

CONTROLES SEDIMENTARIOS NEÓGENOS EN LA DEPRESIÓN DEL DUERO (SECTOR CENTRAL)

R.M.^a Mediavilla (*) y C.J. Dabrio (**)

RESUMEN

Como resultado de un estudio sedimentológico muy detallado en una amplia zona del sector central de la Depresión del Duero, donde afloran depósitos neógenos fluviales y lacustres, se puede precisar el armazón estratigráfico: se diferencian cuatro unidades tectosedimentarias separadas por una discordancia suave, una discontinuidad sedimentaria y una disconformidad. A partir de ahí, se propone un modelo sedimentario en el que los principales factores que controlan la sedimentación se encuentran íntimamente relacionados entre sí y son: la tectónica sinsedimentaria a favor de las fracturas del zócalo que atraviesan la depresión, el tipo y la cantidad de sedimento disponible en cada punto de la cuenca y el clima durante el Neógeno. En consecuencia, las facies se ordenan en bandas alargadas en la dirección de los accidentes principales y no presentan una distribución concéntrica, como se había postulado hasta ahora.

Palabras clave: Estratigrafía, Fluvial, Lacustre, Modelos de facies, Controles sedimentarios, Tectónica, Neógeno, Cuenca del Duero, España.

ABSTRACT

As a result of a detailed sedimentological research dealing with the Neogene fluvial and lacustrine rocks of the central Duero Basin a more precise stratigraphic framework and facies relationships is given: three tectono-sedimentary units are distinguished which are limited by an unconformity, a sedimentary discontinuity and a disconformity. A new sedimentary model is proposed as well. It is governed by three intimately related factors: sinsedimentary faulting resulting from movements along faults of the basement, type and amount of the available sediment in the diverse areas of the basin and the Neogene climatic evolution. Consequently, a dynamic pattern of facies elongated parallel to the main fracture directions is proposed instead of the static, concentric facies-belts model sustained until now.

Key words: Stratigraphy, Fluvial, Lacustrine, Facies models, Controls of sedimentation, Tectonics, Neogene, Duero Basin, Spain.

Mediavilla, R.M. y Dabrio, C.J. (1988): Controles sedimentarios neógenos en la Depresión del Duero (Sector Central). *Rev. Soc. Geol. España*, 1, (1-2), 187-195.

Mediavilla, R.M. y Dabrio, C.J. (1988): Controls of sedimentation in the Neogene of the Duero Basin (Central Sector). *Rev. Soc. Geol. España*, 1, (1-2), 187-195.

1. INTRODUCCIÓN

Tradicionalmente se ha considerado la Depresión del Duero como una cuenca atectónica en las áreas centrales y con cierta tectónica en algunos de sus bordes. Los bordes norte y este experimentaron una continua actividad tectónica sinsedimentaria que dio lugar a potentes acumulaciones de sedimentos y al desarrollo de discordancias progresivas. Por el contrario, los bordes sur y oeste fueron esencialmente pasivos y los materiales de relleno se sitúan en discordancia sobre el sustrato; lo-

calmente, sin embargo, existen fracturas de importancia variable.

Los modelos sedimentarios propuestos, hasta este momento, para el Neógeno consisten en orlas de abanicos aluviales que pasan a sistemas fluviales de red más diferenciada y a lagos someros más o menos efímeros («playa lake») en las partes más centrales y, tectónicamente, menos activas de la depresión. En consecuencia, los factores que controlan la sedimentación son: la pendiente sedimentaria, desde los bordes hacia el centro de la depresión, la actividad tectónica únicamente a lo lar-

(*) Geóloga Consultora, P^o Canalejas, 92-96, 8^o P. 37001 Salamanca.

(**) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca.

go de los bordes de la cuenca y la evolución climática. La distribución de facies resultante sería concéntrica, con cinturones de facies progresivamente más distales y, en algunos casos, evaporíticas.

En este trabajo se propone una idea algo diferente pues se considera que el depósito ha sido controlado por, al menos, tres factores fundamentales: la tectónica sin-sedimentaria a favor de fracturas del zócalo que cruzan la depresión, la naturaleza litológica del sedimento aportado en cada punto de la cuenca y la influencia del clima. De la interacción de estos factores resulta una distribución de facies en bandas alargadas en la dirección de los accidentes principales.

Estas propuestas se basan en un estudio estratigráfico y sedimentológico muy detallado de un área del sur de la Provincia de Palencia que cubre unos 5.000 km², situada en el sector central de la Depresión del Duero, donde afloran materiales neógenos fluviales y lacustres (Fig. 1). Dicho estudio forma parte del trabajo de investigación, de Tesis Doctoral actualmente en curso, realizado por uno de nosotros (R.M.M.) y ha consistido en: el levantamiento de 35 series estratigráficas (Fig. 1); el análisis de facies sedimentarias, sus secuencias y sus relaciones laterales y la cartografía a escala 1:50.000 de gran parte de las Hojas del M.T.N. de Astudillo (236), Torquemada (274), Palencia (273), Dueñas (311) y Balanás (312).

El objetivo de este trabajo es exponer estas ideas, precisando la estratigrafía de esta región.

2. ESTRATIGRAFÍA

Los sedimentos del sector central de la Depresión del Duero han sido objeto de numerosos trabajos, aunque las aportaciones más relevantes sobre la estratigrafía se deben a Hernández Pacheco (1915) que diferenció

los tres horizontes clásicos (inferior detrítico, intermedio margoso-yesífero y superior calizo) situados en continuidad sedimentaria (Fig. 2) y atribuidos al Mioceno medio y superior, y a Royo Gómez (1926) que distinguió dos niveles de calizas «páramo» dentro del nivel de calizas superiores, de los cuales sólo el inferior se prolonga hasta el interior de la cuenca. Las únicas modificaciones significativas a este esquema son las de Ordóñez *et al.* (1981) que propusieron que la sedimentación neógena no fue continua y diferenciaron tres rupturas sedimentarias que individualizan cuatro unidades litoestratigráficas.

En el área de Palencia hemos diferenciado cuatro unidades tectosedimentarias de naturaleza compleja (Fig. 2), que están separadas entre sí por una discordancia, una discontinuidad sedimentaria y una disconformidad reconocibles a escala regional. Se exponen a continuación los rasgos más representativos de éstas.

