

Caracterización estratigráfica y sedimentológica del Albiense marino del borde Norte de la Sierra de Cameros. Implicaciones paleogeográficas

A. MUÑOZ, A. SORIA, J. I. CANUDO, A. M. CASAS, A. GIL, y M. P. MATA

Dpto. de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza
Plaza San Francisco s/n 50009 ZARAGOZA

RESUMEN

En el borde Norte de la Sierra de Cameros (extremo NO de la Cordillera Ibérica), el flanco septentrional del anticlinal de Villarroya presenta depósitos marinos correspondientes a calizas con rudistas (facies «Urgon») con una edad Albiense superior determinada a partir del registro fósil de foraminíferos bentónicos (*Flabellamina alexanderi*, *Haplophragmium* sp. etc.). Este episodio marino, representado por sedimentos de lagoón y llanura marcal, se desarrolla tras el final de la fuerte etapa subsidente de la Cuenca de Cameros que permitió su relleno durante el Jurásico superior y Cretácico inferior con más de 8.000 m de sedimentos continentales y transicionales. Las evidencias sedimentológicas y paleontológicas indican una procedencia septentrional de las aguas marinas. Esto implica que la línea de costa «cantábrica» durante el Albiense estaba situada más al Sur de lo que venía siendo considerado en estudios previos. Estos sedimentos marinos corresponden a una importante transgresión que afectó a todo el margen septentrional de la Placa Ibérica durante la parte más alta del Cretácico inferior. Este episodio transgresivo es equivalente al techo del Complejo Urgoniano de la Cuenca Vasco-Cantábrica.

Palabras clave: Sierra de Cameros, facies «Urgon», calizas con rudistas, Cretácico inferior, Albiense, Cronoestratigrafía, Paleogeografía.

ABSTRACT

In the northern part of the Cameros Massif (NW Iberian Chain, Spain) the northern limb of the Villarroya anticline exposes marine deposits (rudist limestones, «Urgon» facies), Late Albian in age determined from benthic fora-

minifera (*Flabellamina alexanderi*, *Haplopnhragmium* sp.). This marine episode (lagoon to tidal flat environment) dates the end of the significant period of subsidence (up to 8.000 m) in the Cameros basin, filled with continental to transitional deposits. Sedimentological and paleontological data indicate a northern provenance of marine waters. This implies that the Albian coastline was farther South than previously considered. These marine sediments correspond to an important transgression that took place in the northern Iberian plate margin during the upper part of the Early Cretaceous (equivalent to the top of Urgon Complex of the Basque-Cantabrian basin).

Key words: Sierra de Cameros, «Urgon» facies, Rudist limestones, Lower Cretaceous, Albian, Chronostratigraphy, Palaeogeography.

1. INTRODUCCIÓN

Durante el Cretácico inferior en gran parte de Europa occidental, las facies «Urgon» corresponden a la expansión más importante de la sedimentación marina. Se caracterizan por la presencia de calizas bioclásticas, con grandes cantidades de bivalvos, fundamentalmente rudistas y ostreidos (Rat, 1959). La formación de estas facies está en relación con la confluencia de condiciones biológicas, climáticas y dinámicas favorables (Rat y Pascal, 1979) que se traducen en: 1) la presencia de rudistas no constructores, orbitolinas y corales, 2) la existencia de clima cálido y húmedo en latitudes entre 20° y 25° y 3) movimientos tectónicos que generan extensas plataformas continentales. En la Península Ibérica estas facies ocupan una importante extensión y espesor en la parte suroriental de la Cordillera Ibérica, la Cuenca Vasco-Cantábrica y ciertos sectores del Pirineo y las Béticas. La sedimentación marina del Cretácico inferior en la Cordillera Ibérica está claramente ligada al dominio del Tethys (Salas, 1987; Salas y Casas, 1993), mientras que en la Cuenca Vasco-Cantábrica aparece relacionada con el dominio atlántico-boreal. Las partes de la cuenca más cercanas a los límites de la placa continental registran una sedimentación marina, con mayor o menor influencia terrígena, prácticamente continua (Rat, 1959; Ramírez del Pozo, 1971; Salas, 1987; Canerot, 1991; Salas y Casas, 1993). Hacia el interior de la placa (áreas centrales de la Cuenca Ibérica) la sedimentación fue fundamentalmente continental durante todo el Cretácico inferior, con la existencia de esporádicas invasiones marinas (Salomon, 1982; Alonso y Mas, 1993 y Soria *et al.*, 1995).

En el Cretácico inferior, los afloramientos más noroccidentales de la Cuenca Ibérica en facies marinas, descritos hasta el momento, se encuentran en el puerto de la Bigornia (Soria) (Alonso y Mas, 1988). El hallazgo de sedimentos marinos correspondientes a calizas con rudistas en facies «Urgon»

en la Sierra de Cameros, cuyo análisis es el objetivo del presente trabajo, plantea varios interrogantes en relación con su polaridad paleogeográfica y su posición cronoestratigráfica. Por una parte, la Cuenca de Cameros está en continuidad estructural y presenta una evolución paralela al conjunto de la Cuenca Ibérica, pero por otra, su cercanía geográfica a la Cuenca Vasco-Cantábrica (menos de 100 km hasta su margen Sur una vez restituido el desplazamiento de los cabalgamientos terciarios) posibilita la existencia de influencias marinas desde el margen Norte de la Península Ibérica.

El sector oriental de la Sierra de Cameros, junto con el Maestrazgo, constituye una de las dos cuencas subsidentes más importantes del Cretácico inferior de la Cordillera Ibérica (Álvaro, 1987; Salomon, 1982; Guiraud y Seguret, 1984, Mas, Alonso y Guimerá, 1993). El relleno sedimentario de esta cuenca lo constituyen materiales de origen fluvio-lacustre incluidos clásicamente dentro de cinco grupos litoestratigráficos (Tischer, 1966): Tera, Oncala, Urbión, Enciso y Oliván. Debido al origen continental (en algunos casos transicional) de estos depósitos, su datación ha sido objeto de numerosas controversias. Solamente la edad de su base está bien determinada, ya que el inicio de la sedimentación continental se apoya sobre las calizas arrecifales del Kimmeridgiense inferior. El límite superior de la sedimentación continental corresponde a una superficie erosiva sobre el Grupo de Oliván.

Los primeros trabajos sobre la Cuenca de Cameros consideraban, a partir del estudio de ostrácodos en las facies lacustres del Grupo de Enciso, que el techo del Grupo de Oliván coincidía con la base del Hauteriviense (Kneuper-Haack, 1962). Brenner (1976), a partir del estudio de carofitas, eleva la edad del Grupo de Oliván al Aptiense. Salomon (1982), a partir de la determinación de dos especies de ostrácodos, rebaja la edad del Grupo de Enciso hasta el Valanginiense inferior. Guiraud (1983) cuestiona la datación realizada por el autor anterior pero no proporciona datos definitivos. Guiraud y Seguret (1984) adoptan la edad asignada por Brenner (1976). Schudack (1987) revisa la datación de Salomon, y, a partir del estudio de carofitas, considera que el Grupo de Enciso tiene edad Barremiense y que el Grupo de Oliván, azoico, podría llegar hasta el Aptiense. Martín i Closas (1989) considera que el conjunto de la serie continental de la Cuenca de Cameros tendría una edad comprendida entre el Kimmeridgiense superior y el Albiense. Finalmente, Mas *et al.* (1993) consideran que el techo de la sedimentación «wealdiense» se extendería hasta el Albiense inferior.

Los antecedentes expuestos ponen de manifiesto que la datación de la sedimentación continental en la Cuenca de Cameros es problemática y debe precisarse todavía, y tiene especial relevancia al incidir de un modo directo en los valores que se obtienen de velocidad de sedimentación en la cuenca, que son muy diferentes entre las edades más extremas consideradas. La asignación de edades a los límites inferior y superior de la serie continental por medio de fósiles marinos permitiría concretar de forma más fiable el intervalo de

tiempo en que tuvo lugar la sedimentación en la Cuenca de Cameros. Aunque el espesor de sedimentos acumulados en una sección vertical es también muy diferente según los autores, 5.000 m según Casas-Sainz (1993) y Mas *et al.* (1993) y 8.000 m según Casas-Sainz y Gil-Imaz (1996), puede ser contrastado a partir de criterios estratigráficos y estructurales.

El objetivo del presente trabajo es la caracterización de las calizas con rudistas en facies «Urgon», hasta el momento desconocidas, que aparecen en el borde Norte de la Sierra de Cameros, situadas inmediatamente por encima de las facies «Weald» depositadas durante el Cretácico inferior en la Cuenca de Cameros y por debajo de una serie fundamentalmente detrítica, referible a las Formaciones Escucha-Utrillas. Con anterioridad, Durantez *et al.* (1982), citan la presencia de calizas arcillosas y arenosas en la parte más alta de unos materiales de edad Albiense-Cenomaniense a los que se refieren como facies «Utrillas» o facies «Utrillas-Escucha» que podrían corresponder a los materiales objeto de estudio en este trabajo. A partir de la datación de estos materiales en facies «Urgon», por medio de fósiles marinos, se pretende dar un límite superior a la sedimentación esencialmente continental de esta cuenca. Además, intentaremos interpretar el esquema paleogeográfico en que tuvo lugar la sedimentación de estas facies y su relación con otras áreas con de la Península sedimentos «urgonianos». La metodología empleada en este trabajo ha sido el levantamiento de perfiles estratigráfico-sedimentológicos, la cartografía de las unidades sedimentarias, la caracterización de las macro y microfacies y la determinación de microfósiles obtenidos de las muestras de materiales blandos.

