

Control tectónico e influencia del eustatismo en la sedimentación del Cretácico inferior de la cuenca de Los Cameros

A. ALONSO * y J. R. MAS *

* Dpto. de Estratigrafía. Fac. CC. Geológicas.
U.C.M. 28040 Madrid

RESUMEN

La sedimentación durante el Jurásico terminal y el Cretácico inferior en la Cuenca de Los Cameros se desarrolla en cuatro Secuencias deposicionales de forma tal que todas comienzan con facies siliciclásticas fluviales y terminan (excepto la IV) con facies calcáreas de origen lacustre. El control tectónico durante la sedimentación es muy claro y se manifiesta de diversas maneras y escalas, pero el control eustático también parece jugar un papel importante.

Para estudiar estos factores se ha analizado con detalle una de las etapas lacustres en la cuenca, concretamente la que termina la Secuencia deposicional III (Barremiense - Aptiense), y se ha elegido la franja más nororiental de la misma. En esta unidad (la Formación Calizas de Leza), y en ese sector, se ha realizado un análisis sedimentológico detallado identificando cuatro grupos de facies que corresponden a la sedimentación en lagos carbonáticos costeros, con etapas de influencia marina neta. También se ha reconstruido la cuenca para la etapa Barremiense - Aptiense, que formaba una gran rampa basculada hacia el NE, en cuyo borde nororiental se desarrollaba la sedimentación lacustre-costera que nos ocupa. La influencia marina proviene del SE, del Tetis, ya que durante esa etapa en el resto de la cuenca Ibérica se produjo la más importante transgresión del Cretácico inferior en la zona.

Por otro lado, la Formación Leza está formada por seis litosomas carboná-

ticos claramente diferenciados, limitados por paleofracturas que funcionaron durante la sedimentación de la unidad y que fueron fosilizadas posteriormente. El control tectónico está ejercido por una fractura de bajo ángulo en el margen noreste, buzando hacia el sur, que durante la etapa distensiva, de formación de la cuenca, actuó como "detachment" y que durante la etapa de inversión alpina actuó de nuevo originando un cabalgamiento de cerca de 30 km claramente apreciable en los perfiles sísmicos disponibles.

Palabras clave: Sedimentación continental. Control tectónico. Eustatismo. Cretácico inferior. Cuenca de Los Cameros. España.

ABSTRACT

The sediment infilling of the Cameros Basin during the Latest Jurassic and Early Cretaceous can be separated into four depositional sequences, using unconformities as the key. Each sequence starts with rocks of fluvatile facies and ends with lacustrine carbonates. The Leza Formation belongs to the Depositional sequence III (Barremian - Aptian) and corresponds to the lacustrine facies that developed in the northeastern margin of the basin in the upper part of the sequence. It is a particularly suitable unit for studying the main factors that controlled sedimentation (tectonic and eustasy) because it shows marine influence at several levels (the age of which has been determined), and the synsedimentary tectonic (growth faults and slumps) were very active in that margin, due to the existence of a low angle main listric fault which limited the basin in the NE.

The sedimentological analysis of facies and palaeogeographical maps show that the Leza Formation is divided into six bodies or lithosomes, corresponding to six paleolakes, limited by synsedimentary faults. These were finally buried and preserved by the overlying formation. However, the lakes were not isolated as the marine transgression, coming from the southeast (Tethys), affected all of them. This transgression occurred during the Lower Aptian, the moment when the sea level was highest in the Iberian Trough during the Early Cretaceous, so that, the drainage from the continental areas was insufficient (great amounts of water were retained in the basin and, therefore, led to the development of important accumulations of rocks of lacustrine facies).

The major tectonic control was due to the movement of the low angle listric fault (NW - SE) that dips southwestwards, that actuated as a detachment during the distensive stage (basin formation). That event was accompanied by the development of a system of parallel and orthogonal faults that produced the small

basins where sedimentation of the rocks of the Leza Formation took place. During the inversion stage, the fault acted as a thrust and it produced a 30 km displacement to the north.

Key-Words: Continental sedimentation. Tectonic control. Eustasy. Lower Cretaceous. Cameros Basin. Spain.

INTRODUCCIÓN

La Cuenca de Los Cameros es una cuenca sedimentaria en la que, desde el Titónico hasta el Aptiense, se acumularon más de 9000 metros de sedimentos (siguiendo el eje de desplazamiento de la zona depocentral). Está situada en el extremo septentrional de la Cordillera Ibérica (Fig. 1) y rodeada por las cuencas terciarias del Ebro al norte y del Duero y Almazán al oeste y sur respectivamente. Tiene una forma rómbica compleja, diferenciándose dos zonas claramente, la oriental, regular, con lados de aproximadamente 60 km. y la occidental, formada por un rectángulo de 100 por 30 km. Al norte de este sector aflora el basamento hercínico de la Sierra de la Demanda.

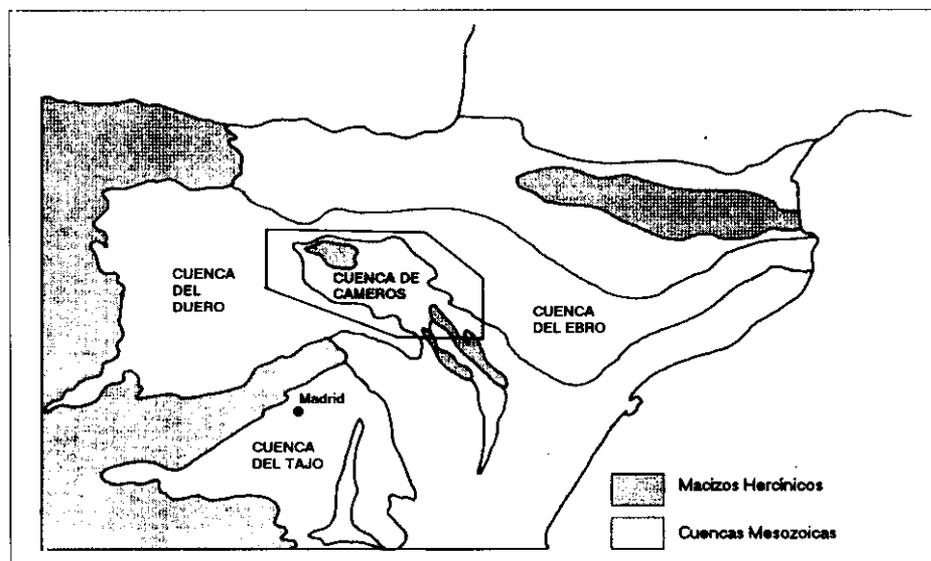


Fig. 1.—Esquema de situación de la Cuenca de Los Cameros. El recuadro engloba la zona cartografiada en la figura 3.

Fig. 1.—The Cameros Basin. The marked zone corresponds to the cartographed area in figure 3.

CARACTERÍSTICAS GENERALES

La cuenca tiene unas características muy peculiares respecto al resto de la Cordillera: En primer lugar presenta las mayores potencias del relleno sedimentario y por tanto las mas altas tasas de sedimentación y de velocidad de subsidencia. Además, es el único sector de la Cordillera que presenta metamorfismo, aunque de bajo grado, y en la misma zona de metamorfismo aparece una franja con esquistosidad de fractura bien desarrollada. Este metamorfismo fue estudiado por Guiraud & Seguret (1985), caracterizándolo como dinamotérmico, sinsedimentario, con una temperatura de 420 a 520 grados y una presión de 0,5 a 4 Kb. Mas recientemente ha sido estudiado con mas detalle (Casquet et al. 1992), precisando la temperatura alcanzada en no más de 350 grados y la presión en no más de 1 Kb. Además, estos autores datan el metamorfismo entre los 86 y 108 m.a., lo que implica que se trata de un metamorfismo postsedimentario. Por otra parte, la banda de esquistosidad asociada no se limita a ese sector únicamente, sino que se prolonga hacia el NW y SE (Gil Imaz et al., 1990; Perez Lorente, 1990).

Desde el punto de vista estructural, la respuesta de la cobertera mesozoica a la tectónica alpina fue también muy particular; En el interior de la cuenca, la deformación fue mínima, comportándose como un bloque prácticamente rígido. En los bordes, por el contrario, la deformación fue intensa, resolviéndose en cabalgamientos importantes. En la figura 2, que representa la interpreta-

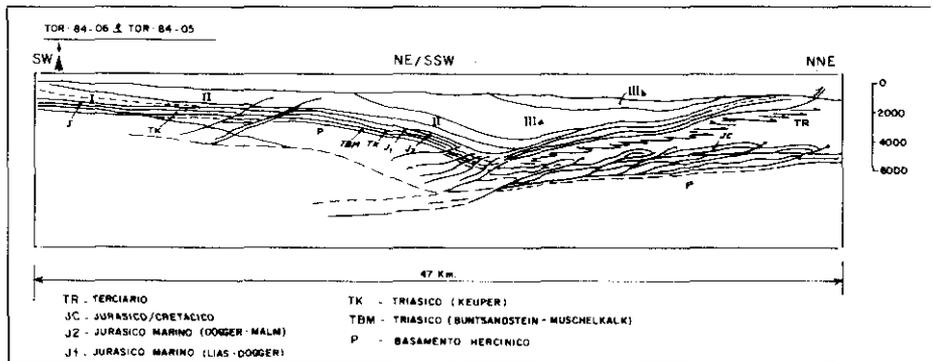


Fig. 2.—Corte estratigráfico interpretado a partir de los perfiles sísmicos TOR 84-06 y TOR 84-05 (REPSOL) del borde norte de la Cuenca de Los Cameros. Nótese el desplazamiento de los depocentros hacia el norte.

