

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

VICTORIANO PUJALTE, SERGIO ROBLES y JOSÉ M.^a HERNÁNDEZ

Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias,
Universidad del País Vasco. Ap. 644, 48080, Bilbao

RESUMEN

El Grupo Campóo (término introducido en este artículo) es la más antigua de las unidades tectonoestratigráficas que componen la sucesión rift del Jurásico superior-Cretácico inferior de la parte occidental de la Cuenca Vasco-cantábrica. Su edad queda comprendida en el intervalo Oxfordiense-Berriasiense, sin que los análisis efectuados hasta la fecha sobre sus carofitas y ostrácodos de agua dulce permitan mayores precisiones.

El Grupo Campóo se acumuló en una semifosa (o fosa asimétrica), creada por reactivación de fallas hercínicas y subdividida a su vez en pequeñas cuencas. Por ello, el Grupo Campóo está compuesto por cuatro formaciones lateralmente correlativas: dos de ellas (Arroyal y Saja) son representativas de sistemas fluviales de distinto tipo; las otras dos (Aguilar y Cires) son resultado de la acumulación en cuencas aluvio-lacustres de régimen endorreico. Tal variedad de ambientes continentales demuestra la coexistencia temporal de varias redes de drenaje de dimensiones comparativamente reducidas. Dicha paleogeografía es considerada el reflejo de una fase de reajuste hidrográfico, subsiguiente al levantamiento tectónico y emersión del área.

Una comparación entre los resultados arriba indicados y los publicados por otros autores demuestra una evolución similar en otras cuencas contemporáneas del norte de España y de Portugal. Por ello, la fase de reajuste hidrográfico inicial deducida para el Grupo Campóo es considerada más una regla que una simple excepción en el desarrollo de cuencas de rift.

Palabras Clave: Malm, Berriasiense, unidades litoestratigráficas, sedimentación continental, cuencas de rift, N de España.

ABSTRACT

The Campóo Group (a term introduced herein) is the oldest of the several tectonostratigraphic units that made up the Upper Jurassic-Lower Cretaceous syn-rift succession of the western part of the Basquecantabrian Basin. Analysis carried out so far of its fresh water ostracods of charophytes have produced ambiguous results, although they are sufficient to prove that the age of the Campóo Group must be comprised within the Oxfordian-Berriasian time span.

The Campóo Group was accumulated within a 50 Km wide semigraben, itself subdivided into separated small basins, created by the reactivation of Hercynian faults. Because of that, the Campóo Group is composed of four, laterally correlative formations: two of them (Arroyal and Saja Fms.) are representative of fluvial systems of different type; the other two (Aguilar and Cires Fms) of internal-draining aluvio-lacustrine environments. Such an array of continental systems points out to the temporal coexistence of separate drainage networks of relatively small dimensions. Such paleogeographic arrangement is considered to record a phase of hydrographic readjustment after the tectonic uplifting and emergence of the area.

A comparison of the above results with published information reveals a similar situation in other contemporary basins of north Spain and Portugal. Because of that, the hydrographic readjustment deduced for the Campóo Group is considered a rule rather than an exception on the initial development of rifted basins.

Key words: Malm, Berriasian, lithostratigraphic units, continental sedimentation, rifted basins, N. Spain.

INTRODUCCION

La brusca superposición de facies continentales del Jurásico superior sobre depósitos hemipelágicos marinos del Dogger, en la Cuenca Vasco-cantábrica, ha sido asociada a un tectonismo activo por la mayoría de los autores que han trabajado en la región. Así por ejemplo, Rat (1962), Ramírez del Pozo (1969) o Soler y José (1972) invocan movimientos kimméricos, neokimméricos o finijurásicos, y otros, como Pujalte (1981 y 1985), Salomon (1982) o Pujalte y Robles (1988), sugieren una conexión con la fase de «rifting» en el Golfo de Vizcaya.

En contraste, existe gran discrepancia de criterios a la hora de subdividir estratigráficamente esas mismas sucesiones. Los términos más utilizados para referirse a las mismas son los de «Purbeck» y/o «Weald», pero una comparación entre lo que cada autor designa con tales denominaciones revela que no existen

prácticamente dos clasificaciones estratigráficas iguales. Ello es consecuencia tanto de importantes cambios laterales de facies en estos materiales, como de la escasez en los mismos de buenos fósiles datadores (ver más adelante).

De acuerdo con nuestras investigaciones, las sucesiones del Malm-Cretácico inferior (pre-Aptiense) de la parte occidental de la Cuenca Vascocantábrica pueden ser adecuadamente divididas en tres grandes conjuntos o unidades que, de más antiguo a más moderno, son: Grupo Campóo, Grupo Cabuérniga y Grupo Pas. Cada uno de ellos está limitado a muro y techo por rupturas sedimentarias de origen tectónico, y tienen por tanto carácter de tectosecuencias.

La definición formal de los dos grupos más jóvenes (i. e. Cabuérniga y Pas) ha sido realizada anteriormente (Pujalte 1985 y 1989). El objetivo del presente trabajo es definir el Grupo Campóo y, sobre todo, discutir el significado paleogeográfico de la peculiar asociación de facies que lo caracteriza.

DEFINICION DEL GRUPO CAMPOO

El Grupo Campóo es definido aquí formalmente como el conjunto sedimentario que, en las provincias de Cantabria, Burgos y Palencia, queda comprendido entre dos rupturas estratigráficas mayores, denominadas R1 y R2 a los efectos de este trabajo. Su distribución de afloramientos se muestra en la Fig. 1. La ruptura R1 aparece en el campo como una superficie erosiva irregular, que recorta una alternancia de margas y calizas con ammonites de edad variable (nunca más joven del Calloviense medio), y a la que se superponen los sedimentos continentales del Grupo Campóo. Esta primera ruptura tiene generalmente carácter de disconformidad, ya que únicamente en sectores próximos a fallas activas se observan relaciones angulares entre el Jurásico marino y el Grupo Campóo. No obstante, el fuerte contraste de facies entre los materiales separados por dicha ruptura sin duda denota la presencia de un hiato importante y generalizado. La ruptura R2 viene marcada casi siempre por una entrada brusca de sedimentos siliciclásticos de grueso calibre, se desarrolla enteramente entre sedimentos continentales, y su carácter varía de unos sectores a otros de la región (ver abajo).

Utilizando criterios litoestratigráficos, el Grupo Campóo puede a su vez ser subdividido en cuatro formaciones, a saber: Aguilar, Arroyal, Saja y Cires. Los rasgos más distintivos de cada una de ellas se resumen a continuación.

FORMACIÓN ÁGUILAR

Es la unidad más potente y arealmente más extensa del Grupo Campóo, así como la de estratigrafía más compleja. Es también la más conocida, sobre todo por sus potentes depósitos de calizas lacustres/palustres, ampliamente

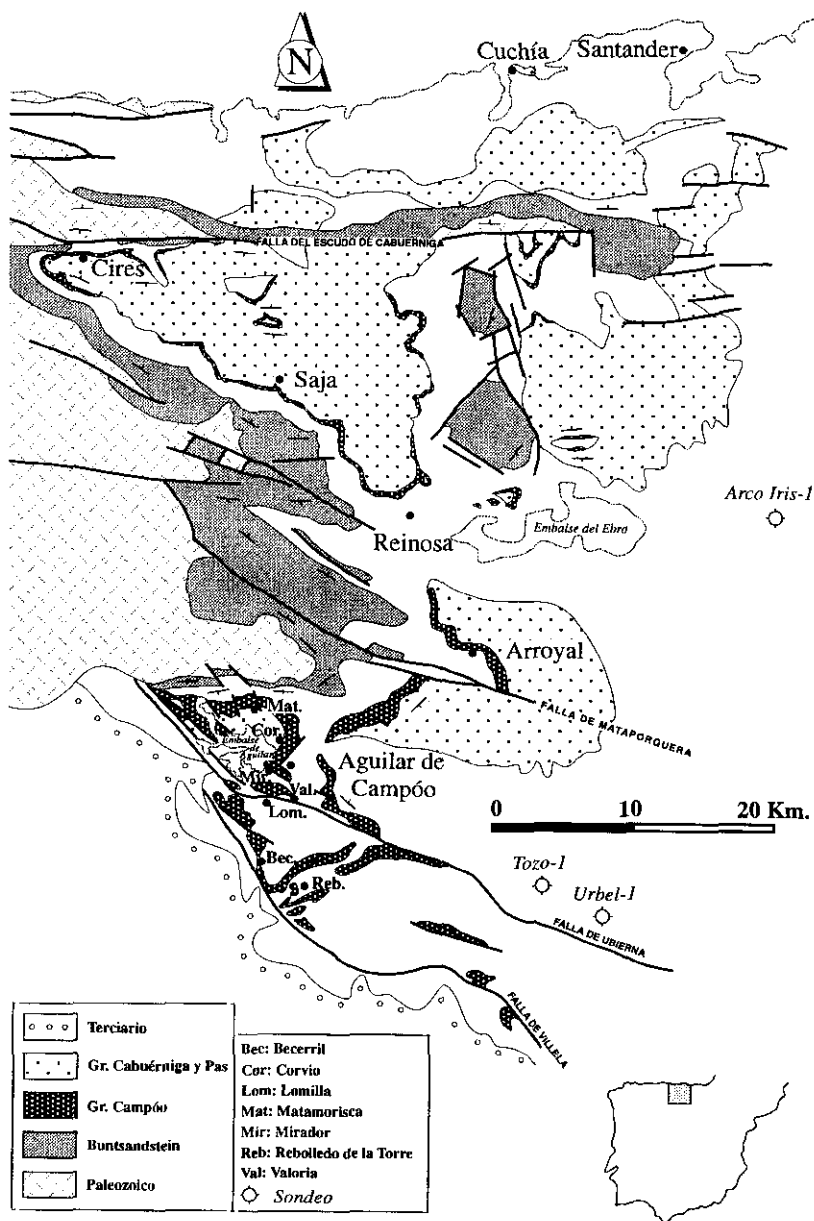


Fig. 1.—Mapa simplificado del área estudiada, con indicación de los afloramientos del Grupo Campó.