2.1. Unidad 1

Se extiende por toda la zona estudiada aunque afloran sólo los 30 m superiores de la sucesión. Es equivalente a lo que se ha denominado en la literatura geológica como «Facies de la Tierra de Campos» (Hernández Pacheco, 1915) y «Facies de Dueñas» (I.G.M.E., 1982), y se corresponde con la Unidad Dolomítica Inferior y la base de la Unidad Media de Ordóñez *et al.* (1981). López *et al.* (1986) atribuyen la «Facies Tierra de Campos» al Aragoniense superior, a partir de restos de micromamíferos.

Está constituida por capas de margas, calizas y dolomías que, localmente, incluyen yeso («L», Fig. 2). Estos sedimentos cambian lateralmente a arcillas y lutitas rojas («Fs», Fig. 2) que incluyen cuerpos arenosos, margosos y calizos a distintas alturas estratigráficas. Corresponden en conjunto a contextos lacustres y fluviales. Los

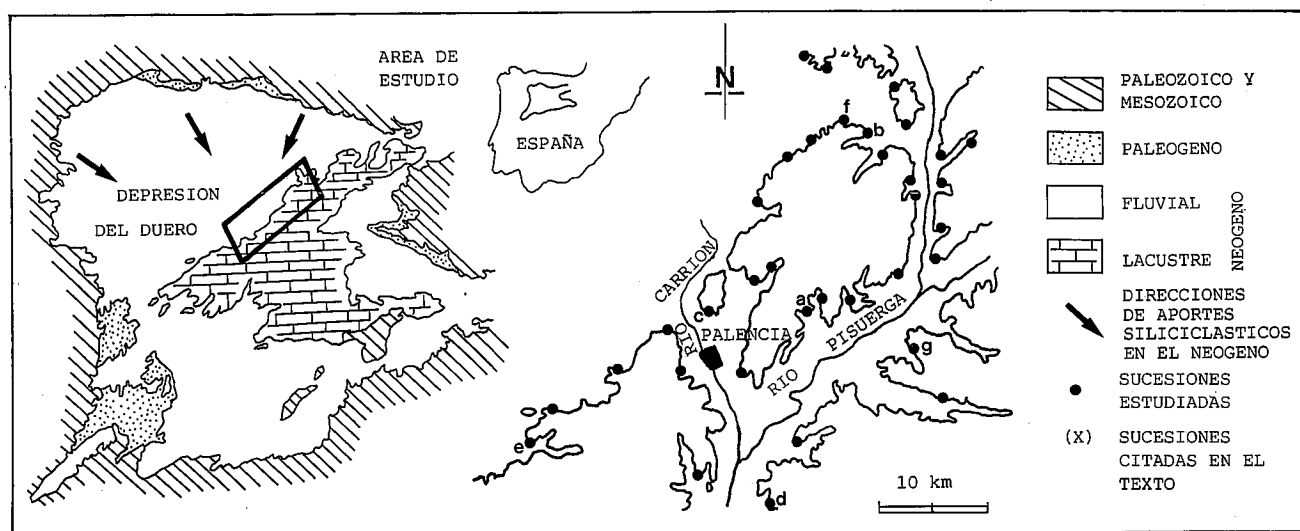


Fig. 1.—Mapa de localización y denominación de las sucesiones citadas en el texto: (a) Valdeolmillos; (b) Astudillo; (c) La Miranda; (d) Tariego; (e) Torremormojón; (f) La Mota; (g) Hornillos.

Fig. 1.—Location map and sections cited in the text: (a) Valdeolmillos; (b) Astudillo; (c) La Miranda; (d) Tariego; (e) Torremormojón; (f) La Mota; (g) Hornillos.

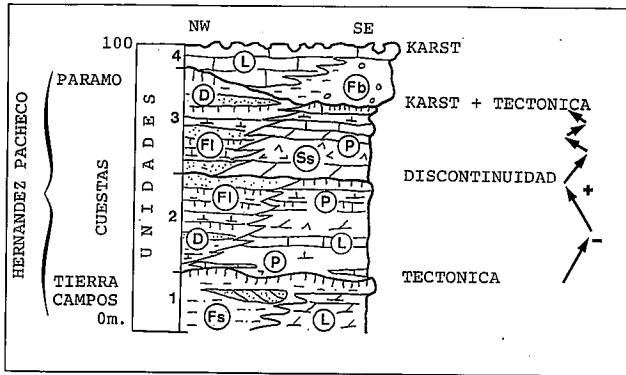


Fig. 2.—Columna estratigráfica general propuesta, en este trabajo, para el sector central de la Depresión del Duero. Las unidades 1, 2 y 3 se correlacionan con los tres horizontes de Hernández Pacheco (1915). Significado de las siglas: (L) lacustre; (S) lacustre salino (Sp: yeso retrabajado detrítico); (P) paludal; (Fl) fluvio-lacustre; (D) deltaico; (Fb) fluvial trenzado; (Fs) fluvial de alta sinuosidad. Las flechas indican megasecuencias negativas (-) y positivas (+).

Fig. 2.—Proposed generalized stratigraphic section for the central sector of the Duero Basin. Units 1, 2 and 3 are comparable to Hernández Pacheco's (1915) «three levels». Key: (L) lacustrine; (S) saline lacustrine; (Sp: intrabasinal detrital gypsum); (P) paludal; (Fl) fluvio-lacustrine; (D) lacustrine deltaic; (Fb) braided alluvial; (Fs) high-sinuosity fluvial. Arrows indicate coarsening (-) and fining (+) upwards megasequences.

lagos eran, probablemente, poco profundos y estaban rodeados por franjas palustres o pantanosas. Los sistemas fluviales tenían canales sinuosos y amplias llanuras de inundación vegetadas con pantanos y lagunas. Esta interpretación sedimentaria de dichas facies es comúnmente aceptada (I.G.M.E., 1982, 1982; Ordóñez *et al.* (1981), Mediavilla (1985)), pero no lo es tanto la interpretación de sus relaciones laterales; en este trabajo se propone un cambio lateral de facies, lo cual es una idea aceptada por algunos de aquellos autores y rechazada por los que proponen una ruptura sedimentaria entre una y otra facies.