Fig. 2.—Cross section of the northern margin of the Cameros Basin, interpreted from the seismic profiles TOR 84-05 and TOR 84-06 (REPSOL). Depocentral shifting toward the north is clearly visible.

ción de un perfil sísmico bien conocido (una de cuyas interpretaciones ha sido publicada por Guimerá y Alvaro, 1990) que va desde un punto situado algo al sur del Puerto de Piqueras hasta los terciarios de la Cuenca del Ebro, se puede ver que en el borde norte, el cabalgamiento tiene un desplazamiento de 20 a 30 Kms. También se aprecia la escasa deformación de la cobertera mesozoica y el desplazamiento de la zona depocentral hacia el norte, que se traduce en una espectacular geometría de acreción lateral de la cuenca.

ESTRATIGRAFÍA

El relleno sedimentario de la cuenca es complejo y la ordenación del registro presenta muchos problemas. La mayor parte de los trabajos estratigráficos previos no engloban toda la cuenca de Los Cameros, exceptuando los de Salomón (1982,a y b y 1983). Así, Tischer (1966 a,b) estudió el sector oriental, Beuther (1966), el occidental, Guiraud y Seguret (1985) el oriental, Clemente (1987), Clemente y Alonso,(1990) y Clemente et al., (1991) el occidental, Platt (1989,a,b y c) el mismo sector, Gomez Fernandez y Melendez (1990) el oriental. Esto hace que las correlaciones entre los dos sectores sea un tema aún no resuelto de forma satisfactoria (Alonso et al., 1990). De hecho, el principal trabajo aún pendiente es la datación de las diferentes unidades estratigráficas definidas en los dos sectores, única forma verdaderamente fiable de establecer dichas correlaciones, ya que la recurrencia de facies entre los dos sectores y a lo largo de toda la historia sedimentaria es extraordinaria y, además, son frecuentes las unidades que no presentan continuidad de afloramiento en las dos zonas.

Sin embargo, utilizando los cuadros estratigráficos de diversos autores, con parciales modificaciones propias, se considera que puede ordenarse el registro en unidades de carácter genético, que se han llamado **secuencias deposicionales**, ya que se ajustan a la definición de Mitchum, Vail y Thompson, (1977), y que en la figura 3 se han enumerado del I al IV. Estas Secuencias están separadas por discordancias a nivel de toda la cuenca y pueden correlacionarse a grandes rasgos con los grupos ya clásicos definidos por Beuther (1966) y Tischer (1966,a y b), de la siguiente manera: La I engloba el Grupo Tera y parte del de Oncala , la II coincide con el resto del Grupo Oncala, la III engloba los grupos Urbión (III,a) y Enciso (III,b) y la IV coincide con el Grupo Oliván. En el sector oriental de la cuenca coinciden con los ciclotemas definidos por Guiraud y Seguret (1985).

En la figura 4 se representa un cuadro estratigráfico resumido, válido para

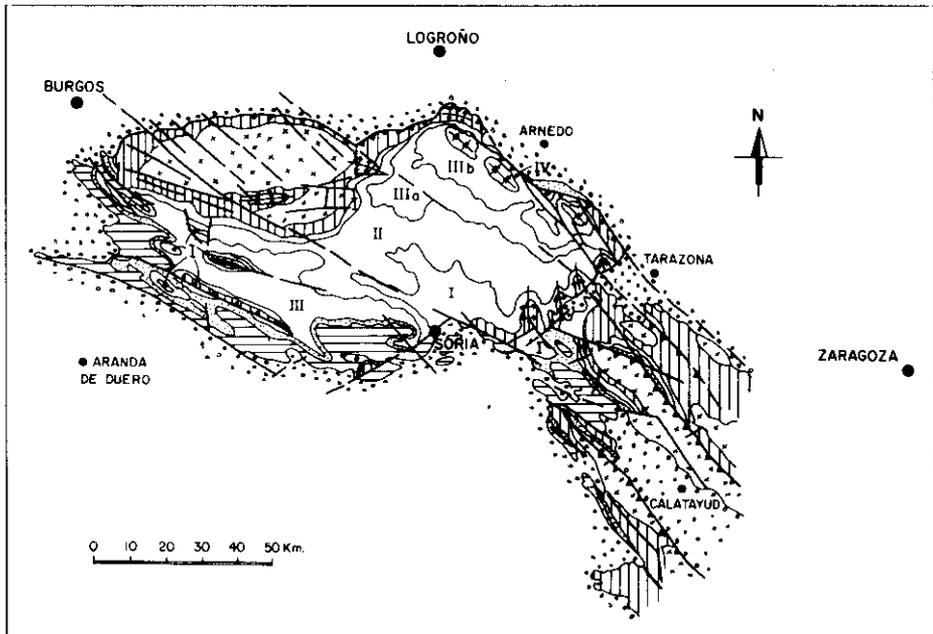


Fig. 3.—Cartografía esquemática de la Cuenca de Los Cameros y Demanda. Para los materiales del Jurásico superior - Cretácico inferior se ha utilizado la misma nomenclatura que en la figura 4. Leyenda: Cruces: Basamento hercínico. Rayado vertical: Triásico y Jurásico marino. Punteado: Formación Utrillas. Rayado horizontal: Cretácico superior. Círculos: Terciarios. I: Secuencia deposicional I (Grupos Tera y Oncala p.p.). II: S.D.II (Grupo Oncala). III a: S.D.III (Grupo Urbión). III b: S.D.III (Grupo Enciso). IV: S.D.IV (Grupo Oliván).

Fig. 3.—Schematic map of the Cameros and Demanda Sierras. Legend: Crosses: Hercynian basement; Vertical striped: Triassic and marine Jurassic; Dotted: Utrillas formation; Horizontal striped: Late Cretaceous; Circles: Tertiary; I: Depositional Sequence I (SD I) (Tera and Oncala p.p. Groups); II: SD II (Oncala p.p. Group); IIIa: SD III (Urbión Group); IIIb: SD III (Enciso Group); IV: SD IV (Oliván Group).

el sector oriental de la cuenca. La Secuencia Depositional I representa un ciclo que comienza con facies siliciclásticas (Grupo Tera) correspondientes a abanicos aluviales y sistemas fluviales y termina con facies lacustres carbonáticas (Grupo Oncala p.p.). La S.D. II representa también un ciclo sedimentario fluvial - lacustre, aunque con algunas diferencias respecto al anterior (mayor desarrollo de las facies lacustres en cuanto a potencia, que no a extensión, episodios evaporíticos). Equivale al resto del Grupo Oncala. La S.D. III incluye un ciclo con el mismo carácter que los anteriores (Grupo Urbión, siliciclástico, y Grupo Enciso, fluvio-lacustre). Por último, la S.D. IV corresponde

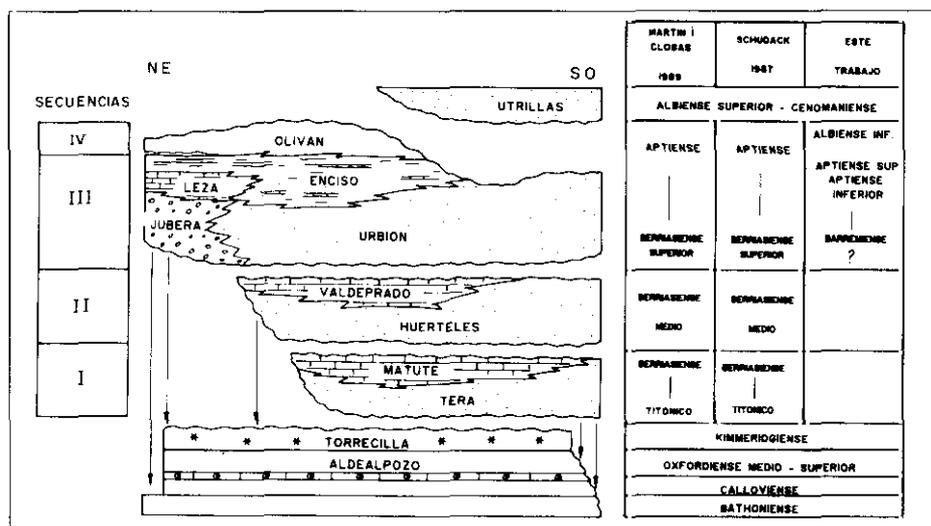


Fig. 4.—Esquema estratigráfico del Jurásico superior y Cretácico inferior de la Cuenca de Los Cameros, con expresión de sus yacencias. Los nombres de unidades provienen de varios autores (Beuther, 1966 y Tischer, 1966: Tera, Urbión, Enciso, Oliván; Guiraud y Seguret, 1985: Matute, Huérteles, Valdeprado; Mas et al., 1990: Jubera y Leza). En la parte derecha del esquema se han sintetizado los datos más recientes de edades de los que se dispone para el sector oriental de la Cuenca.