Fig. 1.—Simplified map of the study area, showing existing outcrops of the Campó Group.

afloradas en los alrededores de la localidad tipo, y reconocidas asimismo en numerosos sondeos petrolíferos del sector de La Lora-Ayoluengo. Se han ocupado de la misma, entre otros, Ciry (1940), Rat (1962), Ramírez del Pozo (1969), Soler y José (1972), Brenner (1976), Pujalte (1979), Salomon (1982, 1985), Sbeta (1985) o Schudack (1987). Estos trabajos, basados principalmente en el estudio de uno o unos pocos perfiles aislados, concluyeron que la Fm. Aguilar estaría constituida por los siguientes tres tramos o miembros sucesivos: 1, miembro conglomerático basal; 2, miembro intermedio de calizas lacustres; y 3, miembro superior de alternancias de terrígenos y carbonatos.

En estudios posteriores la unidad ha sido reexaminada en numerosos sondeos (León, 1986), o bien mediante estudio sistemático de todos los afloramientos disponibles (Pujalte, 1988; Pujalte y Robles, 1988; Hernández, Pujalte y Robles, 1995). En la actualidad, la Fm. Aguilar es objeto de investigación adicional en relación con la tesis de doctorado de uno de nosotros (Jose.M.^a Hernández). A través de estos trabajos se ha comprobado que la arquitectura deposicional de la Fm. Aguilar es algo más compleja que la avanzada por autores previos, reconociéndose, al menos, cinco diferentes asociaciones de facies, cada una de ellas representativa de un sistema sedimentario particular. Resumimos a continuación los rasgos más destacables de cada una de estas asociaciones.

Asociación A. Aproximadamente se corresponde con el «miembro conglomerático basal» de autores previos, si bien no aparece únicamente en la base de la Fm. Aguilar; por el contrario, su distribución es claramente diacrónica, y está relacionado lateralmente con depósitos lacustres (Fig. 2). En la asociación A se reconocen tres facies principales:

A1: Coincide con los depósitos denominados «poudingues fleuris» por Ciry (1940) y Rat (1962), y es la facies más distintiva de la asociación, aunque no la más abundante. Está integrada por conglomerados y calcarenitas de cantos calizos rubefactados, con estratificaciones cruzadas planares y de surco. Estos materiales aparecen en litosomas canaliformes de 1 a 5 m de espesor, con secuencias positivas, que se interpretan como depósitos de relleno de canal.

A2: Lutitas rojas, generalmente calcáreas y con desarrollo más o menos importante de caliches. Ciry y Rat (*ops. cit.*) las refieren como «argiles rutilantes», y es la facies volumétricamente más abundante de la asociación A. Se interpretan como depósitos de desbordamiento.

A3: Calizas impuras, en niveles discontinuos, generalmente de espesor inferior al metro. Se atribuyen a charcas efímeras, situadas entre canales.

Los datos anteriores indican que la asociación A representa un ambiente continental subaéreo, con predominio de flujos desbordados y cursos acuosos esporádicos. Los clastos carbonatados de la facies A1 proceden de la erosión de carbonatos del Dogger. Su distintiva rubefacción sugiere además una derivación de la partes superior de dicha sucesión marina (la cual, tras su emer-

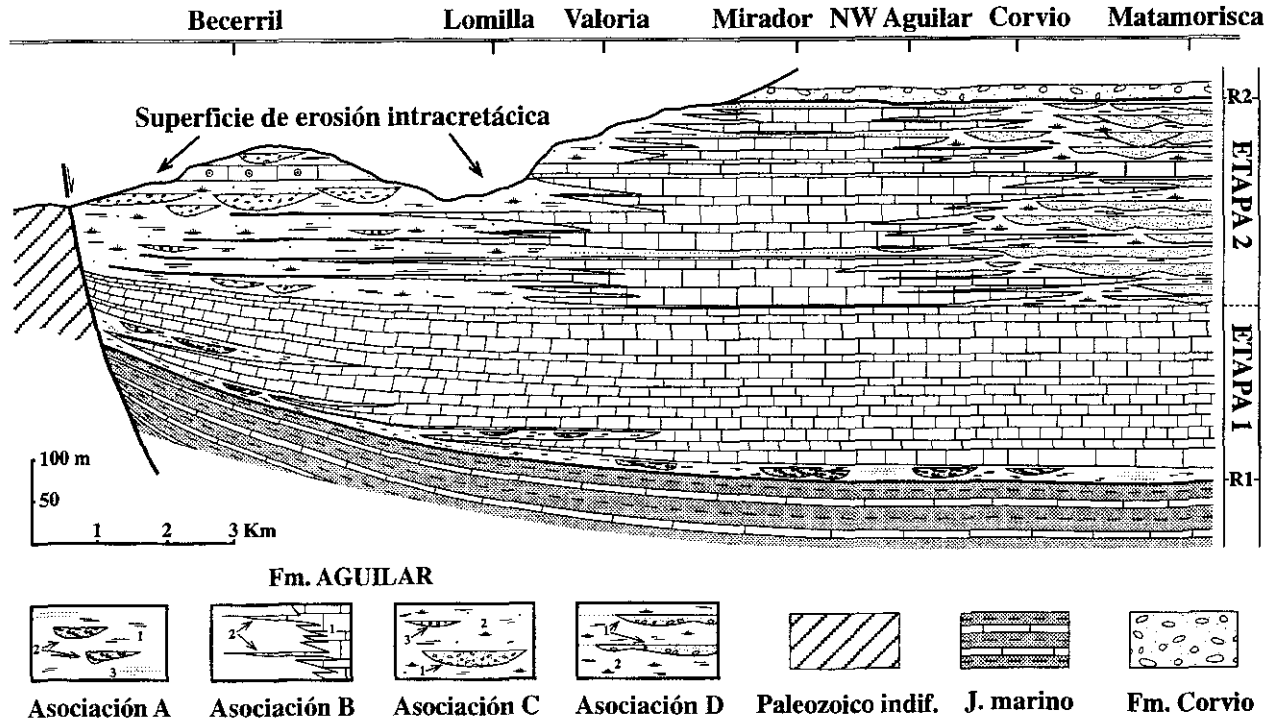


Fig. 2.—Sección transversal de la Fm. Aguilar con indicación de la distribución espacial de cuatro de sus principales asociaciones de facies (la asociación E no aparece en esta sección concreta). Para localización de los perfiles estratigráficos de referencia, ver Fig. 1. Explicación en el texto.

Fig. 2.—Cross-section of the Aguilar Fm., with indication of the spatial distribution of four of its main facies associations (association E does not occur in this particular cross-section). For location of reference stratigraphic profiles, see Fig. 1. Explanation within the text.

sión y exposición subaérea, experimentaría con más intensidad los procesos de oxidación), reflejando probablemente la existencia de relieves contemporáneos poco acentuados. Tanto este hecho, como la escasa entidad areal de la asociación A (Fig.2), sugieren un sistema sedimentario aluvial de dimensiones modestas, desarrollado en zonas marginales al área lacustre.