2. MARCO GEOLÓGICO

La Sierra de Cameros se encuentra situada en la parte noroccidental de la Cordillera Ibérica, entre los macizos paleozoicos de la Sierra de la Demanda, al Oeste, y de la Sierra del Moncayo, al Sureste (Fig.1). Su evolución durante el Triásico y el Jurásico siguió unas pautas similares a las del conjunto de la Cuenca Ibérica (Salas y Casas, 1993), con una etapa de rifting que dio lugar a la sedimentación de depósitos continentales (Triásico en facies germánica) controlada por fallas mayores (Alvaro, Capote y Vegas, 1979; San Román y Aurell, 1992) y una etapa de subsidencia térmica que permitió una transgresión marina y el establecimiento de importantes rampas carbonatadas donde tuvo lugar la sedimentación de depósitos de unidades calcáreas de cerca de 1.000 m de espesor (Alonso *et al.*, 1993). La similitud de facies entre los depósitos del rift ibérico y las plataformas vasco-cantábricas durante esta época permite suponer una conexión completa entre las dos cuencas, por medio del «estrecho de Soria» (Bulard, 1972). Las series del Jurásico marino presentan suaves variaciones de espesor entre los distintos puntos de la cuen-

ca, en algunos casos difíciles de controlar debido a la erosión producida por la emersión de la cuenca a finales del Jurásico. Con el inicio del Jurásico superior comienza una nueva etapa de rift que perdurará hasta el Albiense medio (Salas y Casas, 1993). Las grandes plataformas carbonatadas jurásicas se fragmentan y la sedimentación del Cretácico inferior se concentra en dos zonas de la Cuenca Ibérica: la Cuenca de Cameros al Noroeste y la Cuenca del Maestrazgo al Este. Durante el Cretácico inferior la sedimentación en la zona vasco-cantábrica también es importante, alcanzándose espesores de hasta 4.000 m en la zona Cantábrica y 2.000 m en la Cuenca de Bilbao (García-Garmilla y Pujalte, 1988; Platt y Pujalte, 1994). En toda la parte central de la Cuenca Ibérica (incluyendo la Cuenca de Cameros) la sedimentación del Jurásico superior-Cretácico inferior es continental a transicional, mientras que en los puntos más cercanos a los límites de la placa es transicional a marina. La etapa de sedimentación continental del Cretácico inferior (facies «Weald») termina con la transgresión Barremiense superior y/o Aptiense en la mayor parte de las cuencas. En la Cuenca de Cameros esta etapa se materializa en una mayor influencia marina dentro de la sedimentación lacustre (Alonso y Mas, 1993; Mas *et al.*, 1993). Finalmente, en el Albiense, un nuevo ciclo sedimentario comienza en la mayor parte de las cuencas peninsulares con la sedimentación de la Formación Utrillas (continental), que, en el margen cantábrico, equivale a sedimentos deltaicos y de plataforma (Olivé *et al.*, 1990).

La Cuenca de Cameros presenta aspectos peculiares relacionados tanto con la etapa extensional de edad Jurásico superior-Cretácico inferior que dio lugar a su formación como con la etapa compresional terciaria. La etapa extensional se relaciona con el proceso de apertura del Atlántico Norte (Salas y Casas, 1993) y la compresión terciaria tiene que ver con la convergencia de las placas Ibérica y Europea durante el Terciario (Casas y Gil, 1995). Las características sedimentarias y geodinámicas más destacables relacionadas con la etapa extensional son la gran potencia de los sedimentos fluvio-lacustres (hasta 9 km en la zona más subsidente de la cuenca) y la presencia de un metamorfismo térmico de bajo grado (Guiraud, 1983; Guiraud y Seguret, 1984; Golberg *et al.*, 1988; Casquet *et al.*, 1992) ligado al adelgazamiento cortical y anomalía térmica provocados por la extensión. La etapa compresional produjo la completa inversión tectónica de la cuenca cretácica.

De acuerdo con las características estratigráficas y estructurales de los materiales wealdenses (secuencia sin-rift) la Cuenca de Cameros se ha subdividido clásicamente en dos sectores (Tischer, 1966; Salomon, 1980; Guiraud, 1983; Clemente y Pérez-Arlucea, 1993): Cameros occidental y Cameros oriental. El primero se caracteriza por una potencia máxima de materiales en facies «Weald» de unos 2.000 m y la presencia de cabalgamientos y pliegues de orientación ONO-ESE. En el Oriental la secuencia sin-rift alcanza una potencia máxima de 8.000 m con pliegues laxos de orientación NO-SE (Fig. 1).

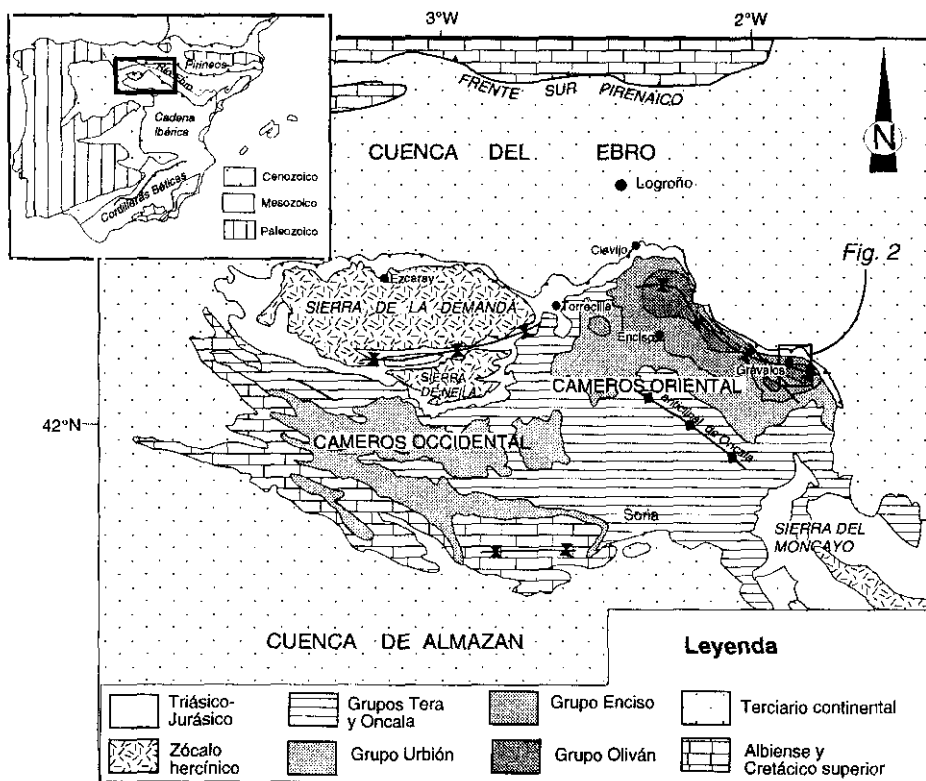


Fig. 1.—Situación de la zona estudiada dentro del contexto geológico de la Sierra de Cameros.
 Fig. 1.—Location of the studied area within the geological context of the Cameros Massif.

En la actualidad la Cuenca de Cameros cabalga sobre las molasas terciarias de las Cuencas del Ebro, al Norte, y de Almazán, al Sur. El desplazamiento horizontal es de 25 km sobre la Cuenca del Ebro (Casas Sainz, 1993) y de menos de 5 km sobre la de Almazán (Platt, 1990; Maestro, 1994). En el borde septentrional de la cuenca la geometría de este cabalgamiento es relativamente sencilla, con un rellano de bloque superior, a favor de las margas y yesos del Triásico superior, y una rampa suave en el bloque inferior. La lámina cabalgante de Cameros incluye el Triásico superior en facies «Keuper» como nivel de despegue regional, las series carbonatadas marinas del Jurásico (o secuencia pre-rift) equivalentes a las del resto de la Ibérica y los materiales del Jurásico superior-Cretácico inferior en facies «Weald» que representan la secuencia sin-rift (Tischer, 1966; Salomon, 1982). Los materiales en facies «Urgon» (objeto del presente estudio), las Formaciones Escucha-Utrillas y el Cretácico superior, posteriores a la etapa de máxima subsidencia tec-

tónica de la cuenca cretácica, aparecen representados en los sectores marginales del actual conjunto orográfico de la Sierra. Los primeros se localizan únicamente en el margen septentrional adosados al frente de cabalgamiento. Las Formaciones Escucha-Utrillas, con características litológicas similares a las del resto de la Cordillera, aparecen sobre las facies «Urgon» en el sector septentrional e indistintamente sobre distintos términos de la secuencia pre-rift o sin-rift en el actual borde meridional del macizo. En cuanto al Cretácico superior, está representado por una primera secuencia transgresiva de edad Cenomaniense inferior-medio a Coniaciense y otra regresiva de edad Santoniense-Paleógeno (Valladares, 1976; Alonso *et al.*, 1987).

La zona estudiada en este trabajo se localiza en el borde nororiental de la Cuenca de Cameros, en la zona de contacto entre los materiales en facies «Weald» de la secuencia sin-rift y los depósitos terciarios de la Cuenca del Ebro (Fig. 2). Los materiales en facies «Urgon» aparecen en el flanco Norte del anticlinal fallado de Villarroya que con una orientación aproximadamente E-O y buzamientos de sus flancos entre 50° y 90°, representa la estructura frontal asociada al cabalgamiento septentrional de Cameros sobre la Cuenca del Ebro, que en este sector presenta un desplazamiento horizontal entre 2-3 km (Figs. 2 y 3). Al Sur se localiza una falla de orientación similar que pone en contacto los materiales en facies «Weald» estructurados en pliegues de orientación N-S y ENE-OSO, al Sur, con el Jurásico pre-rift al Norte. Este accidente, de componente normal, representa el límite septentrional de la Cuenca cretácica que separó un dominio fuertemente subsidente, al Sur, de otro estable, al Norte, donde la potencia de sedimentos en facies «Weald» no supera, en la actualidad, el centenar de metros. En la zona estudiada se reconoce el efecto de la etapa extensional que dio lugar a la cuenca cretácica por una falla sinsedimentaria de dimensiones hectométricas que afecta a los estratos calcáreos de la formación Chelva y es fosilizada por las capas superiores en facies «Weald».

