

La sedimentación aluvio-lacustre de la Cuenca de Cires (Jurásico sup.-Berriasiense de Cantabria): un modelo evolutivo de las cuencas lacustres ligadas a la etapa temprana del rift noribérico

S. ROBLES*, V. PUJALTE*, J. M.^a HERNÁNDEZ* y S. QUESADA**

*Dpto. de Estratigrafía y Paleontología,

Universidad del País Vasco, Apt. 644, 48.080 Bilbao

** Dirección actual: Gessal, Toronga, 21. 28.043 Madrid

RESUMEN

En la fase más temprana del rifting noribérico (Jurásico superior-Berriasiense) se crearon una serie de cuencas lacustres relativamente restringidas y dispersas, de las que actualmente afloran algunos ejemplos en la zona occidental de la Cuenca Vascocantábrica y en la Cuenca de Cameros. La cuenca aluvio-lacustre de Cires, situada entre el Macizo Paleozoico Asturiano y la Sierra del Escudo de Cabuérniga, es la más septentrional de todas ellas, formando parte del extremo NW de la Cuenca Vascocantábrica. Relacionando los sedimentos aluviales y lacustres de dicha cuenca con las estructuras tectónicas circundantes se ha podido establecer que la Cubeta de Cires se originó en unas condiciones tectónicas extensionales a favor de un semigraben hundido hacia el norte y fuertemente subsidente, con un margen septentrional tectónicamente activo constituido por la Falla de Cabuérniga, y un margen meridional pasivo formado por la orla del Macizo Asturiano. Los sistemas aluviales se adosaban al margen activo septentrional mientras que las facies calcáreas lacustres solapan el margen pasivo meridional. En estas condiciones se formó un complejo lacustre somero, de bajo gradiente y baja energía, y con amplias fluctuaciones de la línea de costa, rodeado de extensas zonas palustres con intenso desarrollo de calcretas rizogénicas. La correlación con otras formaciones aluviales y lacustres del tránsito Jurásico-Cretácico de la Cuenca Vascocantábrica (Fm. Aguilar) y Cuenca de Cameros (Fm. Señora de Brezales y Fm. Rupelo) ha demostrado que existe entre ellas una similitud de facies y procesos. Por ello la evolución tectoestratigráfica propuesta para la Cuenca de Cires puede ser un mo-

delo representativo de las cuencas lacustres originadas en las etapas tempranas del rifting noribérico.

Palabras Clave: cuencas aluvio-lacustres, calcretas rizogénicas, rift noribérico, Malm, Berriasiense.

ABSTRACT

The Cires basin (late Jurassic-Berriasian) is situated in the NW part of the Basquecantabrian Basin, and is one of the numerous alluvio-lacustrine basins of small size created on the North-Iberian margin during the earliest phase of the Late Jurassic-Early Cretaceous rifting period. An analysis of the relationship between its sedimentary infill and fringing tectonic structures demonstrates that the Cires basin was a rapidly subsiding semigraben, developed under extensional tectonic conditions. Alluvial fans were originated from reliefs created by the action of the Cabuérniga Fault on its active northern margin. The southern margin was passive, and was progressively overlapped by lacustrine carbonates. The bulk of the deposition within the semigraben occurred on a low-energy, shallow lacustrine complex. Large climatic fluctuations of the lake shoreline, favoured by a low gradient, led the development of a wide palustrine fringe, in which an extensive development of rhyzogenic calcretes took place. From a wider point of view, facies and sedimentary processes within the Cires Fm. are very similar to those recorded in other contemporary or near contemporary alluvio-lacustrine formations of the Basquecantabrian Basin (Fm. Aguilar) and Cameros Basin (Señora de Brezales and Rupelo Fms.). Because of that, the Cires Basin can be taken as a representative example depicting the tectonostratigraphic evolution of lacustrine basins developed at the onset of the North-Iberian rift.

Key Words: Alluvio-lacustrine basins, rhyzogenic calcretes, North-Iberian rift, Malm, Berriasian.

INTRODUCCION

La Cuenca de Cires, situada en el extremo noroccidental de la Cuenca Vascoantabrica (Fig. 1), es una pequeña depresión mesozoica, que contiene una sucesión sinrift del Jurásico superior-Cretácico inferior, de naturaleza detritica y carbonatada continental.

El objetivo de este trabajo se centra en el registro estratigráfico de los eventos más tempranos del rift, como son la formación de la propia cuenca y su relleno sedimentario basal por sistemas de naturaleza aluvial y lacustre, desarrollados en una depresión restringida y de carácter endorreico, confinada entre paleorrelieves de distinto comportamiento morfotectónico.

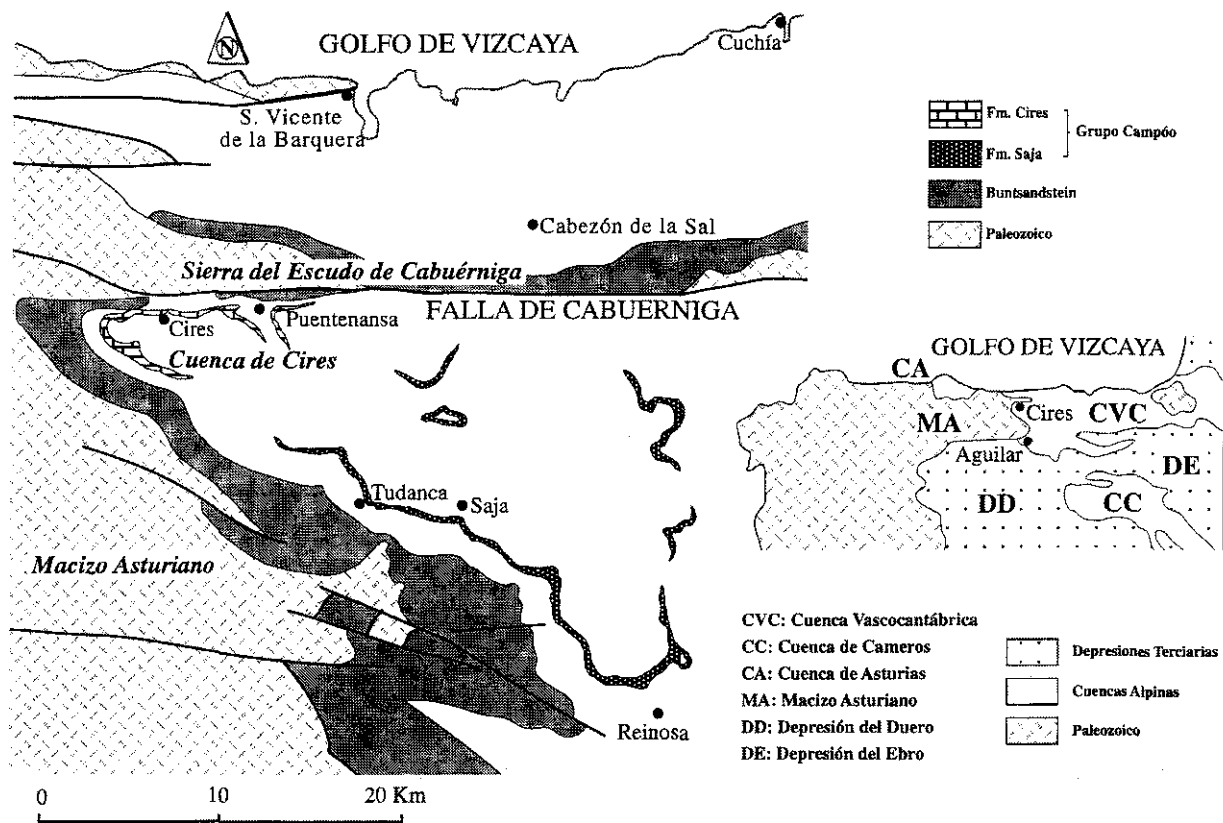


Fig. 1.—Situación de la Cuenca de Cires.
Fig. 1.—Situation of the Cires basin.

Esta cuenca forma parte del extenso sistema de depresiones continentales desarrollado en las etapas tempranas del rift vascoantábrico (Pujalte *et al.* en este volumen), y que aparecen especialmente bien afloradas en la parte occidental de la Cuenca Vascoantábrica, orlando el Macizo Asturiano (Fig. 1).

