

LOS SISTEMAS ALUVIALES MIOCENOS DEL BORDE NORESTE DE LA CUENCA DE MADRID: SECTOR CIFUENTES - LAS INVIERNAS (GUADALAJARA)

A.M.Alonso Zarza(1), J.P.Calvo(2), M.A.García del Cura(1) y M.Hoyos (3).

(1) Instituto de Geología Económica. U.E.I. Petrología. Facultad de C. Geológicas. Univ. Complutense. 28040. MADRID.

(2) Dpto. Petrología y Geoquímica. Facultad de C. Geológicas. Univ. Complutense. 28040. MADRID.

(3) Museo Nacional de Ciencias Naturales. C.S.I.C. J.Gutiérrez Abascal, 2. 28006. MADRID.

RESUMEN

El relleno mioceno en el borde noreste de la Cuenca de Madrid aparece constituido por varios complejos detríticos que se desarrollan a partir de los relieves mesozoicos de la Cordillera Ibérica, que constituye en este área el borde de la cuenca terciaria. Se definen esencialmente dos tipos de sistemas deposicionales dentro de las áreas marginales de la cuenca: abanicos aluviales y depósitos de ladera. Dentro de los primeros, que constituyen los elementos de mayor envergadura y los contribuidores esenciales de material clástico a la cuenca, se han reconocido, en el área estudiada, tres abanicos mayores, que son en orden decreciente de envergadura los abanicos: del Tajuña, de Las Inviernas, y de La Tajera. Estos abanicos, cuyos ápices aparecen encajados en los materiales mesozoicos del borde de la Cuenca, presentan una gradación de facies clara en sentido proximal-distal. La ubicación de estos abanicos y su evolución en sentido proximal - distal está condicionada por características tanto estructurales como morfológicas del paleorrelieve desarrollado sobre los materiales cretácicos.

Además de los abanicos aluviales mencionados, se reconocen y definen diversos sistemas de depósitos de ladera. Dichos depósitos se presentan tapizando el paleorrelieve en forma de cuñas clásticas gruesas (brechas y conglomerados) y gradan lateralmente a términos lútficos. Los depósitos de ladera se presentan asociados a escarpes rectilíneos del paleorrelieve.

La evolución vertical de los depósitos, en particular los que forman las sucesiones correspondientes a los abanicos, permite definir dos secuencias dentro del registro mioceno. Dichas secuencias son bien correlacionables con las reconocidas en áreas algo más centrales de la cuenca.

Palabras clave: Cuenca de Madrid, Mioceno, paleomorfología, abanicos aluviales, depósitos de ladera.

ABSTRACT

Miocene deposits in the NE of the Madrid basin are made of different clastic systems that were fed up by the mesozoic rocks of the Iberian Range.

Two different kinds of depositional systems are described: alluvial fans and slope-scrée deposits. Three alluvial fan systems have been recognized: Tajuña, Inviernas and Tajera fans. These fan systems represented the major points of sediment input to the basin and their position in the margin of the basin was controlled by the paleomorphology of the mesozoic reliefs of the Iberian Range. On the other hand the slope-scrée deposits are placed between the apexes of the fans and are related with steep slopes of the paleorelief.

The vertical evolution of the sedimentary sequence shows the lack of activity of the alluvial systems at the top of the lower Vallesian when a wide shallow lacustrine environment was developed.

Key words: Madrid Basin, Miocene, paleomorphology, alluvial fans, slope-scrée deposits.

Alonso Zarza, A.M., Calvo, J.P., García del Cura, M.A. y Hoyos, M. (1990): Los sistemas aluviales miocenos del borde noreste de la cuenca de Madrid: Sector Cifuentes - Las Inviernas (Guadalajara). *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 213-229.

Alonso Zarza, A.M., Calvo, J.P., García del Cura, M.A. and Hoyos, M. (1990): Miocene alluvial systems of the northeastern margin of the Madrid Basin: Cifuentes - Las Inviernas area (Guadalajara). *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 213-229.

1. INTRODUCCIÓN

El relleno terciario de la Cuenca de Madrid consiste en una potente sucesión de depósitos continentales que, a grandes rasgos, se disponen en un cinturón de facies marginales de carácter clástico, adyacentes a los bordes, y unas facies centrales con predominio de depósitos carbonáticos y/o evaporíticos (Riba, 1957; Junco y Calvo, 1983). Dentro de este dispositivo, en realidad más complejo que lo anteriormente apuntado (Calvo *et al.*, 1989, Alonso-Zarza *et al.*, 1989), las facies marginales miocenas en el borde NE de la cuenca se apoyan netamente discordantes sobre materiales mesozoicos, incluyéndose dentro de la denominada Formación Detrítica NE señalada por Junco y Calvo (*op.cit.*).

Este trabajo se centra fundamentalmente en el estudio de los depósitos terrígenos correspondientes al Mioceno en un sector del borde noreste de la Cuenca de Madrid. La zona está limitada al N por la localidad de Las Inviernas y hacia el sur por Cifuentes, ambas en la provincia de Guadalajara (Fig. 1). El límite hacia el oeste del área estudiada queda definido por la presencia de niveles carbonáticos depositados en zonas marginales lacustres, hecho que tiene lugar a unos 10 km del borde mesozoico.

Las excelentes condiciones de afloramiento con conservación casi intacta de la morfología y estructuras originales de los sistemas sedimentarios permiten abordar, siendo éstos los objetivos del trabajo: a) la reconstrucción de la arquitectura de las facies marginales durante el Mioceno en este sector de la Cuenca de Madrid, b) la evaluación de la influencia relativa de los dos sistemas sedimentarios reconocidos en el relleno de este margen de la Cuenca y c) por último, determinar los factores que condicionan la presencia de abanicos aluviales y/o depósitos de ladera a lo largo del área estudiada.

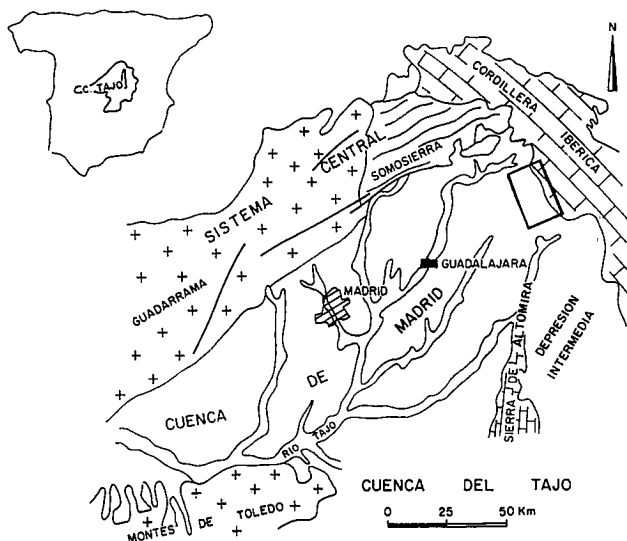


Fig. 1.-Situación geográfica del área estudiada (en el recuadro) y posición de la misma dentro de la Cuenca de Madrid.
Fig. 1.-Location map of the studied area and its position into the Madrid Basin.

El contacto entre el borde mesozoico y los depósitos terciarios más antiguos (Paleógeno y posiblemente Mioceno inferior), no observables en superficie, tiene lugar mediante falla inversa de gran ángulo, tal y como pone de manifiesto la información geofísica disponible sobre esta zona (Racero, *com.pers.*, 1988). Por su parte, los depósitos miocenos estudiados, de edad más reciente (Aragoniense-Vallesiense inferior), se apoyan discordantes sobre el borde mesozoico. Los materiales cretácicos sobre los que se sitúan los depósitos miocenos están constituidos por cuatro formaciones calcáreas, además de la Formación Arenas de Utrillas, que se incluyen dentro del Cretácico superior (Albiense - Cenomaniense) (Segura, 1984). Estos materiales se encuentran plegados y fracturados según dos direcciones principales NW-SE, dirección Ibérica y NE-SW, dirección Guadarrama (de Vicente, 1988). Es en esta zona del margen de la Cordillera Ibérica, en la que dentro de las directrices ibéricas generales aparecen muy marcados una serie de pliegues de dirección Guadarrama, en la que se reconocen y sitúan los sistemas aluviales estudiados (Fig. 2).

En lo que atañe al Terciario, los estudios previos realizados en esta región son muy escasos. Algunos datos de carácter globalizador pueden ser extraídos de la Hoja geológica a escala 1:50.000 de Ledanca (Moya y Kindelán, 1951). Asensio y González-Martín (1973) señalan la presencia de dos formaciones (N1 y N2, de edad Mioceno y Plioceno, respectivamente) con diferencias litológicas netas y separadas por una superficie de erosión, lo que permite a estos autores deducir la existencia de movimientos tectónicos en la cuenca durante el Neógeno. Esta misma idea es posteriormente resaltada por González-Martín y Asensio (1983).

2. RASGOS GENERALES DEL MIOCENO

Los depósitos miocenos presentes en el área NE de la Cuenca de Madrid, y más concretamente en el área estudiada, aparecen formados por una amplia variedad de facies (Alonso Zarza, 1989) que permiten diferenciar por una parte áreas marginales de la Cuenca, como la que es objeto de éste trabajo, en las que la sedimentación tiene lugar esencialmente en sistemas de abanicos aluviales y, por otra parte, áreas algo más centrales en las que la sedimentación se realiza tanto en sistemas fluviales como lacustres.

La evolución vertical de la sucesión neógena no es continua, sino que presenta saltos y/o rupturas sedimentarias más o menos bruscas. Estas rupturas son correlacionables con las reconocidas en otras áreas de la Cuenca y permiten definir, en todo el área estudiada, las Unidades Inferior, Intermedia y Superior del Mioceno de la Cuenca de Madrid (Junco y Calvo, 1983, Hoyos *et al.*, 1985). No obstante, señalaremos que en el área estudiada los depósitos miocenos son atribuibles exclusivamente a la Unidad Intermedia (Calvo *et al.*, 1984). El cuadro estratigráfico detallado para el conjunto de las facies miocenas del borde NE de la Cuen-