3. SEDIMENTOLOGÍA

DAIOS ESTRATIGRÁFICOS

Los materiales cretácicos objeto de estudio se localizan en el frente Nororiental de la Sierra de Cameros, al Norte de la localidad de Grávalos (Figs. 1 y 2).

Sobre las calizas jurásicas atribuidas al Dogger, correspondientes a *packstone* de ooides y oncoides, se observa una discordancia angular que las separa de los materiales detríticos en facies «Weald» (Figs. 2, 3 y 4). Dentro de este conjunto terrígeno, parcialmente cubierto, aparecen areniscas de tonos ocres y blancos, de grano medio y grueso, dispuestas en estratos tabulares irregulares o lenticulares de base canaliforme con espesores que oscilan entre 0,5 y 2 m.

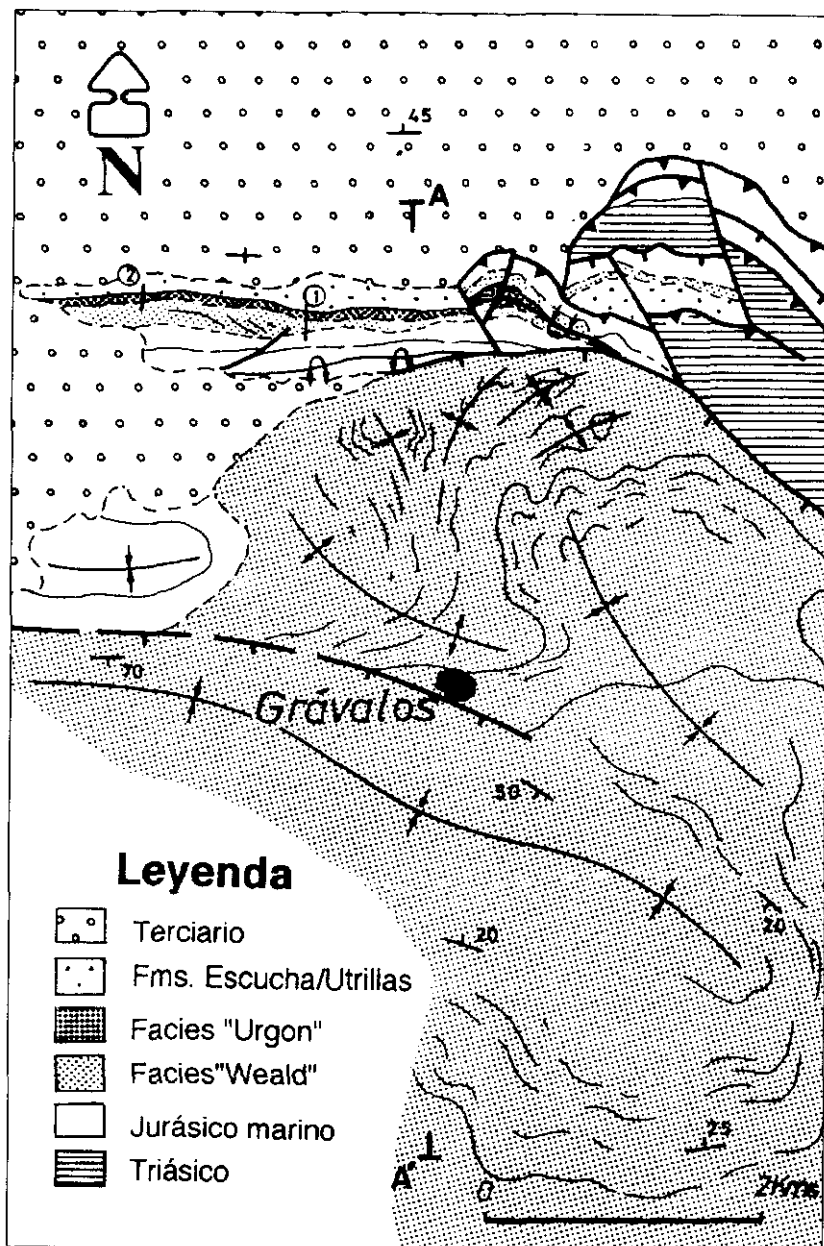


Fig. 2.—Cartografía geológica de la zona estudiada.

Fig. 2.—Geological map of the studied area.

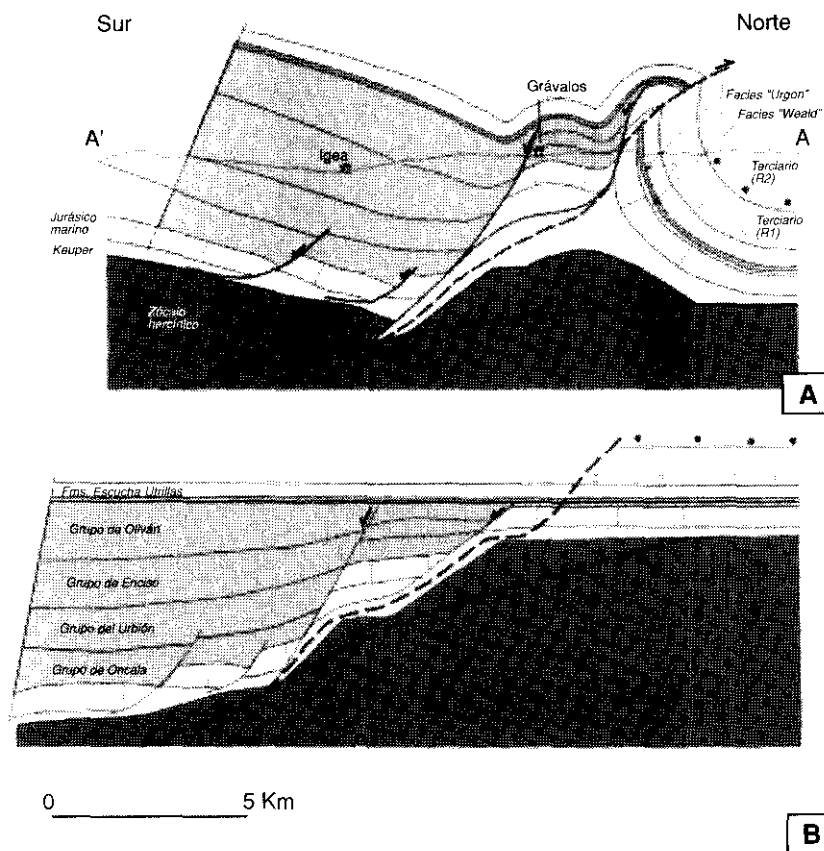


Fig. 3.—A) Corte geológico N-S del contacto entre la Sierra de Cameros y la Cuenca del Ebro en la zona estudiada. Su localización se indica en la figura 2. B) Reconstrucción de la geometría del borde Norte de la Cuenca de Cameros al final de la etapa de fuerte subsidencia (Albiense superior).

Fig. 3.—A) N-S cross section of the contact between the Cameros Massif and the Ebro basin in the studied area. Its location is show in Figure 2. B) Reconstruction of the northern border geometry of the Cameros basin at the end of the strongly subsident stage (Upper Albian).

En su interior se reconoce laminación horizontal, estratificación cruzada en surco en la que se ha deducido un sentido de corriente N-NE y en menor cuantía laminación cruzada y grietas de desecación. Intercalan lutitas ocre y blancas masivas y conglomerados con textura granosostenida integrados por cantos cuarcíticos redondeados de 5 cm de centilo y cantos calcáreos subangulosos con un centilo de 30 cm. La matriz es microconglomerática. Se disponen

en estratos tabulares con la base ligeramente canaliforme de hasta 1 m de espesor. Hasta el momento no hemos podido asignar estos materiales a alguno de los cinco grupos establecidos en los sedimentos continentales de la Cuenca de Cameros al carecer de suficientes argumentos lito y cronoestratigráficos.

A escala cartográfica se observa (Figs. 2 y 3) que sobre este conjunto detrítico se dispone, mediante una discordancia angular, un conjunto de espesor decamétrico integrado por facies calcáreas. La discordancia fosiliza la falla sinsedimentaria que afecta a los materiales en facies «Weald». Inmediatamente por encima de esta superficie de discontinuidad aparece un nivel conglomerático que pasa de forma muy rápida a un conjunto carbonatado que en virtud de sus características litológicas, contenido faunístico y posición estratigráfica hemos referido a las facies «Urgon» (Fig. 4). A lo largo de este conjunto litológico se hace patente la disminución, de base a techo, del contenido en materiales siliciclásticos, que reaparecen de forma importante, como intercalaciones arenosas, a techo de las facies carbonatadas del perfil de Agustina y como paquetes lutíticos con intercalaciones de clastos cuarcíticos o de niveles arenosos de geometría lenticular por encima de las facies «Urgon», en los perfiles de Ordoyo y Agustina respectivamente, marcando la transición a un potente conjunto siliciclástico con intercalaciones carbonosas referibles a las Formaciones Escucha-Utrillas.

Por encima de los materiales de las Formaciones Escucha-Utrillas aparecen los conglomerados, areniscas y lutitas del margen meridional de la Cuenca terciaria del Ebro, mediante un contacto que a escala regional se manifiesta como discordancia angular o cabalgamiento (Muñoz, 1992; Casas, 1992).

ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO

La distribución lateral y vertical de las facies observadas nos ha permitido identificar cuatro asociaciones de facies principales (Fig. 5) que, atendiendo a las características litológicas de cada uno de los términos que las integran, se han denominado:

- Asociación de facies terrígenas
- Asociación de facies mixtas terrígeno-carbonatadas.
- Asociación de facies carbonatadas de tipo A
- Asociación de facies carbonatadas de tipo B

ASOCIACIÓN DE FACIES TERRÍGENAS

Esta asociación está constituida por un término inferior conglomerático (véase litofacies conglomerática, Fig. 5) de 4,5 m de potencia en el que se reconocen cicatrices erosivas canaliformes. Intercala algunos niveles microcon-

| LITOFACIES | FACIES | DESCRIPCION | | |
|----------------------------------|---------------------------------------|--|--|--|
| Litofacies Conglomerática | <i>Conglomerados silíceos</i> | Conglomerados blancos, no cementados, constituidos por cantos cuarcíticos subesféricos y subredondeados (centilo aproximado de 8 cm), con matriz arenosa o microconglomerática. Aparece en un único nivel de 4,5 m de potencia, donde se reconocen cicatrices erosivas canaliformes, que intercala algunos niveles microconglomeráticos y de areniscas de grano grueso, en las que se ha identificado laminación paralela. | | |
| Litofacies Arenosa | <i>Arenas</i> En cuerpos tabulares | Arenas ocreas, de grano medio-fino. Se disponen en estratos de geometría tabular de hasta 10 cm de potencia. Presentan trenes de <i>ripples</i> de oscilación y ocasionalmente de corriente y exhiben, ocasionalmente, laminación paralela. | | |
| | En cuerpos lenticulares | Arenas blancas y ocreas, de grano grueso. Se disponen en estratos de geometría lenticular (ocasionalmente tabular) y base canaliforme de hasta 50 cm de potencia. Contienen cantos blancos y presentan evolución granodreciente. | | |
| Litofacies margosa | <i>Margas limosas</i> | Margas versicolores masivas y laminadas. Se disponen en estratos de geometría tabular. Contienen restos de equinodermos, peces, bivalvos y gasterópodos. Ocasionalmente intercalan areniscas ocreas de grano medio, en estratos de geometría tabular o lenticular de 5 a 10 cm de potencia. Es frecuente la presencia de diques de areniscas ferruginosas que corren la estratificación. | | |
| | <i>Margas</i> | Margas grises y blancas, masivas. Se disponen en estratos tabulares de 1,5 a 8 m de potencia. Contienen abundantes restos fósiles de "Toucasias", ostreidos, gasterópodos, ostrácodos, bivalvos y dientes de peces. | | |

| LITOFACIES | FACIES | DESCRIPCION | MICROFAC. | COMPONENTES / CARACTERISTICAS |
|-------------------------------|-------------------------------------|---|--|---|
| Litofacies Carbonatada | <i>Calizas arenosas</i> | Calizas ocreas, con cantos de cuarzo de hasta 1 cm de centilo. Se disponen en estratos de geometría tabular o lenticular de hasta 1 m de potencia. Presentan estratificación cruzada en surco y localmente planar con sets de hasta 50 cm de espesor, <i>ripples</i> de oscilación y ocasionalmente de corriente. | <i>Packstone bioclástico y detrítico</i> | Bivalvos, ostreidos, gasterópodos, equinodermos, foraminíferos bentónicos aglutinados, serpulidos, intraclastos micríticos y ooides (tipos 1 y 4, Strasser, 1986). La fracción detrítica está constituida por cuarzo mono y policristalino, feldespatos, plagioclasas y moscovitas. Otros componentes identificados son glauconita, turmalina y fosfatos. Se observa un primera fase de cementación temprana constituida por cemento fibroso posiblemente aragonítico, pseudomorfizado a calcita prismática. |
| | | | <i>Rudstone bioclástico y detrítico</i> | Bivalvos, ostreidos, gasterópodos, equinodermos, foraminíferos bentónicos aglutinados, serpulidos. La fracción detrítica está constituida por cuarzo, feldespatos, plagioclasas, moscovitas. Otros componentes son glauconita, turmalina y fosfatos. Se observan dos fases de cementación temprana constituidas por cemento fibroso posiblemente aragonítico, pseudomorfizado a calcita prismática. |
| | <i>Calizas nodulosas</i> | Calizas grises y ocreas. Se disponen en estratos de geometría tabular y nodulosa (ocasionalmente canaliforme) de hasta 60 cm de potencia. | <i>Packstone bioclástico e intracrístico</i> | Intraclastos micríticos y bioclásticos. Restos bioclásticos de ostreidos, bivalvos, equinodermos, ostrácodos, gasterópodos, foraminíferos, rudistas, algas calcáreas y pequeñas colonias de serpulidos. También se identifica cuarzo y extraclastos detríticos. Son frecuentes las perforaciones en las conchas de bivalvos, ostreidos y gasterópodos. |
| | | | <i>Packstone bioclásticos.</i> | Ostreidos, bivalvos, equinodermos, ostrácodos, gasterópodos, foraminíferos calcíticos y aglutinados, rudistas, algas calcáreas, serpulidos (aislados o en pequeñas colonias) y embriones de ammonites. En menor proporción se identifican intraclastos micríticos y peloides. Los extraclastos son escasos y constituidos por opacos, cuarzo y moscovita. Son frecuentes los procesos de micritización debido a la actuación de cianobacterias, así como las perforaciones en las conchas de bivalvos y gasterópodos. |
| | <i>Calizas en cuerpos tabulares</i> | Calizas ocreas. Se disponen en estratos tabulares de hasta 10 cm de espesor. Presentan granoselección positiva (facies gradadas) y laminación paralela. | <i>Granstone bioclásticos.</i> | Bivalvos, ostrácodos, gasterópodos, ostreidos, foraminíferos, equinodermos y serpulidos. También se identifican peloides e intraclastos (micríticos, detríticos y peloidales), glauconita y turmalina. Los extraclastos son escasos y constituidos por cuarzo, feldespatos, calcinita y moscovita. Se observa laminación paralela a escala microscópica. Son frecuentes los procesos de micritización. |

Fig. 5.—Cuadro sintético que recoge las facies más características diferenciadas en los materiales en facies «Urgon» con sus rasgos descriptivos más importantes.
 Fig. 5.—Sketch summarizing the most representative facies differentiated for the Urgon facies and its most important descriptive features.

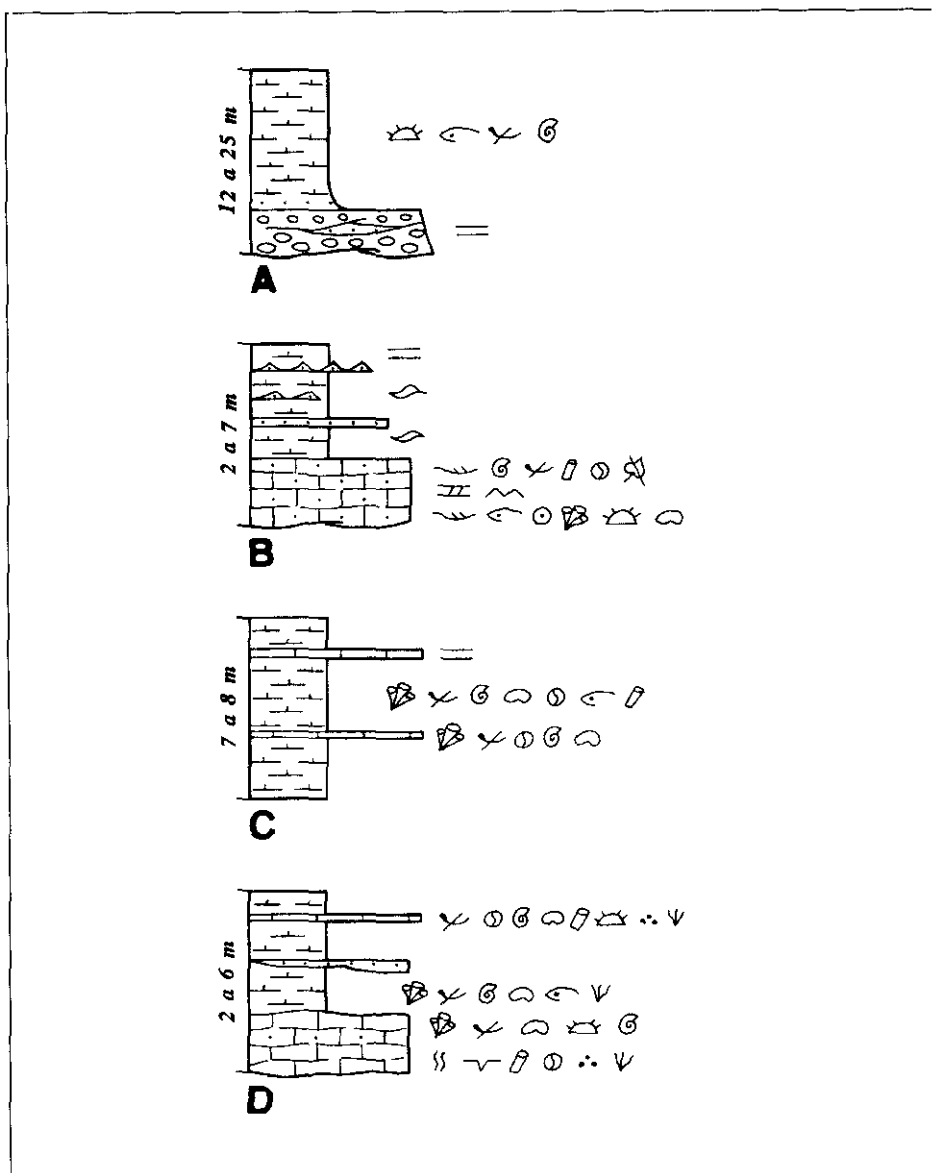


Fig. 6.—Asociaciones de facies diferenciadas en los materiales en facies «Urgon». A: Asociación terrígena. B: Asociación mixta terrígeno-carbonatada. C: Asociación carbonatada de tipo A. D: Asociación carbonatada de tipo B. (Leyenda ver gif. 4).