Asociación B: Formada exclusivamente por carbonatos, es la asociación mayoritaria de la Fm. Aguilar, y la que confiere a esta unidad su acusada personalidad. De hecho, varios autores utilizan la denominación «Calizas de Aguilar» como sinónimo de Fm. Aguilar (por ej., Soler y José, 1972; León, 1986). Aunque en detalle presenta gran variedad de facies, de manera simplificada se reconocen dos facies principales:

B1: Calizas masivas de color gris ceniza, generalmente micríticas, aunque localmente pueden presentar texturas algales, sobretodo de tipo oncolítico. Contiene abundantes fósiles, principalmente carofitas y ostrácodos de agua dulce (i.e., *Cypridea*, *Bysulcocypris*, etc., ver Rat, 1962; Ramírez del Pozo, 1969; Brenner, 1976; Schudack, 1986 ó Platt & Pujalte, 1995). Las calizas aparecen en paquetes decamétricos o hectométricos, formados por empilamiento de bancos de 1 a 3 metros de espesor individual. Los bancos sucesivos pueden estar separados por simples juntas de estratificación, por intercalaciones margosas centimétricas o decimétricas, a veces de coloración oscura, o por niveles de cantos negros. Las calizas carecen de estructuras primarias relevantes, pero en contraste presentan una amplia gama de texturas y estructuras de diagénesis temprana, tales como brechificación, nodulización, rizocreaciones, pedotúbulos, etc..., indicativas de exposiciones subaéreas intermitentes. Ello demuestra que la lámina de agua fue siempre pequeña, y que la zona de depósito experimentaba desecaciones con relativa frecuencia. La facies B1 se asimila por ello a un ambiente deposicional de tipo lacustre/palustre.

B2: Calizas de contenido fosilífero cualitativamente similar a las anteriores, pero mucho más escaso. Por contra, en estas calizas las estructuras algales (sobretodo oncolíticas), y los rasgos de diagénesis temprana son mucho más abundantes que en las de la facies B1. Son también frecuentes las microfacies intraclásticas. Como norma, las calizas de la asociación B2 aparecen intercaladas entre sedimentos terrígenos de las asociaciones C y D (ver abajo), en capas individuales de 1 a 3 m de espesor, de base gradual y techo neto, con frecuencia brechificado. Se interpretan como depósitos lacustres marginales fuertemente edafizados.

Asociación C: Esta constituida casi exclusivamente por sedimentos clásticos, entre los que se reconocen las tres facies siguientes:

C1: Brechas y conglomerados de clastos calizos. Aparecen en secuencias de relleno de canal de 2 a 6 metros de espesor, generalmente multiepisódicas, a veces acompañadas de calcarenitas con estratificación cruzada. Los clastos de los conglomerados pueden alcanzar hasta 25 cm de diámetro, y la gran

mayoría no están rubefactados. Se reconocen clastos de diversas procedencias. Los más abundantes son los del Jurásico marino (sobre todo del Lias inferior) pero hay también de calizas paleozoicas (Carbonífero?) y de la propia Fm. Aguilar. Todo ello implica una importante denudación del área fuente.

C2: Calizas oncolíticas, con estratificación cruzada en secuencias positivas de relleno de canal de hasta 14 m de espesor individual. Los oncolitos crecen a menudo alrededor de un clasto calizo, y pueden tener diámetros de hasta 8 cm.

C3: Facies mayoritaria de esta asociación, constituida por lutitas calcáreas, generalmente de colores anaranjados, tanto másivas como con laminaciones difusas, en las que son frecuentes horizontes de paleocaliches más o menos desarrollados. Reflejan claramente una alternancia de fases de depósito, a través de corrientes no canalizadas, con épocas sin aporte y desarrollo de paleosuelos.

La asociación C aparece ampliamente representada en una extensa franja que bordea por el norte a la falla de Villela, accidente que en la actualidad marca el límite sur de los afloramientos de la Fm. Aguilar (Fig. 2). A la vista de tal distribución, y de sus facies constituyentes, la asociación C se atribuye a un sistema aluvial de dimensiones relativamente grandes, que se desarrollaría al pie de un desnivel topográfico originado por la actuación contemporánea de la citada falla.

Asociación D: Su organización sedimentaria es similar a la de la asociación C, y como ella se asocia a un sistema sedimentario aluvial. A diferencia de la anterior, tiene un carácter casi exclusivamente siliciclástico y una extensión areal mucho menor. De hecho, su aparición queda restringida a un sector comparativamente pequeño entre las localidades de Corvio, Matamorisca y Salinas de Pisuerga (Figs. 1 y 2). Comprende dos facies principales:

D1: Conglomerados y areniscas silíceas con estratificaciones cruzadas, en secuencias positivas complejas de hasta 10 m de potencia, representativas de rellenos multiepisódicos de canal. El análisis de paleocorrientes indica un transporte general hacia el sur, posibilidad que se ve reforzada por el adelgazamiento generalizado de esta asociación en esa misma dirección (Fig. 2). Los conglomerados están formados por clastos silíceos bien redondeados, de hasta 4 cm de diámetro, muy probablemente procedentes del Buntsandstein o, alternativamente, del Paleozoico. Son, por tanto, una prueba indiscutible del afloramiento de tales sucesiones durante el depósito de la Fm. Aguilar.

D2: Lutitas rojizas con paleocaliches, que son los depósitos volumétricamente más importantes de esta asociación. Su significado sedimentológico es idéntico al de la facies C3 (i.e., depósitos de orlas aluviales).

Asociación E: Está representada por yesos y dolomías, que aparecen intercaladas entre calizas de la asociación B. Hasta la fecha ha sido reconocida únicamente en sondeos, por ejemplo Tozo-1 o Urbel-1 (León, 1986), por lo que su posición estratigráfica respecto a la sucesión reconocida en aflora-

mientos está aun sin precisar. Su origen, en cualquier caso, debe estar obviamente relacionado con épocas de fuerte desecación de la zona lacustre/palustre.

Una transversal N-S de la Fm. Aguilar (Fig. 2) da una idea aproximada de la interrelación entre sus otras 4 asociaciones constituyentes. Tal información ilustra sobre varios aspectos significativos de la evolución de la unidad, de los que los más destacados son los siguientes:

1.—De los cuatro sistemas representados en la transversal, el de tipo lacustre/palustre fue el único que perduró durante toda la historia deposicional de la Fm. Aguilar (asociación B). A partir de su extensión relativa a lo largo del tiempo se reconocen dos etapas bien definidas. Durante la etapa 1, el área lacustre/palustre fue amplia y estable, mientras que durante la etapa 2 experimentó oscilaciones repetidas e importantes, incluso llegando a desaparecer durante algunos intervalos. Es razonable suponer que las evaporitas de la asociación E se formarían precisamente durante dichos intervalos, pero tal posibilidad no ha podido ser aun verificada.

2.—La zona central del área lacustre/palustre coincidió con el depocentro de la unidad a la que presta su nombre. La villa de Aguilar de Campóo se localiza precisamente en dicho depocentro.

3.—Durante la etapa 1 de su evolución, la Fm. Aguilar se acumularía incluso al sur de la falla de Villela, puesto que los depósitos lacustre/palustres de dicha etapa son cortados por el citado accidente. Sin embargo, la existencia de una moderada subsidencia diferencial en relación con la citada falla ha quedado claramente reflejada tanto en el carácter discordante de la ruptura R1 en esa zona como en el abanico de capas (discordancia progresiva) observable en las propias calizas de la Fm. Aguilar.

4.—Durante la etapa 2, el importante desarrollo de la asociación C (sistema aluvial), su distribución areal, y la petrología de sus conglomerados (ver arriba) demuestra una fase de importante actividad de la falla de Villela. Dicha falla constituiría entonces, en sentido estricto, el margen sur de la cuenca aluvio-lacustre de Aguilar de Campóo.

5.—La posición y características del margen norte de la citada cuenca no pueden ser precisados con los datos de la Fig. 2. La presencia de la asociación D (sistema aluvial siliciclástico) demuestra que, al menos durante la etapa 2, dicho margen no quedaría lejos del actual límite de los afloramientos. Sin embargo, la extensión areal de dicha asociación es comparativamente modesta, lo que sugiere que los relieves (y la intensidad tectónica ?) en el margen norte fue menor que en el sur. Tal posibilidad se ve reforzada por otras observaciones, que permiten comprobar que en otras transversales la Fm. Aguilar evoluciona gradualmente hacia el norte a depósitos fluviales (i.e., Fm. Arrojal, ver abajo).

6.—El techo de la Fm. Aguilar, en aquellos sectores en que éste se ha preservado, viene marcado por la aparición de unos distintivos depósitos de are-

niscas y conglomerados silíceos, que definimos en este trabajo como Fm. Corvio. Esta nueva unidad reposa de modo concordante sobre la Fm. Aguilar, (y quizá también sobre la Fm. Arroyal, ver discusión más abajo), pero sus características litológicas y sedimentológicas demuestran un cambio radical respecto a las condiciones aluvio-lacustres precedentes. Sus mejores afloramientos se localizan en la banda continua que se extiende desde la presa del embalse de Aguilar hasta Matamorisca, en la que se encuentra precisamente el corte tipo (Figs. 2 y 3a). La Fm. Corvio está formada predominantemente por areniscas y areniscas con grava (cantos silíceos de hasta 7 cm de diámetro mayor), con estratificaciones cruzadas de surco, de escala decimétrica y métrica que indican paleocorrientes hacia el E. Un rasgo característico de esta formación es la presencia habitual de moldes de troncos de árbol, algunos de hasta 30 cm de diámetro y varios metros de longitud. Este dato, la ausencia de otro tipo de fósiles, y las características sedimentológicas arriba apuntadas, indican un ambiente de depósito fluvial, probablemente de tipo trenzado. La potencia en el corte tipo es de 11 m, disminuyendo suavemente hacia el Oeste, y aumentando sensiblemente hacia el Este (sector de Quintanilla de las Torres).