Fig. 4.—Stratigraphic correlation of Late Jurassic and Early Cretaceous in the Cameros Basin. Underlying units are also expressed. Same legend than in figure 3. The names of the units are from several authors (Beuther, 1966 and Tischer, 1966: Tera, Urbión, Enciso, Oliván; Guiraud and Seguret, 1985: Matute, Huérteles, Valdeprado; Mas et al., 1990: Jubera and Leza). The most recent chronostratigraphic data for the eastern basin are sintetized on the right part of the figure.

a otro ciclo en el que solamente están representadas las facies siliciclásticas (Grupo Oliván).

En el borde nororiental de la cuenca (Mas et al., 1990), el Grupo Urbión está representado por conglomerados y arcillas de abanicos aluviales procedentes del desmantelamiento de los relieves jurásicos que limitaban la cuenca en ese borde (Fm. Jubera) y el Grupo Enciso p.p. por las calizas micríticas lacustres con episodios de influencia marina de la Fm. Leza.

Los datos de edades utilizados (fig. 4) son los más recientes. Están basados en el estudio de carófitas por Martín i Closas (1989) y Schudack (1987), y en el caso del presente trabajo se basan en el estudio de algas dasycladáceas y en correlaciones estratigráficas y cartográficas. Como se puede ver

existen discrepancias respecto a la edad de la base de la Secuencia III, que en nuestra opinión se deben a un problema de ordenación estratigráfica en el sector más oriental de la cuenca y que se arrastra desde los primeros trabajos sobre el tema. En el apartado en el que se describe la S.D. III se discute con más detalle este problema aportando la solución que creemos por ahora más lógica.

Otra de las características más espectaculares del relleno sedimentario de la Cuenca de Los Cameros, ya mencionada, es que la zona depocentral se va desplazando de sur a norte a lo largo de su historia evolutiva, así, para la S.D. I, las mayores potencias de sedimentos se localizan en el sector próximo a Soria, para la S.D. II en el sector central y para la III en el margen nororiental de la cuenca. La S.D. IV sólo está representada en el extremo más nororiental de la misma. El resultado es la geometría de acreción lateral que se ve en la figura 2.

Todo lo expuesto anteriormente pone de relieve la dificultad que entraña la investigación de esta cuenca, cuyo estudio detallado inevitablemente conduce a problemas estratigráficos graves que se derivan tanto de la extraordinaria recurrencia de materiales y de la ausencia de marcadores estratigráficos válidos para toda la cuenca como de la intensa actividad tectónica que acompañó a la sedimentación. Esta tectónica fue mucho más espectacular en los márgenes, y se reflejó de múltiples formas en los sedimentos.

En este trabajo se estudian precisamente las calizas lacustres de la Fm. Leza, que aparecen adosadas al margen norte de la cuenca (fig. 4). Corresponden a un ciclo lacustre y presentan influencia marina, características que, estudiadas con detalle, permiten hacer deducciones acerca del comportamiento de la cuenca durante una etapa importante de su historia evolutiva. Esta unidad pertenece a la Secuencia Depositional III y más concretamente a la IIIb, equivalente grosso modo al Grupo Enciso.

LA SECUENCIA DEPOSICIONAL BARREMIENSE - APTIENSE

La S.D.III aparece representada en toda la cuenca, pero los mayores espesores y su mayor complejidad están presentes en el sector oriental de la misma. Comienza por el Grupo Urbión, que en los bordes N y S está constituido por facies aluviales gruesas correspondientes a abanicos y en el resto de la cuenca por facies fluviales y sistemas deltaicos. Hacia techo y lateralmente cambia al Grupo Enciso que está formado en su mayor parte por facies lacustres someras con importante descarga clástica. En el borde norte de la

cuenca aparece exactamente la misma tendencia evolutiva, pero la proximidad de un sistema de fracturas ligado a un accidente mayor, cuya manifestación actual es el cabalgamiento que limita hoy día la cuenca, da lugar a dos unidades, cambio lateral de las descritas para el resto de la cuenca, con características propias muy diferentes. Estas unidades son:

La Formación Jubera (Mas et al., 1990), formada por conglomerados polimícticos con cantos sobre todo de unidades marinas jurásicas, que corresponden a abanicos aluviales con los ápices situados en el sistema de fracturas mencionado. Los materiales se ordenan en alternancias de niveles de conglomerados y niveles de arcillas con abundante desarrollo de suelos. A su vez, se pueden distinguir secuencias con tendencia grano y estratocreciente. La unidad, sin embargo, parece presentar una tendencia general primero decreciente y después creciente.

Lateralmente y hacia techo pasa a calizas micríticas con pocas intercalaciones siliciclásticas, la **Formación Calizas de Leza** (Mas et al., 1990), de origen lacustre pero con clara influencia marina. Esta es precisamente la unidad que se estudia en este trabajo, pues dadas sus características y su posición paleogeográfica, presenta rasgos cuya interpretación permite deducir la influencia que la tectónica y el eustatismo han tenido en la historia evolutiva de la Cuenca de Los Cameros.

Sobre esta secuencia se apoya el Grupo Oliván (S.D. IV), que representa una reactivación general en la cuenca, con instalación de nuevo de sistemas fluviales y fluviodeltaicos.

En la figura 4 se han dibujado las unidades descritas así como los datos de edades mas fiables por ahora disponibles. Son todas dataciones basadas en el estudio de carófitas. En cuanto a los materiales que nos ocupan, existen algunos problemas de interpretación en cuanto a la edad de la base de la Secuencia Deposicional. Estos problemas se deben no sólo a la escasez de restos fósiles susceptibles de ser datados, sino también posiblemente a algunos errores previos en la interpretación de la estratigrafía del sector más oriental de la Cuenca de Los Cameros.

Ya desde los trabajos de Beuther (1966) se ha considerado tradicionalmente que la base del Grupo Urbión está representada en esta zona por una unidad lacustre, las Calizas de Cabretón. Basándose en unas muestras de Carófitas recogidas en esta unidad, Martín i Closas (1989) data la unidad como Berriasiense terminal - Valanginiense, y no descarta la posibilidad de que su techo se pueda considerar Hauteriviense. Posteriormente, Salinas y Mas (1990), diferenciaron en la zona cuatro unidades diferentes superpuestas que consideraron reducidas a lo que llamaron la cubeta de Cervera y que conside-

raron también como integrantes del Grupo Urbión. Las cuatro unidades son: HI (heterolítica inferior), CC (Calizas de Cabretón), HT (heterolítica de transición) y LA (limolitas con areniscas). En las tres inferiores se encuentran precisamente los niveles que fueron datados por Martín i Closas (1989).

Esto plantea una contradicción difícil de resolver si tenemos en cuenta que este mismo autor data la base del mismo Grupo, en el sector occidental, como Barremiense posiblemente superior, ya que en esa zona se apoya discordantemente sobre materiales de edad Barremiense también.

Las investigaciones en curso de los autores del presente trabajo parecen apuntar a la posibilidad de que las unidades inferiores de Salinas y Mas (1990), y por tanto las Calizas de Cabretón, pertenezcan a secuencias deposicionales diferentes de la del Grupo Urbión, la base de la cual estaría en realidad por encima de dichas unidades. En ese caso, en la cubeta de Cervera estarían representadas unidades con edades todavía no precisadas, pero comprendidas entre el Berriasiense terminal y el Barremiense y que muy probablemente serían equivalentes a las que han sido identificadas y datadas en el sector occidental de la Cuenca por Clemente et al. (1991). Mientras se contrasta esta hipótesis, no podemos ignorar el hecho de que en todo el resto de la cuenca la base del Grupo sea Barremiense superior y, por todas estas razones, consideramos la S.D. III como de edad Barremiense-Aptiense, y a la formación Leza como Aptiense (inferior, teniendo en cuenta datos paleogeográficos que se detallarán mas adelante).

En este trabajo se aporta además un dato importante respecto a la edad de la Secuencia: En la columna de Arnedillo (fig. 5) han aparecido varios niveles con organismos marinos, foraminíferos y algas. Estas son, hasta el tramo 21 **Salpingoporella cemi** y a partir de ese nivel **Salpingoporella dinárica**. Las dataciones se basan en la compilación sobre las algas del Jurásico y Cretácico de Bassullet et al, (1978). Teniendo en cuenta esa escala **S. cemi** se puede considerar Barremiense-Aptiense y **S. dinárica** Aptiense-Albiense.

La edad de la S.D.IV se considera Aptiense-Albiense, no existiendo por parte de los autores de este trabajo ninguna objeción a la misma.