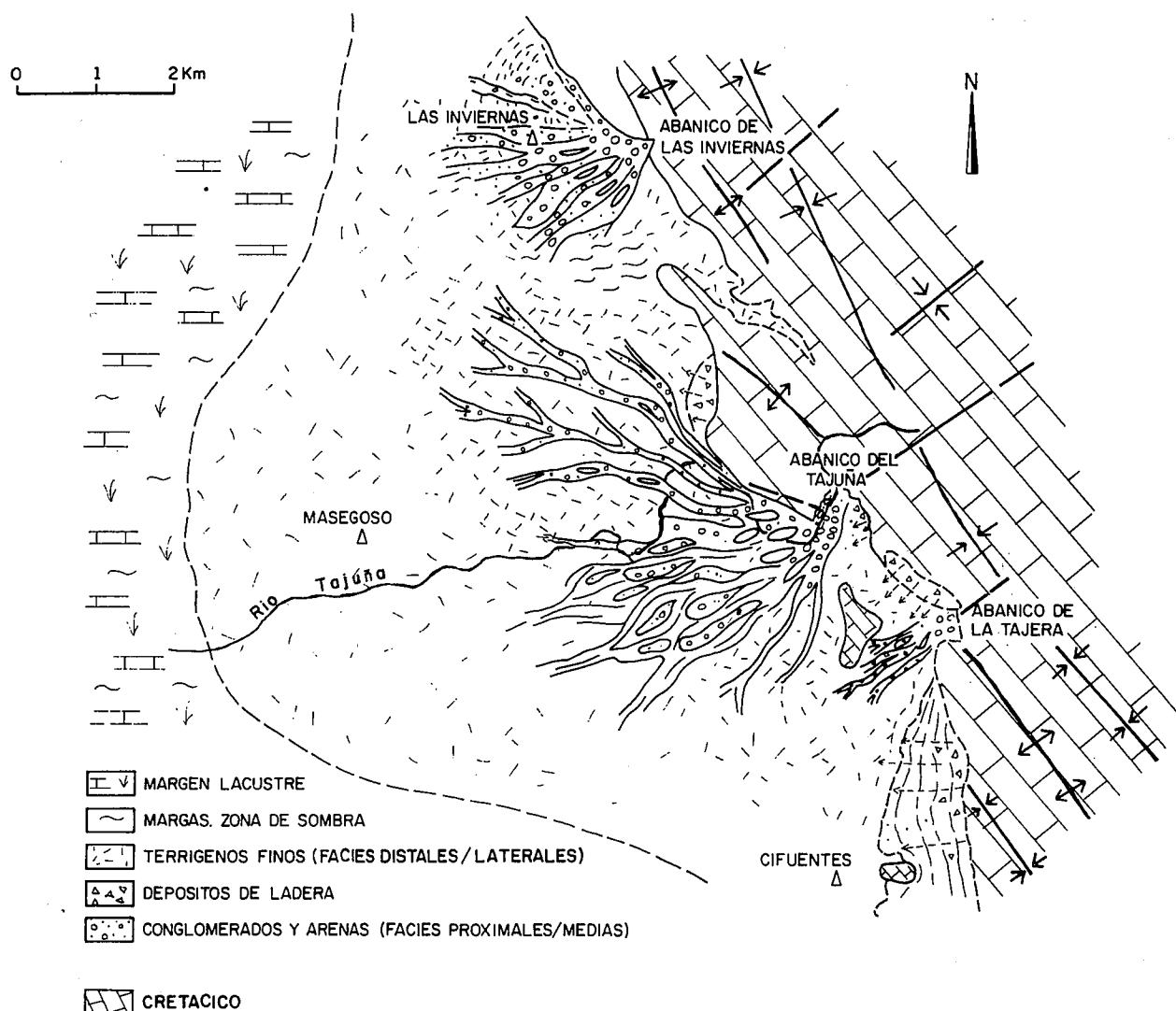


Fig. 2.-Localización y modelo sedimentario idealizado de los sistemas aluviales del área NE de la Cuenca de Madrid.
 Fig. 2.-Location and interpreted depositional model for the alluvial systems of the NE Madrid Basin.

ca ha sido ya previamente establecido (Alonso Zarza, 1989; Alonso Zarza *et al.*, 1989) (Fig. 3) y en él se definen dentro de la Unidad Intermedia dos secuencias sedimentarias claras. La ruptura que separa ambas secuencias es correlacionable con la reconocida en los alrededores de Paracuellos de Jarama (Alonso *et al.*, 1986), cuya edad se situaría en el Aragoniense superior.

La potencia de los sedimentos neógenos aflorantes es reducida, al menos en las zonas inmediatamente adyacentes al borde mesozoico (unos 120 m), si bien más hacia el W la sucesión neógena aflorante es de unos 200 m, pudiéndose reconocer en ella netamente las dos secuencias señaladas (Fig. 4).

A partir del estudio de las formaciones terrígenas miocenas adosadas al borde mesozoico en este área se puede concluir en una primera aproximación que el depósito de dichas formaciones tuvo lugar mediante la instalación de varios sistemas de abanicos aluviales dispuestos de forma discontinua, esto es, separados a lo largo del frente montañoso en que se originaron. Den-

tro del área estudiada se han reconocido tres de estos abanicos mayores, los cuales persistieron durante un lapso de tiempo que abarca, al menos, gran parte del Aragoniense. Entre estos abanicos y coetáneamente con ellos se acumularon depósitos asociados a laderas rectilíneas y más escarpadas del paleorrelieve (Alonso Zarza *et al.*, 1988a).

En los depósitos de los diferentes abanicos que a continuación se describen se han reconocido dos macrosecuencias, en sentido de Colombo (1989), que son correlacionables con las dos secuencias sedimentarias definidas dentro de la Unidad Intermedia en este área (Alonso Zarza, 1989), a las que ya hemos hecho referencia. La definición de las macrosecuencias en los abanicos aluviales es posible en base al cambio brusco en la evolución secuencial que se observa hacia la parte media de todas las sucesiones del área estudiada (Fig. 4).

El área fuente de los depósitos estudiados es siempre el conjunto de formaciones esencialmente carbonatadas de edad cretácica. Por ello es por lo que la com-

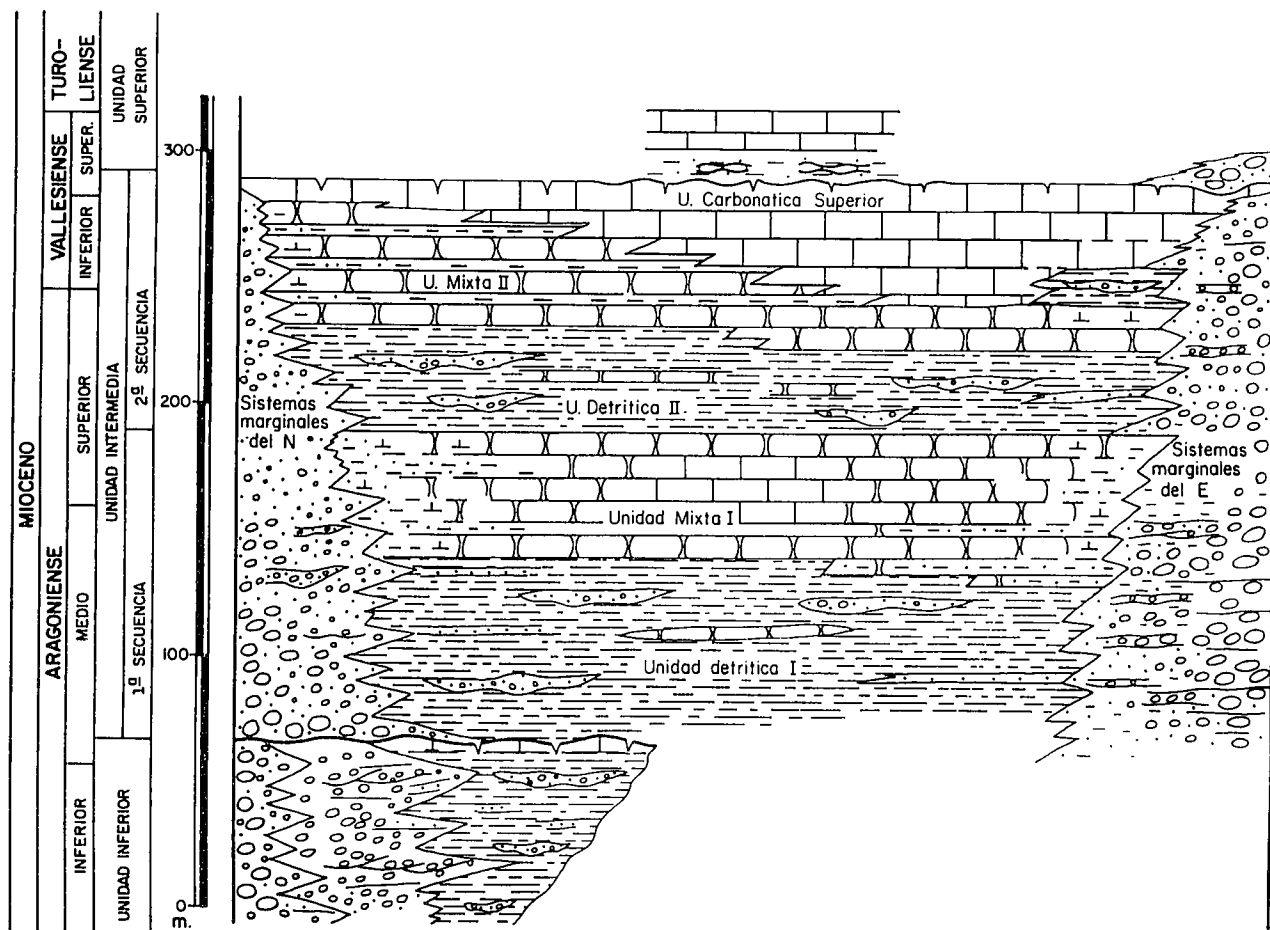


Fig. 3.-Columna litoestratigráfica sintética del Mioceno de la zona NE de la Cuenca de Madrid.
Fig. 3.-Idealized lithostratigraphic log of the Miocene of the NE area of the Madrid Basin.

posición de las facies clásticas gruesas es en más de un 95% carbonática. Sólo ocasionalmente se observan cantos de areniscas rojas u ocre, o bien cuarcitas, niveles correspondientes a las Facies de Buntsandstein y/o Facies Utrillas.

3. ABANICOS ALUVIALES

Se han reconocido en la zona estudiada tres sistemas de abanicos aluviales mayores individualizados (Fig. 2). Son, en orden decreciente en cuanto a su magnitud, el abanico del Tajuña, el abanico de Las Inviernas y el abanico de La Tajera.

3.1. Abanico del Tajuña.

Su dirección es a grandes rasgos coincidente con la del actual río Tajuña (Fig. 2). Su longitud en sentido axial llega a superar los 5 km. La potencia máxima observada, medida en la zona proximal del abanico, es de 110 m. El encajamiento de su ápice está relacionado con la intersección de una fractura de dirección NW-SE con

otra con dirección NE-SW. Las facies más proximales del abanico se sitúan discordantes sobre una superficie fuertemente encostrada que define el paleorrelieve previo a la sedimentación miocena.

a) *Ápice del abanico y zonas proximales*

La zona de ápice es bastante compleja al converger varias cuñas clásticas de materiales muy gruesos. Dichas cuñas se sitúan en una depresión estrecha e irregular, controlada estructuralmente y entallada en los materiales mesozoicos. En estas áreas muy proximales es posible reconocer, en base a la variación en las asociaciones de facies y al cambio en la evolución secuencial, dos macrosecuencias (Fig. 4) formadas, en su mayor parte, por cuerpos conglomeráticos tabulares con granoselección positiva. Estos cuerpos son bastante continuos lateralmente. La macrosecuencia superior es la que aflora con mayor potencia (unos 66 m).