Hacia el techo de la unidad se observa que los ambientes fluviales son expansivos con respecto a los lacustres, de forma que, los materiales más altos estratigráficamente son limos y arenas rojas sobre las que, en algunos puntos del área de estudio, se dispone un conjunto de bancos de arcillas oscuras o de calizas que se interpretan como depósitos fluvio-palustres. Niveles de naturaleza litológica y posición estratigráfica equivalente han sido denominados por García Abad y Rey Salgado (1973) como «niveles carbonosos» e interpretados como niveles guía que marcan un hiato en la sedimentación. En otras ocasiones, sobre los limos y arenas rojas se observan procesos de marmorización y paleosuelos que se interpretan como indicadores de una interrupción en la sedimentación (I.G.M.E., 1982; Mediavilla, 1985).

Pozo *et al.* (1984) consideran que, además de la interrupción sedimentaria en el área de Valladolid, existe una disconformidad entre las «Facies Tierra de Campos» y «Facies Cuestas».

En nuestra opinión, existe una ruptura sedimentaria durante la cual los procesos dominantes fueron los edáficos, que se reflejan en las zonas subaéreas median-

te niveles de paleosuelos y, en las áreas encharcadas, por depósitos fluvio-palustres. Al realizar una transversal de norte a sur siguiendo el techo de ambos niveles, en la zona de estudio, se observa que éste se sitúa sucesivamente a las cotas de 815, 780 y 800 m; este cambio se produce en distancias del orden de 5-10 km. Los buzamientos de las capas, entre 4 y 10 grados, apuntan tanto hacia el SW como el NE o al NW. Por todo esto, consideramos que esta unidad está estructurada en un conjunto de bloques basculados sobre los que se disponen y adaptan los depósitos de la Unidad 2, concluyéndose que entre las unidades 1 y 2 existe una discordancia.

2.2. Unidad 2

Está constituida por sedimentos siliciclásticos y carbonatados que cambian lateralmente a carbonatados y yesíferos (Fig. 2), con un espesor variable entre 15 y 35 m; las máximas variaciones de potencia se dan en dirección NW-SE y NE-SW. Equivale a parte de las «Facies de las Cuestas» y se corresponde con parte de la Unidad Media de Ordóñez *et al.* (1981).

Se pueden diferenciar dos grupos de asociaciones de facies: (1) siliciclásticas-carbonatadas y (2) yesíferas-carbonatadas. En el primer grupo se reconocen arenas, limos y arcillas con geometría lenticular que se ordenan en megasecuencias grano-crecientes y se interpretan como lóbulos deltaicos lacustres («D»; Fig. 2). En estas asociaciones de facies se atribuyen al frente deltaico los depósitos de arenas rojas con laminación cruzada y lutitas, mientras que las arcillas verdes se asimilan al prodelta. Estos depósitos se desarrollan progradando a partir de paleopendientes existentes durante al depósito (normalmente heredadas) y pasan distalmente a margas lacustres («L», Fig. 2) y a arcillas y carbonatos con niveles edáficos interpretados como depósitos palustres (Mediavilla y Dabrio, 1986).

Además se observan arenas y lutitas rojas bioturbadas y, localmente, edafizadas dispuestas en bancos tabulares que alternan con (a) arcillas verdes y negras o con (b) calizas nodulizadas. Se asimilan a depósitos de llanura de inundación con frecuentes encharcamientos («Fl», Fig. 2), o palustres («P», Fig. 2).

Para el segundo grupo se diferencian: asociaciones de margas dolomíticas y yeso selenítico, o bien, margas dolomíticas y yeso masivo o con laminación de «ripples»; se interpretan como depósitos de lagos salinos. Hacia las áreas más centrales de los lagos debió existir precipitación de carbonatos en los periodos de expansión de la lámina de agua y de sulfatos (en forma de yeso selenítico) en los de retracción. Hacia las áreas marginales, los momentos expansivos estaban marcados por el depósito de fangos carbonatados, los cuales sufrían procesos de génesis de yesos lenticulares intersticiales (prácticamente sinsedimentarios) y también procesos de dolomitización asociados en los momentos reactivos (Mediavilla *in litt.*). Estos depósitos yesíferos marginales, propios de llanuras fangosas, pueden sufrir retrabajado. En este caso, el yeso removido es transportado cierta dis-

tancia y puede acumularse formando barras de 30 a 70 cm de altura en zonas someras afectadas por el oleaje del lago. Ejemplos de estos depósitos se encuentran en la serie estratigráfica de Valdeolmillos (Fig. 1a).

En líneas generales, los dos grupos de asociaciones de facies se ordenan en una megasecuencia negativa de profundización o de aumento del carácter lacustre y, sobre la anterior, otra megasecuencia positiva de somerización que culmina, en los distintos puntos del área de estudio, con niveles de paleosuelos (en la Serie de Astudillo (Fig. 1b)), niveles que contienen pisadas de animales (en la Serie de La Miranda (Fig. 1c)) y niveles con grietas de desecación (en la Serie de Tariego (Fig. 1d)), todos ellos interpretados como niveles indicativos de la existencia de emersión e interrupción en la sedimentación. De por sí, los rasgos de emersión citados no tienen porqué representar ningún acontecimiento anormal dentro de un contexto de cuenca continental endorreica, en la cual la desecación temporal puede haber sido un rasgo común. En nuestra opinión registra una interrupción sedimentaria por dos razones: (1) es un hecho generalizado en todas las columnas estratigráficas estudiadas, aunque con distinto registro según los ambientes sedimentarios presentes en cada una de ellas, y (2) porque las condiciones fisicoquímicas de la cuenca, la distribución de ambientes y muchos de los procesos sedimentarios cambian sustancialmente por encima de la ruptura sedimentaria que se propone con respecto a los correspondientes en la unidad infrayacente. Así, por ejemplo, los depósitos siliciclásticos-carbonatados ocupan posiciones paleogeográficas distintas por encima y por debajo, de dicha discontinuidad, y los depósitos de yesos turbidíticos, prácticamente inexistentes en la Unidad 2, son predominantes en la Unidad 3 (Mediavilla *in litt.*).

López *et al.* (1986) datan como Aragoniense superior-Vallesiense la unidad de margas, calizas y yesos («Facies de las Cuestas»), equivalente a la suma de lo que hemos denominado unidades 2 y 3, y asignan una edad Turolense (aunque no existen dataciones) a los carbonatos que coronan la Unidad 3. El estado actual de conocimiento bioestratigráfico no aporta datos acerca del problema de la discontinuidad propuesta.