De estas cuencas individualizadas sólo dos tuvieron un carácter netamente lacustre: la Cuenca de Aguilar de Campó situada en el extremo SW de la Cuenca Vascoantábrica (Pujalte, 1979 y 1988; Pujalte y Robles, 1988 y 1989; Platt y Pujalte, 1994; Hernández *et al.*, 1995) y la Cuenca de Cires (Robles *et al.*, 1988 y Robles *et al.*, 1989) que es la que ocupa la posición más septentrional y occidental de toda la Cuenca Vascoantábrica. También se han descrito recientemente otras cubetas con facies similares de la misma edad en la parte occidental de la Cuenca de Cameros (Platt, 1989a, b y c; Platt y Pujalte, 1994; Salomon, 1982) así como en el margen septentrional del rift del Golfo de Vizcaya, particularmente en la Cuenca de Wessex (Melville y Freshney, 1982; Chadwick, 1985; Ziegler, 1990) y en la Cuenca del Mar Céltico (Petrie *et al.*, 1989; Shanon, 1991). Ello indica el carácter regional que tuvo este episodio de formación de cubetas aluviolacustres, como la de Cires, en las etapas tempranas del rift del Golfo de Vizcaya.

Su estudio presenta diversos y variados focos de interés en cada uno de los cuales se han centrado los objetivos del trabajo. Por un lado las condiciones de afloramiento permiten establecer relativamente bien la distribución lateral de las facies tanto en sentido transversal como longitudinal a la cubeta, así como su evolución vertical completa. De ahí se puede deducir la distribución geográfica de ambientes y su variación temporal, permitiendo establecer un modelo sedimentario para este tipo de cuencas restringidas, aplicable además a su interpretación tectonoestratigráfica.

Otro aspecto llamativo e interesante que presenta la sucesión estratigráfica es el extenso desarrollo de facies calcáreas de naturaleza pedogénica.

Finalmente también tiene interés por su ubicación paleogeográfica y tectónica específica, localizada en el extremo más NW de la Cuenca Vascoantábrica, entre dos unidades morfotectónicas relevantes (Macizo Asturiano y Sierra del Escudo de Cabuérniga). El comportamiento estructural de dichas unidades en las fases iniciales del rift podría concretarse analizando la naturaleza, procedencia y evolución del relleno sedimentario de estas cubetas lacustres como la Cuenca de Cires.

ESTRATIGRAFIA DE LA CUENCA DE CIRES

La Cubeta de Cires situada entre las elevaciones de la Sierra del Escudo de Cabuérniga y el Macizo Asturiano (Fig. 1) tiene una elongación aproximada E-W. De la naturaleza y extensión de su relleno se deduce que alcanzó una superficie aproximada de 100 Km² (unos 7 Km en perfil transversal N-S y 15 Km en perfil longitudinal E-W).

El relleno específico de esta cuenca está constituido por la Fm. Cires, formada por materiales detríticos y calcáreos de carácter aluvial y lacustre. Durante el relleno de dicha unidad la Cuenca de Cires estuvo relativamente individualizada de otras cubetas o zonas subsidentes coetáneas en las que se formaron las demás unidades constituyentes del Grupo Campóo (Pujalte *et al.* en este volumen).

Los materiales fluviales suprayacentes, pertenecientes al Grupo Cabuérniga del Berriasiense-Valanginiense (Pujalte, 1989), son expansivos y recubren a las cubetas precedentes.

El sustrato de la depresión está constituido por materiales calcáreos y margosos del Lías y Dogger (Robles *et al.*, 1989; Quesada y Robles, 1995),

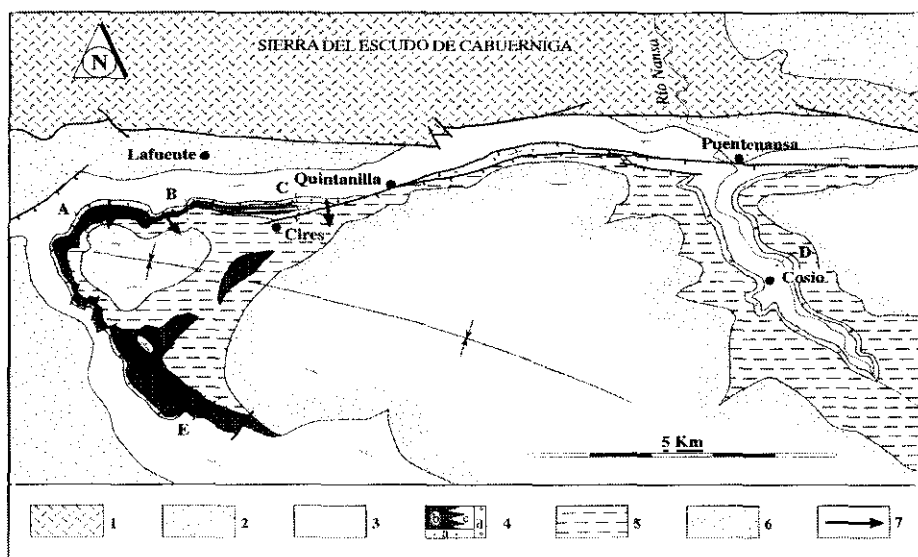


Fig. 2.—Cartografía de la Fm. Cires (Grupo Campóo, Jurásico sup.-Berriasiense). 1) Paleozoico. 2) Trias. 3) Lías y Dogger (Jurásico marino). 4) Fm. Cires: a) Facies aluviales, palustres y lacustres del miembro inferior; b) Facies lacustres (miembro superior); c) Facies aluviales (miembro superior); d) Facies palustres indiferenciadas. 5) Grupo Cabuérniga (Berriasiense-Valanginiense). 6) Grupo Pas (Valanginiense-Barremiense). 7) Paleocorrientes de las facies aluviales de la Fm. Cires. A a E, situación de las series estratigráficas con las que se han construido los diagramas de correlación de la Figura 5.

Fig.2.—Geological map of the Cires Fm. (Campóo Group, Upper Jurassic-Berriasian). 1) Paleozoic. 2) Trias. 3) Lias and Dogger (marine Jurassic). 4) Cires Fm: a) Alluvial, palustrine and lacustrine facies of the lower member; b) lacustrine facies (upper member); c) alluvial facies (upper member); d) undifferentiated palustrine facies. 5) Cabuérniga Group (Berriasian-Valanginian). 6) Pas Group (Valanginian-Barremian). 7) Paleocurrents of the Cires alluvial facies. A to E, situation of the stratigraphic sections on which the correlation diagram of Fig. 5. is based.

si bien en los márgenes de la misma llegaban a aflorar materiales del Trías e incluso del Paleozoico pertenecientes a las elevaciones embrionarias de la Sierra del Escudo de Cabuérniga y Macizo Asturiano.

FORMACIÓN CIRES

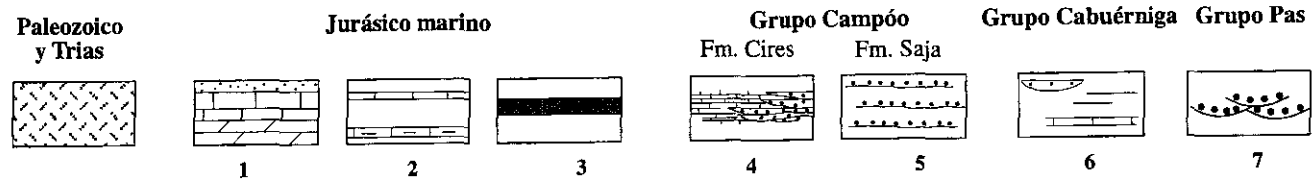
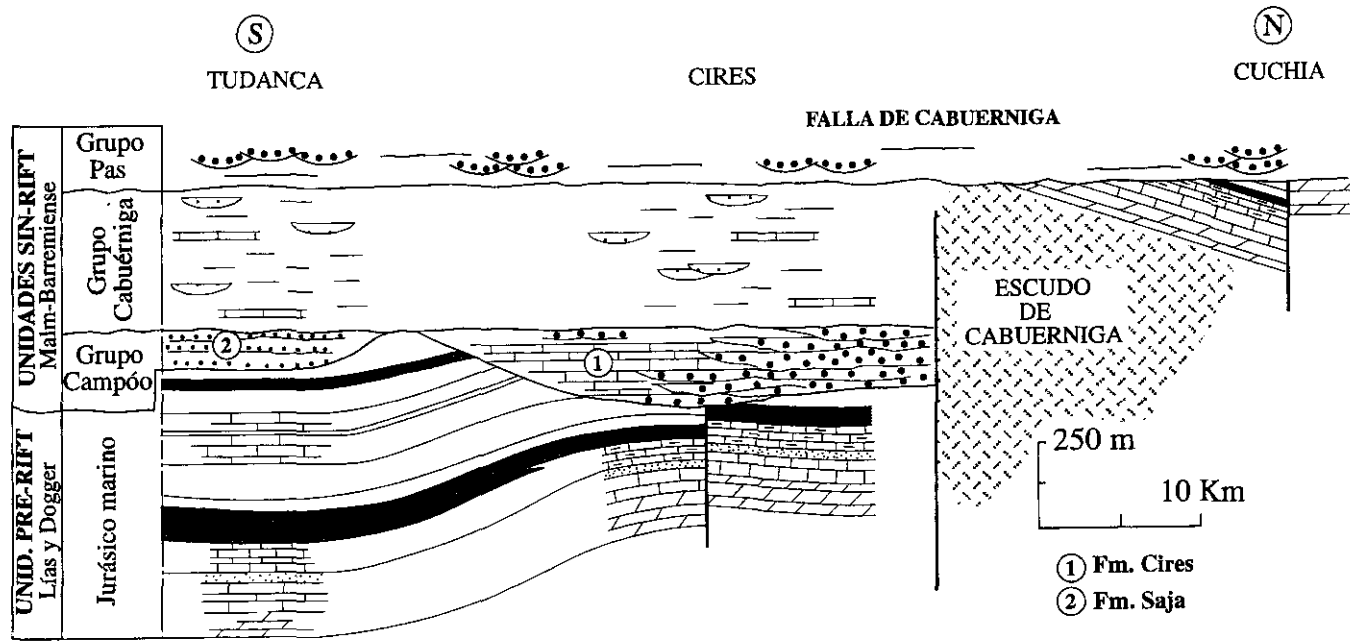
Constituye una unidad que muestra una relativa similitud faciológica y paleoambiental con otras unidades establecidas tanto en la Cuenca Vascocantábrica (Fm. Aguilar, definida por Pujalte, 1979) como en la parte occidental de la Cuenca de Cameros (Fm. Señora de Brezales y Fm. Rupelo, definidas por Platt, 1989a). Es común en todas ellas el desarrollo de facies aluviales y facies calcáreas lacustres. Si bien la Fm. Cires es bastante menos potente y más restringida que la Fm. Aguilar, su potencia es semejante al espesor de conjunto de las formaciones Señora de Brezales y Rupelo (Platt y Pujalte, 1994).