FORMACIÓN ARROYAL

Como ya se ha avanzado, esta unidad es lateralmente equivalente a la Fm. Aguilar, y sus únicos afloramientos son los existentes en los alrededores de su localidad tipo. Todos ellos aparecen en mayor o menor medida cubiertos por vegetación, siendo el perfil menos desfavorable (aunque incompleto) el que ofrece la carretera que une Arroyal con Aldea de Ebro, donde se ha estimado una potencia de unos 300 m para esta unidad. De acuerdo con las observaciones realizadas tanto allí, como en otros afloramientos aislados, la Fm. Arroyal está constituida enteramente por la asociación de dos facies, a y b, ambas azoicas:

Facies a: formada por areniscas con estratificaciones y laminaciones cruzadas, a veces con intercalaciones lutíticas. Se agrupan en litosomas de 2 a 4 metros de espesor, de base erosiva y tendencia vertical positiva.

Facies b: integrada predominantemente por lutitas rojas, con intercalaciones de areniscas delgadas e impersistentes. Se reconocen abundantes rasgos de exposición subaérea, incluyendo grietas de desecación, rizocreciones, e incluso paleocaliches bien desarrollados.

A la vista de las características arriba descritas, la Fm. Arroyal se atribuye a un sistema fluvial de ríos meandriformes, del que las facies a y b representarían, respectivamente, depósitos de relleno de canal y de llanuras de inundación bien desarrolladas.

La Fm. Arroyal ha sido cortada también en varios sondeos de investigación petrolífera, el más representativo de los cuales es el denominado Arco Iris-1. La Fig. 3b. muestra el log litológico de dicho sondeo y la interpreta-

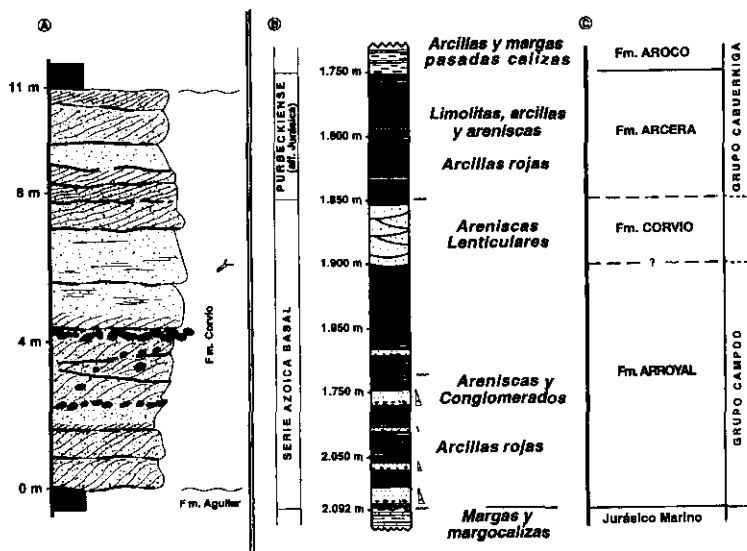


Fig. 3.—a) Serie-tipo de la Fm. Corvicio; b) Log litológico simplificada del sondeo Arco Iris-I, según Valdebro; c) Posible equivalencia entre la sucesión de dicho sondeo y la división estratigráfica utilizada en este trabajo.

Fig. 3.—a) Type-section of the Corvicio Fm.; b) Simplified litholog of the Arco Iris-1 well, according to Valdebro; c) suggested correlation between the succession drilled at Arco Iris and the outcrop stratigraphy established herein. Explanation within the text.

ción que del mismo realizó la compañía operadora (Valdebro). Nuestra reinterpretación, recogida en la Fig. 3c, está basada en la comparación entre la información del sondeo y nuestros datos de afloramiento. En nuestra opinión, una parte sustancial del intervalo de «Facies conglomeráticas azóicas» de Valdebro debe corresponderse con nuestra Fm. Arroyal, por litología y posición estratigráfica. Es posible que en el sondeo esté también representada la Fm. Corvicio, pero tal posibilidad es más difícil de verificar. En todo caso, la información de subsuelo permite asegurar que los sistemas fluviales de la Fm. Arroyal se extendieron hacia el E de la zona de estudio con características similares a las que muestran en los afloramientos.

FORMACIÓN SAJA

La primera cita de los materiales de esta unidad se debe a Mengaud (1920), quien la describe como «Pudinga base del Wealdense». Posteriormente Rat (1962) y Salomon (1970) se refieren a ella, respectivamente, como

«Conglomerado de base» y «Conjunto de base secuencial». La mayoría de los afloramientos del Grupo Campóo situados al N del paralelo del Pantano del Ebro pertenecen a la Fm. Saja (Fig. 1), con excepción de los de la Fm. Cires (ver abajo y Robles et al., este volumen).

El corte tipo de la unidad se sitúa en el valle del río Saja, concretamente en la carretera de Cabezón de la Sal a Reinosa, aproximadamente 1 Km al S de la población de Saja. Un perfil detallado de la parte inferior del mismo se muestra en la Fig. 4. La formación aparece muy bien expuesta en un amplio afloramiento situado en el vecino valle del río Nansa (carretera Puentenansa a La Cohilla, 2 Km al N de Tudanca) del cual se ofrece un esquema en la Fig. 5. La descripción que sigue está basada principalmente en los citados perfiles. Tal como se muestra en los mismos, la Fm. Saja consta de tres facies principales, a, b y c.

Facies a: es de naturaleza esencialmente siliciclástica, estando constituida principalmente por conglomerados, areniscas conglomeráticas y areniscas. En proporción mucho menor aparecen lutitas y depósitos calizos. Estas litologías se disponen con una clara ordenación vertical positiva, en litosomos individuales de base cóncava y techo plano, de 2 a 9 m de espesor vertical, y de entre 100 y 180 m de anchura. En detalle se reconocen tres subfacies:

a1: incluye conglomerados, areniscas conglomeráticas y areniscas de grano grueso, litologías que en conjunto forman la parte inferior y media de los litosomos. Los conglomerados presentan estratificación cruzada y están compuestos por cantos de cuarcita bien redondeados, de hasta 5 cm de diámetro. Aparecen preferentemente en la parte baja de los litosomos y representan barras de grava. Las areniscas con grava y areniscas de grano grueso, que constituyen el grueso de esta subfacies, aparecen en capas de 30 a 80 cm de espesor. Presentan estratificaciones cruzadas de surco, en las que se han medido paleocorrientes hacia el ENE.

a2: constituida por areniscas de grano fino en estratos delgados, a veces separados por intercalaciones lutíticas. Presentan una estratificación cruzada de gran escala y bajo ángulo y, ocasionalmente, deformaciones sinsedimentarias. Aparece siempre en la parte superior de los litosomos, separadas nítidamente de las subfacies a1.

a3: caracterizada por la presencia de calizas con estructuras algales, tanto domos estromatolíticos decimétricos, como oncolitos centimétricos enteros y fragmentados. Únicamente se ha encontrado un ejemplo de la misma, en el perfil de Saja (Fig. 4).

En base a las características arriba descritas, los depósitos de facies *a* son considerados barras de meandros de granulometría gruesa, similares por ejemplo a los descritos por Bluck & Ferguson (1981) en el río Endrick. Las subfacies a1 y a2 representarían, respectivamente, las barras de meandro inferior y superior, o en la terminología de Bluck & Ferguson (*op. cit.*), la «plat-