En resumen, consideramos que el límite superior de la Unidad 2, en el sector Central de la Cuenca del Dueño, está definido por una ruptura sedimentaria, a partir de la cual se inicia un nuevo ciclo sedimentario bajo nuevos procesos de sedimentación y proponemos que ese límite existe también en el resto de la Cuenca.

2.3. Unidad 3

Los sedimentos que integran esta unidad son siliciclásticos, carbonatados y yesíferos y, como ya ocurría en la Unidad 2, se agrupan en dos asociaciones de facies. La potencia oscila entre 30 y 40 m y es de destacar que en las direcciones NE-SW y NW-SE presenta, en muy poco espacio, las máximas variaciones que se han medido.

En esta unidad se han diferenciado dos ciclos sedimentarios cada uno de los cuales está integrado, de

muro a techo, por una megasecuencia negativa de profundización o aumento del carácter lacustre y una megasecuencia positiva de somerización (Fig. 2).

El primer ciclo está constituido, en unas áreas, por sedimentos siliciclásticos y carbonatados interpretados como depósitos deltaicos (Serie de Torremormojón, Fig. 1e) o bien como depósitos fluvio-lacustres (Serie de La Mota, Fig. 1f), y en otras áreas, por sedimentos yesífero-dolomíticos interpretados, en general, como depósitos de llanura fangosa (Serie de Hornillos, Fig. 1g) y turbidíticos (Serie de Valdeolmillos, Fig. 1a). Estos últimos predominan sobre los primeros tanto en extensión como en potencia y en diversidad de facies sedimentarias.

Gran parte de los sedimentos yesíferos resedimentados presentan en cartografía morfologías de lóbulo integradas por bancos con secuencias granodecrecientes. Se han interpretado como lóbulos turbidíticos («Ss», Fig. 2) (Mediavilla y Dabrio, 1986) en función de las asociaciones de morfología, litologías, estructuras sedimentarias y secuencias. Estos depósitos se formaron a favor de paleopendientes sinsedimentarias y están alimentados por material redepositado procedente de las llanuras fangosas salinas donde se formaban las margas dolomíticas yesíferas y dolomías marginales. El material yesífero era retrabajado y transportado a lo largo de canales, bien visibles en el campo y en las explotaciones mineras (Serie de Hornillos, Fig. 1g), rellenos de brechas y arenas de yeso. Los lóbulos yesoareníticos están rodeados por depósitos lacustres integrados por margas dolomíticas con niveles de yeso primario selenítico y de yesoarenitas con laminación lenticular; en la vertical pasan a dolomías palustres («P», Fig. 2).

El segundo ciclo de la Unidad 3 presenta litologías muy variadas: calizas secundarias que alternan con arcillas, margas, calizas micríticas, calizas brechificadas, lutitas y arenas. Estos materiales corresponden a depósitos de ambientes lacustres marginales, palustres y fluvio-palustres y se formaron en contextos de lagos reactivos cuando los ambientes marginales progradaron hacia el centro de las cuencas. En la secuencia positiva de este ciclo se encuentran también depósitos yesíferos, pero, a diferencia del primer ciclo, son muy poco importantes debido, en nuestra opinión, al carácter retractivo de los lagos en los que se depositó esta parte de la sucesión.

El techo de la unidad sería equivalente a lo que tradicionalmente se ha denominado «Páramo» y que algunos autores denominan «Páramo I» (Ordóñez *et al.*, 1981). De acuerdo con nuestra experiencia es conveniente no utilizar esta denominación («Páramo») pues conduce a grandes confusiones. En efecto, tradicionalmente se ha cartografiado bajo este término cualquier caliza que corona la serie neógena, independientemente del episodio sedimentario al que pertenezca, lo cual lleva a grandes errores, como el de cartografiar bajo este nombre a las calizas del techo de la Unidad 4 que se apoyan sobre conglomerados y arcillas rojas fluviales en el área de Astudillo, o el de cartografiar como «Páramo» una de las intercalaciones de calizas palustres de la Unidad 3 en el área de Tordesillas cuando aún aparecen mate-

riales de dicha Unidad 3 estratigráficamente superiores en puntos vecinos.

Estos materiales se han visto afectados por procesos kársticos que modifican en gran medida la apariencia y litología originales. El límite superior, que sólo se puede precisar con certeza cuando aflora la Unidad 4 suprayacente, se sitúa entre las cotas de 850 y 890. Esta diferencia de altitud de hasta 40 m de unos puntos a otros puede indicar, en nuestra opinión, que exista una disconformidad entre las unidades 3 y 4 que pasa casi desapercibida por la aparente horizontalidad de los materiales.

2.4. Unidad 4

Presenta un espesor entre 5 y 15 m y con frecuencia se observa sólo la parte inferior de la sucesión, pues la superior suele estar erosionada. Es equivalente a la Unidad Superior de Ordóñez *et al.* (1981) y su edad es desconocida por el momento. Es de destacar que, tradicionalmente, se ha considerado que no aflora en el sector central; no obstante, es segura su presencia en las hojas de Astudillo (236), Torquemada (274) y Baltanás (312) amén de en la zona de Valladolid (Portero, *com. pers.*, 1986; Pozo *com. pers.*, 1987).

Está formada por sedimentos carbonatados que cambian lateralmente a siliciclásticos (Fig. 2); estos últimos se disponen en bandas de dirección N-S y están constituidos por conglomerados que alternan con arenas rojas laminadas y se interpretan como canales fluviales trenzados, donde predominan las gravas con estratificación cruzada en surco (Gt, Miall, 1977), y por lutitas rojas con rasgos de edafización que se interpretan como depósitos de llanura de inundación y asociadas a esos canales («F_b», Fig. 2). Los carbonatos (margas, calizas micríticas con restos de gasterópodos y calizas brechificadas) se asimilan a ambientes lacustres y palustres («L», Fig. 2). Los carbonatos son expansivos con respecto a los siliciclásticos y serían equivalentes a lo que algunos autores han denominado «Páramo II».

3. FACTORES QUE CONTROLAN LA DISTRIBUCIÓN DE LAS FACIES SEDIMENTARIAS

Cada una de las unidades tectosedimentarias descritas representa un episodio de depósito durante el que llegaron sedimentos a, por lo menos, toda el área estudiada de la cuenca. Consideramos que la distribución espacial de facies y los cambios laterales de las mismas dentro de una unidad determinada son el resultado de la interacción de, al menos, estos tres factores: la tectónica sinsedimentaria, la evolución climática y el tipo y cantidad de sedimento aportado o disponible en cada lugar de la cuenca.