La macrosecuencia inferior está constituida por el apilamiento de bancos tabulares gruesos, esencialmente conglomeráticos. La potencia media de los cuerpos de gravas es de unos 3 m. La estructura interna refleja el carácter multialmacenado de estos niveles, predomi-

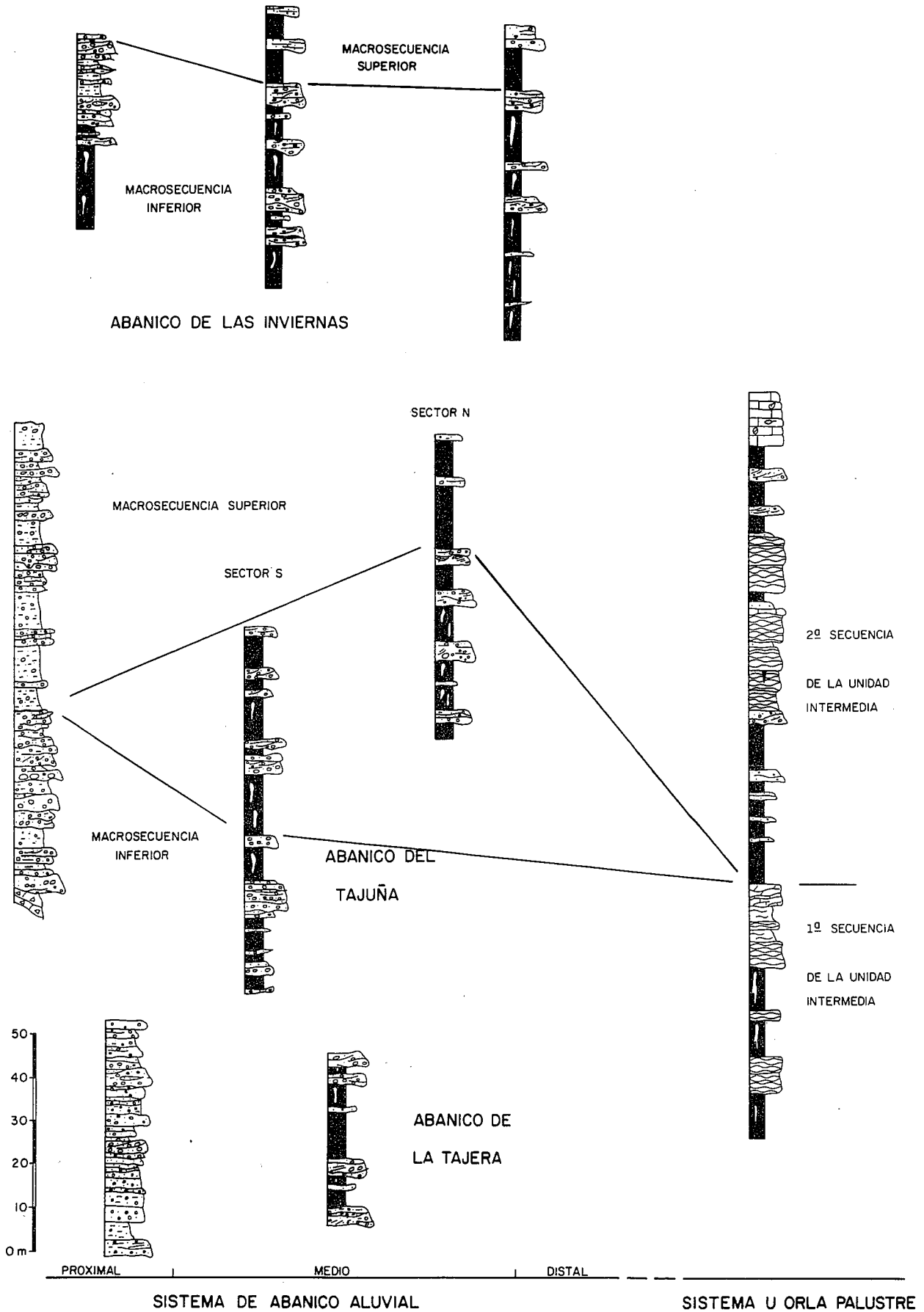


Fig. 4.-Columnas estratigráficas de los distintos abanicos y su correlación con secciones constituidas por depósitos finos de abanicos aluviales y carbonatos palustres.

Fig. 4.-Stratigraphic sections of the different fans and their correlation with distal to palustrine environments.

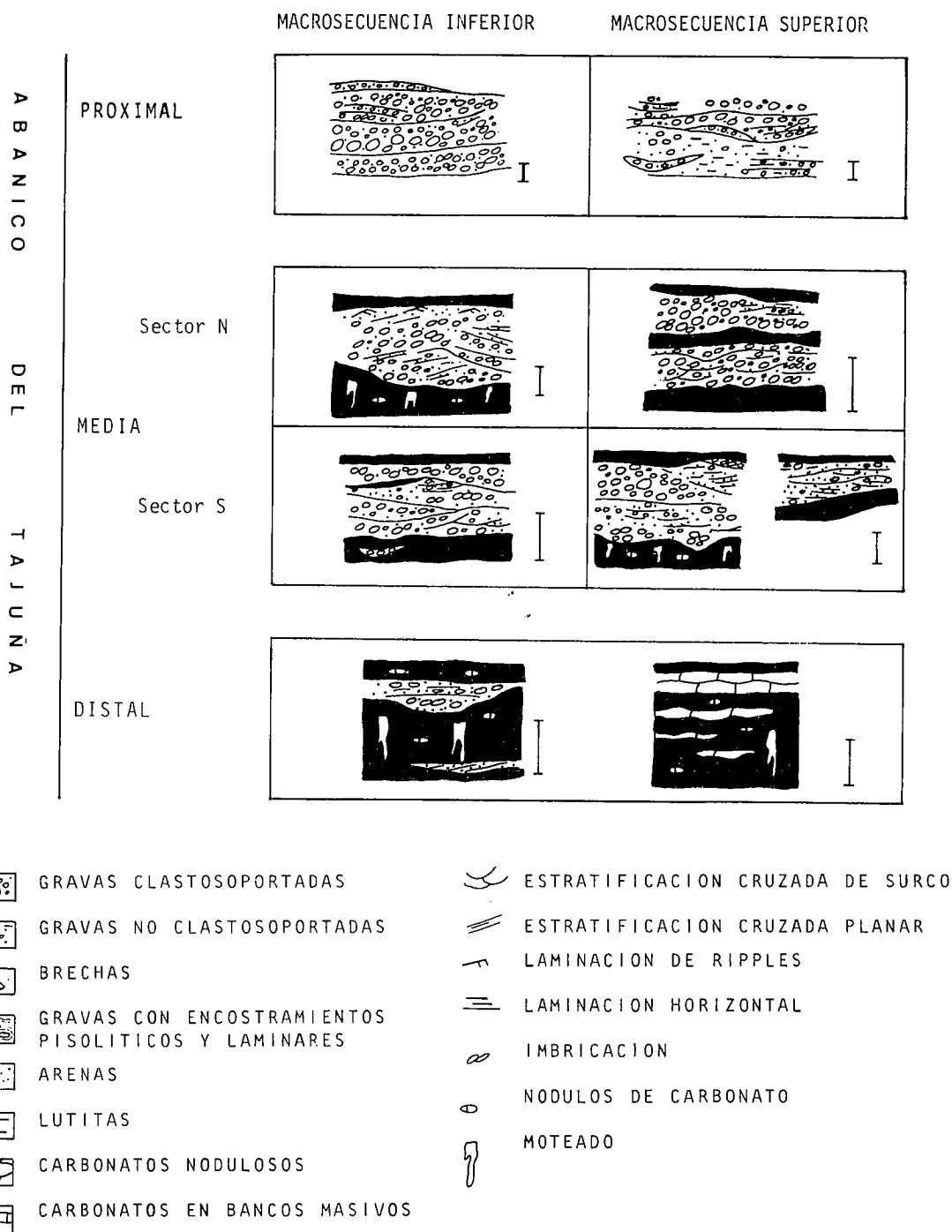


Fig. 5.-Asociaciones de facies reconocidas en el abanico del Tajuña. La barra que figura como escala equivale a 1 m.
 Fig. 5.-Facies assemblages of the Tajuña fan. Scale bar = 1 m.

nando en ellos las gravas masivas con o sin imbricación (Facies Gm de Miall, 1977 y 1978) (Figs. 5 y 6). Subordinadamente se incluyen lechos menos potentes, de orden decimétrico de gravas y arenas con estratificación cruzada planar y/o de surco. Las arenas con estratificación cruzada de surco se sitúan preferentemente a techo de los bancos. Los centiles medidos en los lechos de gravas presentan valores que oscilan según los bancos entre 1,05 y 0,4 m (-10 y -8 Ø). El tamaño medio de los cantos varía entre 15 y 40 cm (-7 y -9 Ø),

siendo sobre todo clastos de carbonatos. Los conglomerados presentan en la mayor parte de los casos una fábrica clastosoportada (la matriz que incluyen es esencialmente arenosa) en la que los cantos se presentan, en general, bastante redondeados. Los términos conglomeráticos representan un 72% del total de la macrosecuencia, mientras que las lutitas arenosas y arenas representan el 28% restante. Frecuentemente el techo de los niveles conglomeráticos presenta morfología convexa. Otra facies observada en la macrosecuen-



Fig. 6.-Abanico del Tajuña. Áreas proximales-medias. Facies de gravas imbricadas bien estratificadas alternando con arenas.

Fig. 6.-Tajuña fan. Proximal to medial facies. Imbricated gravels alternating with sandstones.

cia inferior corresponde a arenas masivas muy carbonatadas, las cuales constituyen como máximo un 10% de los depósitos de esta macrosecuencia.

La macrosecuencia superior está constituida tanto por lutitas arenosas y arenas (48%) como por gravas (52%). Como se observa en la figura 4 es de carácter más fino en conjunto que la megasecuencia infrayacente. Asimismo presenta también una disminución de los centiles (0,45 - 0,15 m) (-9, -7 Ø) y en el tamaño medio de los cantos (0,3 - 0,1 m) (-9, -7 Ø). La potencia media de los niveles gruesos es de unos 2 m. Los bancos conglomeráticos suelen presentar bases erosivas, dando lugar en ocasiones a surcos que profundizan hasta 80 cm en el material infrayacente (lutitas arenosas comúnmente). La asociación de facies en estos depósitos gruesos consiste en gravas con estratificación cruzada planar, gravas masivas con o sin imbricación, arenas y gravas finas con estratificación cruzada de surfinas con estratificación cruzada de surco, y arenas masivas (Fig. 5). La pasta de los conglomerados, al igual que en la macrosecuencia inferior, está formada esencialmente por matriz arenosa y cemento carbonático.

Las direcciones de paleocorriente medidas sobre todo en los niveles conglomeráticos varían sistemáticamente entre N70E a N135E. Dichas direcciones se han medido en los surcos erosivos de la base de los niveles conglomeráticos, así como en imbricaciones de cantos.

b) Zonas medias

La sucesión descrita cambia lateralmente, en sentido E-W (Fig. 4), a términos conglomeráticos tabulares en los que disminuye de forma gradual tanto la po-

tencia de los bancos individuales como los centiles y tamaños medios de los clastos. A partir de un punto situado a unos 700 m de la zona del ápice las facies cambian de una forma más sustancial, viniendo a coincidir dicho punto con la salida del río Tajuña de su encajamiento en los materiales mesozoicos (Fig. 2).