Distribución y afloramientos. Sus materiales son los más occidentales y septentrionales del Grupo Campóo, aflorando en la estructura perisinclinal que forma la cuña mesozoica situada al S del enlace de la Sierra del Escudo de Cabuérniga con el Macizo Paleozoico Asturiano (Figs. 1 y 2). En el flanco N de dicho sinclinal los afloramientos de la Fm. Cires se extienden hasta la transversal del río Nansa (Fig. 2), por lo que es posible que en subsuelo, bajo los materiales de los Grupos Cabuérniga y Pas, pudiera existir continuidad lateral parcial con la Fm. Saja (Figs. 1 y 3).

Potencia estratigráfica. La potencia de esta unidad varía lateralmente tanto en dirección N-S como W-E, dado que se apoya sobre un sustrato con una topografía erosiva y fuertemente irregular. La potencia máxima aflorada alcanza 200 m y se localiza en la parte central de la depresión morfotectónica desarrollada entre la estructura embrionaria del Escudo de Cabuérniga (situada al N), y los relieves del Macizo Asturiano (situados hacia el SW). En ambos sentidos y también hacia el E se produce un solapamiento expansivo

Fig. 3.—Diagrama litoestratigráfico del Jurásico y Cretácico basal de la parte NW de la Cuenca Vascocantábrica que muestra el encuadre estratigráfico de la Fm. Cires (reconstituido para la base del Grupo Pas; Situación de las localidades de referencia en la Fig. 1). 1) Facies de plataforma carbonatada somera. 2) Calizas y margas hemipelágicas. 3) Margas y lutitas bituminosas. 4) Facies aluviales y calizas lacustres. 5) Facies fluviales y palustres. 6) Facies fluviales, lacustres efímeras y salobres. 7) Facies fluviales siliciclásticas rojas.

Fig. 3.—Lithostratigraphic diagram of the Jurassic and lowermost Cretaceous of the NW part of the Basquecantabrian Basin, showing the stratigraphic position of the Cires Fm. (For the construction of this diagram, the base of the Pas Group has been taken as datum plane; situation of reference sections is in Fig. 1). 1) shallow carbonate platform facies; 2) hemipelagic marls and limestones; 3) organic marls and black shales; 4) alluvial facies and lacustrine carbonates; 5) fluvial and palustrine facies; 6) fluvial, lacustrine and brackish-water facies; 7) Red siliciclastic fluvial facies.



La sedimentación alreollo-lacustre de la Cuenca de Cires...

de los niveles basales de la Fm. Cires sobre el sustrato de materiales marinos del Jurásico, lo que produce un adelgazamiento de la unidad hasta bastante menos de 100 m, llegando finalmente a acuñarse totalmente hacia el SE. Este acuñamiento se produce fundamentalmente por solapamiento (hiato deposicional), y la reconstrucción litoestratigráfica permite deducir que también se produciría un acuñamiento de la misma naturaleza hacia el N, contra los relieves embrionarios de la estructura del Escudo de Cabuérniga (Figs. 2, y 3)

Composición litológica. En términos generales esta unidad está constituida por un importante paquete calcáreo central, de unos 120 m de potencia máxima, que yace sobre un nivel basal de naturaleza mixta detrítica y calcárea, o incluso sobre el propio sustrato del Jurásico marino, y que lateralmente se acuña indentándose con facies terrígenas diversas (lutitas, areniscas y conglomerados), tal como se expresa en la cartografía (Fig. 2) y en el perfil litoestratigráfico sintético (Fig. 3).

Límites y edad geológica. De los afloramientos actuales se deduce que el límite basal de esta unidad es una superficie de discontinuidad fuertemente erosiva, desarrollada sobre materiales del Jurásico marino, y que profundiza de E a W desde el Dogger hasta el Lías medio-inferior. No se aprecia discordancia angular en afloramiento, si bien a escala regional cabe pensar que existan algunas variaciones de ángulo (Figs. 2 y 3).

El límite superior es un contacto neto y brusco, aunque relativamente regular, marcado por la aparición de facies detríticas rojas, esencialmente siliciclásticas y de naturaleza fluvial, pertenecientes al Grupo Cabuérniga (Figs. 2 y 3). Estas facies son claramente expansivas en relación a la Fm Cires.

La datación de la Fm. Cires sólo puede establecerse mediante criterios indirectos, como la correlación tentativa con otras unidades del Grupo Campóo (Pujalte *et al.* en este volumen) y por su posición estratigráfica relativa (Fig. 3). Como se expresa en los diagramas de correlación de las Fig. 3 y 4 esta unidad yace sobre materiales jurásicos que alcanzan como máximo hasta el Calloviense (Robles *et al.*, 1989; Quesada *et al.*, 1993; Quesada y Robles, 1995) y se sitúa bajo los materiales del Grupo Cabuérniga, atribuidos al Valanginiense (Pujalte, 1989; Platt y Pujalte, 1994). Por otro lado, por sus características faciológicas y posición estratigráfica es una unidad perfectamente correlacionable con la Fm. Aguilar (Fig. 4), que en base a estudios bioestratigráficos de carofitas y ostrácodos (Schudack, 1987 y 1991; Platt y Pujalte, 1994) ha sido atribuida, en términos generales, al Tithoniense-Berriasiense, al igual que la Fm. Rupelo (Platt y Pujalte, 1994), otra unidad de la Cuenca de Cameros correlacionable con ambas.

En base a estos criterios se le atribuye una edad comprendida ciertamente entre el Oxfordiense y el Berriasiense, similar a la del resto de unidades del Grupo Campóo (Pujalte *et al.* en este volumen), que probablemente pudiera restringirse al intervalo Tithoniense-Berriasiense, por correlación con las formaciones Aguilar y Rupelo.