Fig. 6.—Facies grouping distinguished in the Urgon facies materials. A: Detrital association. B: Mixed detrital-calcareous association. C: Calcareous-type A association. D: Calcareous-type B association. (For legend see Fig. 4)

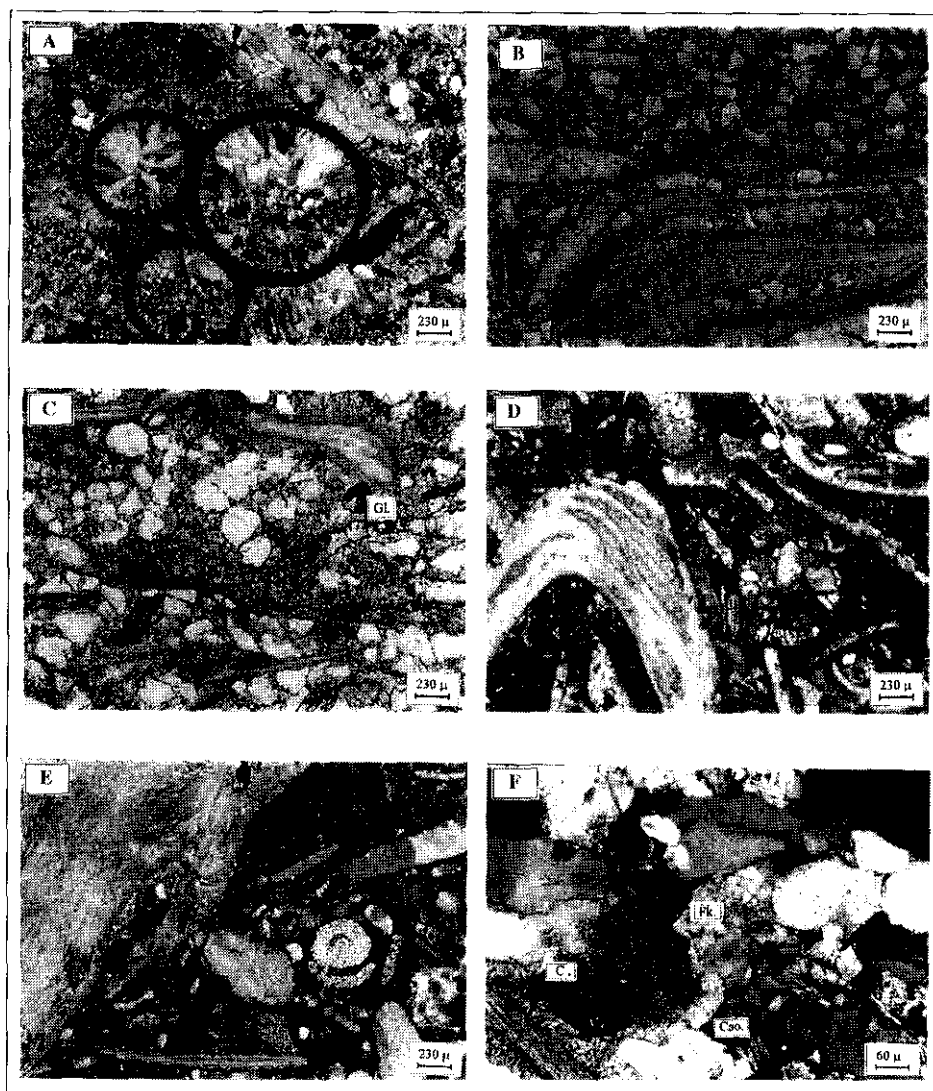


Fig. 7.—Fotografías de microfacies más representativas mostrando algunos aspectos característicos de las mismas. A: Colonia de serpúlidos en la que se indentifican dos generaciones de cementos diagenéticos tempranos que actualmente muestran un importante grado de recristalización. B: Aspecto general de la microfacies de grainstone laminado bioclástico y detrítico. La fracción detrítica está constituida por cuarzo, feldespatos alcalinos y mica blanca. Los restos bioclásticos más comunes son bivalvos y ostreidos. C: Aspecto general de la microfacies de packstone detrítico propia de la facies de canales. En esta microfacies también es frecuente la presencia de glauconita. D y E: Microfacies de packstone bioclástico en las que se indentifican restos bioclásticos de bivalvos, ostreidos y equinodermos. F: Aspecto de los principales constituyentes de-

glomeráticos y de areniscas de grano grueso masivas o con laminación horizontal.

El término superior corresponde a margas limosas versicolores que contienen restos bioclásticos de equinodermos, peces, bivalvos y gasterópodos (Fig. 6A).

En el término inferior de esta asociación se reconocen materiales mal seleccionados, con centilos de 3 a 8 cm afectados por flujos tractivos con retrabajamientos y procesos de flujos de masas, tal y como se deduce de la distribución granulométrica de los sedimentos, conocida a partir del análisis mediante tamizado. Tales depósitos pueden interpretarse en relación con canales fluviales.

ASOCIACIÓN DE FACIES MIXTAS TERRÍGENO-CARBONATADAS

Esta asociación presenta un término inferior de calizas arenosas, que se disponen en estratos de geometría tabular, ocasionalmente lenticular (perfil de Agustina), de base canaliforme, con potencias de hasta 1 m (Fig. 6B). Presentan estratificación cruzada en surco y ocasionalmente planar. Corresponden a *rudstone* (perfil de Agustina) y *packstone* (perfil de Ordoyo) bioclásticos y detríticos (Fig. 7) en los que se identifican bivalvos, ostreidos, rudistas, gasterópodos, serpulidos, foraminíferos bentónicos, intraclastos micríticos, restos vegetales, peces, equinodermos, ostrácodos y, en el perfil de Ordoyo, intraclastos micríticos y ooides (tipos 1 y 4, Strasser, 1986). La fracción detrítica está formada por cuarzo plutónico y rutilado, feldespatos alcalinos y calcosódicos y mica blanca. También se han identificado glauconita y turmalina (Fig. 7).

El término superior corresponde a margas limosas, ocre y grises, frecuentemente laminadas que intercalan niveles centimétricos de areniscas ocre de grano medio, dispuestas en estratos de geometría tabular, de 5 a 10 cm de potencia. En el perfil de Agustina es muy frecuente la estratificación

tríticos: cuarzo con inclusiones de rutilos (C), feldespato potásico parcialmente alterado (FF) y caolinita (Cao).

Fig. 7.—Microphotographs of characteristic microfacies: A: Serpulid colony that shows two early diagenetic cements and a significant recrystallization. B: General view of laminated grainstone microfacies: detritic and bioclastic types. Clastic grains include: Quartz, alkaline feldspar and white mica. The most common bioclastic fragments correspond to bivalves and ostreids. C: General view of the most typical detrital packstone microfacies corresponding to the channel facies. These microfacies also contain glauconite grains. D-E: Bioclastic packstone microfacies with bioclastic fragments of bivalves, ostreids and echinoderms. F: General aspect of the most common clastic grains: quartz with rutile inclusions (C), potassic feldspar partially altered (FF) and kaolinite (Cao).

lenticular y las areniscas muestran frecuentemente trenes de ripples de oscilación y ocasionalmente de corriente (dirección de la cresta de los ripples: N65 a N125).

Esta asociación se ha interpretado como correspondiente a secuencias de somerización, en cuya base se identifican canales mareales desarrollados en medios submareales algo restringidos (posiblemente de lagoon), de muy poca profundidad, con una influencia continental apreciable que viene marcada por la presencia de gran cantidad de terrígenos siliciclásticos. Este sistema evoluciona hacia medios de llanura mixta intermareal con predominio de facies margosas y arenosas con estratificación lenticular y trenes de ripples de oscilación.

ASOCIACIÓN DE FACIES CARBONATADAS DE TIPO A

Corresponde a margas grises, masivas, dispuestas en estratos de geometría tabular de hasta 8 m de potencia (Fig. 6C). Contienen abundantes restos bioclásticos de rudistas, ostreidos, bivalvos, gasterópodos, ostrácodos, foraminíferos bentónicos, serpúlidos y restos de peces. En el perfil de Ordoyo los rudistas (*Toucasia* sp.) y ostreidos pueden agruparse formando pequeñas colonias. Estas margas intercalan en el perfil de Agustina niveles calcáreos, de geometría tabular y potencia centimétrica. En dichos niveles se identifica un término inferior gradado y otro superior laminado. Corresponden a *grainstones* bioclásticos y laminados de bivalvos, ostrácodos y gasterópodos (Fig. 7). La fracción detrítica es escasa y está caracterizada por cuarzo plutónico y rutilado, feldespatos alcalinos y calcosódicos y mica blanca. También se identifican turmalina, glauconita y opacos (Fig. 7).

Esta asociación se interpreta como correspondiente a un medio submareal somero, de baja energía, posiblemente tipo lagoon, que de manera ocasional está afectado por tormentas materializadas, en el perfil de Agustina, por niveles gradados y laminados de *grainstone* bioclástico.