3.1. Tectónica

Hasta ahora la presencia de fracturas que afectan a los materiales neógenos de la Cuenca de Duero ha pasado desapercibida en trabajos geológicos de cierto detalle y ni tan siquiera la cartografía del MAGNA las detecta.

Sin embargo, el mero análisis morfológico de los mapas topográficos revela ciertas alineaciones fisiográficas que se repiten insistentemente. Su estudio detallado a partir de fotografía aérea convencional y de imágenes Landsat nos ha permitido identificar tres alineaciones de fractura de direcciones NW-SE, NE-SW y N-S. Las dos primeras son paralelas a las direcciones de fracturación hercínicas y la tercera es paralela a las direcciones de fracturación tardihercínicas. Más en particular, la línea de fractura más importante de las identificadas con dirección NE-SW se encuentra en continuidad con la gran fractura conocida como «Falla de Alentejo-Plasencia» que cruza la Península Ibérica y atraviesa la zona estudiada en la vertical de Palencia (Fig. 3). La red fluvial se adapta a estas líneas de fractura que se marcan, además, en alineaciones de dolinas en la superficie de los páramos, lo cual indica que estas fracturas han jugado en tiempos recientes, bien como fallas de pequeño salto o bien como diaclasas.

De acuerdo con estos criterios, pueden dibujarse muchas de estas fracturas (Fig. 3) algunas de las cuales son de importancia poco menos que irrelevante, por lo que no se han señalado todas ya que convertirían los mapas que se presentan en este trabajo en un entramado del que sería difícil extraer conclusión alguna que sirviese a nuestros objetivos presentes.

Lo que nosotros pretendemos poner de manifiesto es que algunas de estas líneas de falla no han jugado sólo en tiempos recientes sino que actuaron durante la sedimentación de los materiales neógenos de la Cuenca del Duero creando desniveles que, aunque pequeños en cifras de desniveles absolutos, modificaron sustancialmente la distribución de facies. Esta idea es nueva para la Cuenca del Duero, pues tan sólo Mediavilla y Dabrio (1986) y Pozo (1987), que recoge sus ideas, han atribuido a fracturas los cambios de la sedimentación de unos puntos a otros de la cuenca.

Para demostrar que se trata de fallas con influencia en la sedimentación se han estudiado con mucho detalle las columnas levantadas (Fig. 1) y, además, se ha seguido cuidadosamente la repartición y evolución de facies en las cercanías de las fracturas propuestas. Los resultados de este análisis son que de uno a otro lado de ellas se producen sistemáticamente cambios de facies entre materiales interpretados como pertenecientes a ambientes fluviales, lacustres marginales o lacustres «profundos». En el caso de las unidades 2 y 3 los cambios se producen sobre todo asociados a las fallas de dirección NE-SW y también a las NW-SE (Fig. 4), mientras que en la Unidad 4 se asocian a la dirección N-S. Esto es, en nuestra opinión, una prueba de que estas fracturas condicionaron y controlaron la sedimentación neógena y, además, diferencia claramente la Unidad 4 de las 2 y 3 desde un punto de vista geodinámico.

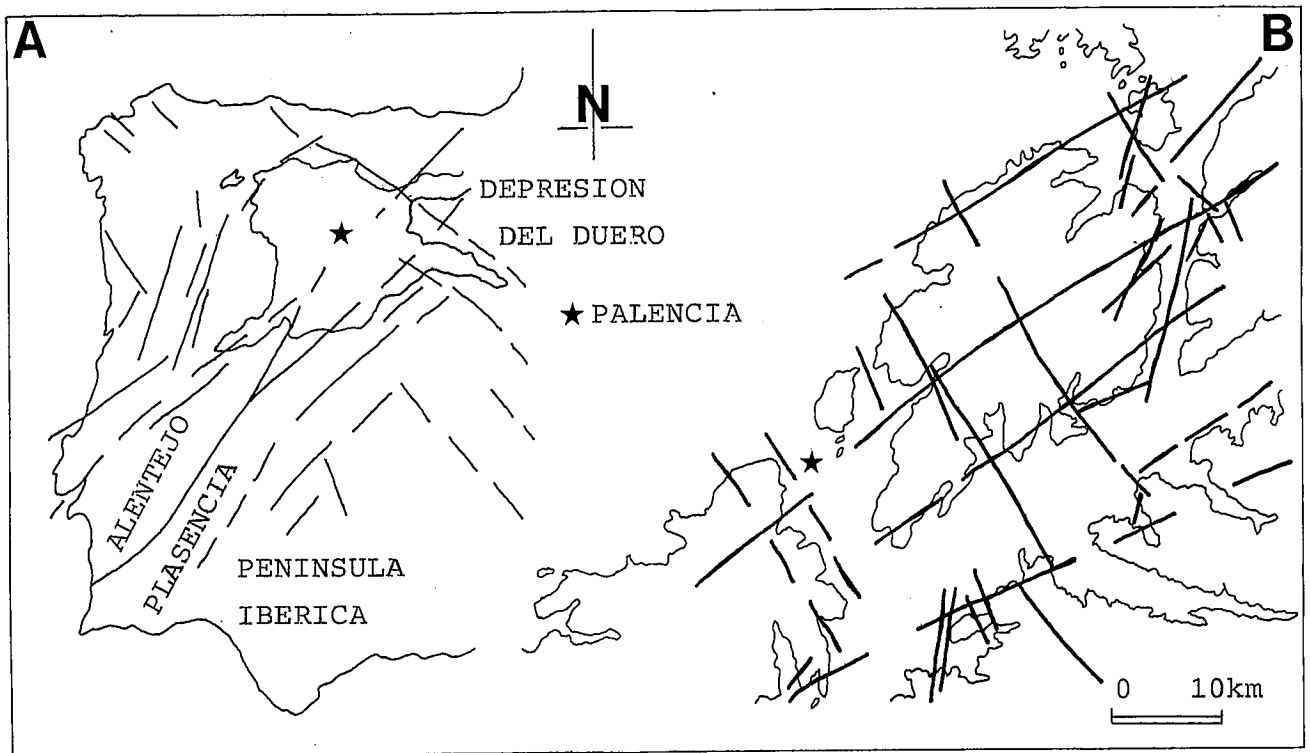


Fig. 3.—(A) Distribución de los sistemas principales de fracturas en el oeste de la Península Ibérica en relación con (B) las más importantes fracturas que afectan a los sedimentos neógenos en el área de Palencia (sector central de la Depresión del Duero).