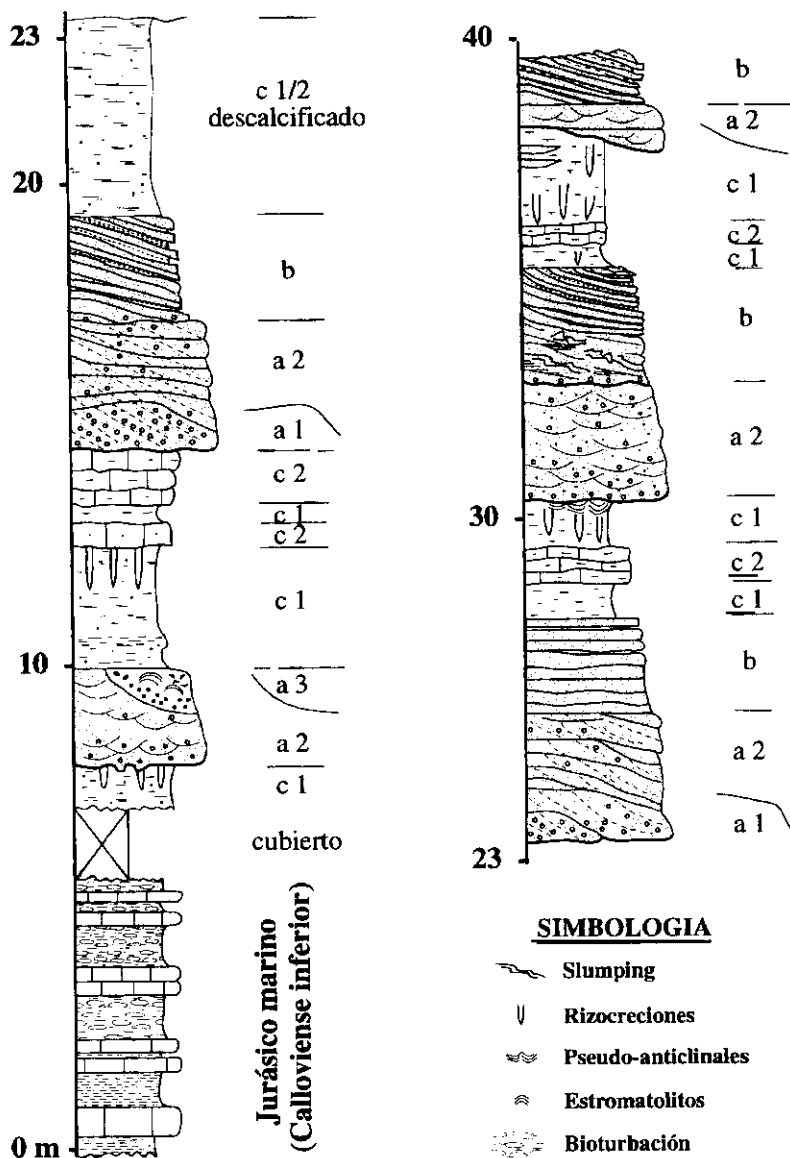


Fig. 4.—Perfil estratigráfico de la parte inferior de la Fm. Saja en su localidad tipo, con indicación de facies y subfacies constituyentes. Explicación en el texto.

Fig. 4.—Stratigraphic profile of the lower part of the Saja Fm. in its type area showing the position of its constituent facies and subfacies. Explanation within the text.

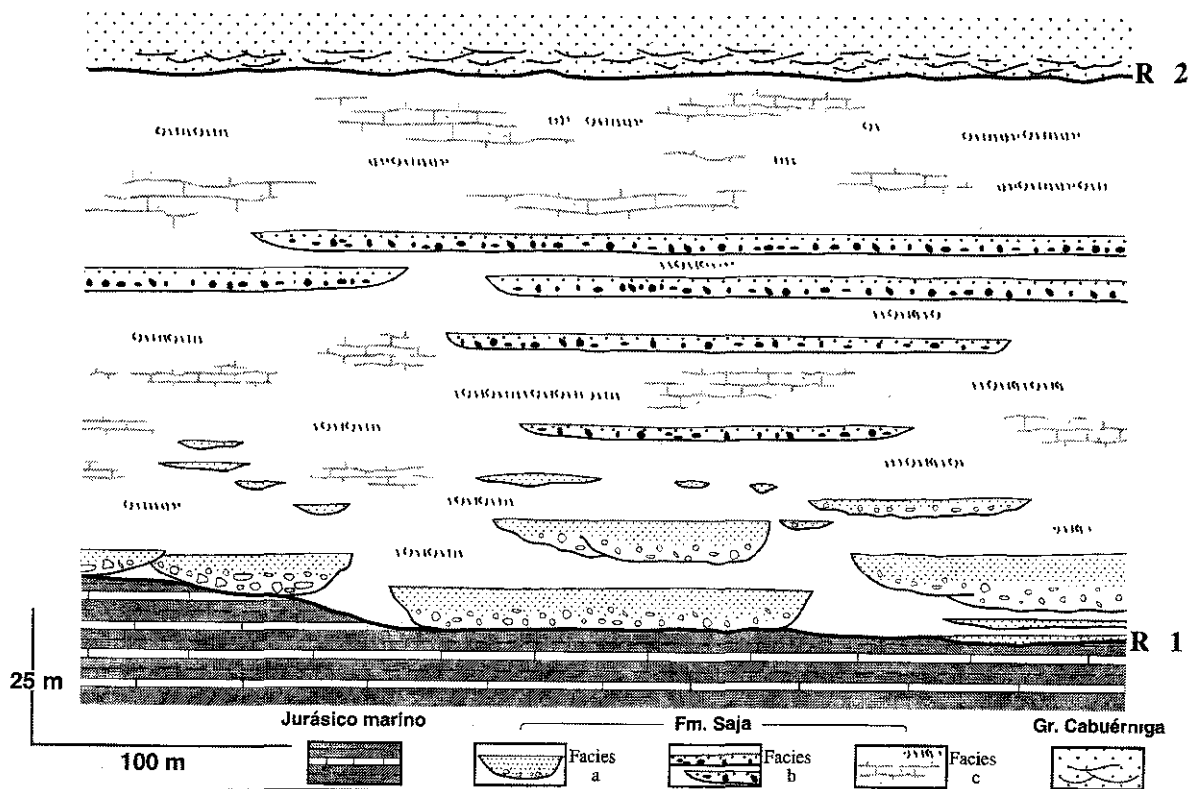


Fig. 5.—Arquitectura de facies de la Fm. Saja en el afloramiento panorámico situado al N de Tudanca, en el valle del río Nansa. Explicación en el texto.

Fig. 5.—Facies architecture of the Saja Fm. on the large-scale panoramic outcrop situated to the north of the village of Tudanca, within the river Nansa valley. Explanation within the text.

form & point bar facies» (a1) y la «inner accretionary bank facies» (a2). La subfacies a3 constituye, con toda probabilidad, un relleno de canal abandonado.

Facies b: constituida mayoritariamente por conglomerados de cantos calizos y calcarenitas, muy probablemente procedentes de la erosión del Jurásico marino. Aparece en litosomos de entre 2 y 5 m de espesor, y 180 a 400 m de anchura, algo más delgados y extensos lateralmente que los de facies a. Por lo demás, la arquitectura de los litosomos es similar en ambos casos. La facies b es atribuida también a barras de meandro de granulometría gruesa, pero desarrollados en cauces que drenarían un área fuente de rocas carbonatadas. Es probable por ello, que el cambio litológico respecto a la facies a sea resultado de una captura fluvial.

Facies c: está formada por materiales calcáreos más o menos impuros, generalmente de aspecto masivo o estratificación pobremente definida, y de característico color gris. Es la facies volumétricamente más abundante de la Fm. Saja, al menos en los dos perfiles analizados. Dentro de ella se reconocen dos subfacies.

c1: margocalizas impuras, que contienen cantos silíceos y carbonatados dispersos de hasta 1 cm de diámetro, y que forman el grueso de la facies c. En lámina delgada aparecen como una matriz micrítica heterogénea, en la que «flotan» granos de tamaño limo-arena, sobre todo de cuarzo, y más raramente de carbonato, a menudo rodeados por una delgada capa de cemento espartítico. Se observan también abundantes venillas irregulares rellenas de esparita, en unos casos curvadas y en otros entrecruzadas de forma más o menos compleja, que recuerdan fuertemente a redes de grietas de paleosuelos calcáreos (*cf.*, Wright & Tucker, 1991). La posibilidad de un origen edáfico se ve reforzada por la frecuente presencia de túbulos calizos verticales, de 20 a 100 cm de longitud por 4 a 8 cm de diámetro, y de 1 a 3 cm de grosor de pared, que representan rizocreciones.

c2: calizas micríticas, algunas con restos de carofitas. Denotan un ambiente de baja energía y agua dulce. Son mucho más escasas que las margocalizas impuras.

Los materiales de facies c se interpretan como depósitos de llanura de inundación, con vegetación y charcas efímeras. Es probable que durante la acumulación de la Fm. Saja el nivel freático permaneciera casi siempre alto, lo que explicaría la casi ausencia de coloraciones rojas indicativas de oxidación subaérea, tan frecuentes en las otras unidades del Grupo Campóo, y singularmente en la Fm. Arroyal.

La Fm. Saja alcanza su máximo espesor en los dos perfiles de referencia (110 m en Saja y 115 m en Tudanca), pero su potencia es variable, y llega a acunarse en muchos sectores. La formación constituye así un depósito lenticular, circunstancia particularmente perceptible en secciones N-S (Fig. 6). Sobre la base de ese dato, del sentido de las paleocorrientes (ENE), y del carác-

ter netamente erosivo de su contacto basal (Fig. 5), consideramos que el depósito de la Fm. Saja tuvo lugar en valles encajados.