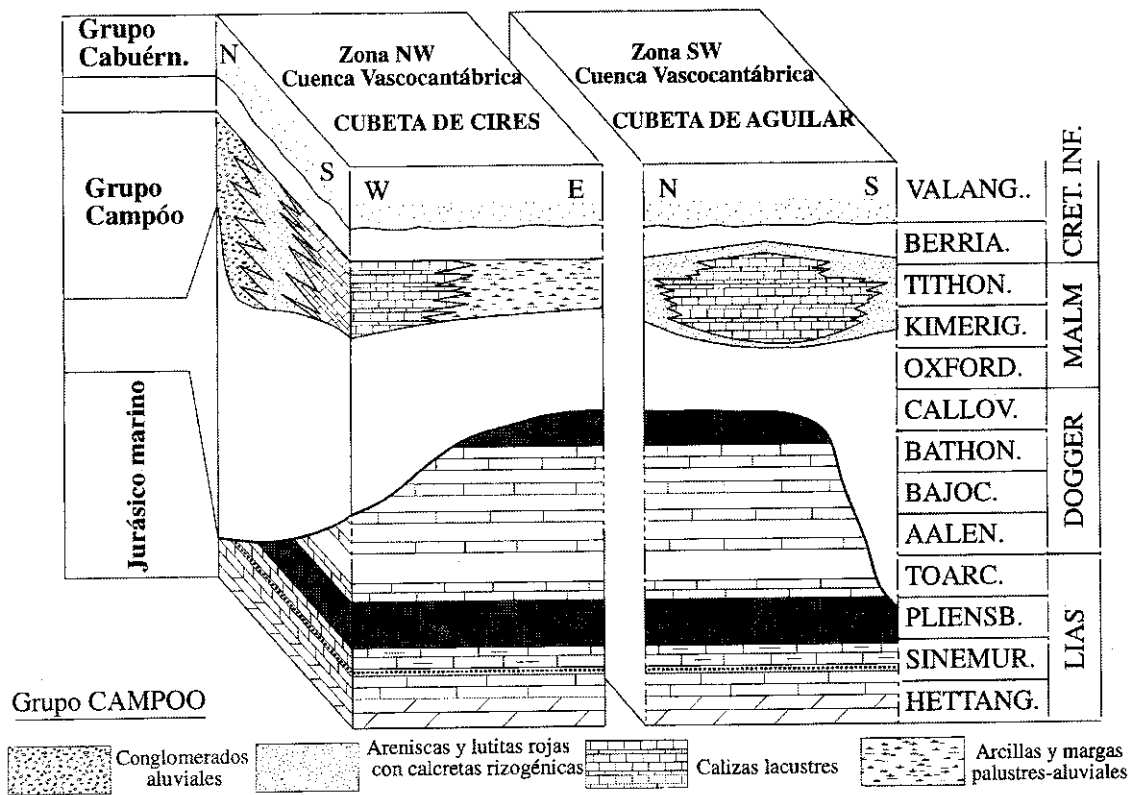


Fig. 4.—Diagrama cronoestratigráfico que muestra la correlación propuesta entre la Fm. Cires y la Fm. Aguilar. Para el Jurásico marino se ha utilizado la misma clave de facies que en la Fig. 3.

Fig. 4.—Chronostratigraphic diagram showing the suggested correlation between the Aguilar and Cires Fms. For the marine Jurassic, the key to facies is the same one used in Fig. 3.

DISTRIBUCION DE FACIES E INTERPRETACION PALEOAMBIENTAL DE LA Fm. CIRES

En la Fm. Cires se han diferenciado dos miembros que se corresponden con sendas secuencias sedimentarias principales del relleno de la cuenca (Figs. 2 y 5).

MIEMBRO INFERIOR

Tiene un espesor máximo de 65 m y aparece exclusivamente en el centro de la depresión, presenta relaciones de «onlap» sobre el sustrato, desapareciendo por hiato hacia los márgenes de la depresión (Fig. 5). Yace directamente sobre el sustrato del fondo de la depresión, formado por calizas y margas del Lías medio-superior que aparecen fuertemente alteradas constituyendo el horizonte C de un suelo, originado previamente al depósito de la Fm. Cires (Fig. 5).

Está compuesto por secuencias unitarias de uno a varios metros de espesor (Fig. 6) formadas en la base por depósitos de conglomerados de relleno de canal (facies a), seguidos de alternancias de lutitas calcáreas grises con estructuras verticales nodulares (facies b) y calizas de tipo mudstone, packstone o wackestone (facies c). Los conglomerados son de clastos angulosos esencialmente jurásicos y presentan facies desorganizadas con soporte de cantos y arenas o bien con imbricación incipiente.

Las estructuras nodulares verticales, que constituyen una facies muy abundante y característica de la Fm. Cires (Figs. 5 y 6), son típicas de paleosuelos (Cohen, 1982; Brookfield y Sahni, 1986). Las interpretamos como estructuras de calcificación de raíces (rizocreciones verticales o rizolitos en el sentido de Klappa, 1980; Jones y Ng, 1988; y Wright *et al.* 1995), es decir, niveles que muestran caracteres estructurales, texturales y de fábrica ampliamente determinados por la actividad de sistemas de raíces de plantas. Por sus características y situación en la secuencia unitaria, consideramos que estas facies se originaron en áreas palustres.

Los materiales descritos se interpretan como una asociación de facies lacustres marginales, organizadas en secuencias de instauración lacustre, en cuya base aparecen canales esporádicos y aislados correspondientes a una orla aluvial distal. En los periodos de inactividad aluvial se desarrollan áreas palustres fuertemente colonizadas por vegetación, alternantes con medios lacustres someros y relativamente efímeros.

Las secuencias de instauración lacustre, similares a las existentes en la Fm. Cires, generalmente han sido asociadas a periodos de humedad creciente. También han sido descritas en las otras formaciones lacustres existentes en la Cuenca Vasco cantábrica (Fm. Aguilar, Platt y Pujalte, 1994) y en la Cuenca de Cameros (Fm. Rupelo, Platt, 1989a; Platt y Pujalte, 1994).

También se han descrito el mismo tipo de facies lacustres marginales, pero referidas como secuencias de expansión y retracción lacustre, en otras formaciones similares de distinta edad, como la Fm. Castellar del Hauteriviense-Barremiense de la Cubeta de Aliaga (Soria y Meléndez, 1995).

Internamente aparecen algunas superficies fuertemente erosivas, que cortan a los depósitos lacustres con excavaciones de hasta 2 m de profundidad, y que aparecen tapizadas con clastos de calizas lacustres de hasta 10 a 20 cm de diámetro (Fig. 6). Estas estructuras se relacionan con fuertes caídas del nivel del lago originadas por algún fenómeno climático o tectónico y el consiguiente encajamiento de la red aluvial, lo que provoca la erosión subaérea de la facies palustres y lacustres marginales y el transporte y depósito de los cantos en zonas más internas de la cuenca.

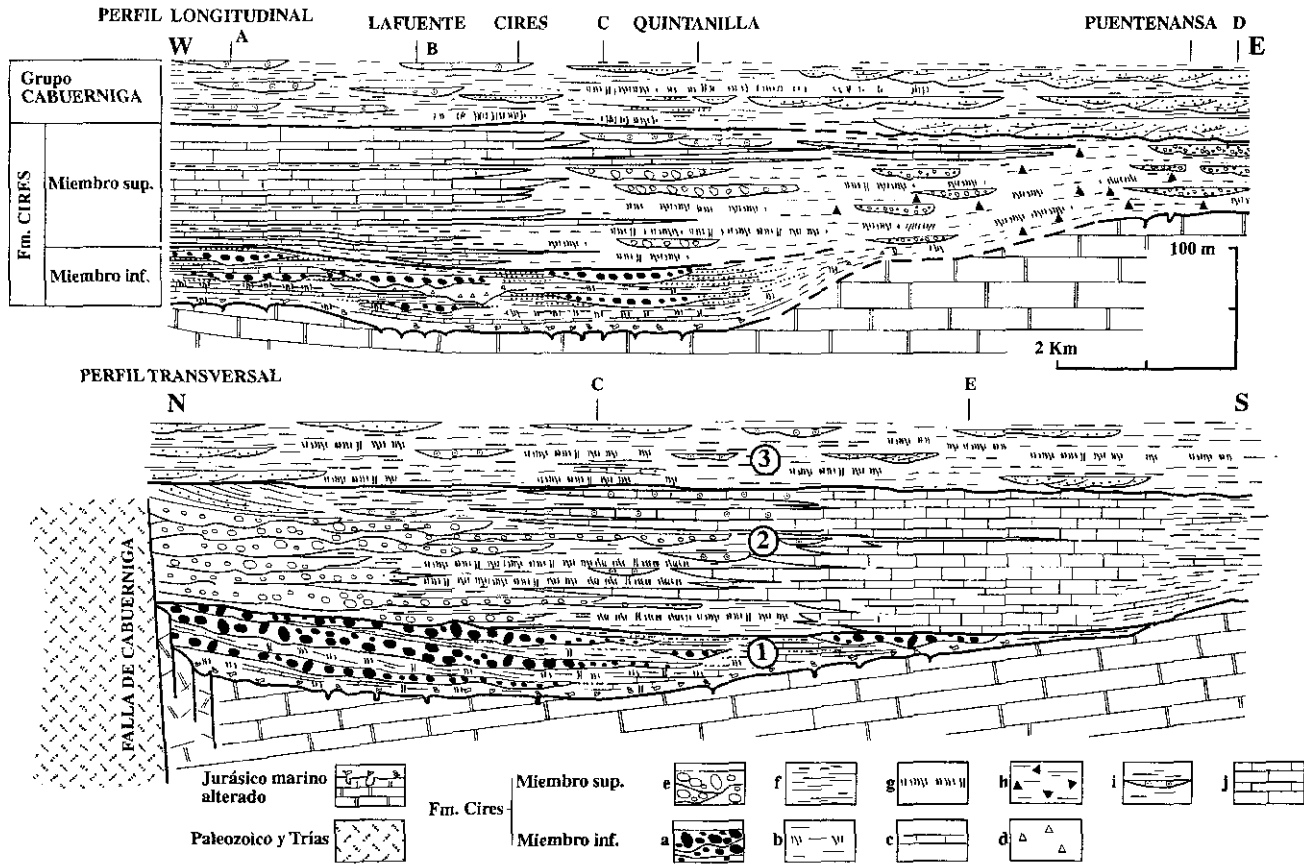
Sobre estas superficies aparecen niveles de lutitas margosas moteadas (facies d) a veces con pequeños intraclastos calcáreos dispersos y con intercalaciones de pequeños canalillos arenosos o conglomeráticos. Se consideran como facies originadas en la orla aluvial fangosa con desarrollo de suelos y de zonas palustres, y atravesadas esporádicamente por corrientes aluviales efímeras. Los intraclastos calcáreos proceden del retrabajamiento de facies palustres o lacustres marginales, situadas en el sustrato.