El cambio más notable es la diversificación del abanico según dos direcciones mayores, N70E y N60W, hecho que permite separar dos sectores dentro del mismo. Asimismo, esta transición coincide con la salida del flujo principal desde una zona confinada a otra no confinada aguas abajo, en la que tendría lugar la expansión de la zona de canales (Bluck, 1986).

Dentro de los dos sectores distinguidos, el sector sur del abanico, que se extiende según una dirección predominante comprendida entre N60E-N70E, está formado para en conjunto de las dos macrosecuencias por una potente sucesión de lutitas y lutitas arenosas (53%) en la que se intercalan cuerpos de gravas con lutitas subordinadas. La potencia de los cuerpos conglomeráticos varía entre 1,3 y 5,2 m, siendo su amplitud superior a los 300 m. La relación anchura/altura de estos cuerpos es así superior a 15 y por tanto son caracterizables como "sheets" (Friend *et al.*, 1979).

En la macrosecuencia inferior los "sheets" tienen potencias que alcanzan los 5,2 m. Un "sheet" individual está formado por paquetes de gravas, de 1 a 2 m de espesor, con estratificación cruzada planar a gran escala, que muy frecuentemente son cortadas por cuerpos acanalados rellenos por gravas con imbricación. Es común, a techo de los "sheets" o también interdigitándose con las gravas, encontrar facies arenosas St y Sp con potencias reducidas (0,2-0,3 m). La asociación de

todas estas facies descritas da lugar a cuerpos con estructura interna multialmacenada (Fig. 5) que pueden seguirse longitudinalmente hasta más de 2,5 km.

Un rasgo bien observable, gracias a las excelentes condiciones de afloramiento de la macrosecuencia superior en esta parte del abanico es la terminación transversal de algunos de los "sheets" en sus alas ("wings") (Friend *et al.*, 1979). El mayor espesor de estos "sheets" se presenta en su parte central (hasta 2,8 m). Presentan bases irregularmente erosivas, con "scours" lineales bien desarrollados (Fig.7). Los depósitos más característicos son gravas masivas con o sin imbricación, gravas con estratificación cruzada planar, y gravas y arenas con estratificación cruzada de surco y planar (Fig. 8). La parte central de los "sheets" suele presentar morfología convexa, en parte con presencia de arenas con laminación paralela u oblicua de bajo ángulo. Por el contrario, las partes más externas de los "sheets" muestran una asociación de facies más simple, consistente esencialmente en gravas y arenas con estratificación cruzada planar de gran escala que pueden ser cortadas por estructuras de relleno de canales menores escasamente continuos (10-15 m).

Los cantos de estos "sheets", considerando conjuntamente los de las dos macrosecuencias, presentan tamaños medios que varían entre 6 y 20 cm (-4, -6 Ø), los centiles, a su vez están comprendidos entre 30 y 50 cm (-8, -9 Ø). La pasta de estos conglomerados es tanto arenosa como lutítica y el cemento es, en todos los casos, carbonático (esparítico).

Estas sucesiones se extienden según una dirección N70E a partir del eje del abanico, observándose no obs-

tante un ligero cambio de las paleocorrientes a N-60 E en los niveles correspondientes a la macrosecuencia superior.

En el sector septentrional del abanico, aflorante al norte del río Tajuña, el conjunto de la sucesión miocena está formado por 70 m de lutitas rojas (44%), conglomerados en facies Gm y Gp (42%) y arenas en facies St y Sr (14%) (Miall, 1977, 1978).

En la macrosecuencia inferior los depósitos gruesos se estructuran en cuerpos muy erosivos sobre las lutitas (Fig. 5), y presentan una secuencialidad positiva bien marcada. Los centiles en las gravas no suelen sobrepasar los 25 cm (-7, -9 Ø) aunque ocasionalmente se reconocen bloques exóticos de hasta 80 cm. La composición de estos clastos es en su mayor parte carbonática. Dichos cantos se presentan, en general bien redondeados, siendo su tamaño dominante el comprendido entre 15 y 20 cm (-7, -8 Ø). La potencia de los bancos puede llegar a los 4 m y su amplitud raramente supera los 100 m. Longitudinalmente pueden ser seguidos hasta unos 5 km. Las paleocorrientes dominantes, medidas sobre todo en las cicatrices erosivas de la base de los canales, indican direcciones próximas a N60W.

La macrosecuencia superior en el sector norte del abanico del Tajuña está constituida esencialmente por potentes niveles de lutitas rojas arenosas (87%), en las que se intercalan cuerpos tabulares de conglomerados y arenas (13%) (Fig. 5). La potencia máxima de estos cuerpos es de 1,7 m, presentando facies dominantes de gravas masivas sin imbricación. Localmente e interdigitándose con las gravas se reconocen niveles de arenas con geometría tabular. Las lutitas, como en el resto de



Fig. 7.-Abanico del Tajuña. Facies medias del sector sur. Sección central de uno de los "sheets". Se reconoce la base muy erosiva sobre niveles de lutitas rojas.

Fig. 7.-Tajuña fan. Medial areas of the southern part of the fan. Section of a central part of a sheet showing a deeply erosive base over red mudstones beds.



Fig. 8.-Abanico del Tajuña. Zonas medias. Estructura interna de un "sheet". Las facies de gravas con estratificación cruzada alternan con niveles de arenas y limos.

Fig. 8.-Tajuña fan. Medial areas. Internal structure of a sheet. Gravel beds showing cross-stratification are interbedded with sands and silts.

las facies medias del abanico, presentan tonos rojizos siendo frecuentes el moteado verdoso en "patches" verticales, los nódulos de carbonato y las huellas de bioturbación. Al igual que en la macrosecuencia inferior, la pasta de las facies conglomeráticas está constituida por matriz arenoso-lutítica y cemento carbonático.

Hacia el norte los conglomerados y arenas de las dos macrosecuencias se interdigitan con niveles de carbonatos edáficos, correspondientes a zonas de sombra entre este abanico del Tajuña y el de Las Inviernas.

En este sector norte la dirección de los canales subparalela al frente mesozoico y a las direcciones estructurales del mismo sugiere un posible control estructural sobre el desarrollo de los mismos.

c) Zonas distales

Constituyen extensas áreas donde predomina la sedimentación de niveles lutíticos, los cuales intercalan hacia el oeste niveles de carbonatos y margas. En estas áreas las dos macrosecuencias reconocidas en las áreas proximales y medias quedan también patentes y, ade-

más, se pueden correlacionar con las definidas en áreas más centrales de la Cuenca (Fig. 4). La asociación de facies que caracteriza esta orla distal de abanico es similar en las dos secuencias estudiadas. Sin embargo, hay que señalar que las facies de orla marginal lacustre lateralmente equivalentes a la primera macrosecuencia aparecen más alejadas del borde de la cuenca que las de la segunda, hecho que es indicativo de la mayor efectividad del abanico del Tajuña durante dicha primera macrosecuencia. Las facies que caracterizan estas zonas distales del abanico del Tajuña son (Fig 5):

— Lutitas rojas en niveles potentes (8 a 10 m) que presentan a techo moteado vertical frecuente, nódulos de carbonato y rizotúbulos. Ocasionalmente se observan hiladas de cantos incluídas así como carbonataciones difusas. Estas lutitas están constituidas mayoritariamente por illita, aunque pueden intercalar proporciones variables de esmectitas (0-40%).

— Arenas de grano medio a fino, en bancos poco potentes (0,5-1 m), que localmente presentan estratificación cruzada planar de bajo ángulo. La base de los bancos es escasamente erosiva sobre las lutitas.

— Gravas con imbricación en cuerpos de potencia inferior a 1,5 m. Suelen presentar base algo erosiva y granoselección positiva. Son cuerpos de amplitud no superior a 20 m. Los cantos, esencialmente carbonáticos, presentan tamaños medios de 4-6 cm.

— Margas nodulosas que dan paso lateralmente a calizas muy marmorizadas con rizotúbulos abundantes. Constituyen una litofacies característica de orla palustre.

3.1.1. Modelo sedimentario del abanico del Tajuña

La zonación del abanico del Tajuña queda muy bien definida, en parte por la conservación bastante neta de su paleomorfología y sobre todo por la distribución de las asociaciones de facies a lo largo del abanico. La relativa complejidad de esta zonación es comentada a continuación.

La parte más proximal del abanico se compone esencialmente de cuerpos de gravas masivas (Gm), con facies subordinadas Gp, Sp, St, Sh (Miall, 1977, 1978). Esta composición está presente en las dos macrosecuencias definidas, si bien la superior es en conjunto de granulometría más fina. La escasez en estas áreas de facies Gms y la presencia continuada de facies Gm sugiere un ámbito dominado por flujos de baja viscosidad, con depósitos de "debris flow" prácticamente ausentes, asimilable a grandes rasgos al modelo Scott de Miall (1978). Los cuerpos de gravas corresponden a barras longitudinales (Rust, 1978; Ramos y Sopeña, 1983) que incluyen varios episodios de acreción, tal como se deduce de las superficies erosivas internas que presentan, los saltos bruscos de tamaño de grano o, también, los lechos de arena y gravas finas (Gt, Sp, Gp, Sh) intercalados entre las gravas masivas. De acuerdo con Bluck (1986), la potencia de estas barras está en relación directa con la profundidad del cuerpo de agua en que se generan, siendo necesaria para su formación una profundidad igual o mayor que la altura de la barra.

La salida de los relieves cretácicos del canal que abastece al abanico coincide con la diversificación del abanico, en sus zonas medias, según dos subsectores (S y N) (Fig. 2). La expansión de los abanicos en sus partes medias es un hecho frecuente (Van der Meulen, 1986) que queda reflejado en el ensanchamiento de los canales con una disminución en la profundidad de los mismos.

Esta expansión queda especialmente bien marcada en ambas macrosecuencias del sector sur del abanico, en el que la amplia extensión de los "sheets" y la gran variedad de su asociación de facies sugieren un alto grado de interconexión entre los canales del sistema braided (Bridge, 1985), con desarrollo de un amplio cinturón de canales móviles (Friend, 1983). La asociación de facies dentro de los "sheets" y la disminución de su potencia según una transversal a los mismos sugieren que el depósito de las partes más centrales de estos "sheets" se realiza en sistemas de barras longitudinales desarrolladas dentro de las zonas más profundas de los complejos de canales. Por el contrario, las partes más laterales o "alas" de los "sheets" se pueden interpretar como barras arenosas migrando dentro de los márgenes del cinturón de canales. Tanto las barras de gravas correspondientes a la parte central de los "sheets" como las barras arenosas laterales pueden quedar cortadas por canales erosivos de escasa envergadura.

