

STVDIA GEOLOGICA SALMANTICENSIA
VOLUMEN ESPECIAL 5

PALEOGEOGRAFIA DE LA MESETA NORTE DURANTE EL TERCIARIO

EDITOR:

C. J. DABRIO (Madrid)

EDICIONES UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

1989

STVDIA GEOLOGICA SALMANTICENSIA. Vol. Esp. 5, 293-310 (1989)
(Paleogeografía de la Meseta Norte durante el Terciario)

ANALISIS SEDIMENTOLOGICO DE LOS CONGLOMERADOS DE TARIEGO (UNIDAD 4, NEOGENO DE LA DEPRESION DEL DUERO)

R.M. Mediavilla¹ y C.J. Dabrio²

RESUMEN.- Los conglomerados de Tariego registran varios mecanismos de depósito de gravas en canales fluviales. A partir de estudios muy detallados de la geometría y relaciones laterales de facies y estructuras sedimentarias primarias, se pueden diferenciar tres tramos. El inferior con facies Gt representa el relleno de un canal por *megaripple*. En el intermedio, estudiado con detalle en este trabajo, se reconoce un episodio inferior con Gp/Sp debido a la migración de barras en un canal muy poco sinuoso ("recto") y otro superior, con superficies de acreción lateral y rellenos de Gp y Sp, interpretado como depósitos de barras de meandro (*point bar*) en un sistema meandriforme de baja sinuosidad. El tercer tramo (superior) corresponde a un episodio simple de acreción lateral de una barra de meandro.

PALABRAS CLAVE.- Sedimentología, conglomerados, fluvial, ríos meandriformes, Neógeno, Depresión del Duero.

ABSTRACT.- The Tariego conglomerates record several mechanisms of deposition of gravel in fluvial channels. From detailed studies of geometries, lateral and vertical facies relationships and primary sedimentary structures three members were differentiated. The lower Gt-dominated member represents a channel filled up with gravel moved by megaripples. Two depositional episodes are distinguished in the intermediate member (the one studied in detail in this paper): the lower one made up of Gp/Sp facies records downcurrent migration of gravelly bars in a low-sinuosity ("straight") channel; the upper episode, with large-scale epsilon cross stratification (lateral accretion) and fills of Gp and Sp, is interpreted as point bar deposits of a low-sinuosity fluvial system. The uppermost member was deposited by a single point bar of a meandering river.

KEY WORDS.- Sedimentology, conglomerate, fluvial, meandering rivers, Neogene, Duero Basin, Spain.

INTRODUCCION

Tradicionalmente se ha considerado que los depósitos fluviales de grano grueso se originan en sistemas fluviales de tipo trezado. Sin embargo, varios estudios recientes de depósitos actuales y fósiles, han puesto de manifiesto que también los ríos claramente meandriformes (JACKSON, 1978; LEVEY, 1978; ORI, 1982; ARCHE, 1983; FORBES, 1983; CAMPBELL y HENDRY, 1987) y los meandriformes de baja sinuosidad (GUSTAVSON, 1978; BLUCK, 1979; MASSARI, 1983) pueden depositar materiales groseros. Por lo tanto, y dado que no existe relación fija, o suficientemente clara, entre el tamaño de grano y el tipo de sistema fluvial que los originó, consideramos que la única forma de dilucidar éste extremo y precisar su génesis y evolución sedimentaria es realizar estudios sedimentológicos muy detallados de los sedimentos aluviales.

Este trabajo pretende ilustrar éste extremo, presentando los resultados del análisis

Realizado dentro del Proyecto CICYT PR 84-111.

1. I.T.G.E., Ríos Rosas 23, 28003-Madrid.

2. Depto. de Estratigrafía, Facultad de Ciencias, U. Salamanca.

sedimentológico de los depósitos terrígenos del techo del Neógeno en el área de Tariego de Cerrato (sur de la provincia de Palencia, Fig. 1) que está situada en el Sector Central de la Cuenca del Duero (véase también MEDIAVILLA y DABRIO, 1989, en este volumen). Estos materiales reposan en discordancia cartográfica sobre las calizas de la Unidad 3 (MEDIAVILLA y DABRIO, 1987) y se sitúan entre las cotas de 845 y 875 m, con un buzamiento de 5° hacia el NE.