Las imbricaciones medidas en los depósitos de relleno de canal indican paleocorrientes con sentidos entre N 150° y N190°. Este hecho, junto con el carácter esencialmente desorganizado de las facies conglomeráticas, formadas principalmente por clastos calcáreos angulosos de materiales del Jurásico inferior o medio, demuestra que procederían de un área fuente septentrional y muy próxima (Figs. 2, 3 y 5).

MIEMBRO SUPERIOR

Tiene un espesor máximo de 125 m y es fuertemente expansivo en relación al miembro inferior. Al igual que aquél, también presenta relaciones de «onlap» sobre el sustrato de la depresión. Estas relaciones son deducibles por el fuerte adelgazamiento hacia el E y el acuñaamiento total hacia el SE. La reconstrucción litoestratigráfica expresada en la Fig. 5 pone de manifiesto que dicho «onlap» aún debía ser más brusco hacia el N, acuñaándose totalmente contra el flanco septentrional de la depresión, formado por la estructura del Escudo de Cabuérniga.

En este miembro se diferencian tres grupos de litologías principales: uno detrítico de carácter aluvial a palustre (litofacies e, f, g), otro esencialmente lutítico y oncolítico de naturaleza palustre a lacustre marginal (facies h, i) y un tercero calcáreo lacustre (facies j). Cada una de estas facies tiene una distribución vertical y lateral específica dentro del miembro superior de la Fm. Cires, como se muestra en las secuencias características de la Fig. 7 y en el panel de facies de la Fig. 5.



Facies detríticas aluviales a palustres. Están compuestas por conglomerados arenosos poligénicos (facies e) de cantos silíceos y carbonatados del Paleozoico, Triásico y Jurásico. Constituyen el relleno de canales amalgamados, formando paquetes de 1 a 10 m de potencia y amplia continuidad lateral en sección perpendicular a las paleocorrientes, que puede alcanzar centenares de metros. Se interpretan como facies de núcleo aluvial y orla canalizada. Estos depósitos de canal se interdigitan y alternan con lutitas rojas (facies f), correspondientes a la zona de orla distal o llanura fangosa de los sistemas aluviales que, sin solución de continuidad, evolucionan a zonas palustres (facies g) que presentan lutitas versicolores o moteadas con rizocreaciones verticales.

Facies palustres y lacustres marginales. En este grupo de facies predominan las lutitas grises o versicolores masivas, sin estructura interna y con abundantes clastos calcáreos dispersos (facies h) que se interpretan como depósitos principalmente palustres. Se incluyen además otras facies menos abundantes, formadas, bien por lutitas grises y pardas con intercalaciones de canales detríticos u oncolíticos, o bien por calizas grises cortadas también por canales fundamentalmente oncolíticos (facies i). Estos materiales, situados entre las áreas aluviales distales y las áreas lacustres, representan la transición desde áreas palustres a lacustres marginales en las que penetran efímeras corrientes aluviales que arrastran los cantos oncolíticos.

Facies calcáreas lacustres. Están constituidas fundamentalmente por calizas de tipo wackestone-packstone con intraclastos (facies j). Tanto lateral como verticalmente se observa la interdigitación entre las facies calcáreas lacustres y las facies lutíticas palustres o de orla aluvial distal (Fig. 5). Verticalmente dicha interdigitación se manifiesta por una sucesión de secuencias unitarias de facies (Fig. 7). La secuencia característica está constituida de base a techo por: lutitas rojas, lutitas moteadas con rizocreaciones verticales y, finalmente, calizas grises, interpretada como una secuencia de retracción aluvial e instauración lacustre con desarrollo de un intervalo palustre intermedio. El espesor unitario aumenta desde 2 a 3 m para las secuencias basales, hasta más de 10 m en la secuencia superior, a la vez que progresivamente disminuye el intervalo detrítico aluvial y aumenta el espesor del paquete calcáreo lacustre (Fig. 7). El conjunto forma una secuencia compleja de retracción aluvial y expansión e incremento temporal lacustre. Hacia el centro y margen meridional de la cuenca los intervalos calcáreos de las distintas secuencias se amalgaman entre sí (Fig. 5).

Fig. 5.—Diagramas de facies de la Fm. Cires. A, B, C, D, y E: series estratigráficas situadas en la Fig. 2. 1.—miembro inferior. 2.—miembro superior. 3.—Grupo Cabuérniga. Descripción de las facies en el texto.

Fig. 5.—Facies diagram of the Cires Fm. A, B, C, D, and E: stratigraphic sections (location in Fig. 2). 1.—lower member; 2.—upper member; 3.—Cabuérniga Group. Description of facies within the text.

Cada uno de estos tres grupos de litologías del miembro superior, tiene una distribución espacial concreta y relativamente bien diferenciada del resto.

Las facies aluviales aparecen exclusivamente en el margen septentrional de la cuenca, adosadas a la estructura de Cabuérniga. Hacia el S se indentan con las facies calcáreas lacustres hasta ser totalmente reemplazadas por éstas en la zona central y meridional de la depresión (Figs. 2, 3 y 5). En conjunto las facies lacustres ocupan el depocentro de la cubeta. Finalmente las facies de tipo esencialmente palustre ocupan la zona oriental de la depresión que era mucho menos deprimida y subsidente, como se demuestra entre otras cosas por la escasa potencia y el carácter de las facies. Estas facies probablemente constituyen el tránsito con la Fm. Saja.

El acuañamiento y evolución de facies que sufren los cuerpos aluviales hacia el S, junto con las paleocorrientes medidas en los depósitos de canal, demuestra que la orientación de los flujos aluviales era fundamentalmente hacia el S (Figs. 2 y 5). De la reconstrucción litoestratigráfica se deduce que estos abanicos podían alcanzar unas dimensiones radiales máximas de 5 Km (Fig. 5) y procedían de un área fuente septentrional en la que afloraban materiales del Paleozoico y Triás, y en menor medida del Jurásico marino y situada algo más alejada que la que nutría a los sistemas del miembro basal. Todas estas características inducen a pensar que dicha área fuente debía estar formada por una estructura tectónica elevada correspondiente con la posición de la actual Sierra del Escudo de Cabuérniga.

CARACTERISTICAS, DISTRIBUCION Y ORIGEN DE LAS CALCRETAS DE LA Fm. CIRES

En ambos miembros de la Fm. Cires son muy abundantes los rasgos pedogénicos, siendo especialmente abundantes y llamativas las calcretas, entendiéndose como tales las acumulaciones de carbonato formadas en zonas próximas a la superficie de ambientes terrestres.

En ambos miembros se desarrollan extensos y repetidos niveles de calcretas, que tienen una distribución espacial determinada en relación con las zonas lacustres y aluviales, y por tanto también ocupan una posición definida en las secuencias de instauración lacustre, dichos niveles se sitúan en la base de las secuencias de instauración y en el techo de las secuencias de retracción (Fig. 6).

En la Cuenca de Cires los niveles de calcretas están asociados principalmente a los medios palustres y a las orlas aluviales fangosas circundantes con el lago. Estas zonas de transición intensamente vegetadas donde se producían las acumulaciones pedogénicas de carbonato, han sufrido continuos desplazamientos laterales en función de los procesos de expansión y retracción lacustre (e inversamente retracción y expansión aluvial), lo que ha provocado el repetido desarrollo vertical de los niveles de calcretas, característico de la sucesión estratigráfica de la Fm. Cires (Figs. 5, 6 y 7).