En el sector norte, todo el conjunto de las facies medias del abanico se articula en sucesiones lutíticas con intercalaciones de cuerpos de arenas y gravas muy erosivos sobre las lutitas y de mayor extensión longitudinal que los "sheets" (5 km). La elevada energía de los flujos que dieron lugar a estos cuerpos erosivos queda demostrada por la presencia de bloques exóticos. Las características de estos cuerpos permiten interpretarlos como canales, en los que la relación anchura/altura los situaría entre "ribbons"- "sheets" multialmacenados. La secuencialidad positiva responde a un descenso en la energía de los flujos. Los depósitos observados corresponden a depósitos de canales en los que se instalan barras longitudinales, que a su vez, como en el caso de los "sheets" pueden quedar cortadas por canales de menor envergadura.

El funcionamiento de los "sheets" del sector sur y de los cuerpos del sector norte sería similar en cuanto ambos responden a sistemas de canales y barras, existiendo en el primer caso un cinturón de canales más amplio y siendo éstos más someros que en el sector norte. La diferente relación anchura/altura de unos y otros se puede explicar por una mayor fuerza de los flujos o a que éstos sean esporádicos (Friend *et al.*, 1979). Todo esto puede estar condicionado por las directrices estructurales desarrolladas sobre los materiales mesozoicos y por la distinta morfología de éste en la parte norte y sur del abanico. Ambos factores favorecieron que los canales del sector sur se expandieran en forma de "sheets", mientras que los del sector norte se encajaron dentro de los materiales lutíticos siguiendo posiblemente las mencionadas directrices estructurales.

Los términos lutíticos del sistema reflejan etapas

de escasa eficiencia de aporte o bien sectores inactivos por la migración de los canales. La presencia de rasgos como nódulos de carbonatos, moteado verdoso, rizolitos, etc., indica condiciones de exposición subaérea con desarrollo de cubierta vegetal. El desarrollo de estos procesos quedaría interrumpido por la migración de los canales sobre estos términos lutíticos, proceso menos frecuente según nos alejamos del ápice del abanico.

Hacia áreas aún más distales las lutitas de esta llanura aluvial comienzan a interdigitarse con margas nodulosas y calizas (Fig. 5) que incluyen rasgos edáficos indicativos de suelos poco evolucionados (Wright y Alonso Zarza, 1990). Esta asociación marca el paso gradual desde sistemas aluviales a los sistemas palustres-lacustres. La escasez de cuerpos canalizados en estas áreas distales está de acuerdo con la evolución previsible dentro de un sistema fluvial terminal (Friend, 1989).

3.2. Abanico de Las Inviernas

Se extiende con entidad morfológica a lo largo de 1,5 km, según su dirección ENE-WSW, aunque su extensión total supera los 3 km. La potencia medida en partes más próximas al núcleo es de 70 m. Al igual que en el caso anterior se diferencian dos macrosecuencias (Fig. 4) con tendencia general positiva. La diferenciación de las macrosecuencias es clara en cuanto que los términos conglomeráticos gruesos se sitúan de forma preferente dentro de la primera macrosecuencia. Por el contrario, la segunda de ella es de granulometría menor, siendo dominantes en ella los niveles lutíticos. La macrosecuencia inferior es bastante más potente (40-45 m) que la superior (20-25 m). Las condiciones de afloramiento de este abanico son bastante óptimas, excepto para las zonas de núcleo, siendo lo más destacable la conservación casi intacta de su paleomorfología. Todo esto permite caracterizar fácilmente la gradación en términos proximal-distal en sentido longitudinal al eje del abanico, y también las variaciones en sentido transversal al mismo, que son en parte coincidentes con las variaciones en vertical. Esta variabilidad es observable sobre todo en la primera secuencia, correspondiendo ésta al modelo presentado en la figura 9.

Dentro de la macrosecuencia inferior, cuya evolución lateral y vertical queda ilustrada en la figura 9 los términos más inferiores se reconocen hacia el sur. En estas áreas los niveles conglomeráticos son muy erosivos sobre niveles de lutitas rojas edafizadas. La anchura de dichos cuerpos oscila entre 20 y 200 m. La potencia media de los mismos varía entre 1,4 y 3 m. El tamaño medio de los clastos, esencialmente carbonáticos, es de 6-8 cm (-5, -7 Ø) y los centiles varían entre 30-40 cm (-8, -9 Ø). Estos cuerpos, que se intercalan entre sucesiones lutíticas presentan un alto grado de ordenación interna, estando constituidos por una asociación de facies que, de base a techo, incluye: gravas masivas clatosoportadas con o sin imbricación, gravas y arenas con estratificación cruzada de surco, arenas con estratificación cruzada planar y arenas con laminación de ripples (Figs. 10 y 11).

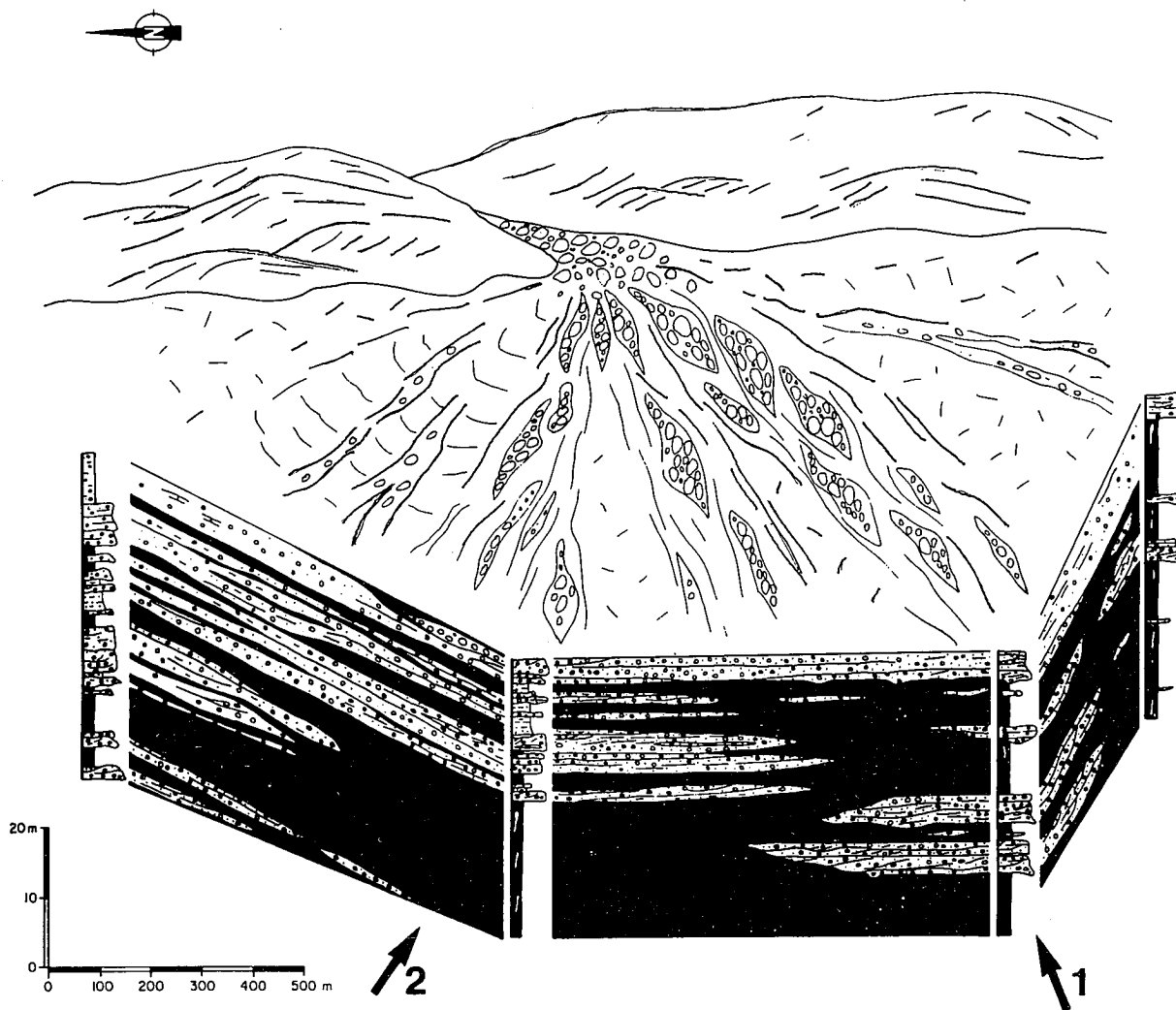


Fig. 9.-Modelo deposicional para el abanico de Las Inviernas. Basado en las columnas estratigráficas mostradas en la figura. La posición inicial del eje del abanico viene marcada por 1. La posición 2 indica la zona más meridional en la que se encuentran depósitos del eje del abanico a partir de la parte media de la primera macrosecuencia.

Fig. 9.-Interpreted depositional model for Las Inviernas fan. Based on the stratigraphic sections shown in the figure. (1) Indicates the lowermost location of the fanaxe. Position (2) shows the southermost location of the fan axe since the middle part of the lower macrosequence.

Hacia el norte (Fig. 9) los depósitos laterales equivalentes consisten casi exclusivamente en lutitas rojas (esencialmente illíticas). En esta posición septentrional los depósitos que reposan sobre las lutitas son cuerpos tabulares de gravas masivas clastosoportadas y en otros casos soportadas por matriz tanto arenosa como lutítica. Estos cuerpos son solo escasamente erosivos sobre las lutitas. Señalaremos que, en conjunto, las facies Gm presentan centiles (40 cm, -8, -9 Ø) y modas (8-10 cm, -6, -7 Ø) algo superiores a las que se reconocen en las facies Gms, 25 cm (-7, -8 Ø) para el centil y la moda varía entre 6-8 cm (-5, -7 Ø). Localmente se reconocen gravas imbricadas y gravas con estratificación cruzada planar a techo de los bancos tabulares. La proporción de términos lutíticos y arenosos en este conjunto de facies es del 62%, frente a un 38% de gra-

vas. Aún más hacia el norte esta primera secuencia está constituida casi exclusivamente por lutitas y gravas en facies Gms, rara vez se reconocen imbricaciones de cantos y bases erosivas. En suma, el reconocimiento de perfiles seriados desde el sur hacia el norte del abanico de Las Inviernas permite deducir una traslación progresiva de las facies clásticas gruesas en esa dirección (Fig. 9), a la vez que un cambio progresivo en el tipo de facies dominantes (de Gm a Gms) tanto de sur a norte como hacia techo de esta primera macrosecuencia.

La segunda macrosecuencia es más fina y está constituida por términos lutíticos y cuerpos de gravas con facies Gm y Gms. Las condiciones de afloramiento en las que se presenta impiden una descripción detallada de la misma.