LA FORMACIÓN CALIZAS DE LEZA

La formación Calizas de Leza está formada por calizas micríticas fundamentalmente, sin apenas intercalaciones siliciclásticas y mayoritariamente de origen lacustre. Está constituida por seis litosomas (fig. 6) claramente limitados por paleofracturas, con espesores que varían entre 100 y 400 metros.

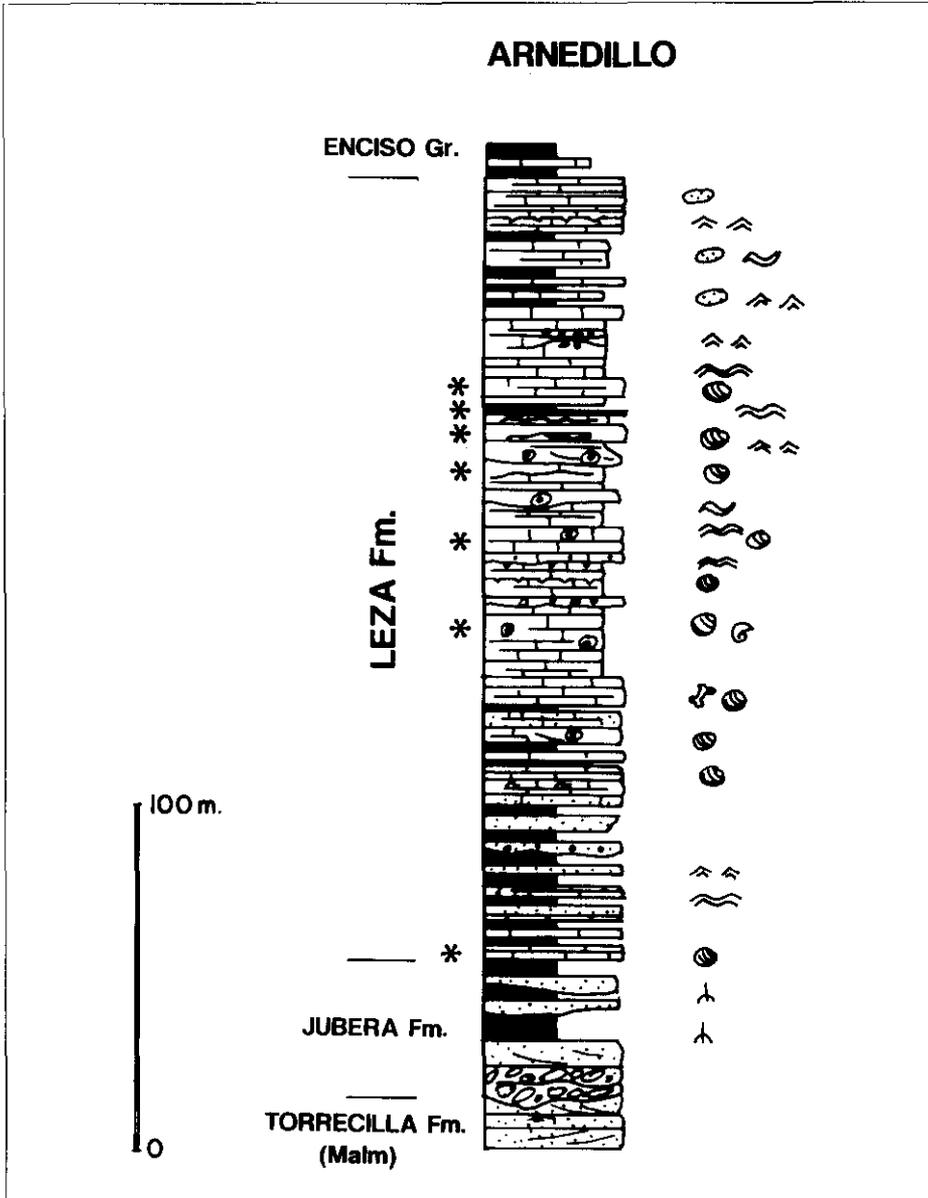
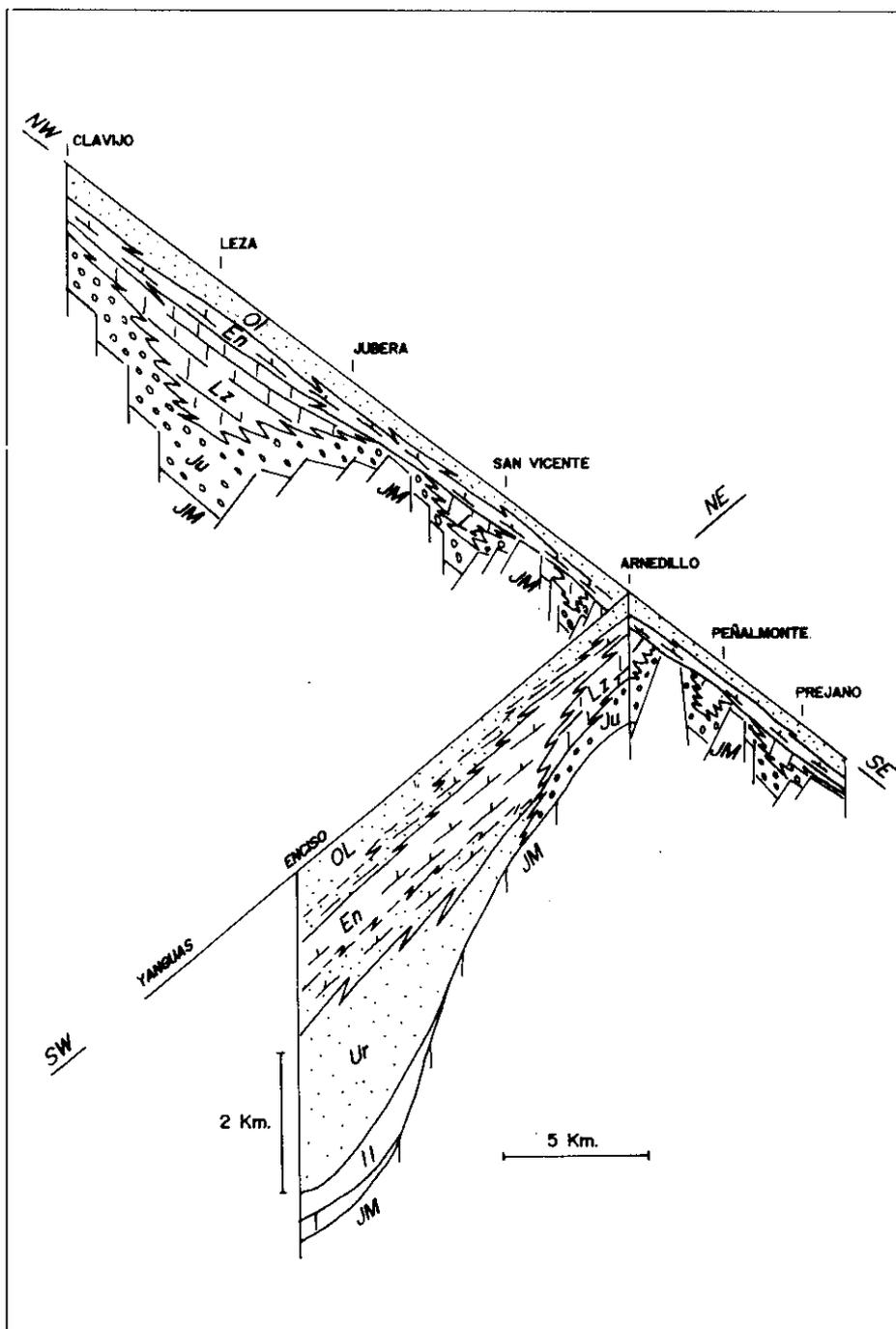


Fig. 5.—Serie de Arnedillo. Las facies de la Fm. Leza muestran abundantes carófitas, algas cianofíceas y ostrácodos. Los asteriscos indican los niveles en los que se han encontrado elementos fósiles de origen marino.

Fig. 5.—Arnedillo section. The Leza formation facies contains abundant charophytes, blue-green algae and ostracods. Asterisks show the marine fossils - bearing levels.



Todos los litosomas están adosados al margen nororiental y tienen una extensión hacia el SW muy reducida. Las calizas cambian lateralmente de facies a la Fm. Jubera, formada por conglomerados originados en abanicos aluviales con los ápices situados en el mismo margen.

Una de las mas espectaculares características de la unidad es pues el fuerte control tectónico en su formación y evolución. Los bruscos cambios de facies y las fracturas activas durante la sedimentación son perfectamente visibles en el campo y en fotogramas aéreos. Díaz (1988) estudió el litosoma de S. Vicente y el extremo oriental del de Leza, resaltando la espectacularidad de las fracturas de crecimiento limitantes de los litosomas lacustres. Esto mismo se observa en el resto de los litosomas estudiados en este trabajo.

La otra característica que la hace aún mas interesante es, desde luego, la existencia de influencia marina, lo que permite, por un lado, obtener datos de edades bastante fiables y por otro sacar deducciones acerca de la posible influencia del control eustático en la evolución de la propia unidad y en el futuro en la evolución de la misma cuenca de Los Cameros.

ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO

El estudio sedimentológico de la unidad ha dado como resultado la obtención de una serie de grupos de facies cuyas características, así como su interpretación ambiental y paleogeográfica, se exponen a continuación (figs. 7 y 8):

En primer lugar, como facies dominantes (facies tipo 1), aparecen las **micritas mudstone** y **wackestone** de color oscuro, que contienen abundantes carófitas, ostrácodos y gasterópodos. Se presentan en niveles relativamente potentes que invariablemente a techo tienen edafizaciones bastante importantes. Estas facies son típicamente lacustres, características de lagos someros con una alta productividad orgánica de carbonato cálcico. Estas facies son, ade-

Fig. 6.—Cortes de correlación de los materiales del Cretácico inferior en el margen nororiental de la cuenca. Se reflejan los seis litosomas que forman la unidad Calizas de Leza (Leza - Jubera; San Vicente; Arnedillo I; Arnedillo II; Peñalmonte y Préjano). JM: Jurásico marino; I: S.D.I; II: S.D.II; Ur: Grupo Urbión; En: Grupo Enciso; Ju: Fm. Jubera; Lz: Fm. Leza; OL: Grupo Oliván.

Fig. 6.—Early Cretaceous correlation sections on the northeastern margin of the basin. The six lithosomes of the Leza formation have been drawn (Leza - Jubera; San Vicente; Arnedillo I; Arnedillo II; Peñalmonte and Préjano). Legend: Jm- Marine Jurassic; I- SD I; II- SD II; Ur- Urbión Group; En- Enciso Group; Ju- Jubera formation; Lz- Leza formation; OL- Oliván Group.

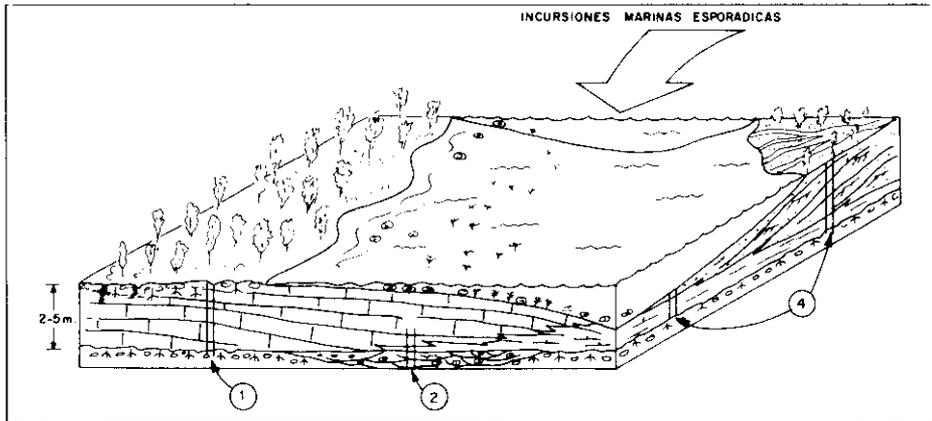


Fig. 7.—Reconstrucción ambiental de la Fm. Leza. 1: Facies 1, micritas mudstone y wackestone; 2: Facies 2, calcarenitas oolíticas grainstone y packstone; 4: Facies 4, calizas estromatolíticas, arcillas, margas y areniscas. Se trata de lagos costeros carbonáticos con esporádicas incursiones marinas y abanicos aluviales introduciéndose en los mismos.

Fig. 7.—Environmental reconstruction of the Leza Fm. Legend: 1- Facies 1: Mudstones and wackestones; 2- Facies 2: Oolitic grainstones and packstones; 4- Facies 4: Stromatolitic limestones, clays, marls and sandstones. Interpretation: Carbonatic coastal lakes and aluvial fans with episodic marine floodings.

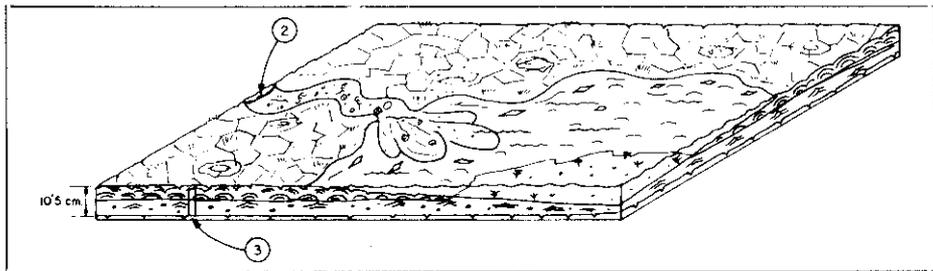


Fig. 8.—Reconstrucción ambiental de la Fm. Leza. 2: Facies 2 (ver fig. 7); 3: Facies 3, calizas estromatolíticas y dolomías con pseudomorfos de yesos. Se trata de zonas marginales de lagos costeros muy someros. Ocasionales desecaciones.

Fig. 8.—Environmental reconstruction of the Leza Fm. Legend: 2- Facies 2 (same than in figure 7); 3- Facies 3: Stromatolitic limestones and dolomites with gypsum pseudomorphs. Interpretation: Restrictive zones of the coastal lakes, sporadically dried.

más, las que en mayor proporción presentan niveles que contienen algas dasy-cladáceas, foraminíferos bentónicos y fragmentos de equinodermos. Se interpretan por tanto como lagos costeros carbonáticos con ocasionales incursiones marinas, actuando entonces como lagoones costeros.

Por otra parte, se diferencian las facies de tipo 2, que son **calcarenitas oolíticas grainstone y packstone**, con numerosos oncolitos, lito y fitoclastos, ostrácodos y carófitas, que representan las zonas marginales de los lagos y canales de intercomunicación.

El tercer grupo de facies lo representan las **calizas estromatolíticas y dolomías con pseudomorfos de yesos**. Corresponden a zonas marginales de los lagos con abundante desarrollo de algas cianofíceas.

Por último, la facies 4 está formada por **calizas estromatolíticas, arcillas, margas y areniscas** y corresponden a las zonas con aportes siliciclásticos procedentes de los abanicos. Son las facies de transición lacustres-aluviales.

Los procesos edáficos fueron extraordinariamente frecuentes durante la sedimentación de esta unidad. De hecho, todas las facies descritas tienen superpuestos estos procesos y el desarrollo de suelos fue a veces muy importante. También hay que resaltar que los niveles con influencia marina, aunque mas abundantes en las facies de tipo uno, se pueden encontrar en los cuatro grupos de facies.

INTERPRETACIÓN

Los seis litosomas carbonáticos que forman la unidad corresponden a la sedimentación lacustre-lagunar en otras tantas cubetas sedimentarias localizadas en el margen norte de la Cuenca de Los Cameros. Estas cubetas estaban situadas en el extremo nororiental de la cuenca, adosadas a un margen muy activo y son sincrónicas con la sedimentación.

En el gráfico de la figura 9 se ha representado un esquema paleogeográfico de la cuenca durante el Aptiense. En su lectura hay que tener en cuenta que está representada no solo la formación Leza sino también el resto de la Secuencia, el Grupo Urbión, el Grupo Enciso y la Fm Jubera.

El Grupo Urbión corresponde a sistemas aluviales con zonas mas proximales en el sector sur y occidental. Hacia la parte central de la cuenca se pasa a sistemas fluviales con hábito meandriforme principalmente. Todas las medidas de paleocorrientes tomadas por los autores de este trabajo indican sentido hacia el ENE.

El Grupo Urbión pasa lateralmente hacia las facies fluvio lacustres del Grupo Enciso, el cual se puede considerar como depositado en unas grandes llanuras aluviales que hacia el norte actuaban como sistemas deltaicos altamente constructivos, dominados por los sistemas fluviales. Los sistemas deltaicos desaguaban finalmente en los lagos costeros y lagunas que formaban la Fm. Leza. En las llanuras deltaicas se desarrollaban numerosos lagos muy

someros. Las direcciones de paleocorrientes de este grupo son muy constantes.