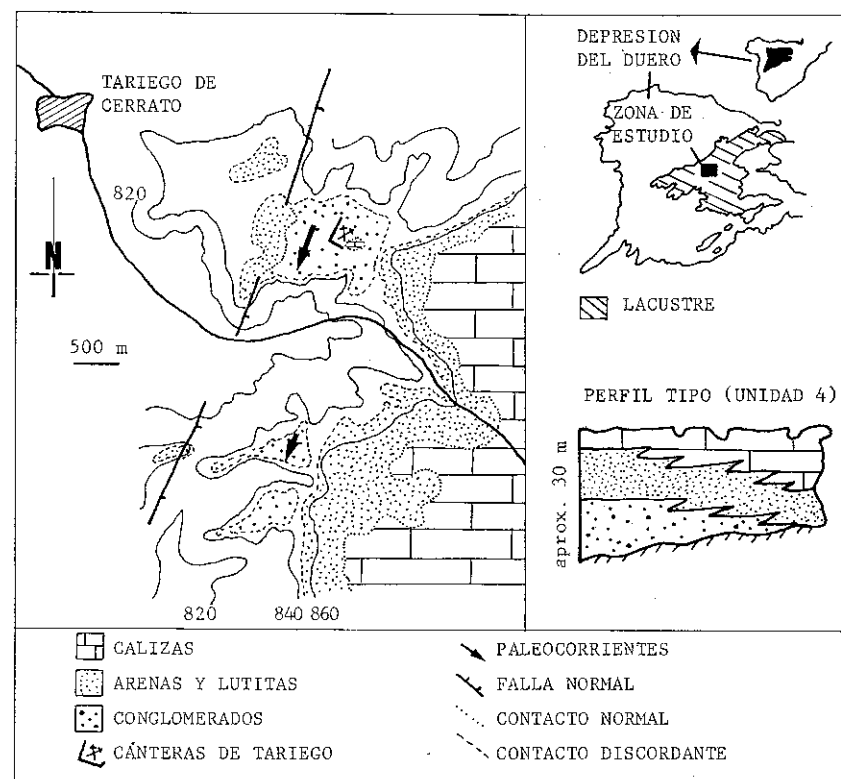


Figura 1.- Mapa geológico de los alrededores de Tariego de Cerrato (Palencia) y perfil tipo de la Unidad 4.

Figure 1.- Geological map of the area of Tariego de Cerrato quarries and type profile of Unit 4.

ESTRATIGRAFIA

El perfil tipo (Fig.1) consta de un tramo de conglomerados y arenas, interpretados como depósitos de canal, que pasan tanto lateralmente como en la vertical a arenas masivas, lutitas con intercalaciones de nódulos de carbonato y costras carbonatadas que representarían la llanura de inundación, y finalmente a calizas con restos de gasterópodos

correspondientes a depósitos palustres. El estudio se llevó a cabo diferenciando las facies que integran los depósitos siliciclásticos y sus asociaciones; para su descripción se usa la clasificación de MIALL (1977, 1978) y se precisará cuando se utilicen otros criterios.

El sistema fluvial poseía una llanura de inundación vegetada, que evolucionó con el tiempo desde subaérea a encharcada, aunque ocupando siempre la misma posición paleogeográfica. Los canales, que discurrían desde el norte hacia el sur, transportaban fundamentalmente clastos paleozoicos reciclados (entre los que destacan los de cuarzo y lidita) probablemente derivados de la Cordillera Cantábrica.

Los depósitos de canal se disponen sobre las calizas recristalizadas de la Unidad 3, fosilizando una falla normal de dirección N10° E, cuyo salto es de 5 m, y aparecen confinados a una banda de la misma dirección y de unos 500 m de anchura. Lateralmente pasan a depósitos finos (facies de llanura de inundación) que, hacia el oeste, han sido prácticamente erosionados, aunque en cartografía se reconocen aún pequeñas manchas que atestiguan su presencia (Fig. 1). Esta distribución cartográfica está controlada en gran medida por el pequeño relieve positivo causado por la fractura que limita al oeste los depósitos de canal y a cuyo favor se encajó el cauce.