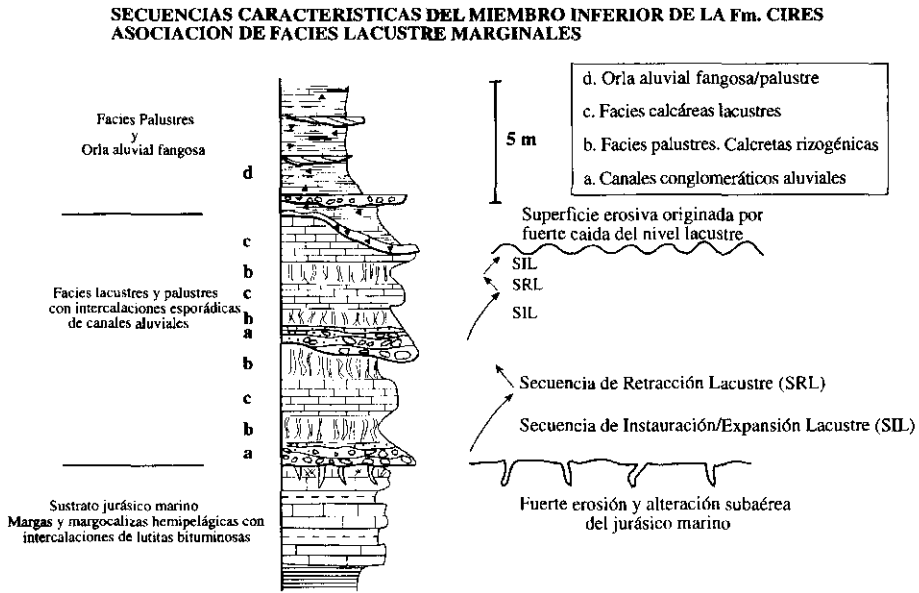


Fig. 6.—Asociación de facies lacustres marginales características del Miembro inferior de la Fm. Cires. a, b, c, d: facies descritas en el texto.

Fig. 6.—Marginal lacustrine facies association, which is characteristic of the lower member of the Cires Fm. a, b, c and d: facies described within the text.

Los horizontes carbonatados más abundantes presentan estructuras calcáreas de hábito cilíndrico o prismático alargado, con un diámetro máximo del orden de 7 a 10 cm, orientadas perpendicularmente a la superficie de estratificación o a veces ligeramente arqueadas. Estos niveles pueden alcanzar desde 0,5 hasta algo más de un metro de espesor y su color es gris, beige o moteado. Este tipo de características responden a las rizocreaciones verticales originadas por calcificación alrededor de raíces (Klappa, 1980; Jones y Ng, 1988; Wright y Tucker, 1991).

Otro tipo menos abundante de horizontes pedogénicos carbonatados, son los que presentan formas laminares, con láminas irregulares y discontinuas, pudiendo representar mallas de raíces calcificadas (en el sentido de Wright *et al.*, 1995).

Las características paleoambientales y estructurales de los niveles de calcretas descritos apoyan por tanto su interpretación mayoritaria como calcretas rizogénicas (sensu Wright *et al.*, 1995). Este tipo de calcretas de naturaleza rizogénica están también extensamente desarrolladas en las formaciones

aluviales y lacustres correlacionables con la Fm. Cires (Fm. Señora de Brezales y Fm. Rupelo) de la parte occidental de la Cuenca de Cameros (Wright *et al.*, 1988; Wright *et al.* 1995). Destaca sin embargo el hecho de que en la Fm. Cires los niveles de rizocreaciones verticales son mayoritarios, mientras que en las formaciones de Cameros éstos son muy escasos, abundando por el contrario las calcretas producidas por calcificación de mallas de raíces (Wright *et al.* 1995), ello podría estar relacionado con diferencias en la altura que alcanzaba el nivel freático en cada una de dichas cuencas.

INTERPRETACION TECTOESTRATIGRAFICA DE LA CUENCA ALUVIO-LACUSTRE DE CIRES

Hay una serie de hechos estratigráficos y sedimentológicos de la Fm. Cires, que relacionándolos con las estructuras tectónicas regionales, permiten plantear su interpretación tectosedimentaria.

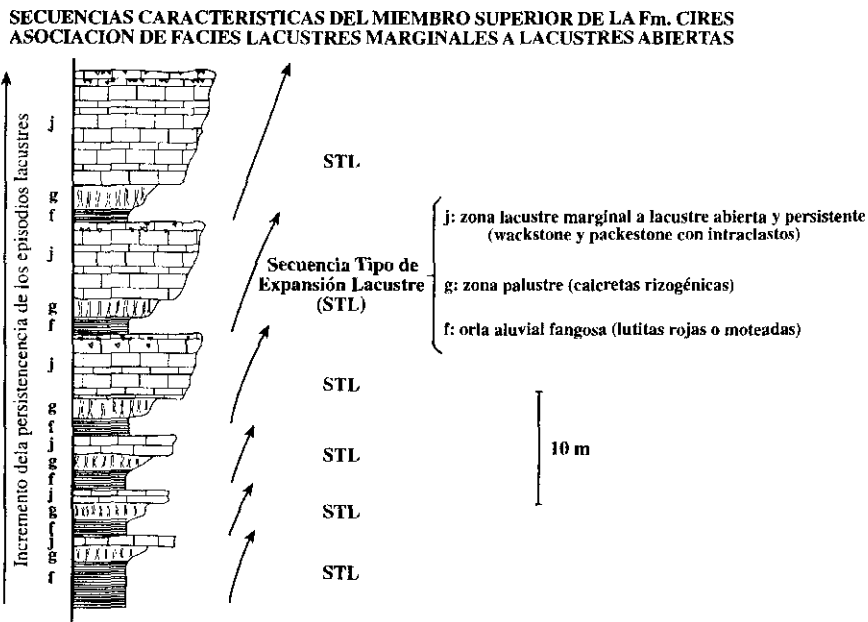


Fig. 7.—Asociación de facies lacustres marginales a lacustres abiertas, características del Miembro superior de la Fm. Cires. f, g, j: facies descritas en el texto.

Fig. 7.—Marginal to open lacustrine facies association, which is characteristic of the upper member of the Cires Fm. f, g and j: facies described within the text.

Los hechos estratigráficos fundamentales son: 1) La presencia y localización de las facies aluviales, situadas exclusivamente en el borde septentrional de la cubeta sedimentaria (Figs. 3 y 5); 2) El dispositivo que presentan las facies lacustres, que ocupan el centro y margen meridional de la cubeta; 3) El progresivo acuñaamiento de la Fm. Cires hacia el S, y en menor medida hacia el E, unido al solapamiento expansivo de las facies lacustres sobre el sustrato de materiales del Jurásico marino; 4) La máxima potencia de la formación, que se alcanza en el margen septentrional de la cubeta y 5) La existencia de rupturas sedimentarias dentro de la formación, que indican una sedimentación discontinua y secuencial.

Desde el punto de vista tectónico regional se comprueba que los materiales del Macizo Asturiano y su cobertera de Triás y Jurásico marino se hundieron progresivamente hacia el NE bajo la Fm. Cires. Esta unidad termina bruscamente hacia el N sin sobrepasar jamás los relieves de la Sierra del Escudo de Cabuérniga, delimitados por un cabalgamiento subvertical de dirección general E-W y vergente al S, conocido como Falla de Cabuérniga (Fig. 1). Esta estructura pertenece a uno de los sistemas de fallas de la Cuenca Vascocantábrica y Cuenca de Asturias heredados del basamento hercínico, formadas algunas de ellas durante el episodio de rift del Pérmico inferior (Martínez García, 1981; Lepvrier y Martínez García, 1990). La actuación extensional de algunas de las fallas de este sistema durante episodios del Mesozoico y su posterior inversión tectónica durante la compresión alpina ha sido postulada por Lepvrier y Martínez García (1990) y Espina (1994).

De acuerdo con todos los hechos expuestos, y teniendo en cuenta además el importante espesor de las facies lacustres, así como su duración y su relativa persistencia vertical (Figs. 4 y 5), la Cubeta de Cires debe ser considerada como una cuenca lacustre de tipo tectónico, claramente diferenciada de las cuencas parálisis y eventuales o los típicos lagos temporales de llanura de inundación (Sladen, 1994; Gierłowski-Kordesch y Kelts, 1994). Los hechos descritos apoyan además que se trata de una cuenca lacustre originada en un complejo semigraben que se hunde hacia el N, con un margen meridional pasivo sobre el que solapan y se acuñan las facies lacustres, y un margen septentrional tectónicamente activo del que procedían los sistemas aluviales.