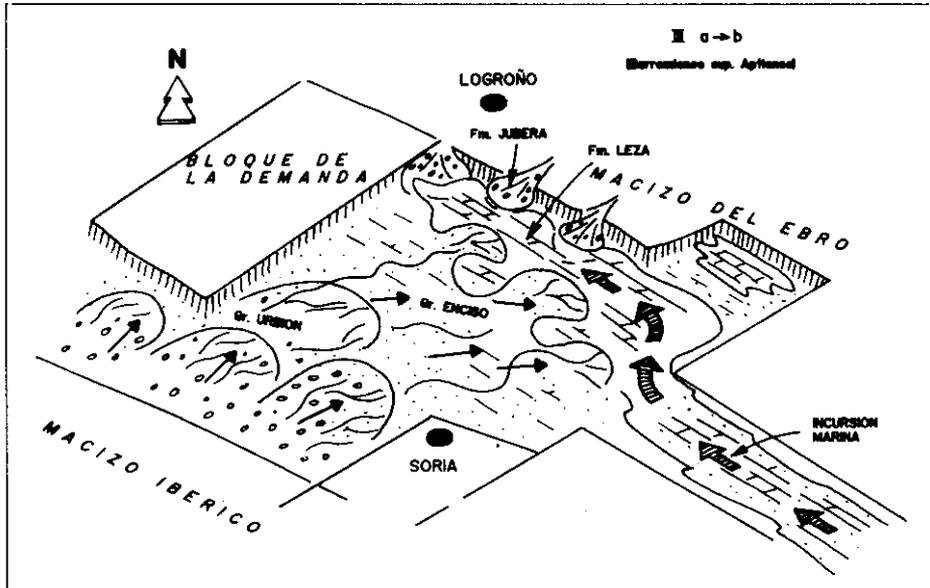


Fig. 9.—Interpretación paleogeográfica de la Cuenca de Los Cameros durante la etapa Barremiense - Aptiense inferior. Ver explicación en el texto. La incursión marina procede del Tethys a lo largo del surco ibérico.

Fig. 9.—Paleogeography of the Cameros Basin during the Barremian - Early Aptian. See text for further explanation. Marine incursion comes from the Thetys along the Iberian trough.

La Fm. Leza corresponde a sistemas lacustres mas limpios, sin tanta influencia siliciclástica, situados en el margen NE de la cuenca, que estaba basculada hacia ese mismo sentido. La cuenca por tanto estaba configurada como una gran rampa, basculada hacia el NE, con una franja permanentemente inundada en esa zona y amplísimos sistemas aluviales procedentes del sur y oeste que desaguaban en ella. Paradójicamente, este surco, que contiene las mayores acumulaciones de agua en toda la cuenca para esta época, no es sin embargo la zona mas activa desde el punto de vista sedimentario. Por el contrario, aparte de los elementos autóctonos, los aportes sedimentarios externos son siempre locales y se reducen a los abanicos aluviales que forman la Fm Jubera. La interpretación es que, lógicamente, la velocidad de subsidencia originada por el movimiento de esa fractura en distensión era probablemente ma-

yor que la capacidad del margen de la cuenca de aportar sedimentos al sistema.

Este surco deprimido e inundado recibía aportes de agua marina procedente de la transgresión que, avanzando por el surco ibérico, se estaba produciendo en esa misma época. Esta circunstancia dio lugar a la transformación de ese surco en un golfo alargado y estrecho en el que se reflejaron varios episodios respondiendo a pulsos menores dentro de la etapa transgresiva. En cualquier caso, la cuña de agua salada debía ser muy somera a esas alturas, con lo que en ocasiones se producía la desconexión de alguna de las seis cubetas, dando lugar a episodios de precipitación de evaporitas.

CONTROL TECTÓNICO

El surco y los relieves de los que proceden los abanicos de la Fm. Jubera son el reflejo en superficie de la fractura de bajo ángulo que, durante la etapa distensiva que dio lugar a la cuenca, originó la rampa y surco sedimentario antes mencionado. Durante la etapa compresiva esta fractura actuó como cabalgamiento, produciendo la espectacular estructura que se refleja en los perfiles sísmicos. Esta gran fractura (rampa en distensión) comenzó a actuar durante el Kimmeridgiense-Titónico y afectó al Jurásico marino fracturándolo intensamente mediante múltiples fallas asociadas. La cartografía detallada del margen norte de la cuenca y el análisis paleogeográfico de las facies marginales muestra que existía también un reticulado de fracturas perpendiculares a la dirección principal, así como otras antitéticas y sintéticas a la misma (fig. 6). Este reticulado fue el que dio lugar a las cubetas en las que se depositó la Fm Leza. La formación de las cubetas fue sincrónica con la sedimentación, hecho que se manifiesta de muy diversas formas en el campo, como fracturas de crecimiento a diversas escalas, macro, meso y micro (figs. 10, y 11), slumps cuyos ejes indican siempre deslizamiento hacia la zona central del lago (fig. 12), etc. las principales fracturas de crecimiento (las que limitan las cubetas y otras asociadas) son fosilizadas por la unidad suprayacente, que es el Grupo Enciso.

CONTROL EUSTÁTICO

A lo largo de la historia de la cuenca de Los Cameros se puede observar que la sedimentación se ha desarrollado cíclicamente de forma que cada nue-

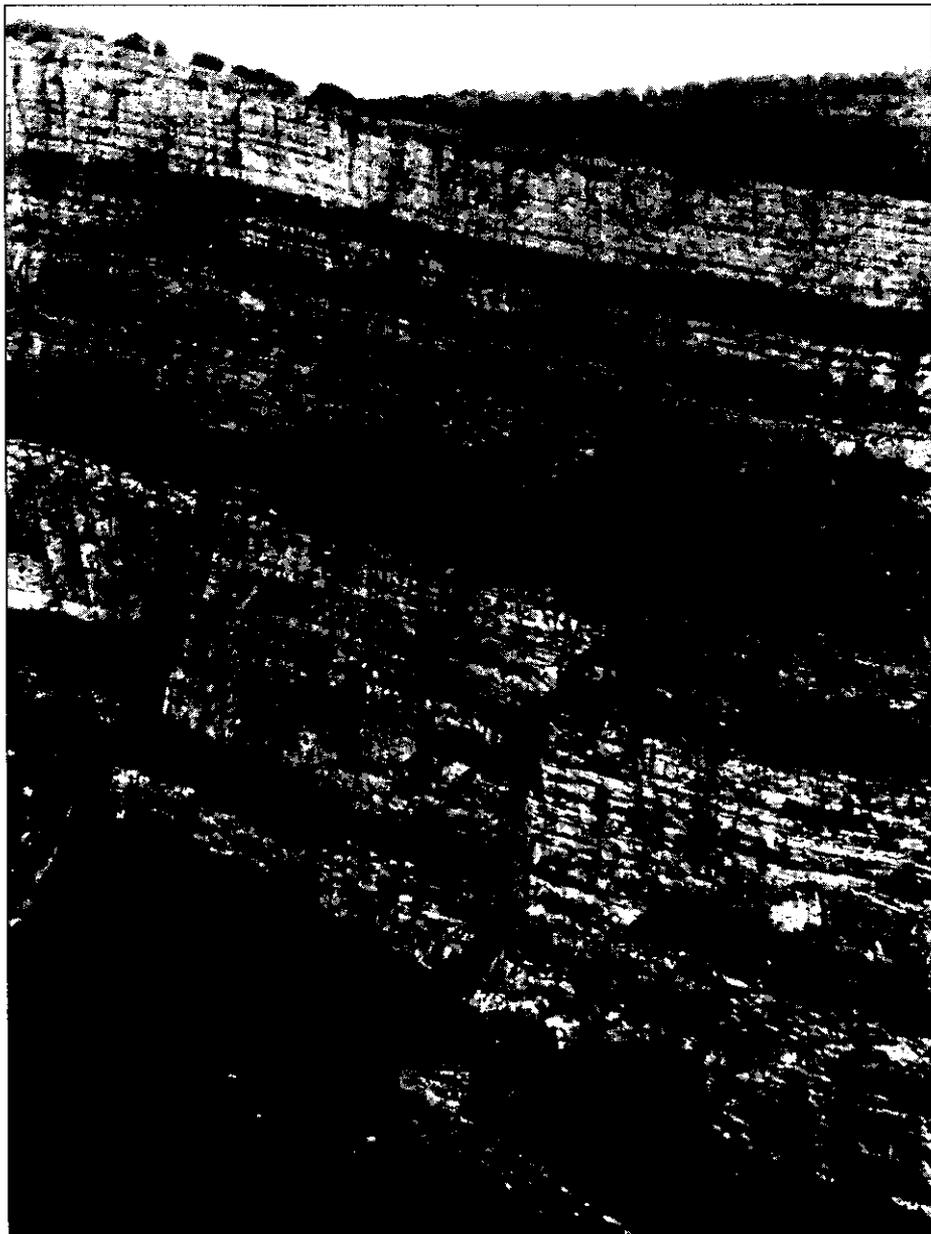


Fig. 10.—Fallas de crecimiento a gran escala en la Fm. Leza (litosoma de Leza-Jubera). Carretera de Leza a Trevijano.

Fig. 10.—Large scale growing faults in the Leza Fm. (Leza-Jubera lithosome). Road from Leza to Trevijano.



Fig. 11.—Falla a pequeña escala fosilizada por un nivel de algas estromatolíticas. Litosoma de Arnedillo II. Carretera de Arnedillo a Peroblasco.