En la serie estratigráfica general (Fig. 2) se han diferenciado tres tramos: el primero de naturaleza fundamentalmente conglomerático-arenosa, el segundo conglomerático-arenoso-lutítica y el tercero arenoso-lutítica. El conjunto define una megasecuencia positiva, con disminución hacia techo de la "energía" ambiental, reflejada en el tamaño de grano y en las estructuras sedimentarias primarias.

El **primer tramo**, de morfología canalizada y base erosiva, está constituido por gravas con estratificación cruzada en surco (Gt) de gran escala que pasan, hacia arriba a arenas con cantos y con estratificación cruzada en surco de mediana o pequeña escala (St). Texturalmente son gravas clastosoportadas (*clast-supported*) y petrológicamente son los únicos depósitos que presentan cantos de la caliza terciaria infrayacente además de los cantos de cuarzo y lidita comunes a los demás depósitos de grava de la Unidad 4. Se interpretan como el resultado de la migración de *megaripples* de cresta sinuosa sobre el lecho del canal (HARMS *et al.*, 1982). Las gravas, probablemente, se depositaron durante los periodos de alta descarga, de forma que cuando decayeron las condiciones energéticas (o sea el régimen de flujo) se depositaron los sedimentos más finos (arenas con cantos). En conjunto representa el relleno del paleocanal.

Los depósitos volumétricamente más importantes del **segundo tramo** son gravas con estratificación cruzada planar (Gp) y arenas con estratificación cruzada planar o tabular (Sp) interpretadas como el resultado de la migración de barras con caras de avalancha (*sensu* MIALL, 1981) en las que las alternancias de grava y arena representan ciclos de crecida y estiaje. Durante las crecidas, la corriente puede transportar todas las fracciones disponibles y sólo se depositan las más groseras (gravas) mientras que, al decaer el flujo, se depositarían las arenas. Hacia el techo se observa que las facies Gp y Sp se adosan al margen del canal, formando parte de unidades de acreción lateral junto con arenas laminadas, arenas masivas y limos masivos (Sr, Sm y Fm). Esta secuencia,

similar a las descritas por NIJMAN y PUIGDEFABREGAS (1978) y GUSTAVSON (1978), registra una disminución relativa del flujo y, al igual que ellos, consideramos que se depositaron en un contexto de ríos meandriformes de baja sinuosidad. En la parte superior del tramo se encuentran arenas y arcillas relleno de canales.

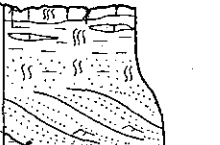





TRAMO	LITOLOGIA	PALEOCORRIENTES	ASOCIACIONES DE FACIES	INTERPRETACION
3			P Fm Sm ESTRATIFICACION CRUZADA EPSILON	LLANURA DE INUNDACION ACRECIÓN LATERAL EN RIO ARENOSO
2			Fm Sm Sr Sp Gp	ACRECIÓN LATERAL EN RIO DE GRAVAS
1			Sp Gp St Gt	BARRAS DE GRAVA MIGRACION DE MEGARIPPLES
			UNIDAD 3	LACUSTRE

Figura 2.- Sucesión general de los Conglomerados de Tariego (parte inferior de la Unidad 4) que se dispone discordante sobre los carbonatos del techo de la Unidad 3.

Figure 2.- Generalized succession of the Tariego Conglomerate (lower Unit 4) lying unconformably on top of Unit 3.

El tercer tramo, de base erosiva y morfología canalizada, está constituida por unidades complejas de arenas con estratificación cruzada de tipo *epsilon* (*sensu* ALLEN, 1963) que pasan a arenas masivas bioturbadas (Sm) y a lutitas masivas (Fm) que contienen nódulos de carbonato aislados o formando niveles, de origen pedogénico. Las arenas con estratificación cruzada *epsilon* se disponen sobre el margen del canal constituyendo unidades granodecrecientes, con arcillas carbonatadas a techo, inclinadas hacia el centro del canal y limitadas por superficies erosivas. Su estructura interna está compuesta por estratificación cruzada planar (Sp), que representa la acreción sobre el margen del canal, y laminación cruzada en surco (Sr), debida a la migración de *ripples* que ascienden por las láminas de acreción. Ocasionalmente, en la base de estas secuencias, se observa estratificación cruzada en surco (St) de mediana escala debida a la migración de *megaripples* sobre el lecho del canal en una dirección aproximadamente perpendicular a la dirección de inclinación de las capas de estratificación cruzada *epsilon*. De acuerdo con estos datos, se interpreta que cada secuencia se formó durante un proceso simple de acreción lateral de una barra de meandro (*point-bar*).