Los términos más laterales del abanico en su par-

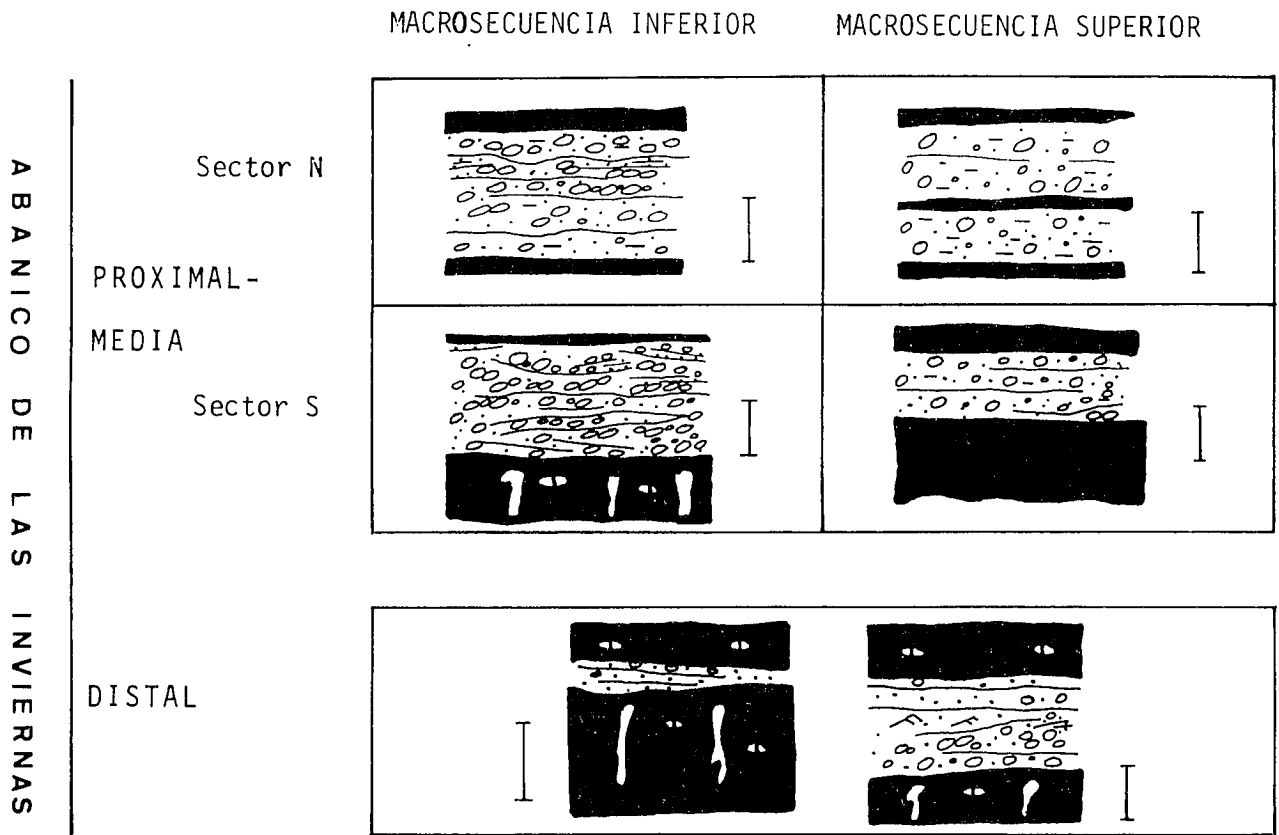


Fig. 10.-Asociaciones de facies reconocidas en el abanico de Las Inviernas. La barra que figura como escala equivale a 1 m.
Fig. 10.-Facies assemblages of Las Inviernas fan. Scale bar = 1 m.

te sur (Fig. 9) están representados por potentes sucesiones lutíticas (82%) algo edafizadas y poco arenosas entre las que se intercalan términos conglomeráticos (18%) de escasa continuidad lateral y potencia que no supera los 2,5 m. Estos cuerpos de gravas que, en general, son bastante erosivos aparecen confinados lateralmente dentro de las lutitas. Presentan una tendencia granulométrica positiva y en ellos la secuencialidad de litofacies es de base a techo: Gm, Gp, Sp, Sr y Sh (Miall, 1977, 1978).

Por último, en sentido longitudinal a la dirección del abanico las facies más distales están constituidas por potentes sucesiones lutíticas, muy frecuentemente edafizadas, en las que se intercalan depósitos arenosos de potencia reducida (0,5-0,6 m) y con estratificación cruzada planar a gran escala (Fig. 10).

3.2.1. Modelo sedimentario del abanico de las inviernas.

El modelo de funcionamiento de este abanico es distinto que el del abanico del Tajuña, tal como sugieren las diferentes asociaciones de facies y la distribución de las mismas. La asociación de facies basal correspondería a la instalación de un sistema "braided". Este sistema de canales es sólo activo durante las etapas iniciales de funcionamiento del abanico. De este

modo, y gradualmente a su techo, se observa la interdigitación de facies Gms entre las facies de gravas más ordenadas de este sistema, haciéndose las primeras el tipo de facies esencial cuanto más arriba en la sucesión. Ello sugiere que el modelo de flujo a través del que se generaron las facies del abanico fue variando a lo largo de su construcción, incrementándose la importancia de "debris-flow" frente a las corrientes de menor viscosidad. La génesis de estos depósitos de "debris-flow" está relacionada con descargas fuertes de agua en intervalos irregulares y cortos, sobre todo si estas descargas tienen lugar en áreas con insuficiente vegetación y en las que hay un importante aporte de material lutítico (Bull, 1972).

Otro hecho que llama la atención en este abanico es la traslación en sentido sur-norte de su eje. Así, los depósitos más gruesos de las partes basales se reconocen en la zona sur de dicho abanico (según una dirección NE-SW). Según ascendemos en vertical a lo largo de toda la sucesión sedimentaria de este complejo los depósitos más gruesos se observan tanto alineados según una dirección E-W como siguiendo una dirección NW-SE. Esta traslación hacia el norte del eje del abanico puede estar relacionada con procesos de compensación sedimentaria dentro de dicho abanico que favorecen la traslación de su eje hacia las zonas geomorfológicamente más deprimidas dentro del abanico.



Fig. 11.-Abanico de Las Inviernas. Cuerpos de arenas y gravas bien estratificadas intercaladas entre lutitas rojas.

Fig. 11.-Las Inviernas fan. Well stratified gravel and sandstone bodies interbedded with red mudstones.

3.3. Abanico de la Tajera

Es el menor de los abanicos estudiados, no superando los 2 km en todo el conjunto de su extensión. Las condiciones de afloramiento de este abanico son, al contrario que en los abanicos anteriormente descritos, poco óptimas. Las facies más proximales de este abanico se sitúan en una estrecha depresión muy rectangular entallada sobre los materiales mesozoicos. La dirección de la depresión, controlada estructuralmente, es ENE-WSW. En la zona de ápice se reconocen, al igual que en los abanicos anteriores, dos macrosecuencias, que no quedan expresadas en la figura debido a la difícil correlación entre las sucesiones de las áreas proximales y medias de este abanico.

La macrosecuencia inferior está formada por una sucesión de bancos tabulares conglomeráticos (facies dominantes Gms y subordinadas Gm) (Fig. 12) cuyas potencias varían entre 4,3 y 0,6 m. Los centiles varían desde 6 a 45 cm (-6, -9 Ø), estando el tamaño medio de los cantos comprendido entre 5 y 8 cm (-5, -7 Ø). Ocasionalmente se aprecian en estos bancos secuencias negativas que culminan en techos generalmente planos. La macrosecuencia superior, que es de menor potencia (15 m) está constituida casi exclusivamente por niveles tabulares de gravas masivas no clastosoportadas, con matriz de arena y lutitas rojas, entre las que se intercalan niveles de lutitas rojas.

Esta sucesión evoluciona distalmente a lutitas arenosas (78%) con intercalaciones de "sheets" (23%) de arenas y gravas de carácter multialmacenado (Fig. 12). La potencia de estos "sheets" es de orden métrico. Su

base es erosiva sobre niveles lutíticos rojos que presentan rasgos de edafización (moteado verdoso, nódulos de carbonato, etc.). La asociación de facies característica de estos "sheets" está formada de base a techo por: gravas masivas con o sin imbricación, gravas con estratificación cruzada planar y arenas con estratificación cruzada de surco y laminación horizontal. En todos los "sheets" son dominantes las facies de gravas masivas sobre todas las demás. Aún más distalmente esta sucesión evoluciona a lutitas algo arenosas y con rasgos edáficos que se interdigitan con las facies distales del abanico del Tajuña. La composición de estas lutitas es similar a la de las lutitas de las partes distales de los abanicos del Tajuña y de las Inviernas.

3.3.1. Modelo sedimentario del abanico de la Tajera.

Las facies más proximales de este abanico están constituidas por depósitos de "debris-flow", cumpliéndose por tanto, en este caso, el hecho señalado por Hooke (1967) en el sentido de que estos depósitos suelen situarse en las partes más proximales de los abanicos. Este tipo de depósitos da paso gradualmente a depósitos representativos de flujos menos viscosos ("sheets" de canales móviles) que serían en parte similares a los del sector sur del abanico del Tajuña, aunque de menor envergadura. La interpretación sedimentológica de estos cuerpos es, por consiguiente, similar a la realizada para aquéllos.

Una conclusión relativa al conjunto de los abanicos aluviales descritos es que la coalescencia entre ellos sólo tiene lugar en sus términos más distales, quedando

do zonas de baja sedimentación (“zonas de sombra”) en posiciones laterales a las zonas medias. En estas zonas se depositaron ocasionalmente lutitas que son rápidamente colonizadas por vegetación dando lugar a la formación de paleosuelos carbonatados, un ejemplo de los cuales queda bien representado entre los abanicos del Tajuña y de las Inviernas (fig. 2). Por su parte las zonas más próximas a los relieves mesozoicos aparecen ocupadas por depósitos de ladera que describimos a continuación.

4. DEPÓSITOS DE LADERA

Este conjunto de depósitos constituyen un elemento importante, tanto desde el punto de vista de la arquitectura general de las facies terrígenas miocenas como volumétricamente, tal como refleja la cartografía de sistemas deposicionales mostrada en la figura 2, aunque su extensión y potencia son, en cualquier caso, netamente inferiores a las de los abanicos aluviales.

Consisten en cuerpos más o menos tabulares que aparecen relacionados con los materiales mesozoicos, sobre los que se apoyan discordantes y frecuentemente con pendiente deposicional suave. Estos depósitos afloran en condiciones bastante peores que las de los abanicos aluviales. No obstante, se han podido reconocer con cierto detalle cuñas de estos depósitos cuyo espesor llega a superar los 60 m. En los sistemas marginales se han diferenciado tres tipos de facies (Fig. 12).

A) Brecha “*mud-supported*” que aparece tapizando con un espesor de 1,5 m el paleorrelieve. Los cantos de esta brecha todos ellos de composición carbonática son, en general, muy angulosos. En cuanto a los tamaños de dichos cantos son tan variados que se reconocen desde bloques de tamaño métrico a granos de arena. Dichos cantos aparecen, dentro del nivel sin ningún tipo de granoselección. Otro rasgo característico de esta facies es la presencia de encostramientos tanto pisolíticos como laminares (Alonso-Zarza *et al.*, 1988b).