Este modelo de cuenca lo apoya igualmente la distribución de espesores de la Fm. Cires, que describen un depocentro cerrado adyacente a la Falla de Cabuérniga, típico de las cuencas de semigraben (Sladen, 1994). El hundimiento máximo se produciría por tanto a favor de la Falla de Cabuérniga lo que favorecería la mayor subsidencia del margen septentrional de la cubeta y la intensa erosión del Jurásico marino, e incluso Paleozoico, de las elevaciones de Cabuérniga que formarían un horst o bien un bloque elevado y basculado hacia el N. En dirección E-W también se demuestra subsidencia diferen-

cial, por variación lateral del salto de la falla, siendo máxima cerca del extremo occidental de la cubeta y disminuyendo progresivamente hacia el E (Figs. 3 y 5).

Internamente, el límite entre los miembros inferior y superior de la Fm. Cires (Fig.5) se interpreta como una ruptura sedimentaria marcada por un cambio de polaridad en la evolución secuencial de los sistemas sedimentarios correlativos. Dicho cambio implica el paso de las facies aluviales progradacionales de la Secuencia inferior a una retrogradación de los abanicos y de sus áreas de erosión (solapamiento expansivo de los ápices aluviales) y la expansión progresiva de las facies lacustres, característico todo ello del miembro superior (Fig.5). Ello va unido además al carácter más estable y potente de las facies lacustres del miembro superior (Fig.5).

Las características definidas para ambos miembros concuerdan en general con las definidas por Watson, *et al.*, (1987) y Sladen (1994), para las etapas temprana y media respectivamente, de la evolución de lagos en cuencas extensionales de tipo rift. Ambas etapas reflejan respectivamente el desarrollo y la máxima actividad del rift. En la «etapa temprana» (miembro inferior de la Fm. Cires) predominan las facies aluviales de sistemas muy reducidos y las facies palustres y lacustres muy someras, restringidas y temporales (Fig. 5). Por el contrario en el miembro superior (correspondiente esencialmente a la «etapa media» de la evolución), la subsidencia supera la sedimentación, lo que puede relacionarse con una mayor actividad de la Falla de Cabuérniga, desarrollándose una verdadera depresión topográfica en la que se forma un lago más estable y duradero. Durante esta etapa netamente de actividad sin-rift se produce el máximo espesor de facies lacustres.

La «etapa tardía», definida por Watson *et al.* (1987), no está claramente diferenciada en esta cuenca lacustre, que queda cubierta bruscamente por las facies fluviales del grupo Cabuérniga (Figs. 2, 3 y 5), lo que puede indicar que la sedimentación compensa y supera a la subsidencia a medida que decrece la actividad de la Falla de Cabuérniga. En la cuenca lacustre de Aguilar, sí se observa el desarrollo de una «etapa tardía» con retracción y somerización progresiva del área lacustre.

Dentro del miembro superior pueden establecerse rupturas sedimentarias de menor entidad que la que delimita a los miembros inferior y superior. Las rupturas separan secuencias sedimentarias positivas que tentativamente, podrían relacionarse con actuaciones intermitentes y decrecientes de la Falla de Cabuérniga.

También cabe plantear la existencia de una posible secuenciación climática concomitante con la tectónica, que para el miembro superior en general supondría una tendencia decreciente de la aridez climática, de acuerdo con la evolución vertical general de las facies (Figs. 5 y 7). La corroboración de esta propuesta tan solo se puede alcanzar estableciendo una correlación precisa

con las otras cuencas aluvio-lacustres coetáneas de la parte occidental de la Cuenca Vascoantábrica, principalmente con la Fm. Aguilar, lo que constituye un tema de trabajo actual.

CONCLUSIONES

El estudio tectonoestratigráfico y sedimentológico de la cuenca aluvio-lacustre de Cires ha permitido establecer la arquitectura deposicional y la distribución de facies de su relleno sedimentario, evidenciando su relación con los procesos de fallamiento extensional, previos a la apertura del Golfo de Vizcaya, ocurridos en la fase Jurásico tardío-Berriasiense del rift.

La correlación del relleno sedimentario de la cuenca (Fm. Cires) con unidades formadas en otras cuencas aluvio-lacustres del tránsito Jurásico-Cretácico de la Zona Vascoantábrica (Fm. Aguilar) y de la Cuenca de Cameros (Fm. Señora de Brezales y Fm. Rupelo) pone de manifiesto la semejanza de facies y procesos entre todas ellas. Ello permite presentar a la Cuenca de Cires como un modelo de desarrollo evolutivo de las cuencas aluvio-lacustres originadas en las etapas tempranas de la ruptura continental del margen noribérico.

La formación de la cubeta de Cires estuvo precedida por un intenso desmantelamiento de los materiales del Jurásico marino que formaban parte de su sustrato, llegando a alcanzar hasta el Pliesbachiense. Ello demuestra que tras la emersión post-Calloviense, esta zona estuvo sometida a un amplio periodo de exposición subaérea en condiciones topográficas elevadas, favoreciendo la erosión local de al menos 250 m de materiales del Lías superior y Dogger.

En el intervalo Oxfordiense-Berriasiense y más concretamente durante el Tithoniense-Berriasiense considerando su corelación temporal con las formaciones Aguilar y Rupelo, se produce la reactivación de la Falla de Cabuérniga en un régimen extensional, y a su favor la formación de un semigraben hundido hacia el N, en el que se ubica la cubeta aluvio-lacustre de Cires. La Falla de Cabuérniga forma parte de uno de los tres sistemas de fallas (de orientación NW-SE, NE-SW y E-W respectivamente) que actuaron en la Cuenca Vascoantábrica y Cuenca de Asturias en el intervalo Jurásico terminal-Cretácico basal, deduciéndose del sistema principal formado por las fallas normales de orientación NW-SE, una posible extensión de dirección NE-SW (Malod y Mauffret, 1990; Lepvrier y Martínez García, 1990).

El tipo de cuenca de semigraben con el margen septentrional tectónicamente activo y el margen SW pasivo, responde perfectamente a la distribución de facies de la Fm. Cires, con los abanicos aluviales adosados al borde activo y las facies lacustres solapando sobre el margen pasivo.

Este tipo de cubetas de semigraben o graben, originadas en las etapas más

tempranas del rift, se desarrollaron en toda la zona occidental de la Cuenca Vasco-cantábrica (Espina, 1994; Serrano *et al.*, 1994) pero posiblemente sólo se formaron cuencas lacustres como las de Aguilar y Cires, en las cubetas con máxima subsidencia diferencial que no podía compensar la sedimentación detrítica.

En estas condiciones en la cubeta de Cires se originó un complejo lacustre somero, de bajo gradiente y baja energía y con amplias fluctuaciones de la línea de costa, rodeado de zonas palustres que se extendían ampliamente hacia las zonas orientales menos subsidentes. Estas condiciones ambientales son bastante similares a las descritas en la Fm. Aguilar y Fm. Rupelo.

Destaca el intenso desarrollo de calcretas rizogénicas formadas esencialmente en las orlas aluviales fangosas de carácter agradacional y en las áreas palustres circundantes con el lago. La calcificación alrededor de las raíces, una forma de calcificación extracelular constituyendo rizocreaciones verticales, fue el proceso más evidente de calcificación pedogénica de estos materiales, por lo que la cuenca de Cires constituye un área especialmente interesante para su estudio.

La cubeta de Cires y su relleno sedimentario representa por tanto un ejemplo de cuenca lacustre generada en un contexto tectónico extensional, correlacionable y exportable a las otras cuencas lacustres generadas en la etapa temprana del rift noribérico.

AGRADECIMIENTOS

Contribución al Proyecto de Investigación del Gobierno Vasco: P.I.95/60

BIBLIOGRAFIA

- BROOKFIELD, M. E. y SAHNI, A. (1986), «Palaeoenvironments of the Lameta Beds (Late Cretaceous) at Jabapur, Madhya Pradesh, India: soils and biotas of a semiarid alluvial plain», *Cretaceous Res.*, 8, pp. 1-14.
- CHADWICK, R. A. (1985), «End Jurassic-early Cretaceous sedimentation and subsidence (late Portlandian to Barremian), and the late Cimmerian unconformity», en Whittaker, A. (ed.), *Atlas of Onshore Sedimentary Basins in England and Wales. British Geological Survey*, pp. 9-25.
- COHEN, A. S. (1982), «Palaeoenvironments of root casts from the Koobi-Fora Formation, Kenya», *J. Sediment. Petrol.*, 52, pp. 401-414.
- ESPINA, R. G. (1994), «Extensión mesozoica y acortamiento alpino en el borde occidental de la Cuenca Vasco Cantábrica», *Cuaderno Lab. Xeológico de Laxe*, vol. 19, pp. 137-150.
- GIERLOWSKI-KORDESCH, E. y KELTS, K. (1994), *Global Geological Record of Lake Basins* (Gierlowski-Kordesch y Kelts, eds.), Cambridge University Press, 1, pp. xvii-xxxiii.