Fig. 3.—(A) Generalized pattern of fracture systems in the western Iberian Peninsula as related to (B) the main fracture lines affecting the Neogene deposits in the area of Palencia (Central Duero Basin).

Del mismo modo, se compararon cuidadosamente los espesores de cada unidad medidos transversalmente a las fracturas. También aquí se obtuvo una variación sistemática que, a grandes rasgos permitió distinguir las zonas de distinta subsidencia, simplificadas como de «máxima» y «mínima» subsidencia en la Fig. 4.

Un tercer paso consistió en comparar los cambios de facies y los cambios de potencia y se vio que guardan un paralelismo casi perfecto, lo cual permitió determinar las estructuras lineales del basamento, que actuaron durante la sedimentación neógena (Fig. 5).

En conclusión, los desniveles producidos por estas fracturas se observan en el zócalo (Pozo, 1987, entre otros) y nosotros consideramos que dieron lugar a subsidencias diferenciales que tuvieron importancia en el depósito de los materiales cenozoicos que rellenan la Cuenca del Duero, pues controlaron la distribución de los sedimentos al condicionar la orientación y el desnivel de las paleopendientes. De este modo, controlaron la distribución de áreas expuestas y sumergidas y el desarrollo de los lóbulos deltaicos y los abanicos o lóbulos de yesos turbidíticos en el ambiente lacustre y, en definitiva, la magnitud del cambio experimentado por cada zona concreta ante un cambio en la lámina de agua del sistema lacustre y en función de su mayor o menor elevación relativa.

3.2. Clima

La mayoría de los autores (Civis *et al.*, 1982; Valle y Civis, 1982; López *et al.*, 1985 entre otros) conside-

ran que para el Mioceno superior el clima era templado-cálido y seco, si bien debieron existir microclimas o condiciones locales, que justificarían la presencia de vegetación de carácter subtropical y su posterior sustitución por flora mediterránea (Rivas y Valle, 1986).

El clima es un factor que afecta a toda la cuenca y cuya evolución se superpone a las condiciones particulares creadas por otros factores. Lo que se pretende exponer en este trabajo es que los cambios de facies observados no se deben a una evolución o variación climática a lo largo del Mioceno superior sino, precisamente, que los cambios se dan aún cuando el clima debió ser bastante parecido. ¿Por qué, entonces, hablar de la influencia del clima? Sencillamente, porque el registro sedimentario presenta facies de lagos de agua dulce, de agua salada y área sometidas a fuerte evaporación, para una misma unidad, y la conclusión inmediata es que tras ellos debe esconderse una componente climática. En nuestra opinión la influencia del clima es pequeña y los aumentos de salinidad y el carácter evaporítico reflejan el aislamiento de las distintas zonas (determinadas por la tectónica de fracturas sinsedimentarias) con respecto a las entradas de agua dulce, lo cual potenciaría el efecto de la evaporación, haría variar la profundidad del lago y propiciaría la exposición subaérea de extensas llanuras de fango, desencadenando en éstas los procesos penecontemporáneos de dolomitización y formación de yeso lenticular al modificar la concentración de sales en las aguas lacustres e intersticiales.

No se tiene control de los posibles aportes de aguas freáticas, por las áreas circundantes, pero el carácter ar-

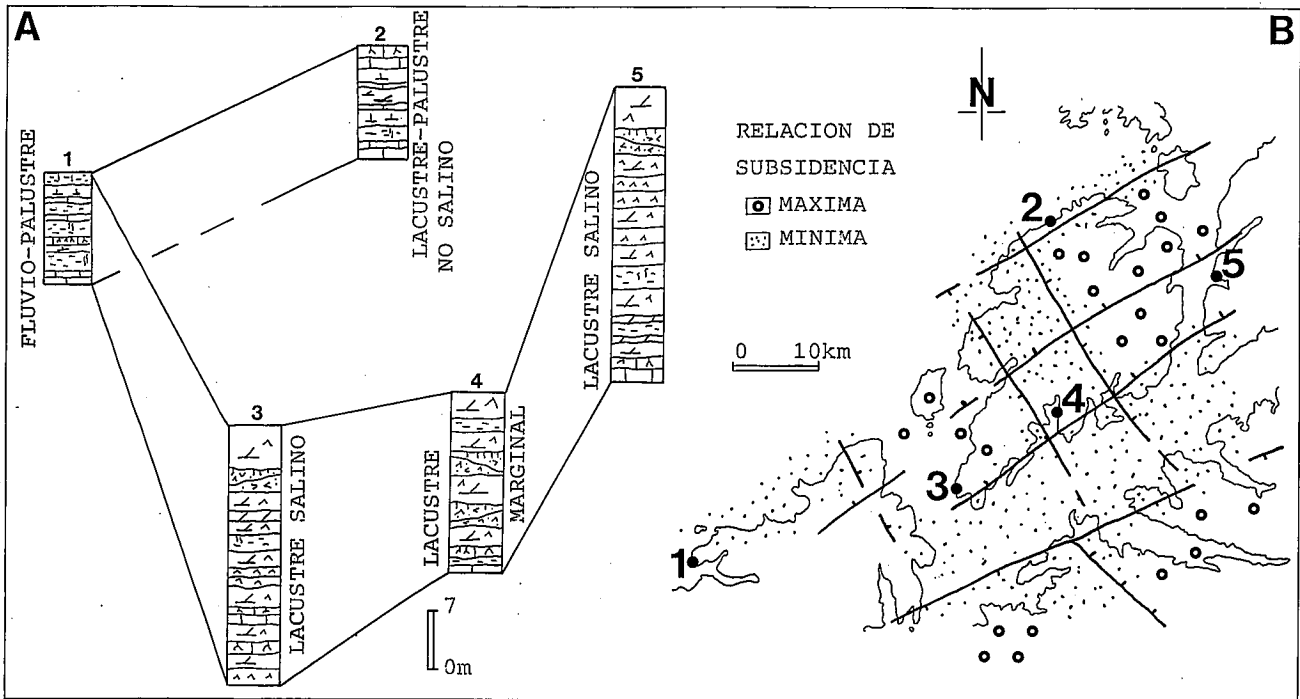


Fig. 4.—(A) Variaciones de espesor relacionadas con las fallas sinsedimentarias en la Unidad 2. Comparando los espesores y características sedimentológicas en las sucesiones de: (1) Torremormojón, (2) Amusco, (3) Sanatorio de San Luis, (4) Villamediana y (5) Valbuena, se manifiesta que las variaciones de potencia y facies sedimentarias se realizan según las direcciones NE-SW y NW-SE. (B) Distribución de las fracturas que afectaron al depósito de los sedimentos miocénicos (Unidad 2, sector central de la Depresión del Duero) y de las áreas de subsidencia diferencial motivadas por dichas fracturas sinsedimentarias.