B) Conglomerados con un grado variable de ordenación interna. Sus centiles pueden llegar a 40 cm (-8, -9 Ø), el tamaño medio de los cantos varía entre 4 y 8 cm (-5, -8 Ø). La potencia media de estos niveles es de 2 m. Las facies de estos conglomerados corresponden a facies de gravas clastosoportadas con o sin imbricación y, más localmente, a facies Gp con arenas subordinadas. La geometría de estos cuerpos es, en general, tabular, si bien aquellos cuerpos que presentan un mayor grado de ordenación (gravas imbricadas y con estratificación cruzada) tienen geometría lenticular. Las irregularidades del frente mesozoico controlan la distribución de los tamaños de los clastos de estas facies, así como su ordenación interna. Así, se observa que en las proximidades de pequeños umbrales en los que afloran los materiales mesozoicos los tamaños de los cantos que forman estos depósitos de ladera son mayores, y además el grado de ordenación es menor que en las zonas en que el paleorrelieve mesozoico es más regular.

C) Lutitas arenosas. Prácticamente ausentes en zo-

nas adyacentes al relieve mesozoico, se convierten en la única facies a sólo unos cientos de metros del mismo. Lateralmente se interdigitan con los depósitos distales y laterales, principalmente de los abanicos del Tajuña y de la Tajera.

Estos depósitos pueden definirse morfológicamente como “*aprons*” en el sentido de Bates y Jackson (1980), quienes aplican este término a depósitos extensos, laminares de materiales aluviales, glaciales, eólicos, marinos y otros no consolidados, derivados de áreas fuentes identificables y depositados en la base de un frente montañoso..., glacial...”. Obviamente los depósitos considerados en este trabajo corresponderían a “*aprons*” aluviales. El depósito en los taludes correspondientes al frente montañoso es el resultado de flujos laminares periódicos (ortogonales al frente montañoso) y efímeros que pueden ordenarse localmente en canales *braided* someros (Ballance, 1984). Estos flujos dan lugar al depósito de material grueso en zonas muy próximas al frente, mientras que hacia zonas más distales sólo llegarían las lutitas. Sin embargo, en los depósitos estudiados además de los materiales relacionados con estos flujos laminares, ordenados o no en canales someros, hay que tener en cuenta que la elevada pendiente de algunas áreas del frente montañoso puede ejercer un papel muy activo en la sedimentación. De este modo los depósitos de la facies A estarían fundamentalmente en relación con transporte de gravedad, desde nuestro punto de vista con escasa influencia de los mencionados flujos laminares, mientras que los de las facies B serían el resultado de dichos flujos laminares ordenados o no en canales efímeros.

5. DISCUSIÓN

En los epígrafes precedentes se han analizado en detalle los distintos sistemas aluviales reconocidos en esta zona NE de la Cuenca de Madrid, si bien no se ha discutido específicamente sobre los factores que condicionan la presencia y evolución de los mismos.

En regiones áridas o semiáridas la morfología de los sistemas aluviales, sobre todo abanicos y la evolución lateral y vertical de sus facies parece estar controlada por factores extrínsecos como son los regímenes tectónicos o climáticos (Heward, 1978; Talbot y Williams, 1979; Frostick y Reid, 1989). Factores intrínsecos, como es en muchos casos el encajamiento del canal principal (McCraw, 1968), pueden también controlar el desarrollo del abanico.

En lo que se refiere al régimen climático señalaremos que desde el Aragoniense medio al menos hasta el Vallesiense inferior, no se detectan cambios importantes en el clima semiárido con estaciones contrastadas que prevaleció en gran parte de la Cuenca hasta el periodo señalado (López-Martínez *et al.*, 1987; Calvo *et al.*, 1989). Por ello las variaciones reconocidas entre los diferentes sistemas y sus asociaciones de facies no pueden ser, en principio, achacables a variaciones en el régimen climático.

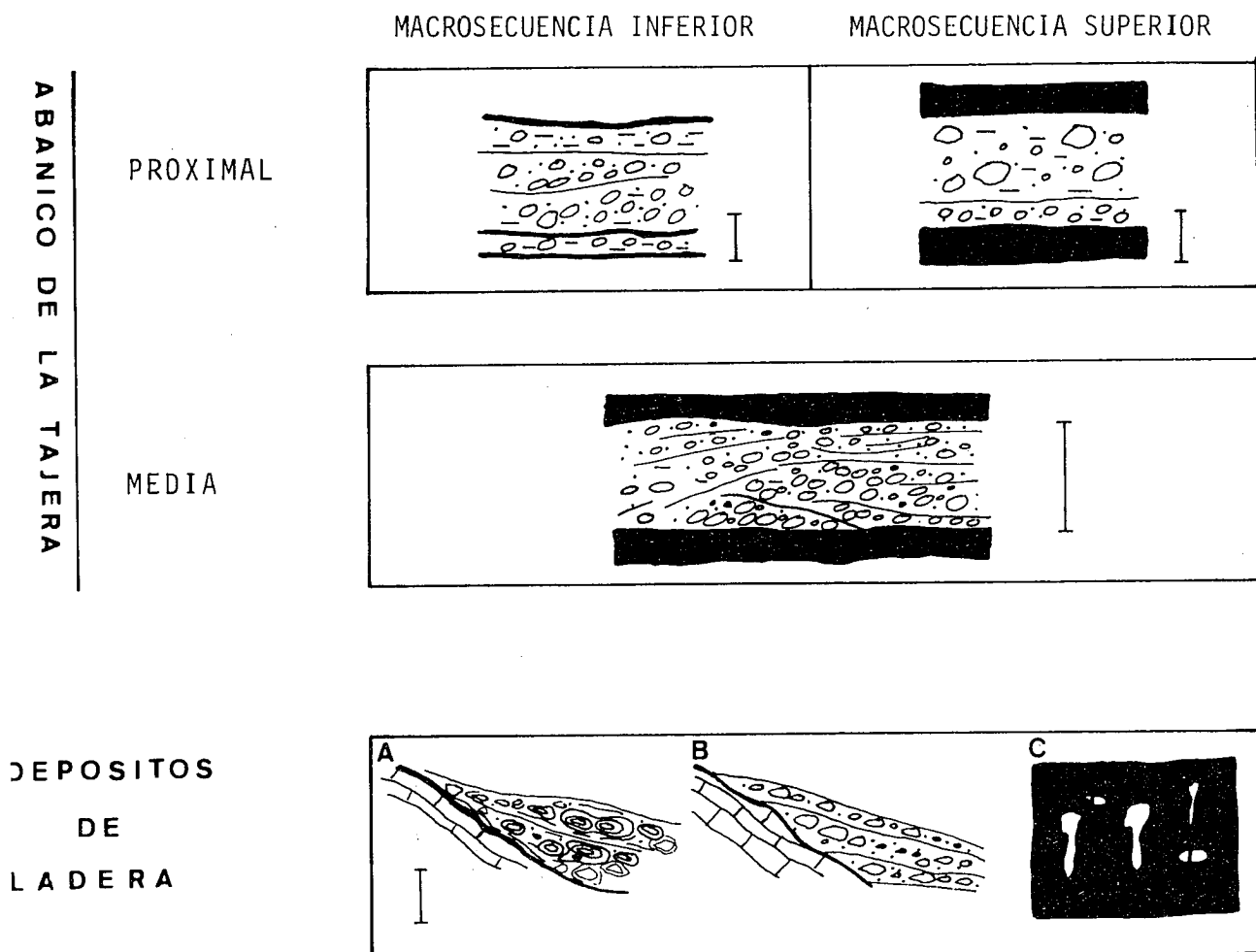


Fig. 12.-Asociaciones de facies reconocidas en el abanico de La Tajera y en los depósitos de ladera. La barra que figura como escala equivale a 1 m.

Fig. 12.-Facies assemblages of the La Tajera fan and in the slope-scrée deposits. Scale bar = 1 m.

La tectónica, el otro de los principales factores extrínsecos, es quizás el factor más importante que controla la distribución de los distintos sistemas aluviales y sus características internas en cuanto asociaciones de facies y reparto de éstas. La influencia de la tectónica puede contemplarse desde dos puntos de vista. Por una parte incidencia en el levantamiento de los márgenes de la cuenca y el subsiguiente control sobre el gradiente del abanico, y, por otra control, de la topografía y/o morfología de dichos márgenes (Harvey, 1989). Es, desde nuestro punto de vista, este último el aspecto fundamental que controla la distribución de los sistemas aluviales a lo largo del margen NE de la Cuenca de Madrid.

La localización de los sistemas de abanico está íntimamente relacionada con la presencia de lineaciones estructurales de dirección NE-SW (Fig. 2), en algunos casos de gran envergadura, como es el caso del Tajuña, y en otros de carácter más local. En estas lineaciones y surcos creados subsiguientemente se instalaron las cabezeras de los abanicos estudiados. Por el contrario los depósitos de ladera aparecen relacionados con paleo-

relieves más regulares y de mayor pendiente. Además, aún dentro del mismo abanico (caso del abanico del Tajuña con "ribbon-sheets" al norte y "sheets" al sur) se han detectado variaciones que pueden estar controladas por la distinta morfología y funcionamiento de los escarpes que confinan las partes proximales y medias del abanico y por las lineaciones estructurales del paleorrelieve.

Otro hecho a destacar, si comparamos los depósitos de los tres sistemas de abanicos, es que existe una relación bastante directa entre el tamaño de cada uno de los abanicos y la presencia en ellos de depósitos de "debris-flow". Así, estos depósitos están prácticamente ausentes en el mayor de los abanicos, el del Tajuña, mientras que en el abanico de La Tajera, el menor de los tres reconocidos, constituyen la casi totalidad de los depósitos apicales.

Los factores que favorecen que un abanico esté dominado por depósitos de "debris-flow" o por depósitos de sistemas canalizados son fundamentalmente: el tamaño de la cuenca de drenaje, el área fuente, la litología del área drenada y la proporción de finos (Har-

vey, 1984; Wells y Harvey, 1987). En nuestro caso, el único factor variable de unos abanicos a otros es el tamaño de la cuenca de drenaje. Así se comprueba que a menor cuenca de drenaje, menor es la dimensión del sistema aluvial y mayor la presencia de depósitos de "debris-flow" frente a los canalizados. No obstante, ambos tipos de depósito pueden aparecer ligados dentro del mismo sistema, como es el caso de los abanicos de Las Inviernas y de La Tajera, bien debido a etapas más húmedas que favorecen los procesos de canalización (McArthur, 1987), o bien por la tendencia de los abanicos a disminuir sus depósitos de transporte en masa hacia las partes más distales.

6. CONCLUSIONES

En síntesis, la construcción de los complejos marginales miocenos en de esta zona del margen NE de la Cuenca de Madrid se realiza mediante varios sistemas deposicionales de distinta envergadura. Estos sistemas son:

a) sistemas de abanicos aluviales en los que la posición de sus ápices parece estar controlada por estructuras lineares dentro del paleorrelieve y,

b) depósitos de ladera asociados a escarpes más regulares de este paleorrelieve.

En términos cuantitativos el mayor aporte de sedimentos clásticos hacia la cuenca tiene lugar a través de los sistemas de abanicos aluviales que, en todos los casos, muestran un carácter más penetrativo, restringiéndose los depósitos de ladera a una banda estrecha adyacente al borde mesozoico.