- HERNÁNDEZ, J. M.^a, PUJALTE, V. y ROBLES, S. (1995), «Relaciones tectónica-sedimentación durante el "Rift" Jurásico superior y Cretácico inferior en el margen SW de la región Vasco-Cantábrica (Palencia, Burgos)», *Libro comunicaciones XIII Congreso Español de Sedimentología*, pp. 63-64.
- JONES, B. y NG, K. C. (1988), «The structure and diagenesis of rhizolites from Cayman Brac, British West Indies», *J. Sediment. Petrol.*, 58, pp. 457-467.
- KLAPPA, C.F. (1980), «Rhizolites in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance», *Sedimentology*, 27, pp. 613-629.
- LEPVRIER, C. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1990), «Fault development and stress evolution of the post-Hercynian Asturian Basin (Asturias and Cantabria, northwestern Spain)», *Tectonophysics*, 184, pp. 345-356.
- MALOD, J. A. y MAUFFRET, A. (1990), «Iberian plate motions during de Mesozoic», *Tectonophysics*, 184, pp. 261-278.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1981), «Tectónica y mineralizaciones pérmicas en la Cordillera Cantábrica Oriental, NW de España», *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2, pp. 263-271.
- MELVILLE, R. y FRESHNEY, E. C. (1982), «British regional geology: the Hampshire and adjoining areas», *HMSO for the Institute of Geological Sciences*, Londres.
- PETRIE, S. H., BOWN, J. R., GRANGER, P. J. y LOWELL, J. P. B. (1989), «Mesozoic history of the Celtic Sea Basins», en Tankard, A. J. y Balkwill, H. R. (eds.), *Extensional tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins. Memoirs of the American Association of Petroleum Geologist*, 46, pp. 433-444.
- PLATT, N. (1989a), «Lacustrine carbonates and pedogenesis: sedimentology and origin of palustrine deposits from the Early Cretaceous Rupelo Formation, W Cameros Basin, N Spain», *Sedimentology*, núm. 36, pp. 665-684.
- (1989b), «Climatic and tectonics controls on sedimentation of a Mesozoic lacustrine sequence: the Purbeck of the Western Cameros Basin, Northern Spain», *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, núm. 70, pp. 187-197.
- (1989c), «Continental sedimentation in a evolving Rift Basin: the Lower Cretaceous of the Western Cameros Basin, N Spain», *Sedimentary Geology*, núm. 64, pp. 91-109.
- 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, pp. 715-726.
- PUJALTE, V. (1979), «Precisiones sobre la posición estratigráfica de la Fm. Aguilar, ¿Jurásico superior? (Norte de la provincia de Palencia)», *Cuadernos de Geología*, 10, pp. 229-234.
- (1988), «La cuenca lacustre de Aguilar de Campóo (Jurásico superior) y sus relaciones con la falla transcurrente de Ventaniella», *Actas II Congreso Geológico de España: Simposio sobre Cuencas en régimen transcurrente*, II, pp. 135-144.
- (1989), «Ensayo de correlación de las sucesiones del Oxfordiense-Barremiense de la Región Vasco-Cantábrica basado en macrosecuencias deposicionales: implicaciones paleogeográficas», *Cuadernos de Geología Ibérica*, núm. 13, páginas 199-215.
- y ROBLES, S. (1988), «Evolución tectoestratigráfica de la cuenca lacustre de Aguilar de Campóo (malm, Palencia y Cantabria)», *III Coloquio de estratigrafía y paleogeografía del Jurásico de España*, Instituto de Estudios Riojanos, pp. 95-144
- y ROBLES, S. (1989), «Las cuencas aluvio-lacustres del Malm de la parte occiden-

- tal de la región Vasco-cantábrica: Facies y significado tectoestratigráfico», *Geogaceta*, 6, pp. 100.
- ROBLES, S. y HERNÁNDEZ, J. M.^a (este volumen), *La sedimentación continental del Grupo Campóo (Malm-Cretácico basal de Cantabria, Burgos y Palencia): testimonio de un reajuste hidrográfico al inicio de una fase rift*.
- QUESADA, S.; ROBLES, S. y PUJALTE, V. (1993), «El "Jurásico Marino" del Margen suroccidental de la Cuenca Vasco-cantábrica y su relación con la exploración de hidrocarburos», *Geogaceta*, 13, pp. 92-96.
- QUESADA, S. y ROBLES, S. (1995), «Distribution of Organic Facies in the Liassic Carbonate Ramps of the Western Basque-Cantabrian Basin (Northern Spain)», *Field Trip Guidebook*, 17th International Meeting on Organic Geochemistry, 36 p.
- ROBLES, S., PUJALTE, V. y VALLES, J. C. (1988), «Sistemas sedimentarios e implicaciones tectoestratigráficas de la Formación Saja, Jurásico superior continental de Cantabria», *III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España*, Grupo Español del Mesozoico, pp. 82-87.
- (1989), «Sistemas sedimentarios del Jurásico de la parte occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica», *Cuadernos de Geología Ibérica*, 13, pp. 185-198.
- SALOMON, J. (1982), «Les formations continentales du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (Espagne du Nord, Chaînes Cantabrique de NW ibérique)», *Mém. Géol. Univ. Dijon*, 6, p. 228
- SCHUDACK, M. (1987), «Charophytenflora und fazielle Entwicklung der Grenzschichten mariner Jura-Wealden in den Nordwestlichen Iberischen Ketten (mit Vergleichen zu Asturien und Kantabrien)», *Paläontographica*, Abt., B204, páginas 1-180.
- (1991), «Eine Charoohyten-biozonierung für den Zeitraum Oberjura bis Berriasium in Westeuropa und ihr Vergleich mit Sequenzstratigraphie und eustatischer Meeresspiegelkurve», *Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen (A)*, 134, pp. 311-332.
- SERRANO, A., HERNANIX, P. P., MALACÓN, J. y RODRÍGUEZ CAÑAS, C. (1994), «Tectónica distensiva y halocinesis en el margen SO de la Cuenca Vasco-Cantábrica», *Geogaceta*, núm. 15, pp. 131-134.
- SHANON, P. M. (1991), «The developmen of Irish sedimentary basins», *Journal of the Geological society*, Londres, 148, pp. 181-189.
- SLADEN, C. P., (1994), *Key elements during the search for hydrocarbons in lake systems. In: Gobar Geological Record of Lake Basins* (Gierlowski-Kordesch y Kelt-s, Eds.), Cambridge University Press, 1, pp. 3-17.
- SORIA, A. R. y MELÉNDEZ A. (1995), «Los sistemas lacustres del Cretácico inferior de la Cordillera Ibérica Central: la Cubeta de Aliaga», *Libro Guía de Excursiones*, XIII, Congreso Español de Sedimentología, pp. 92-141.
- WATSON, M. P., HAYWARD, A. B. PARKINSON, D. N., y ZHANG, Z. M. (1987), «Plate tectonic history, basin development, and petroleum source rock deposition onshore China», *Marine Petrol. Geol.*, 4, pp. 205-225.
- WRIGHT, V. P., PLATT, N. y WIMBLETON, W. A. (1988), «Biogenic laminar calcretes: evidence of calcified root-mat horizons in paleosols», *Sedimentology*, núm. 35, pp. 603-620.
- WRIGHT, V. P., PLATT, N. H., MARRIOTT, S. B. y BECK, V. H. (1995), «A classification of rhizogenic (root-formed) calcretes, with examples from the Upper Jurassic-Lo-

- wer Cretaceous of Spain and Upper Cretaceous of southern France», *Sed. Geology*, 100, pp. 143-158.
- WRIGHT, V. P. y TUCKER, M. E. (1991), «Calcretes: and introduction», *Intern. Assoc. Sedimentol. Repr. Ser.*, 35, pp. 1-22.
- ZIEGLER, P. A. (1990), *Geological Atlas of Western and Central Europe*, 2.^a ed., Shell Internationale Petroleum Maatschappij B. V.

Manuscrito recibido: 3-5-1996

Manuscrito aceptado: 24-6-1996