Fig. 11.—Stromatolitic level fossilizing an small scale fault. (Arnedillo II lithosome of the Leza Fm.).

va reactivación o cambio de comportamiento tectónico daba lugar a un ciclo que comenzaba por facies gruesas y terminaba siempre en facies lacustres. Esto significa que la cuenca pasaba por unas situaciones de deficiente drenaje, las etapas lacustres, alternando con otras de buen drenaje. Las etapas de alto nivel del mar impiden el drenaje de las cuencas continentales lo que se interpreta como que provocan el acúmulo de agua en las mismas. En la cuenca de Los Cameros esta tendencia parece además poderse corroborar al ha-

llarse evidencias de que al menos tres de las etapas lacustres importantes coinciden con otras de alto nivel del mar en la cuenca. Así, en la secuencia Titónico Berriasiense existen evidencias de influencia marina en toda la cuenca (Schudack, 1987, la menciona para el sector Ciria-Soria; Gómez Fernández, com. pers. lo confirma para el sector de Soria-Matute; Clemente, com. oral, lo mencionó para el sector mas occidental de la Cuenca de Los Cameros). En la secuencia Berriasiense medio, Gómez Fernández (com. pers.) confirma que también existen evidencias de llegadas del mar hasta al menos el sector oriental de la cuenca. Por último, este trabajo confirma la existencia de otro momento de incursión marina (ya mencionado, aunque no precisado por Guiraud y Seguret, 1985), en las calizas de Leza, de edad Aptiense inferior.

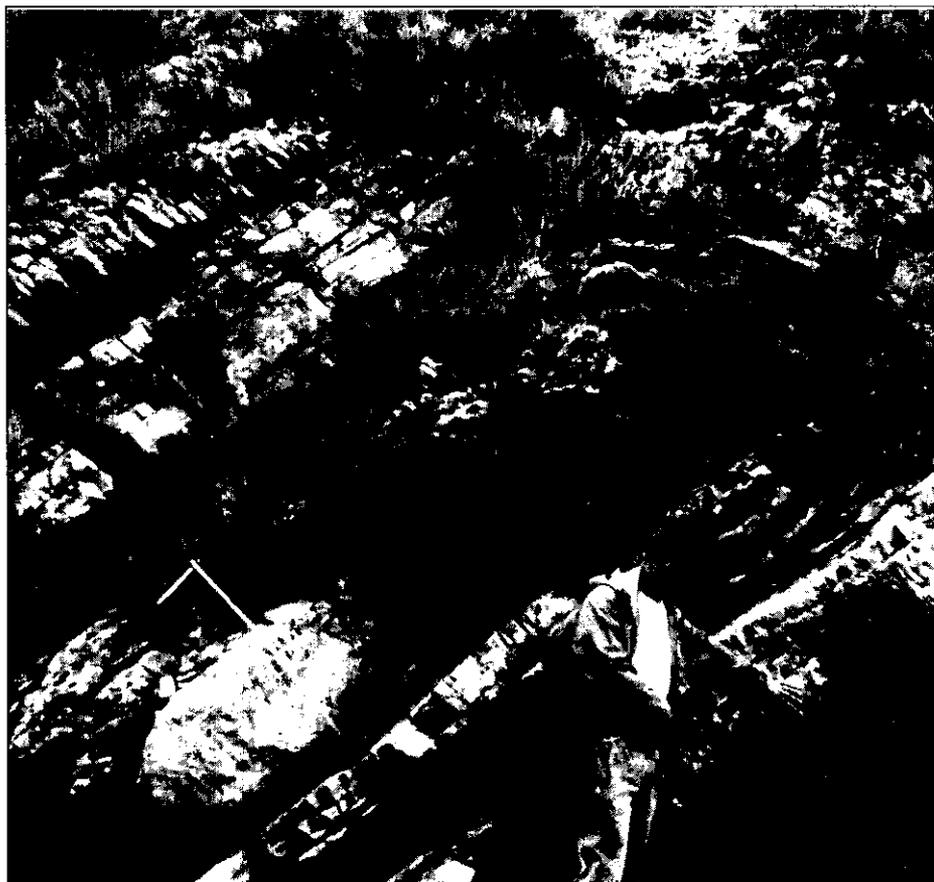


Fig. 12.—Nivel deslizado. Valle del río Jubera.
Fig. 12.—Slumped level. Jubera river valley.

A nivel de la Cuenca Ibérica, la secuencia Barremiense-Aptiense representa una etapa transgresiva importante, que da lugar a la instalación de plataformas carbonáticas parcialmente bioconstruidas (facies urgonianas). El máximo transgresivo se ha datado tanto en el Maestrazgo como en el Surco Ibérico meridional, como Aptiense inferior. De hecho, de las dos etapas transgresivas del Aptiense, esta es la más extensiva también. Sin embargo, las reconstrucciones paleogeográficas de la cuenca Ibérica para esta etapa siempre consideraban que la máxima extensión de la línea de costa no sobrepasó la cuenca de Oliete en el surco norte y la línea de Cañete en el sur (Arias et al, 1979; Canerot et al, 1982; García et al, 1982). Alonso y Mas (1988) señalaron la existencia de una unidad marina en el sector de Ciria-Bijuesca (es decir, en el límite sur de la Cuenca de Los Cameros) que consideraban de edad Aptiense inferior. Hacían entonces una modificación del mapa paleogeográfico desplazando la línea de costa Aptiense hasta el sur del Moncayo, unos 100 kms más al norte. Teniendo en cuenta los resultados de este trabajo, se hace necesaria una nueva modificación, desplazando otra vez la paleolínea de costa hasta al menos la zona de Clavijo (sur de Logroño) (fig. 13).

La correlación con etapas de subida del nivel del mar durante la secuencia Titónico-Berriasiense es más problemática. En primer lugar la precisión de edades es muy pequeña, en segundo lugar la secuencia Titónico Berriasiense

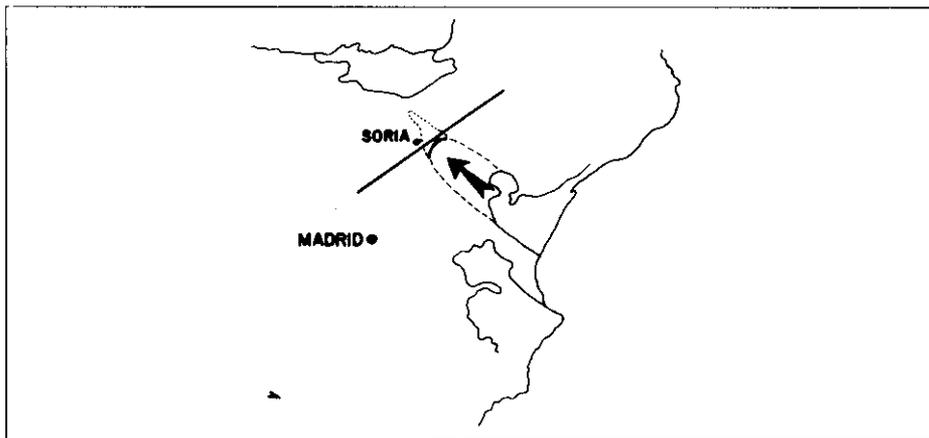


Fig. 13.—Sucesivos límites de la transgresión del Aptiense inferior en la Cuenca Ibérica-Maestrazgo. Línea continua: Según García et al. (1982). Línea discontinua: Según Alonso y Mas (1988). Línea de puntos: Este trabajo.

Fig. 13.—Early Aptian transgression in the Iberian and Maestrazgo Basins according to the evolution of knowledge: Continuous line- After García et al. (1982); Discontinuous line- After Alonso y Mas (1988); Dotted line- This work.

se considera en las zonas más próximas de la Cordillera Ibérica (Aurell, 1990) como una etapa transgresiva rápida seguida de una larga etapa de alto nivel del mar con geometría de progradación de las unidades que la componen, por tanto con neta tendencia regresiva. Esa etapa transgresiva tendría lugar tras un momento de ruptura importante, que provocó en las zonas más interiores, más continentales, de la antigua plataforma jurásica, la fracturación intensa y la formación de cubetas de subsidencia diferencial. La secuencia no es conocida con el suficiente detalle como para precisar o diferenciar impulsos transgresivos menores dentro de ella, impulsos que probablemente quedaron reflejados en las facies lacustres de las zonas interiores mediante estos dos (al menos) episodios de incursión marina.

En cuanto a la situación a nivel global, tanto la etapa Titónico-Berriasiense como la Barremiense-Aptiense representan momentos de nivel del mar muy alto, con tendencia a bajar (Haq, Hardenbol y Vail, 1987). Naturalmente, la actividad tectónica en la Cuenca de Los Cameros y en el resto de la Cordillera complican el esquema eustático general, pero, a pesar de todo, el paralelismo entre las curvas de eustatismo y los ciclos de sedimentación lacustre en la cuenca son dignos de ser tenidos en cuenta.

CONCLUSIONES

La Cuenca sedimentaria de Los Cameros se formó durante una etapa distensiva con fuerte diastrofismo que dio lugar a la acumulación de potentes series mayoritariamente de origen continental, en la etapa que abarca desde el Titónico hasta el Albiense, Salomon (1982); Guiraud y Seguret (1985).

La potencia de sedimentos acumulada, considerando la migración de los depocentros, es de más de 9000 metros, relleno que se organiza en cuatro secuencias deposicionales separadas por discontinuidades de carácter regional.