Fig. 4.—(A) Changes of thickness caused by synsedimentary faulting in Unit 2. Careful comparison of thickness and sedimentological features in the measured sections (1) Torremormojón, (2) Amusco, (3) Sanatorio de San Luis, (4) Villamediana, (5) Valbuena reveals that sudden changes of thickness and also sedimentary facies occur in both directions: NE-SW and NW-SE.

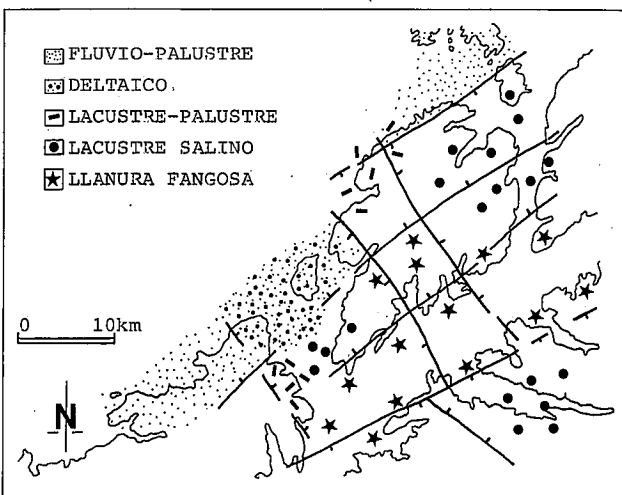


Fig. 5.—Distribución espacial de los ambientes sedimentarios para la Unidad 2 en la zona de estudio. Obsérvese la relación existente entre los principales cambios de ambientes sedimentarios y los sistemas de fracturas sinsedimentarias.

Fig. 5.—Areal distribution of sedimentary environments for Unit 2 in the studied area of the Duero Basin. Note the close relationship between changes of sedimentary environments and the proposed systems of synsedimentary active fault lines.

3.3. Aporte y tipo de sedimento disponible

En función de la importancia relativa de los aportes siliciclásticos o de la formación de minerales evaporíticos, se distinguen dos asociaciones sedimentarias: siliciclásticos carbonatos y yesos-carbonatos cuya distribución (Fig. 5) obedece a la interacción de los tres controles generales.

La asociación de facies siliciclásticos-carbonatos está presente en las áreas donde llega el aporte de agua dulce y de sedimentos siliciclásticos. Estos materiales se disponen en bandas de dirección NE-SW a lo largo de todo el límite septentrional del área de estudio y forman orlas fluviales o palustres que cambian hacia el noreste y suroeste a lóbulos deltaicos lacustres o a márgenes de bancos carbonatados. Así dentro de cada banda NE-SW los materiales presentan una distribución espacial en bandas paralelas a la dirección NW-SE (figs. 4A y 5).

La asociación yesos-carbonatos, por su parte, aparece en las zonas desconectadas de los aportes siliciclásticos y de agua dulce que se sitúan hacia la parte sur del área estudiada. Se disponen también en bandas alargadas en la dirección NE-SW, paralelamente a las de la otra asociación de facies, y los depósitos de llanura fangosa y lacustres que integran esta asociación, presentan una distribución espacial en bandas paralelas a la dirección NW-SE (Fig. 5). Así los depósitos de yeso turbidítico, que proceden de las áreas marginales o llanuras fango-

cilloso y margoso de gran parte de los materiales parece limitar sustancialmente su acción.

sas del propio sistema lacustre, presentan para un mismo episodio de sedimentación paleodirecciones hacia el ENE (N60°, N80°) y WSW (N230°, N260°) que son aproximadamente transversales a las bandas de facies de llanura fangosa (NW-SE).

Las asociaciones siliciclásticos-carbonatos y yesos-carbonatos están relacionadas por cambios de facies que se dan en una corta distancia en dirección NW-SE, es decir, transversal a la elongación de las bandas principales.

En resumen, consideramos que la distribución espacial de estos depósitos está controlada de un lado por los desniveles topográficos inducidos por la tectónica y de otro, por la proximidad a las áreas por donde llegaba el aporte siliciclástico (que se localiza hacia el norte y noroeste) o a las zonas de entrada de agua dulce a la cuenca.

4. DISCUSIÓN Y CONSECUENCIAS

Unas relaciones tan complejas como las que se han esbozado conducen, necesariamente, a unos esquemas complicados de distribución de facies donde los factores se entremezclan y son difíciles de separar entre sí. Sin embargo, esta complejidad no debe confundirse con caos. En efecto, la aplicación concienzuda del análisis de facies y su interpretación detallada en un número relativamente alto de sucesiones estratigráficas, levantadas en unos cercanos entre sí, ha puesto de manifiesto estructuras y acontecimientos tectónicos regionales en una zona donde la subhorizontalidad de las capas no parecía en principio proclive a tal actividad tectosedimentaria.