FORMACIÓN CIRES

Se diferencia de la Fm. Saja, con la que había sido incluida en trabajos anteriores, por su mayor espesor (hasta 200 m) y sobre todo por su mayor variabilidad de facies, que incluye una proporción importante de depósitos carbonatados lacustre/palustres. El carácter bien diferenciado de esta formación había pasado desapercibido hasta la fecha, tal vez porque sus afloramientos clave son poco accesibles. Aparece exclusivamente en la parte NW de la zona de estudio, y la descripción detallada de sus características y significado se aborda en un artículo paralelo (ver Robles *et al.*, este volumen).

EDAD DEL GRUPO CAMPÓO

En el Grupo Campóo las carofitas y los ostrácodos de agua dulce son relativamente abundantes, y varios autores han realizado análisis de uno o ambos tipos de microfósiles en las Fms. Saja y Aguilar. De acuerdo con sus resultados, resumidos en la tabla 1, los depósitos de origen fluvial o aluvial del Grupo Campóo (i.e., Fm. Saja, asociaciones A y C de la Fm. Aguilar) pertenecerían al Jurásico superior, mientras que los de carácter lacustre/palustre (asociación B de la Fm. Aguilar) serían Berriasienses. Sin embargo, los datos de campo demuestran que en la Fm. Aguilar ambos tipos de depósitos son contemporáneos (Fig. 2). A la vista de ello, no es aventurado concluir que el valor cronoestratigráfico de las carofitas y ostrácodos de agua dulce del tránsito Jurásico-Cretácico es sólo orientativo.

Por otra parte, Rat (1962), Ramírez del Pozo (1969) y Salomon (1982), entre otros autores, citan la presencia de *Anchispirocyclina lusitanica* (EGGER) en depósitos del suprayacente Grupo Cabuérniga. Este foraminífero es frecuente en el Jurásico superior y en el tránsito Jurásico-Cretácico de Portugal (Ramalho, 1971), y de las Cordilleras Béticas (García-Hernández, 1978). En el caso de que tal distribución fuese válida también para la Cuenca Vasco-cantábrica (posibilidad sin confirmar), el Grupo Campóo debería ser considerado únicamente Jurásico.

En resumen, los datos disponibles hasta el momento permiten situar al Grupo Campóo dentro del intervalo Jurásico superior (post-Caloviense)-Berriasiense, pero el establecimiento de su cronología exacta requiere estudios ulteriores.

Autor	Grupo(s) estudiados	Unidad (Asociación)	Edad asignada
Rat (1962)	Ostrácodos	Fm. Aguilar (Asoc. B, calizas...) (Asoc. A, arcillas rojas...)	Berriasiense Malm
Ramírez del Pozo (1969)	Ostrácodos	Fm. Saja Fm. Aguilar (Asoc. B, calizas...) (Asoc. A, arcillas rojas...)	Malm Berriasiense Malm
Brenner (1976)	Ostrácodos y Carofitas	Fm. Aguilar (Asoc. B, calizas...) (Asoc. A, arcillas rojas...)	Berriasiense Kimmeridgiense- Portlandiense
Schudack (1987)	Carofitas	Fm. Saja Fm. Aguilar (Asoc. B, calizas...) (Asoc. A, arcillas rojas...)	Malm Berriasiense Kimmeridgiense Titónico
Mojon (in Platt & Pujalte, 1994)	Carofitas	Fm. Aguilar (Asoc. B, calizas...)	Berriasiense inf.-medio

Tabla 1.—Recopilación de datos biostratigráficos utilizados hasta la fecha para la datación del Grupo Campóo.

Table 1.—Summary of biostratigraphic data used so far for age-dating the Campóo Group.

EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA REGIONAL E INTERREGIONAL

Además de la sustitución de ambientes marinos por continentales, la aparición del Grupo Campóo implicó otros importantes cambios respecto a las condiciones imperantes durante el Lias y el Dogger. Sin duda, el más trascendente de éstos fue la alteración de las pautas de subsidencia, muy diferentes durante la acumulación del Jurásico marino y del Grupo Campóo, como lo demuestran sus respectivas distribuciones de espesores (Fig. 6). Durante el Lias y el Dogger la subsidencia fue generalizada y relativamente uniforme, aunque algo más acusada entre Aguilar y Saja, zona donde se desarrollaron dos surcos relativos separados por el alto halocinético del embalse del Ebro. En consecuencia, las diversas unidades litoestratigráficas que conforman el

Jurásico marino se definen por variaciones verticales de facies, muchas de ellas tienen extensión lateral supra-regional, y las demás al menos regional. Tales datos apuntan a una etapa en la que la sedimentación estuvo sobretodo condicionada por factores de influencia supra-regional, principalmente cambios relativos de nivel del mar (ver Robles, Pujalte y Valles, 1989, o Quesada, Robles y Pujalte, 1993).

En contraste, el depósito del Grupo Campóo estuvo marcado por una fuerte subsidencia diferencial y reactivación de fallas hercínicas. Sus distintas formaciones representan básicamente cambios laterales de facies, y la extensión areal de las mismas es comparativamente reducida. Como discutimos a continuación, tales circunstancias reflejan una sedimentación controlada principalmente por factores locales, sobretodo de tipo morfotectónico.

Así, el área de sedimentación del Jurásico marino abarcaba no sólo la totalidad de la zona estudiada, sino que con toda seguridad desbordaba los límites de los afloramientos actuales. La del Grupo Campóo, sin embargo, quedó restringida a una semifosa (o fosa asimétrica) delimitada por las fallas de Villela al sur y del Escudo de Cabuérniga al norte. En el interior de la semifosa la subsidencia fue importante en su mitad meridional, y comparativamente reducida en la septentrional. Fuera de ella se produjo erosión y dismantelamiento, un claro testimonio de la elevación en los bloques marginales a la semifosa (Fig. 6).

A su vez, la subsidencia diferencial en el interior de la semifosa determinó el carácter específico de cada una de las cuatro formaciones del Grupo Campóo. Los sistemas fluviales de Arroyal y Saja, por ejemplo, discurrían hacia el E y NE, tal como se puede constatar por las paleocorrientes y por su propia distribución de facies. Ello demuestra que la pendiente deposicional general dentro de la semifosa se inclinaba en esa dirección y que el Macizo Asturiano estaría elevado y actuaba como área fuente. Otros datos indican que hacia el este persistió una zona marina residual (Pujalte, 1989), que impondría un nivel de base común a ambos sistemas fluviales. Sin embargo, y debido a la subsidencia diferencial dentro de la semifosa, los ríos del sistema de Arroyal desarrollaron extensas llanuras de inundación, en tanto los de la Fm. Saja fluían a través de valles encajados (Figs. 6 y 7).

Las cuencas lacustre/palustres de Aguilar y Cires, por su parte, se desarrollaron en la inmediata proximidad de las fallas que delimitaban la semifosa, y sus respectivas dimensiones son un reflejo de la importancia relativa de cada una de ellas. Aspectos adicionales a resaltar son, (i) la relativa desconexión entre estas cuencas lacustre/palustres y los sistemas fluviales de Arroyal y Saja, (ii) el hecho de que las direcciones de aporte en los sistemas aluviales que circundaban estas cuencas eran ortogonales a las de los sistemas fluviales, y (iii) que aunque la mayoría de los sistemas aluviales se originaron en los bloques elevados marginales a la semifosa, algunos procedían del interior de la misma (Fig. 7). Ello sugiere que dichas cuencas lacustre/palustres

tenían régimen endorreico, posibilidad reforzada por la presencia de depósitos evaporíticos en la Fm. Aguilar. Su existencia, por tanto, es una prueba de que el área deposicional del Grupo Campóo estaba internamente compartimentada.

Es interesante añadir que, aunque las condiciones de subsidencia diferencial y sedimentación continental perduraron en el área estudiada durante buena parte del Cretácico inferior, tal compartimentación no es perceptible en ninguna de las unidades estratigráficas posteriores al Grupo Campóo. Las características de los sistemas fluviales o fluvio-marinos de los suprayacentes Grupos Cabuérniga y Pas, en efecto, son prácticamente idénticas en todo el área estudiada, y demuestran que durante su depósito las condiciones de sedimentación se habían homogeneizado en toda la parte W de la Cuenca Vascoantábrica.

A partir de lo expuesto, en la evolución paleogeográfica de la parte W de la Cuenca Vascoantábrica durante la etapa rift del Jurásico superior-Cretácico inferior, se deducen tres fases o estadios:

1.—Surrección generalizada de la región, con la consecuente retirada rápida del mar, y reactivación de fracturas hercínicas. Tal vez por la distinta entidad de estas fallas, y también por la existencia de altos halocinéticos como el del embalse del Ebro, dicha surrección no fue homogénea, formándose una semifosa limitada por fallas e internamente compartimentada.

2.—Inicio de la sedimentación continental del Grupo Campóo, que se produciría en zonas y sistemas más o menos desconectados entre sí, algunos de ellos tipificados por un drenaje interno. Probablemente, esta fase se solaparía parcialmente en el tiempo con la anterior.