El relleno sedimentario de la cuenca refleja una actividad tectónica importante durante la sedimentación, tanto a mega como a meso y microescala. Así, los depocentros de las secuencias deposicionales se van desplazando a lo largo de la historia evolutiva de la cuenca de sur a norte, más concretamente, de SW a NE.

Durante la sedimentación de la secuencia Barremiense Aptiense, la cuenca se configuró como una depresión de forma rómbica compleja, basculada hacia el NE claramente, de forma que las facies proximales de la secuencia (abanicos aluviales) aparecen hacia en SW y progresivamente se van haciendo más distales (fluvio lacustres y por último lacustres) hacia el NE. Esta forma de

rampa basculada está controlada por la actividad de una fractura de bajo ángulo, de dirección NW-SE, que actuó como detachment durante la formación de la cuenca.

Asociadas a esta fractura principal tienen su reflejo en superficie, en el margen nororiental, otros sistemas de fracturas paralelas y perpendiculares a ella, sintéticas y antitéticas, que dieron lugar a la formación de pequeñas cubetas extremadamente activas durante la sedimentación. En estas cubetas se produjo la acumulación de las principales masas de agua dulce permanente en la cuenca durante esta etapa, lo que originó varios litosomas carbonáticos de origen lacustre, concretamente seis, adosados a este margen de la cuenca. Son frecuentes las fracturas de crecimiento, sinsedimentarias, limitantes de los litosomas carbonáticos de origen lacustre, y fracturas sinsedimentarias a todas las escalas fosilizadas por tramos superiores.

El aislamiento de las cubetas no fue total, sin embargo, ya que en casi todas ellas se han reconocido evidencias de influencia marina, particularmente foraminíferos bentónicos y algas dasycladáceas. Por un lado, la existencia de estas algas ha permitido datar la unidad como Aptiense, probablemente inferior. Por otro, ha permitido establecer un nuevo esquema paleogeográfico del surco sedimentario ibérico durante el Aptiense. Además, establece un paralelismo entre las etapas de alto nivel del mar y el desarrollo de facies lacustres en cuencas intracratónicas que abre nuevas perspectivas de interpretación de la evolución de la cuenca de Los Cameros.

Así, las etapas de sedimentación continental aluvial, abanicos, ríos, etc., corresponden a momentos de diastrofismo en la cuenca, mientras que las etapas lacustres coinciden con etapas de nivel del mar alto, lo que provoca un desagüe insuficiente de la cuenca y por tanto retención de esas masas de agua dulce en la misma.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado como parte del Proyecto PB 88 0071, subvencionado por la Dirección General de Investigación Científica y Tecnológica. Agradecemos a Modesto Escudero su ayuda en la parte gráfica del mismo.

BIBLIOGRAFÍA

- 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*: 11-14.
- ALONSO, A., MELÉNDEZ, N. y MAS, J.R., 1990: Sedimentación lacustre durante el Cretácico en la Cordillera Ibérica. *Acta Geológica Hispánica*. 25, 4.
- ARIAS, C.; MAS, J.R.; GARCÍA, A.; ALONSO, A.; VILAS, L. RINCÓN, R.; MELÉNDEZ, N. (1979): Les faciès urgoniens et leurs variations pendant la transgression Aptienne dans la partie occidentale de la Chaîne Ibérique (Espagne). *Geobios. Mem. Spec.* 3: 11-23. 6 fig.
- AURELL, M. 1990: El sistema deposicional Kimmeridgiense en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Cuadernos de Geología Ibérica*. 14: 247-267.
- BASSOULLET, J.P.; BERNIER, P.; CONRAD, M.A.; DELLOFFRE, R. y JAFFREZO, M. 1978: Les Algues Dasycladales du Jurassique et du Crétacé. *Geobios*. 2. 330 p. 40 lams.
- BEUTHER, A. 1966: Geologische Untersuchungen in Wealden und Utrillas - Schichten im Westteil der Sierra de Los Cameros (Nordwestliche Iberische Ketten). Spanien. *Beih. Geol. Jb.* 44: 103-121.
- CANEROT, J.; CUGNY, P.; PARDO, G.; SALAS, R. & VILLENA, J. 1982: Ibérica Central - Maestrazgo. En: *El Cretácico de España*. Ed. Univ. Complutense. Madrid: 273 -344.
- 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.
- CLEMENTE, P. 1987: *La Megasecuencia Barremiense - Aptiense (Cretácico inferior) en la Sierra de Cabrejas, Soria. Estratigrafía y Sedimentología*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Madrid. Inédita. 184 pp.
- 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*. Vol. 45, 90-109.
- CLEMENTE, P.; ALONSO, A. y PÉREZ-ARLUCEA, M. 1991: Secuencias de depósito en la parte occidental de la cuenca de los Cameros. Jurásico terminal - Cretácico inferior. *III Col. del Cret. de España. Resúmenes*. 21.
- DÍAZ MARTÍNEZ, E. 1988: El Cretácico inferior en el sector de Jubera (Norte de la Sierra de Los Cameros, La Rioja): Relaciones entre tectónica y sedimentación. *Vol. de Com. del II Congr. Geol. de España*. Vol. 1: 67-70.
- GARCÍA, A. Editor, 1982: Capítulo 11: Recapitulación. En: *El Cretácico de España*. Ed. de la Univ. Complutense: 664-680.

- 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. & MELÉNDEZ, N. 1990: Shallow carbonated lakes related with alluvial systems from the Upper Jurassic Cameros Basin (N. Spain). *Vol. Com. 13th International Sedimentological Congress*: 194-195.
- GUIMERA, J. y ÁLVARO, M. 1990: Structure et evolution de la compression alpine dans la Chaîne Ibérique et la Chaîne côtière catalane (Espagne). *Bull. Soc. Geol. France*. VI. 2: 339-348.
- GUIRAUD, M. & SEGURET, M. 1985: A releasing solitary overstep model for the Late Jurassic - Early Cretaceous (Wealdian) Soria strike - slip Basin (Northern Spain). In: K.T. Biddle & N. Christie-Blick (Eds.). *Strike slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation. S.E.P.M. Spec. Publ.* 37: 159-175.
- HAQ, B. H.; HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. 1987: Cronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- MARTÍN I CLOSAS, C. 1989: *Els caròfits del Cretaci inferior de les Conques perifèriques del Bloc de L'Ebre*. Universidad de Barcelona. Tesis doctoral. Inédita. 581 pp.
- MAS, J.R.; ALONSO, A. & DÍAZ, E. 1990: Tectonically controlled carbonate lacustrine systems in the northern margin of the Cameros Basin. (Lower Cretaceous. North Spain). *Vol de Com. 6th Meeting of the European Geological Societies*: 55.
- MITCHUM, R.M.; VAIL, R.M. y THOMPSON, S. 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part II. The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: (C. E. Payton Ed.) *Seismic Stratigraphy*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 26: 53 - 62.
- 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: 536-559.
- PLATT, N.H. 1989,a: Climatic and tectonic controls on sedimentation of a mesozoic lacustrine sequence: the Purbeck of the Western Cameros Basin, Northern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 70: 187-197.
- PLATT, N.H. 1989,b: Lacustrine carbonates and pedogenesis: sedimentology and origin of palustrine deposits from the Early Cretaceous Rupelo Formation, W Cameros Basin, N. Spain. *Sedimentology*. 36: 665-684.
- PLATT, N.H. 1989,c: Continental sedimentation in an evolving rift basin: the Lower Cretaceous of the western Cameros Basin (northern Spain). *Sedimentary Geology*, 64: 91-109.

- SALINAS, F. & MAS, J.R. 1990: Estudio sedimentológico y tectosedimentario de la cubeta de Cervera del Río Alhama (La Rioja) durante la sedimentación del Grupo Urbión (Cretácico inferior). *Estudios Geológicos* 45: 41-51.
- SALOMÓN, J. 1982,a: Les formations continentales du Jurassique superieur - Cretacé inferieur en Espagne du Nord (Chaînes cantabriques et Nord-Ibériques). *Mém. Geol. de L'Université de Dijon* V.65
- SALOMÓN, J. 1982,b: El Cretácico inferior. En: *El Cretácico de España. Capítulo 7 Cameros - Castilla*. Ed. de la Universidad Complutense: 345-387.
- SALOMÓN, J. 1983: Le Crétacé inferieur continental. Le fosse de Soria. In: *Vue sur la Cretacé basco-cantabrique et nord-ibérique. Une marge et son arrière pays. Ses environnements sédimentaires. Mém. Geol. de L'Université de Dijon*. Vol. 9: 25-43.
- 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,a: Uber die Wealden - Ablagerung und die Tektonik der Östlichen Sierra de Los Cameros in den Nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Beih. Geol. Jb.* 44: 123-164.
- TISCHER, G. 1966,b: El delta wealdico de las montañas ibéricas occidentales y sus enlaces tectónicos. *Notas y Coms. del Inst. Geol. y Min. de Esp.* N. 81: 53-78.

Manuscrito recibido: 16 diciembre 1991.

Revisión aceptada: 5 mayo 1993.