Aportaciones similares a las que se realizan en este trabajo, y que son novedosas para el ámbito de la Cuenca del Duero, se realizaron hace tiempo en otras cuencas continentales. Así, Martín Escorza (1976, 1983) propuso que en la Cuenca del Tajo la dinámica de ciertas estructuras lineales definidas en el basamento traspasó la cobertera paleógena dejando sentir su efecto e influencia durante la sedimentación miocénica y actuó de motivador principal de la distribución general de las facies y, por lo tanto, de sus cambios laterales. Por otra parte, en dicha Cuenca del Tajo, donde se posee mayor documentación cronoestratigráfica que en la Cuenca del Duero, se ha puesto de manifiesto que las discontinuidades estratigráficas, existentes en los depósitos miocenos, están estrechamente ligadas a los episodios de elevación de los sistemas montañosos circundantes, entre ellos el Sistema Central y la Cordillera Ibérica. Ambos sistemas también limitan la Cuenca del Duero, por lo que es de suponer que los efectos de dichas elevaciones se registren en los sedimentos miocenos de esta depresión, si bien en el estado actual de los conocimientos bioestratigráficos es difícil establecer las posibles relaciones entre las discontinuidades descritas en este trabajo y aquellas elevaciones, aunque este punto constituye uno de nuestros objetivos prioritarios y se encuentra actualmente en estudio.

5. CONCLUSIONES

A partir de unos levantamientos estratigráficos muy detallados y de la correspondiente interpretación sedimentaria de los materiales del Neógeno en un área de unos 5.000 km² del sector central de la Depresión del Duero se ha determinado la presencia de cuatro unidades tectosedimentarias separadas por una discordancia, una discontinuidad sedimentaria y una disconformidad.

Se proponen y discuten los factores que controlaron la sedimentación de cada una de estas unidades: la actividad tectónica sinsedimentaria a favor de las fracturas del zócalo que atraviesan la depresión, el aporte de sedimentos y el clima. De la interacción de estos factores resulta una diversidad de facies que se distribuyen en bandas alargadas paralelamente a las líneas de fractura, principalmente las de dirección NE-SW.

AGRADECIMIENTOS

La empresa IBERSAT cedió sus instalaciones para el estudio de las imágenes Landsat y proporcionó fotografías para este trabajo. Los Dres. García del Cura y Ordóñez amablemente contribuyeron al estudio de los yesos.

Trabajo subvencionado parcialmente por la Junta de Castilla y León a través del Convenio de Cooperación con la Universidad de Salamanca y de una Beca de Investigación Minera y por el Proyecto CAICYT 1.113/84.

BIBLIOGRAFÍA

- Civis, J., García Marcos, J.M. y Jiménez, E. (1982): Ostracofauna de la facies «Cuestas» en el borde occidental de la Cuenca del Duero. *I Reun. Geol. Cuenca del Duero, Salamanca*, 1979, Bol. Inst. Geol. Min. España, 1, 153-167.
- García Abbad, F.J. y Rey Salgado, J. (1973): Cartografía del Cuaternario y Terciario de Valladolid. *Bol. Geol. Min.* 84-IV, 213-227.
- Hernández Pacheco, E. (1915): *Geología y paleontología del Mioceno de Palencia*, Junta Ampl. Est. Inv. Cient. Com. Inv. Paleont. Prehist. Mus. Nac. Ciencias Nat., 298 p.
- I.G.M.E. (1982): Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). Mapa y Memoria explicativa de la hoja nº 311 (Dueñas), 64 p. Inst. Geol. Min. España.
- I.G.M.E. (1982): Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2ª serie (MAGNA). Mapa y Memoria explicativa de la hoja nº 273 (Palencia), 64 p. Inst. Geol. Min. España.
- López Martínez, N., Agusti, J., Cabrera, L., Calvo, J.P., Civis, J., Corrochano, A., Daams, R., Díaz, M., Eliazaga, E., Martínez, J., Morales, J., Portero, J.M., Robles, P., Satisteban, C. y de Torres, T. (1985): *VIII Congr. Reg. Com. Medit. Neogene Strat. Abstracts*, 348-350.

- López Martínez, N., García Moreno, E. y Álvarez Sierra, M.A. (1986): Paleontología y bioestratigrafía (micromamíferos) del Mioceno medio y superior del Sector Central de la Cuenca del Duero. *Stv. Geol. Salmant.* Univ. Salamanca, XXII, 191-212.
- Martín Escorza, C. (1976): Actividad tectónica, durante el Mioceno, de las fracturas del basamento de la Fosa del Tajo. *Estudios Geol.*, 32, 509-522.
- Martín Escorza, C. (1983): Neotectónica de la Cuenca de Madrid. En: *Libro Jubilar J.M. Ríos*, II, 543-553, Inst. Geol. Min. España.
- Mediavilla, R.M.^a (1985): *Estratigrafía y sedimentología del Neógeno de Palencia*. Tesis de Licenciatura, Univ. Salamanca, 135 p.
- Mediavilla, R.M.^a (*in litt.*): Sedimentología de los yesos del Sector Central de la Depresión del Duero. *Acta Geol. Hisp.*
- Mediavilla, R.M.^a y Dabrio, C.J. (1986): La sedimentación continental del Neógeno en el sector Centro-Septentrional de la depresión del Duero (Provincia de Palencia). *Stv. Geol. Salmant.*, XXII, 111-132.
- Miall, A.D. (1977): A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Sci. Rev.*, 13, 1-62.
- Ordóñez, S., García del Cura, M.A. y López-Aguayo, F. (1981): Chemical carbonated sediments in continental basins: the Duero Basin. 2nd. Eur. Mtg. Sedim., Int. Assoc. Sedim. Bologna. Abstracts, 130-133.
- Pozo, M. (1987): *Mineralogía y sedimentología de la "Facies de las Cuestas" en la zona central de la Cuenca del Duero: Génesis de sepiolita y paligorskita*. Tesis Doctoral, Univ. Autónoma de Madrid, 536 p.
- Pozo, M., Carames, M. y Fonollá, F. (1984): Estudio mineralógico, geoquímico y paleontológico de los materiales de transición de facies fluviales a evaporíticas en el sector central de la Cuenca del Duero. *Rev. Mat. Proc. Geol.*, VII, 95-113.
- Rivas Carballo, R. y Valle, M.F. (1986): Nuevas aportaciones a la palinología del Terciario de la Cuenca del Duero. Torremormojón (Palencia). *Stv. Geol. Salmant.*, XXII, 133-143.
- Royo Gómez, J. (1926): Terciario Continental de Burgos. *XIV Congr. Geol. Intern. Guía Exc.*, A-6, 69 p.
- Valle, M.F. y Civis, J. (1982): Palinología de las facies «Cuestas» en el borde occidental de la Cuenca del Duero. *Actas IV Simp. Palinol.* (N. Solé y M. Suárez, Eds.), p. 351-361.

Recibido el 20 de mayo de 1987
Aceptado el 27 de julio de 1987