3.—Progresiva expansión y homogeneización de la sedimentación a la totalidad del área de estudio. Ello se produciría tanto por colmatación de las zonas más subsidentes de la semifosa como por una paulatina jerarquización de la red de drenaje a través de capturas fluviales. Esta situación se alcanzó ya para el depósito del Grupo Cabuérniga, es decir, en una fase relativamente temprana de la evolución de la etapa rift, y perduró hasta el final de misma.

Aunque la historia geológica arriba esbozada se refiere específicamente a la parte oeste de la Cuenca Vascoantábrica, es interesante constatar que una comparación entre los datos de este trabajo y los descritos por otros autores en diversas cuencas rift del norte de la península Ibérica sugieren una evolución similar. Resultan particularmente significativas las siguientes coincidencias:

1.—*Parte oriental de la Cuenca Vascoantábrica*: De acuerdo con Sánchez Ferrer (1991), en los sondeos Cegama 1 y Aitzgorri 1 se cortaron potentes series evaporíticas de origen continental (halita y anhidrita, junto con arcillas y carbonatos) atribuibles al Jurásico superior o Neocomiense. Son una clara indicación de la existencia de una cuenca endorreica.

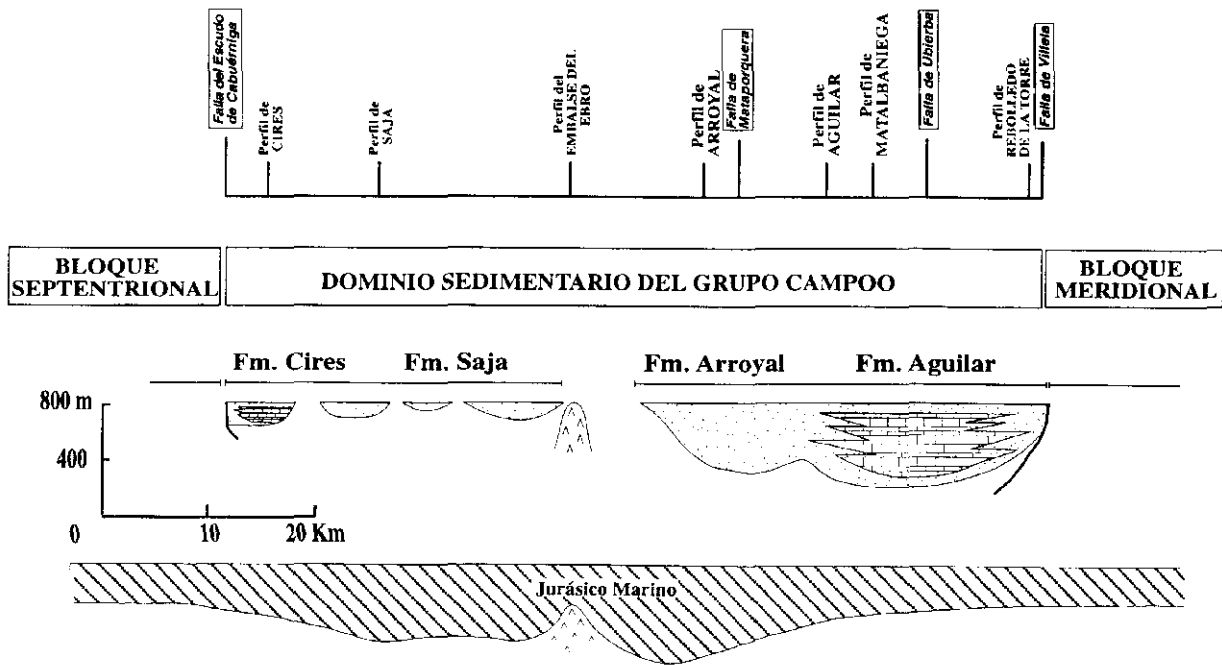


Fig. 6.—Distribución de espesores del Jurásico marino (Lias más Dogger) y del Grupo Campó en sendas secciones transversales (N-S). La comparación entre ambas secciones demuestra las diferentes pautas de subsidencia que tipifican cada una de dichas unidades, y el importante papel que tuvieron las fallas durante el depósito del Grupo Campó. Para localización de perfiles de referencia ver Fig. 1. Explicación en el texto.

Fig. 6.—Thickness variations of the marine Jurassic (Lias plus Dogger) and of the Campó Group along two N-S transversal sections. The comparison of both sections reveals the different subsidence pattern that typified each of those major units, and the important role of the faults during the deposition of the Campó Group. For location of reference stratigraphic profiles, see Fig. 1. Explanation within the text.

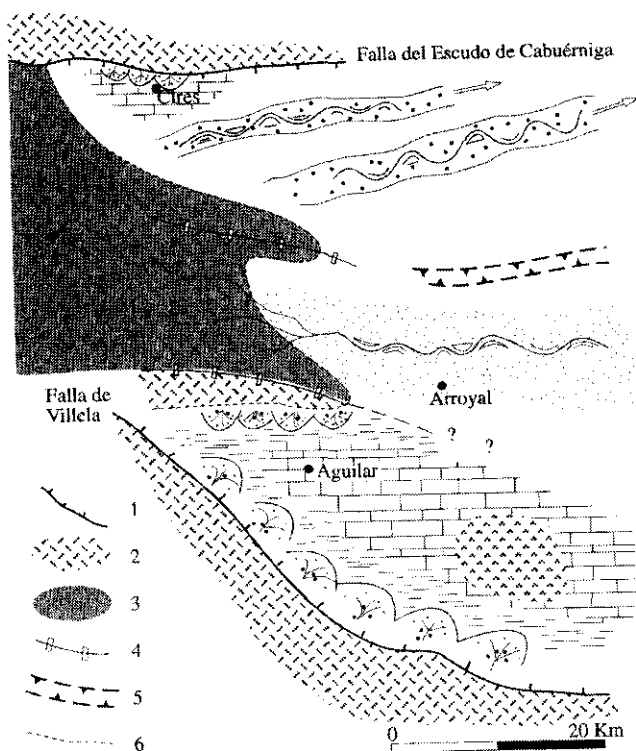


Fig. 7.—Esquema paleogeográfico muy simplificado de la parte W de la Región Vascoantabrica para el Jurásico superior-Berriasiense. 1: Fallas marginales de la semifosa; 2: Relieves marginales de las cuencas aluvio-lacustres de Aguilar y Cires: su poca extensión y fuerte pendiente favorecen cursos efímeros generadores de abanicos aluviales de pequeña entidad; 3: Área fuente extensa, con pendiente suave, que genera cursos fluviales relativamente estables; 4: Crestas de altos paleogeográficos (actualmente visibles como estructuras anticlinales en el Buntsandstein), que probablemente determinaron la posición de las divisorias de aguas en el área fuente del Grupo Campóo y la separación de subcuencas en el interior de la semifosa; 5: Anticlinal halocinético del Embalse del Ebro, que separó la llanura fluvial de Arroyal y los valles encajados de Saja; 6: Línea de eparación entre las áreas de erosión y depósito dentro de la semifosa: su posición es meramente orientativa.

Fig. 7.—Simplified paleogeographic reconstruction of the W part of the Basqueantabrian region for the late Jurassic-Berriasian interval. 1: Semigraben marginal faults; 2: Marginal reliefs fringing the alluvio-lacustrine basins of Aguilar and Cires: Their small catchment areas and high topographic gradients favoured the development of ephemeral streams, from which small-sized alluvial fans were originated; 3: Large and low relief catchment areas, from which stable fluvial courses were generated; 4: Crests of paleogeographic highs (currently showing as anticline axes within the Buntsandstein): they probably acted as watershed divides on the source area of the Campóo Group, while within the semigraben itself they separated the different sub-basins from each others. 5: Ebro reservoir hallokinetic anticline, which separated the Arroyal flood plain and the Saja incised valleys; 6: Tentative position of the line of separation between erosional and depositional zones within the Campóo Group semigraben.

2.—*Cameros occidental*: La parte inferior de la sucesión no marina es muy similar a la existente en los sectores de Aguilar o Cires. Incluye, por ejemplo, un importante desarrollo de sedimentos de tipo lacustre/palustre en la Fm. Rupelo, mientras que los depósitos fluviales y aluviales de la Fm. Señora de Brezales se acumularon en depresiones limitadas por fallas, y están tipificados por rápidos cambios laterales de facies (*cf.*, Platt, 1989 y 1995; Platt y Pujalte, 1994).

3.—*Cameros oriental*: De acuerdo con Gómez Fernández (1992) y Gómez Fernández y Meléndez (1994), la unidad inferior de la sucesión no marina (Aloformación de Agreda) se acumuló en dos cubetas separadas, con sentidos de drenaje totalmente contrarios. Dicha aloformación está constituida principalmente por depósitos aluviales y fluviales, pero incluye también un porcentaje significativo de depósitos lacustres.

