K.R. (1990): Extensional fault systems in sedimentary basins: a review of analogue model studies. *Marine and Petroleum Geology*, 7(3):205-233.
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature (1983): "North American Stratigraphic Code (N.A.S.C.)". *A.A.P.G. Bull.* 67: 841- 875.
- 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. y Min.* 101 - 4, pp. 536 - 559. Madrid.
- Platt, N.H. (1989 a): Continental sedimentation in a evolving rift basin: the Lower Cretaceous of the Western Cameros Basin (Northern Spain). *Sedimentary Geol.* 64: 91-109.
- Platt, N.H. (1989 b): Climatic and tectonic controls on sedimentation of a Mesozoic lacustrine sequence: The Purbeck of the Western Cameros Basin, Northern Spain. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 70: 187-197.
- Salas, R. (1987): *El Malm i el Cretaci inferior entre el Massis de Garraf i la Serra d'Espada*. Tesis Doct. Univ. Barcelona. VI- 345 p., V II- figures.
- Salas, R. (1989): Evolución estratigráfica secuencial y tipos de plataformas de carbonatos del intervalo Oxfordiense-Berriasiense en las Cordilleras Iberica oriental y Costero Catalana meridional, *Cuadernos Geol. Ibérica*, 13: 121-157.
- 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. Madrid.
- Schudack, M. (1987): Charophytenflora und fazielle Entwicklung der Grenzsichten mariner Jura/Wealden in der Nordwestlichen Iberischen Ketten (mit Vergleichen zu Asturien und Kantabrien). *Paleontographica. Abt. B*, 204, 108 p.
- Tischer, G. (1966): El delta wealdico de las montañas ibéricas occidentales y sus enlaces tectónicos. *Notas y Coms. del Inst. Geol. y Min. de Esp.* 81: 53 - 78. Madrid.
- Tischer, G. (1965): Über die Wealden-Ablagerung und die Tektonick der ostlichen Sierra de los Cameros in den nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Beith. Geol. J.B.* 44: 123-164.
- Vilas, L.; Mas, J.R.; García, A.; Arias, C.; Alonso, A.; Meléndez, N.; Rincón, R. (1982): Capítulo 8. Ibérica suroccidental. In: *El Cretácico de España*. Ed. de la Univ. Complutense, 457 - 514.
- Vilas, L.; Alonso, A.; Arias, C.; García, A.; Mas, J.R.; Rincón, R.; Meléndez, N. (1983): The Cretaceous of the Southwestern Iberian Ranges (Spain). *Zitteliana*. 10: 245 - 254. Munich.
- Wilkerson, M.S. y Usdansky, S.I. (1989): *Fault! A Cross Section Modeling Program for the IBM*, mem. 22 p.

Recibido el 2 de abril de 1993; aceptado el manuscrito revisado el 10 de octubre de 1993