ASOCIACIÓN DE FACIES CARBONATADAS DE TIPO B

Esta asociación está constituida por un término inferior de calizas grises, ocasionalmente algo arenosas, dispuestas en estratos de geometría tabular y nodulosa de hasta 1 m de potencia (Fig. 6D). Corresponden a *packstones* bioclásticos en los que se identifican ostreidos, bivalvos, ostrácodos, equinodermos, foraminíferos bentónicos, gasterópodos y pequeñas colonias de serpúlidos (Fig. 7). También se identifican opacos, cuarzo detrítico y mica blanca. Son muy frecuentes las perforaciones en las conchas de los bivalvos y los procesos de micritización en los bordes de gran parte de los componentes bio-

clásticos. Se observa una importante bioturbación, así como incipientes estructuras de retracción.

El término superior corresponde a margas y margas limosas ocre y masivas. Se disponen en estratos de geometría tabular y potencia métrica. Presentan un elevado contenido bioclástico caracterizado por ostreidos, rudistas, gasterópodos, ostrácodos, bivalvos y dientes de peces (Fig. 6D). En el perfil de Agustina estas margas intercalan niveles centimétricos de calizas y areniscas. Las calizas se disponen en estratos de geometría tabular y muestran un término inferior gradado y otro superior laminado. Corresponden a *grainstones* bioclásticos y laminados de bivalvos, ostrácodos y gasterópodos. La fracción detrítica está caracterizada por cuarzo, feldespatos alcalinos y calcosódicos y mica blanca. También se identifican turmalina, glauconita y opacos (Fig. 7). Las areniscas son ocre, de grano medio-grueso. Se disponen en estratos de geometría lenticular con base canaliforme y potencia decimétrica. (Fig. 6D).

Esta asociación se ha interpretado como correspondiente a secuencias de somerización, desarrollada en medios submareales restringidos (posiblemente de lagoon), de muy poca profundidad y generalmente de baja energía. En el perfil de Agustina se observan, dentro de las facies margosas, intercalaciones de calizas gradadas y laminadas que se han interpretado como correspondientes a niveles de tormentas. En este perfil, la somerización del sistema se hace más patente que en el de Ordoyo, identificándose a techo de esta asociación niveles arenosos dispuestos en estratos de geometría tabular y lenticular con base canaliforme, intercalados entre las facies margosas, que evidencian una influencia continental importante.

4. CONTENIDO PALEONTOLÓGICO

La presencia de foraminíferos bentónicos en algunos niveles margosos de la serie marina del Cretácico inferior en el Norte de la Sierra de Cameros ha permitido situarla en su contexto cronoestratigráfico. En la parte alta de esta serie los foraminíferos bentónicos son relativamente abundantes, pero están muy poco diversificados y están representados casi exclusivamente por arenáceos. Se han reconocido cinco especies: *Flabellamina alexanderi* Cushman, 1928, *Trochammina* sp., *Haplophragmium* sp., *Haplophragmoides* sp. y ¿*Daxia* sp?

En la asociación reconocida, la especie más interesante en cuanto a la datación de los sedimentos es *F. alexanderi* (Fig. 8). Su conservación es mala, pero se pueden diferenciar los caracteres diagnósticos de esta especie. Se identifica por tener una concha alargada y en forma de palma más o menos estrecha. El primer estado es planiespiralado para posteriormente pasar a ser uniseriado. Las cámaras son alargadas y arqueadas en forma de «chevrons». La concha es aglutinada por gruesas partículas. La abertura es terminal y ovalada en el punto medio de la cara abertural.

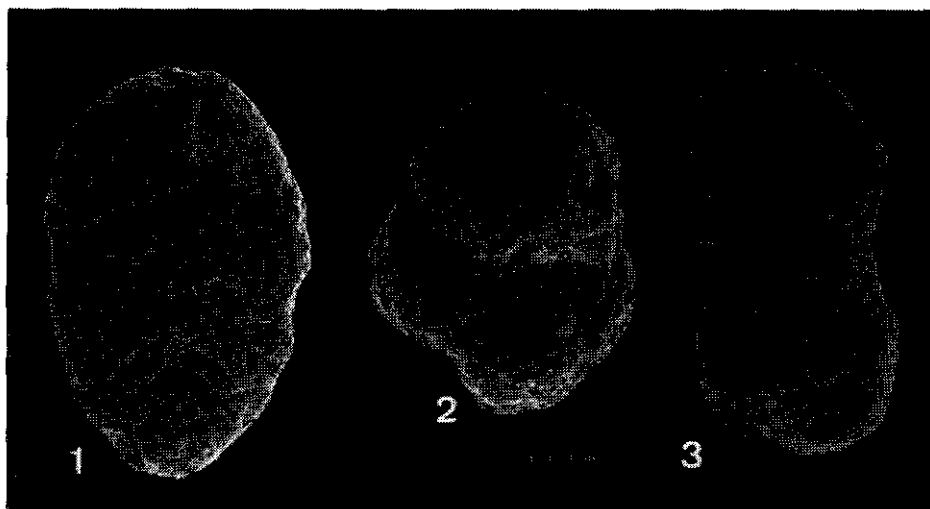


Fig. 8.—Fotografías de los foraminíferos más representativos encontrados en los materiales en facies «Urgon». 1: *Flabellamina alexanderi*. (MPZ 95/181). Muestra ORD-8. 2: *Trochammina* sp. (MPZ 95/182). Muestra ORD-8. 3: *Haplophragmium* sp. (MPZ 95/183). Muestra ORD-8.
 Fig. 8.—Most representatives photographs of the benthic foraminifera within the Urgon facies. 1: *Flabellamina alexanderi*. (MPZ 95/181). Sample ORD-8. 2: *Trochammina* sp. (MPZ 95/182). Sample ORD-8. 3: *Haplophragmium* sp. (MPZ 95/183). Sample ORD-8.

El género *Flabellamina* tiene una distribución amplia ya que se ha reconocido a lo largo del Cretácico tanto en Europa como en Norteamérica (Loeblich y Tappan, 1988). La especie *F. alexanderi* fue descrita en el Albiense de Tejas (Loeblich y Tappan, 1964). En el Norte de España tiene una distribución vertical más amplia al haberse reconocido en materiales desde el Albiense superior al Cenomaniense (Ramírez del Pozo, 1971; Lamolda, 1984).

El representante del género *Haplophragmium* podría tener también interés en la datación de los materiales, ya que Ramírez del Pozo (1971) cita *Haplophragmium* sp. nov. en materiales del Albiense superior-Cenomaniense del Norte de España, pero al no realizar este autor figuraciones no podemos comparar nuestro material con el suyo. También se ha encontrado un único ejemplar que se ha atribuido con dudas al género *Daxia*. Este género tiene un gran interés ya que únicamente se encuentra en el Albiense-Cenomaniense (Caus y Serra-Kiel, 1992), siendo una de sus especies (*Daxia cenomana*) el mejor marcador en facies someras del Cenomaniense.

Durantez *et al.* (1982) consideran que esta unidad tendría una edad Albiense-Cenomaniense, datando la parte alta de la misma como un probable Cenomaniense basal. Encuentran dos taxones de foraminíferos bentónicos que no se han encontrado en ninguno de los niveles estudiados en este traba-

jo: *Ophthalmidium* sp. y *Thomasinella punica*. El primero de ellos es un género exclusivo del Triásico superior-Jurásico (Loeblich y Tappan, 1988) y por tanto es improbable que se encuentre en el Cretácico. *Thomasinella punica* es un aglutinado arborescente con un desarrollo uniseriado de cámaras amplias y cilíndricas; por lo que es difícil confundirlo con otros taxones de foraminíferos. Es típico del Cenomaniense en muchas partes del mundo, entre ellas el Norte de España. Sin embargo, ni en los sedimentos margosos, ni en las calizas de los afloramientos estudiados hemos encontrado este taxón.

5. DISCUSIÓN. IMPLICACIONES PALEO GEOGRÁFICAS Y CRONOESTRATIGRÁFICAS

Uno de los problemas que nos planteamos al inicio de este trabajo era la procedencia de los afloramientos estudiados, ya que los materiales en facies «Urgon», en sentido amplio, más próximos del área estudiada se localizan en la Sierra de Cantabria (próximos a la localidad de Montoria) al Norte y en el puerto de la Bigornia (provincia de Soria) al Sur. El primero tiene una clara procedencia cantábrica, mientras que el segundo, de edad Aptiense (Alonso y Mas, 1988), estaría conectado con el Tethys.

Hay varios argumentos que parecen indicar la afinidad cantábrica de los materiales estudiados y la existencia de un área fuente emergida localizada al Sur:

1) La asociación de foraminíferos bentónicos que se han reconocido, en concreto *F. alexanderi* y *Haplophragmium* sp., es típica del tránsito entre el Albiense y el Cenomaniense de la Región Vasco-Cantábrica (Ramírez del Pozo, 1971). Sin embargo no ha sido citada en los afloramientos del Este peninsular, ni en áreas cercanas de esta misma edad en el Tethys (Chiocchini, Mancinelli y Romano, 1984; Floquet, 1991). Aunque esta asociación parece indicar una edad Albiense superior para la unidad estudiada, también puede ser Cenomaniense. Sin embargo, esta posibilidad se ha descartado al estar ausentes especies típicas del Cenomaniense del Norte de España, y al haberse depositado materiales de las Formaciones Escucha-Utrillas por encima de la serie marina estudiada. La base de la Formación Utrillas en áreas cercanas de la Cuenca Vasco-Cantábrica tiene una edad de Albiense superior o la base del Cenomaniense (Hernández, Pujalte y Robles, 1995).

2) Existe similitud mineralógica entre los elementos detríticos descritos en las microfacies (cuarzo plutónico y rutilado, feldspatos alcalinos y calcosódicos y mica blanca) con las asociaciones presentes en el Grupo de Oliván, localizado al Sur del afloramiento. Este grupo, eminentemente detrítico, está compuesto por limolitas y areniscas de naturaleza arcósico-plagioclásica y abundante fracción filosilicatada. Además, cerca de la zona muestreada existen afloramientos de basaltos espilitizados enclavados en

las facies «Keuper», en el que, entre otros, son frecuentes los feldespatos (Guarás, 1987; Lago *et al.*, 1988).