4.—*Parte norte de la Cuenca de Lusitania (Portugal)*: Según descripción de Wilson *et al.* (1989), la sucesión del Lías y Dogger (muy semejante a la de la Cuenca Vascocantábrica y Cameros) acaba de manera brusca. Tras un hiato regional que abarca el Calloviense superior y Oxfordiense inferior, la sedimentación se reanuda con carbonatos lacustres y anhidritas (formación Cabacos, Oxfordiense medio). Tal situación es una vez más sugerente de condiciones endorreicas.

CONCLUSIONES

En este trabajo hemos definido formalmente el Grupo Campóo y sus cuatro formaciones constituyentes, Aguilar, Arroyal, Saja y Cires (la última descrita con detalle por Robles *et al.*, este volumen). El Grupo Campóo constituye la unidad tectoestratigráfica más antigua de la sucesión rift de la parte occidental de la Cuenca Vascocantábrica, y está integrado en su totalidad por depósitos continentales. La distribución espacial de esos depósitos, sus facies y sus paleocorrientes demuestran que el Grupo Campóo se depositó en una semifosa internamente compartimentada, en la que coexistían varias redes de drenaje de pequeñas dimensiones. Tal situación se atribuye a una fase de reajuste hidrográfico a las nuevas condiciones topográficas creadas tras el levantamiento y emersión de la región en el Jurásico superior.

A partir de datos de la bibliografía, en otras cuencas contemporáneas del norte de la Península Ibérica parece reconocerse una fase de reajuste hidrográfico similar. Cabe concluir, por ello, que la pauta de acontecimientos observada en la zona de estudio no refleja simplemente una casuística local. Por el contrario, es probable que sea un reflejo estratigráfico característico de la fase inicial de desarrollo de cuencas continentales limitadas por fallas, de tipo rift o aulacógeno, desarrolladas a continuación de una etapa de sedimentación marina.

AGRADECIMIENTOS

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

BIBLIOGRAFIA

- BLUCK, B. J. y FERGUSON, R. I. (1981), «Scottish alluvium: Modern and ancient», en Elliot, T. (ed.). *Field Guides to modern and ancient fluvial system in Britain and Spain*, Proceedings of the Second International Conference on Fluvial Sediments, 5.1-5.20.
- BRENNER, P. (1976), «Ostracoden und Charophyten des spanischen Wealden (Systematik, Ökologie, Stratigraphie, Paläogeographie)», *Paleontographica Abt. A.*, 152, 113-201.
- CIRY, R. (1940), «Etude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León et Santander», *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 74, 528 pp.
- GARCÍA-HERNÁNDEZ, M. (1978), «El Jurásico terminal y el Cretácico inferior en las Sierras de Cazorla y del Segura (zona Prebética)». Tesis Doctorales de la Universidad de Granada, 190, 344 pp.
- GÓMEZ-FERNÁNDEZ, J. C. (1992), «Análisis de la Cuenca sedimentaria de los Cameros durante sus etapas iniciales de relleno en relación con su evolución paleogeográfica», Tesis Univ. Complutense de Madrid, Ined., 343 pp.
- y MELÉNDEZ, N. (1994), «Estratigrafía de la "Cuenca de los Cameros" (Cordillera Ibérica Noroccidental, N de España) durante el tránsito Jurásico-Cretácico», *Rev. Soc. Geol. España*, 7 (1-2), 121-139.
- 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.» Comunicaciones XIII Congreso Español de Sedimentología, Teruel, pp. 63-64.
- LEÓN, L. (1986), «Aplicación de los perfiles eléctricos a la interpretación sedimentológica del complejo "Purbeck-Weald" de la cubeta de Polientes (Burgos)», *Actas IX Congreso Nacional de Sedimentología. Resúmenes y comunicaciones*, Universidad de Salamanca, I, 39-56.
- MENGAUD, L. (1920), «Recherches géologiques dans la region Cantabrique. Livr. Sc. J. Hermann», Thèses Doct. Fac. Sciences Paris, 370 pp.
- PLATT, N. H. (1989), «Lacustrine carbonates and pedogenesis: Sedimentology and origin of palustrine deposits from the Early Cretaceous Rupelo Formation, Western Cameros Basin, Northern Spain», *Sedimentology*, 36, 665-684.
- (1995), «Sedimentation and tectonics of a syn-rift succession: Upper Jurassic alluvial fans and paleokarst at the late Cimmerian unconformity, western Cameros Basin, northern Spain», en Plint, A. G. (ed.), *Sedimentary Facies Analysis*, Special Publications of the International Association of Sedimentologists.
- y PUJALTE, V. (1994), «Correlation of Upper Jurassic-Lower Cretaceous continental sequences from the southern Biscay margin, northern Spain», *Journal of the Geological Society*, 151, 715-726.
- PUJALTE, V. (1979), «Precisiones sobre la posición estratigráfica de la formación de

- Aguilar ¿Jurásico superior? (norte de la provincia de Palencia)», *Cuadernos de Geología*, vol. 10, 229-234.
- (1981), «Sedimentary succession and palaeoenvironments within a fault-controlled basin: the "Wealden" of the Santander area, Northern Spain», *Sedimentary Geology*, 28, 293-325.
- (1985) «The Wealden basin of Santander», en: García-Mondéjar *et al.*, «Sedimentation and tectonics in the western Basque-Cantabrian area (Northern Spain) during Cretaceous and Tertiary times», *Excursion Guidebook of the 6th European Regional Meeting*, Lleida, *Excursion núm. 9*, 351-371.
- (1988), «La Cuenca lacustre de Aguilar de Campoo (Jurásico superior) y sus relaciones con la falla transcurrente de Ventaniella», *II Coloquio Geológico de España. Simposio sobre cuencas en régimen transcurrente*, 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*, 13, 199-215.
- y ROBLES, S. (1988), «Evolución tectoestratigráfica de la Cuenca lacustre de Aguilar de Campoo (Malm, Palencia y Cantabria)», *Guías de Campo del III Coloquio de Estratigrafía y Paleontología del Jurásico de España*, Instituto Estudios Riojanos, (Ciencias de la Tierra/Geología), 11, 95-114.
- 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, 92-96.
- RAMALHO, M. M. (1971), «Contribution à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des environs de Lisbonne (Portugal)», *Serviços Geológicos de Portugal. Mém. núm. 19*, Nova Serie, 212 pp.
- RAMÍREZ DEL POZO, J. (1969), *Síntesis estratigráfica y micropaleontología de las facies Purbeckiense y Wealdense del Norte de España*, Ediciones CEPESA, S.A., 68 pp.
- RAT, P. (1962), «Contribution à l'étude stratigraphique du Purbeckien Wealdien de la région de Santander (Espagne)», *B.S.G.F.*, IV, 3-12.
- ROBLES, S., PUJALTE, V. y VALLES, J. C. (1989), «Sistemas sedimentarios del Jurásico de la parte occidental de la cuenca Vasco-Cantábrica», *Cuadernos de Geología Ibérica*, 13, 185-198.
- ROBLES, S., PUJALTE, V., HERNÁNDEZ, J. M. y QUESADA, S. (este volumen), *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 Nord-Ibérico*.
- SALOMON, J. (1970), «Sur la stratigraphie des formations "wealdiennes" de la bordure sud-est du massif asturien», *C. R. somm. S. G. F.*, fasc. 3, 75-77.
- (1982), «Les formations continentales du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (Espagne du Nord, Chaînes Cantabrique y NW Iberica)», *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*, 6, 227 pp.
- SÁNCHEZ-FERRER, F. (1991), «Evolución estructural post-Kimmérica de las plataforma continental vasco-cantábrica», Tesis Doctoral (inédita), Universidad politécnica de Madrid, 133 pp.
- SBETA, A. M. (1985), «Sedimentology of the marine and lacustrine Jurassic-basal Cretaceous carbonates in the SW Cantabrian Mountains of North Spain», 6th European Regional Meeting of Sedimentology, *Abstract*, 420-423.

- SCHUDACK, M. (1987), «Charophytenflora und fazielle entwicklung der grenzsichten marine Jura-Wealden in den nordwestlichen Iberischen ketten (Mit Vergleichen zu Asturien und Kantabrien)», *Paleontographica Abt. B.*, 204, 1-180.
- SOLER y JOSÉ, R. (1972), «Las series jurásicas y el purbeckiense-neocomiense de Guernica», *Bol. Geol. Min.* T. LXXXIII-III, 221-230.
- WILSON, R. C. L., HISCOTT, R. N., WILLIS, M. G. y GRADSTEIN, F. M. (1989), «The Lusitanian Basin of west central Portugal: Mesozoic and Tertiary tectonic, stratigraphic and subsidence history», en *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*, Tankard, A. J. and Balkwill, H. (eds.), *American Association of Petroleum Geologists*, Memoir 46, 341-361.
- WRIGHT, V. P. y TUCKER, M. E. (1991), «Calcretes: an introduction», *Intern. Assoc. Sedimentol. Repr. Ser.*, 2, 1-22.

Manuscrito recibido: 3-5-1996

Manuscrito aceptado: 24-6-1996