Se han reconocido tres sistemas de abanicos, pudiéndose observar una relación bastante directa entre el tamaño de dichos sistemas y la ausencia de depósitos de "debris-flow".

Tanto en el abanico del Tajuña como en el de Las Inviernas se observan esquemas de funcionamiento bien diferenciados entre sí. En el primero de ellos la salida de los canales del frente montañoso conlleva la expansión del abanico en sus facies medias. De este modo se reconocen dos sectores: a) el sector sur constituido por depósitos lutíticos en los que se intercalan extensos "sheets" de gravas y b) el sector norte en el que

dentro de las lutitas se reconocen sistemas de canales, en general, muy confinados. Esta variación en el tipo de depósitos está controlada, como ya hemos sugerido, por las lineaciones estructurales que afectaron a los materiales mesozoicos.

En el abanico de Las Inviernas, además de observarse hacia techo un cambio en el tipo de depósitos, se reconoce una traslación progresiva en sentido S-N del eje del abanico.

Los depósitos de ladera, que tapizan gran parte del paleorrelieve, se han definido como "aprons" aluviales en los que el transporte se realiza generalmente mediante flujos laminares periódicos.

Los términos distales de los distintos sistemas de abanicos coalescen entre sí. Este hecho no sucede en las zonas que serían el equivalente lateral de las facies medias de los abanicos, las cuales, sin embargo, se interdigitan con las partes distales de los sistemas de depósitos de ladera. Localmente se reconocen zonas de sombra entre abanicos. Estas zonas están caracterizadas por baja o nula sedimentación con desarrollo de paleosuelos calcáreos.

Por último, la localización y evolución lateral y vertical de los sistemas aluviales presentes en esta zona de la Cuenca parece estar controlada esencialmente por la tectónica, inmediatamente anterior a la sedimentación de los depósitos estudiados, que condicionó la morfología del margen de la Cuenca durante el Mioceno. Dicha paleomorfología influyó directamente en la localización de los distintos sistemas aluviales estudiados.

AGRADECIMIENTOS

Expresamos nuestro más sincero agradecimiento al Dr. S. Ordoñez por sus sugerencias y apoyo en las distintas fases de elaboración de este trabajo. Asimismo agradecemos profundamente al Dr. G. de Vicente su asesoramiento en los aspectos estructurales del margen NE de la Cuenca de Madrid. Este trabajo forma parte del proyecto: "Evolución geológica de la Cuenca Media del Tajo: aspectos sedimentológicos, geoquímicos y recursos" (PR - 84 - 0078 - C02 - 02), financiado por CAYCIT-CSIC.

BIBLIOGRAFÍA

- Alonso Zarza, A.M. (1989): *Estudio petrológico y sedimentológico de las facies de abanicos aluviales del Neógeno en el sector NE de la Cuenca de Madrid y su relación con las facies más centrales, provincia de Guadalajara*. Tesis Univ. Complutense de Madrid. 436 p.
- Alonso Zarza, A.M., Calvo, J.P. y García del Cura, M.A. (1986): Sedimentología y petrología de los abanicos aluviales y facies adyacentes en el Neógeno de Paracuellos de Jarama (Madrid). *Estudios Geol.*, 42: 79-101.
- Alonso Zarza, A.M., Calvo, J.P., García del Cura, M.A. y Hoyos, M. (1988a): El complejo de abanicos aluviales de Las Inviernas-Cifuentes: un modelo para la construcción del borde NE de la Cuenca de Madrid en el Mioceno. *II Congr. Geol. España*, SGE, Granada, 1: 15-19.
- Alonso Zarza, A.M., García del Cura, M.A. y Calvo, J.P. (1988b): Significado paleogeográfico de las texturas y acumulaciones de carbonato en perfiles edáficos de la Unidad Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid (Prov. Guadalajara). *Geogaceta*, 5: 29-32.
- Alonso Zarza, A.M., Calvo, J.P. y García del Cura, M.A. (1989):

- El Mioceno del margen NE de la Cuenca de Madrid. Litoestratigrafía y sistemas deposicionales mayores. *XII Congreso Español de Sedimentología*, Bilbao, Comunicaciones, 179-182.
- Asensio, I. y González-Martín, J.A. (1973): Formaciones detríticas en el valle del Tajuña. *Bol. R. Soc. Geográfica*, 109: 7-22.
- Ballance, P.F. (1984): Sheet-flow-dominated gravel fans of the non-marine middle cenozoic Simmler formation, Central California. *Sediment. Geol.*, 38: 337-359.
- Bates, R.L. y Jackson, J.A. (1980): *Glossary of Geology*. Am. Geol. Inst. Alexandria, Virginia, 748p.
- Bluck, B.J. (1986): Upward coarsening sedimentation units and facies lineages, Old Red Sandstone, Scotland. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sciences*, 77: 251-264.
- Bridge, J.S. (1985): Paleochannel patterns inferred from alluvial deposits: a critical evaluation. *Jour. Sed. Petrology*, 55: 579-589.
- Bull, W.B. (1972): Recognition of alluvial-fan deposits in the stratigraphic record. In: *Recognition of ancient sedimentary environments* (K.J. Rigby y W.K. Hambling, Eds.), Spec. Pub. Soc. Econ. Mineral. Paleont., 16: 68-83.
- Calvo, J.P., Ordóñez, S., Hoyos, M. y García del Cura, M.A. (1984): Caracterización sedimentológica de la Unidad Intermedia del Mioceno de la zona sur de Madrid. *Rev. Mat. Proc. Geol.*, 2: 145-176.
- Calvo, J.P., Alonso Zarza, A.M. y García del Cura, M.A. (1989): Models of marginal lacustrine sedimentation in response to varied depositional regimes and source areas in the Madrid Basin (Central Spain). *Palaeogeogr., Palaeoecol., Palaeoclimatol.*, 70: 199-214.
- Colombo, F. (1989): Abanicos aluviales. In: *Sedimentología* (A. Arche, Ed). C.S.I.C., Nuevas tendencias, 1: 143-218.
- De Vicente, G. (1988): *Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica*. Tesis Univ. Complutense de Madrid. 317 p.
- Friend, P.F., Slater, M.J. y Williams, R.C. (1979): Vertical and lateral building of sandstone bodies, Ebro basin. Spain. *Geol. Soc. London, Jour.*, 136: 39-46.
- Friend, P.F. (1983): Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. In: *Modern and ancient fluvial systems* (J.D. Collinson y J. Lewin, Eds), Spec. Pub. I.A.S., 6: 345-354.
- Friend, P.F. (1989): Space and time analysis of river systems, illustrated by miocene systems of the Northern Ebro Basin in Aragon (Spain). *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 55-64.
- Frostick, L.E. y Reid, I. (1989): Climatic versus tectonic controls of fan sequences; lessons from the Dead Sea, Israel. *Jour. Geol. Soc. London*, 146: 527-538.
- González-Martín, J.A. y Asensio, I. (1983): Geomorfología y sedimentología de los conglomerados fluviales neógenos de la Mesa de Ocaña-Tarancón. *Rev. Mat. Proc. Geol.*, 1: 83-102.
- Harvey, A.M. (1984): Debris flows and alluvial deposits in Spanish Quaternary alluvial fans: implications for fan morphology. In: *Sedimentology of gravels and conglomerates* (E.M. Koster y R.J. Steel, Eds). Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir 10: 123-132.
- Harvey, A.M. (1989): The occurrence and role of arid zone alluvial fans. In: *Arid zone geomorphology* (D.G.H. Thomas, ed). Belhaven Press. London, 136-158.
- Heward, A.P. (1978): Alluvial fan sequence and megasequence models: with example from Westfalian D-Stephanian B coalfields, Northern Spain. In: *Fluvial Sedimentology* (A.D. Miall, Ed). Mem. Can. Soc. Petr. Geol., 5: 669-702.
- Hooke, R.L. (1967): Processes on arid region alluvial fans. *Jour. Geol.*, 75: 438-460.
- Hoyos, M., Junco, F., Plaza, J.M., Ramírez, A. y Ruiz, J. (1985): El Mioceno de Madrid. In: *Geología y Paleontología del Terciario Continental de la Provincia de Madrid* (M.T. Aberdi, Ed). C.S.I.C. Madrid.
- Junco, F. y Calvo, J.P. (1983): Cuenca de Madrid. In: *Geología de España*, Libro Jubilar J.M. Rios, IGME, 2: 534-543.
- López Martínez, N., Sese, C. y Herraiz, E. (1987): Los yacimientos de Micromamíferos del área de Madrid. *Bol. Geol. Min.*, 98: 17-34.
- McArthur, J.L. (1987): The characteristics, classification and origin of the late Pleistocene fan deposits in the Cass Basin, Canterbury, New Zealand. *Sedimentology*, 34: 459-471.
- McCraw, J.D. (1968): The soil pattern of some New Zealand alluvial fans. *9th Internat. Congress Soil Sci. Trans*, 4: 631-640.
- Miall, A.D. (1977): A review of the Braided-River Depositional Environment. *Earth-Science Review*, 13: 1-62.
- Miall, A.D. (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: *Fluvial Sedimentology* (A.D. Miall, Ed). Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 5: 597-604.
- Moya, M. y Kindelan, J.A. (1951): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 487 (Ledanca) del mapa geológico nacional a escala 1:50.000. 1ª serie. *I.G.M.E.*
- Ramos, A. y Sopeña, A. (1983): Gravel bars in low-sinuosity streams (Permian and Triassic, Central Spain). In: *Modern and ancient fluvial systems* (J.D. Collinson y J. Lewin, Eds). Spec. Pub. I.A.S., 6: 301-312.
- Riba, O. (1957): Terrasses du Manzanares et du Jarama aux environs de Madrid. *I.N.Q.U.A. V Congress Intern. Libre guide de l'excursion*, 5-55.
- Rust, B.R. (1978): Depositional models for braided alluviums. In: *Fluvial Sedimentology* (A.D. Miall, Ed). Mem. Can. Soc. Petrol. Geol., 5: 605-625.
- Segura, M. (1984): El Cretácico superior en la región de Cifuentes (prov. Guadalajara). *I Congr. Esp. Geol.*, Segovia, 1: 85-96.
- Talbot, M.R. y Williams, M.A.J. (1979): Cyclic alluvial fan sedimentation on the flanks of fixed dunes, Jangari, Central Niger. *Catena*, 6: 43-62.
- Van Der Meulen, S. (1986): Sedimentary stratigraphy of Eocene sheetflood deposits, southern Pyrenees, Spain. *Geol. Mag.*, 123: 167-183.
- Wells, S.G. y Harvey, A.M. (1987): Sedimentologic and geomorphic variations in storm-generated alluvial fans Howgill Fells, Northwest England. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 98: 182-198.
- Wright, V.P. y Alonso Zarza, A.M. (1990): Pedostratigraphic models for alluvial fan deposits: a tool for interpreting ancient sequences. *Jour. Geol. Soc. London*, 147: 8-10.

Recibido el 29 de octubre de 1989
Aceptado el 12 de febrero de 1990