De este modo, se puede proponer como área fuente de los materiales objeto de este trabajo, el macizo de Cameros (Grupo de Oliván y afloramientos de basaltos espilitizados del borde Norte), lo que supone que existe un área emergida al Sur, suministradora de aportes detríticos de naturaleza silicoaluminica. El hecho de un área fuente tan cercana (< 3 km) viene apoyado por el escaso grado de alteración sufrido por los feldespatos, que se limitaría a la caolinitización de los feldespatos alcalinos, probablemente en el área fuente, alteración parcial de las plagioclasas y de otros filosilicatos ferromagnesianos que pudieran dar origen a la glauconita.

3) Se ha citado una transgresión en el Albiense superior de la Cuenca Vasco-Cantábrica, con una importante expansión de las facies marinas (García-Mondéjar, 1990), que coincide con la edad de los materiales estudiados (Ramírez del Pozo, 1971). Sin embargo, en la Cuenca Ibérica, durante el Albiense superior, no existe un nivel marino equivalente al de Cameros, sino una sedimentación de materiales fundamentalmente detríticos en facies «Utrillas».

De acuerdo con estos argumentos, este nuevo afloramiento de materiales en facies «Urgon» permite completar el esquema paleogeográfico de la Cuenca Vasco-Cantábrica, extendiendo su área de influencia hasta el Norte de la Cuenca de Cameros (Fig. 9). El equivalente lateral de estas calizas marinas constituye el techo del «Complejo Urgoniano», de edad Albiense superior (García-Mondéjar, 1990).

El trabajo realizado permite datar el final de la subsidencia importante de la Cuenca de Cameros en el Albiense superior. Este resultado confirma las dataciones realizadas hasta este momento mediante las carofitas (Martin i Cloas, 1989; Clemente, Alonso y Pérez-Arlucea, 1991), que asignan una edad Tithónico-Albiense medio al conjunto de la sedimentación continental de la Cuenca de Cameros. Aunque las facies «Urgon» no se conservan en el bloque superior del cabalgamiento de Cameros, y por tanto, no podemos conocer su espesor dentro de la cuenca mesozoica, el escaso espesor de las Formaciones Escucha-Utrillas (edad Albiense) en el sector occidental de Cameros en relación con las otras unidades, y la procedencia Sur de los aportes para las facies «Urgon» estudiadas, permite deducir que la etapa subsidente ya había terminado en esta época. Por otra parte, queda reflejada en este estudio la heterocronía de las facies «Urgon».

El hecho de que en esta zona la transgresión Albiense proceda del Atlántico y esté en relación con la Cuenca Vasco-Cantábrica, tal como se propone en el presente trabajo, plantea importantes interrogantes sobre el origen de las «invasiones marinas» durante el Cretácico inferior en la Cuenca de Cameros. La máxima influencia marina tiene lugar durante la sedimentación del Grupo de Enciso (Aptiense), que coincidiría con la auténtica «transgresión

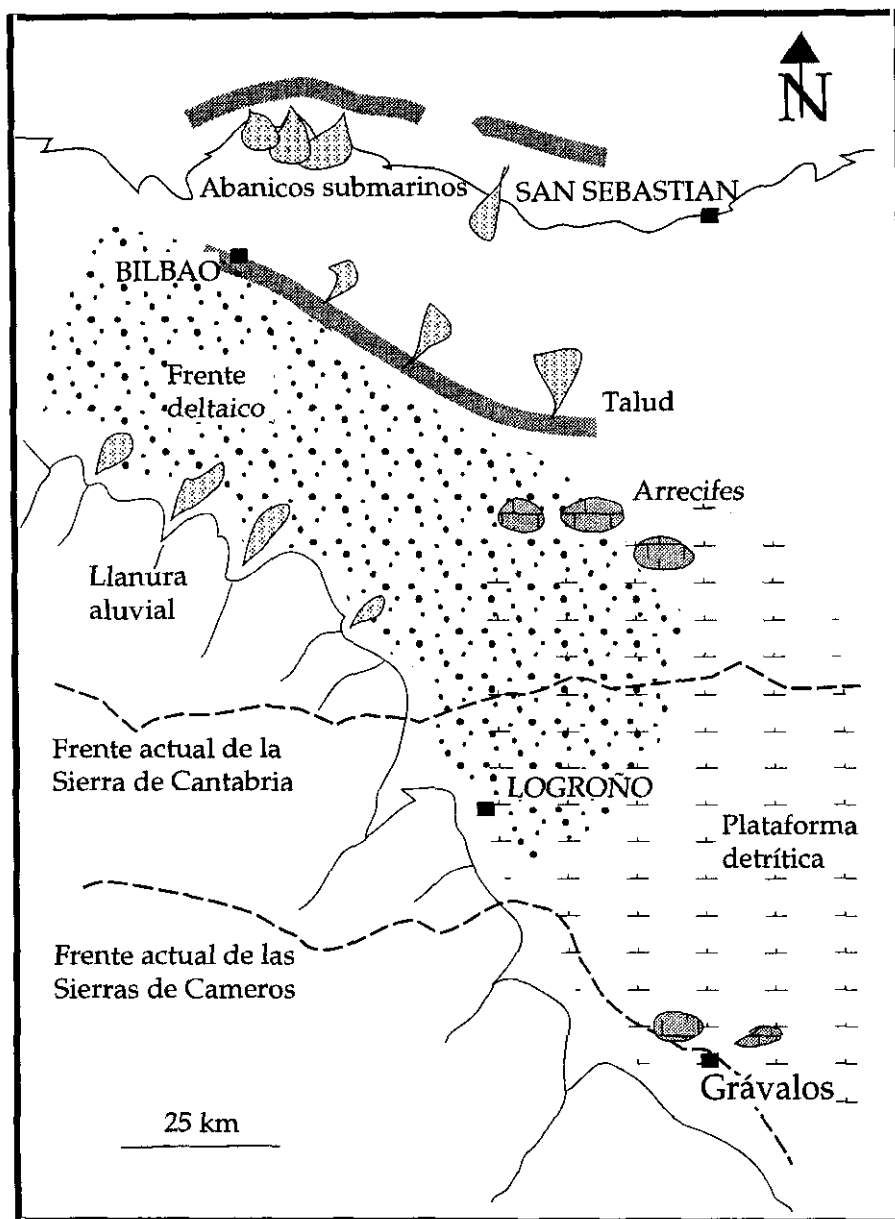


Fig. 9.—Reconstrucción paleogeográfica de la Cuenca Vasco-Cantábrica para el Albiense superior.

Fig. 9.—Palaeogeographic reconstruction for the Upper Albian of the Basque-Cantabrian basin.

urgoniana». En los trabajos sedimentológicos realizados hasta el momento (Alonso y Mas, 1988, 1993) se supone que estas invasiones proceden del Tethys. Las paleocorrientes a lo largo de todo el Cretácico inferior provienen del W y SW (Tischer, 1966), posiblemente del macizo hespérico, con lo cual son compatibles con entradas del mar por los dos extremos del surco (Tethys o Cantábrico).

AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer a D. Miguel Muñoz, padre de uno de los firmantes y gran aficionado a la Geología, el descubrimiento y las indicaciones para la localización de los afloramientos objeto de estudio. A los Doctores Angela Alonso, Kepa Fernández y Ramón Salas, la revisión y comentarios sobre este trabajo.

Las fotografías de MEB se han realizado en el Servicio de Microscopía Electrónica de la Universidad de Zaragoza. El lavado y triado de las muestras los han realizado Enrique Oliver y Silvia Gracia.

Trabajo financiado con los Proyectos PB93-1218 y PB92-0862-C02-02 de la DGICYT y por el Proyecto PCB0693 del CONAL.

El material paleontológico figurado en este trabajo se encuentra depositado en el Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza

6. BIBLIOGRAFÍA

- ALONSO, A y MAS, J. R. (1988): «La transgresión aptiense al Sur del Moncayo. Límites de las Provincias de Soria y Zaragoza», *II Congreso Geológico de España*, Comunicaciones, 11-14.
- (1993): «Control tectónico e influencia del eustatismo en la sedimentación del Cretácico inferior de la Cuenca de los Cameros», *Cuadernos de Geología Ibérica*, 17, 285-310.
- FLOQUET, M., MAS, R. y MELÉNDEZ, A. (1993): «Late Cretaceous Carbonate Platforms: Origin and Evolution, Iberian Range, Spain. A.A.P.G.» Tulsa, Oklahoma U.S.A., Mem. 56, 297-313.
- ÁLVARO, M. (1987): «La subsidencia tectónica en la Cordillera Ibérica durante el Mesozoico», *Geogaceta*, 3, 34-37.
- CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1979): «Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Ibérica Oriental», *Acta Geológica Hispánica*, 14, 172-177.
- BULARD, P. F. (1972): «*Le Jurassique moyen et supérieur de la chaîne ibérique et catalane (Espagne)*», Tesis Doctoral, Univ. de Toulouse, 702 pp.
- BRENNER, F. (1976): «Ostracoden un Charophyten des spanischen Wealden (Systematik, Ökologie, Stratigraphie, Palaeogeographie)», *Paleontologica, Abb. A*, 152 (4), 113-201.
- CANEROT, J. (1991): «Comparative study of the Eastern Iberides (Spain) and the Western Pyrenees (France) Mesozoic basins», *Paleogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 87: 1-28.
- CASAS SAINZ, A. M. (1992): «El frente norte de las Sierras de Cameros: estructuras ca-

- balgantes y campo de esfuerzos», *Zubía*, Monográfico núm. 4, Instituto de Estudios Riojanos, Logroño, 220 pp.
- (1993): «Oblique tectonic inversion and basement thrusting in the Cameros Masif (Northern Spain)», *Geodinamica Acta*, 6, 202-216.
- y GIL IMAZ, A. (1996): «Kinematics of fold reactivation and its implications in basin reconstruction. Example from the Cameros Massif, Northern Spain», *Bull. Geol. Soc. Amer.* Submitted.
- CASQUET, C., GALINDO, C., GONZÁLEZ-CASADO, J. M., ALONSO, A., MAS, R., RODAS, M., GARCÍA, E. y BARRENECHEA, J. F. (1992): «El metamorfismo en la Cuenca de Los Cameros. Geocronología e implicaciones tectónicas», *Geogaceta*, 11, 22-25.
- CAUS, E. y SERRA-KJEL, P. (1992): «Macroforaminífers: Estructura, Paleoecologia i biostratigrafia», Publicació del Servei Geològic de Catalunya, 2, 209 pp.
- 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. de Cret. de España*, Resúmenes, 21.
- y PÉREZ-ARLUCEA, M. (1993): «Depositional architecture of the Cuerda del Pozo formation, Lower Cretaceous of the extensional Cameros Basin, North-Central Spain», *Journal of Sedimentary Petrology*, 63, 437-452.
- CHIOCCHINI, M., MANCINELLI, A. y ROMANO, A. (1984): «Stratigraphic distribution of benthic foraminifera in the Aptian, Albian and Cenomanian carbonate sequences of the Aurunci and Ausoni mountains (Southern Lazio, Italy)», *Benthos'83*, 167-180.
- DURÁNTIZ, O., SOLÉ, J., CASTIELLA, J. y VILLALOBOS, L. (1982): «Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000», MAGNA, Hoja núm. 281 (Cervera del Río Alhama), Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid, 41 pp. y 1 mapa.
- FLOQUET, M. (1991): «La plate-forme nord Castellaine au Crétacé supérieur (Espagne)», *Mém. Géol. de l' Univ. de Dijon*, 14, 925 pp.
- GARCÍA-GARMILLA, F. y PUJALTE, V. (1988): «Los sistemas fluvio-lacustres «wealdenses» en el sector central de la región Vasco-Cantábrica: evolución paleogeográfica y tectosedimentaria», *II Congreso geológico de España*, Comunicaciones, 1, 79-82.
- GARCÍA-MONDEJAR, J. (1990): «The Aptian-Albian carbonate episode of the Basque-Cantabrian basin (northern Spain): general characteristics, controls and evolution», en Tucker, M. E.; Wilson, J. L.; Crevello, P. D.; Sarg, J. R. y Read, J. F. (Eds.), *Carbonate platforms: facies, sequences and evolution. I.A.S. Spec. Publ.* 9, 257-290.
- GOLBERG, J. M., GUIRAUD, M., MALUSKI, H. y SEGURET, M. (1988), «Caractères pétrologiques et âge du métamorphisme en contexte distensive du bassin sur décrochement de Soria (Crétacé inférieur, Nord Espagne)», *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 307, 521-527.
- GUARAS GONZÁLEZ, B., (1987): *Caracterización geológica, petrológica y geoquímica de las rocas ígneas del borde NE de la Sierra de Cameros (La Rioja-Navarra)*, Tesis de Licenciatura, Universidad de Zaragoza, Inédita, 235 pp.
- GUIRAUD, M. (1983): «Evolution tectono-sédimentaire du bassin wealdien (Crétacé inférieur) en relais de décrochement de Logroño-Soria (NW Espagne)», *Thèse III^{ème} cycle Univ. Montpellier*, 172 pp.
- y SEGURET, M. (1984): «A releasing solitary overstep model for the Late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdian) Soria strike-slip Basin (Northern Spain)», en K.T.

- Biddle y N. Christie-Blick (Eds.), *Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation. S.E.P.M. Spec. Publ.*, 37, 159-175.
- HERNÁNDEZ, J. M., PUJALTE, V. y ROBLES, S. (1995): «Relaciones tectónica-sedimentación durante el rift Jurásico superior y Cretácico inferior en el margen Suroeste de la Región Vasco-Cantábrica (Palencia, Burgos)», *XIII Congreso Español de Sedimentología*, Comunicaciones, 63-64.
- KNEUPER-HAACK, F. (1962): «Ostracoden aus den Wealden der Sierra de Los Cameros (Nordwestliche Iberische Ketten)», *Beih. Geol. Jb.* (44), 165-209.
- LAGO, M., POCOVÍ, A., BASTIDA, J. y AMIGÓ, J. M., (1988): «The alkaline magmatism in the Triassic-Liassic boundary of the Iberian Chain: Geological and Petrological characters», *II Congreso Geológico de España*, Comunicaciones, 2, 31-32.
- LAMOLDA, M. (1984): «Les microforaminifères benthiques de l'Albien-Turonien Basque-Cantabrique», *Benthos '83*, 355-559.
- LOEBLICH, A. R. y TAPPAN, H. (1964): «Sarcodina chiefly "Thecamoebians" and Foraminiferida», R. C. Moore (ed.), *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part C. Protista* 2, 455 pp.
- (1988): *Foraminiferal Genera and their classification*, Ed. Van Nostrand Reinhold Company, 970 pp.
- MAESTRO, A. (1994): *Las deformaciones alpinas en la Cuenca de Almazán*, Tesis de Licenciatura, Univ. de Zaragoza, Inédita, 169 pp.
- MARTÍN I CLOSAS, C. (1989): *Els caròfids del Cretaci inferior de les Conques perifèriques del Bloc de L'Ebre*, Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, Inédita, 581 pp.
- MAS, J. R., ALONSO, A. y GUIMERA, J. (1993): «Evolución tectosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: la cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria)», *Rev. Soc. Geol. España*, 6(3-4), 129-144.
- MUÑOZ, A. (1992): *Análisis tectosedimentario del Terciario del sector occidental de la Cuenca del Ebro (Comunidad de La Rioja)*, Instituto de Estudios Riojanos, Colección Ciencias de la Tierra, núm. 15. Logroño, 347 pp.
- OLIVÉ, A., RAMÍREZ, J. I., ÁLVARO, M., RAMÍREZ DEL POZO, J. y AGUILAR, M. (1990): «Mapa Geológico de España. Escala 1:200.000», MAGNA, Hoja núm. 5/12. (Bermeo/Bilbao), Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria y Energía, Madrid, 208 pp. y 1 mapa.
- PLATT, N. y PUJALTE, V. (1994): «Correlation of Upper Jurassic-Lower Cretaceous continental sequences from the southern Biscay margin, northern Spain», *Journal of the Geological Society*, vol. 151, 715-726.
- (1990): «Basin evolution and fault reactivation in the western Cameros Basin, Northern Spain», *Journal of the Geological Society*, 147, 165-175.
- RAMÍREZ DEL POZO, J. (1971): *Bioestratigrafía y Microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región cantábrica)*, Ed. I.G.M.E. y C.I.E.P.S.A., 3 vol.
- RAT, P. (1959): *Les Pays Crétacés Basco-cantabriques (Espagne)*, Pub. Univ. Dijon, XVIII, 525 pp.
- y PASCAL, A. (1979): «De l' étage aux systèmes biosédimentaires urgoniens», *Géobios. Mém. Spec.*, 3, 385-399.
- SALAS, R. (1987): *El Malm i el Cretaci inferior entre el Massís de Garraf i la Serra d'Espadà. Anàlisi de conca*, Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, Inédita, 345 pp.
- y CASAS, A. (1993): «Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the alpine cycle of the eastern Iberian Chain», *Tectonophysics*, 228, 33-55.

- SALOMÓN, J. (1980): «Apparition des principaux traits structuraux de la Sierra de los Cameros (Chaîne Ibérique, Espagne du Nord) au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur», *C. R. Acad. Sc. Paris*, 290, 955-958.
- (1982): «Les formations continentales du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur en Espagne du Nord (Chaînes cantabrique et Nord-Ibérique)», *Mem. Géol. de L'Université de Dijon*, núm. 6. 228 pp.
- SAN ROMÁN, J. y AURELI, M. (1992): «Palaeogeographical significance of the Triassic-Jurassic unconformity in the north Iberian Basin (Sierra del Moncayo, Spain)», *Paleogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 99, 101-117.
- SCHUDACK, M. (1987): «Charophytenflora und Fazielle Entwicklung der Grenzsichten mariner Jura/Wealden in den Nordwestlichen Iberischen Ketten (mit Vergleichen zu Asturien und Kantabrien)», Tesis Doctoral, Univ. de Stuttgart, Pub. in *Palaeontographica Sonder/Abdruck, Abb. B, Bd. 204*, 179 pp.
- SORIA, A. R., MARTÍN CLOSAS, C., MELÉNDEZ, A., MELÉNDEZ, M. N. y AURELL, M. (1995): «Estratigrafía del Cretácico inferior continental de la Cordillera Ibérica Central», *Estudios Geol.* 51 (3-4), 141-152.
- TISCHER, G. (1966): «Über die Wealden-Ablagerung und die Tektonik der Östlichen Sierra de Los Cameros in den Nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien)», *Beih. Geol. Jb.* 44, 123-164.
- VALLADARES, I. (1976): «Estratigrafía del Cretácico Superior calcáreo en el borde occidental de la Cuenca de Cameros (Burgos-Soria)», *Studia Geológica Salamanticensis*, XI, 93-108.

Manuscrito recibido: 29 de junio 1995

Manuscrito aceptado: 20 enero 1996