Las arenas masivas bioturbadas (Sm) corresponden a los depósitos arenosos vegetados que se ubican en el arco interno del meandro, y que ocupaban originalmente una posición lateral respecto a los anteriores, de modo que, al progresar la migración del meandro, llegan a situarse sobre las facies de canal. Posteriormente ambas fueron cubiertas por los depósitos arcillosos (Fm) de la llanura de inundación. De esta forma, la secuencia general del tercer tramo ilustra la superposición de facies debida a la migración lateral de los arcos de meandro.

ANALISIS SEDIMENTOLOGICO DE LAS FACIES DE CANAL

De los tres tramos descritos, el primero y el tercero pueden considerarse como muy representativos de los depósitos habitualmente atribuidos a ríos trenzados y meandriformes de alta sinuosidad respectivamente. El segundo tramo, sin embargo, presenta características mixtas que han requerido un análisis sedimentológico muy cuidadoso antes de poder avanzar una interpretación plausible, cuyas conclusiones se incluyen a continuación, ya que constituyen un buen ejemplo de la falta de correlación entre el tamaño de grano y la morfología de los canales fluviales.

A lo largo de una cantera con orientación N240°E y N140°E (Fig. 1) se puede estudiar con detalle la organización interna de los depósitos de canal del segundo tramo (Figs. 2 y 3).

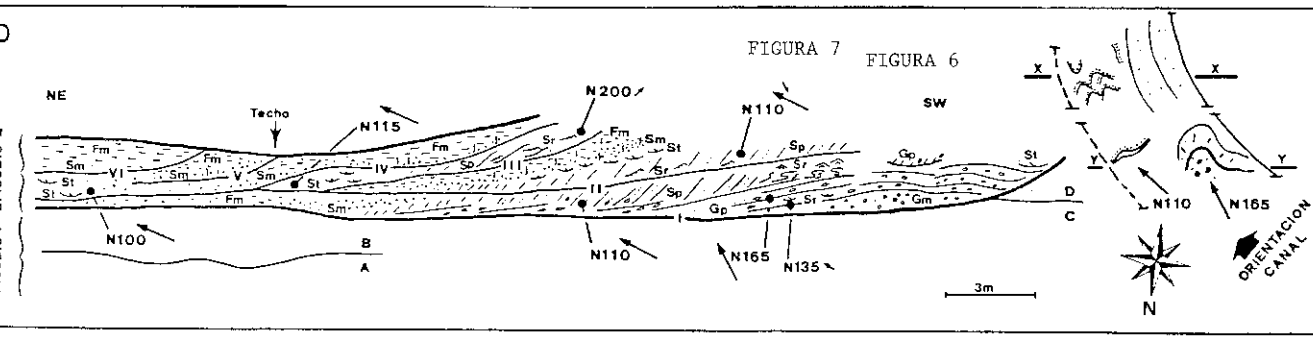
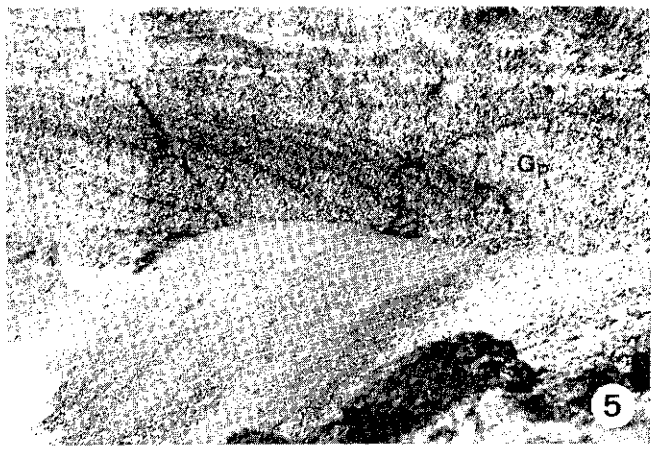
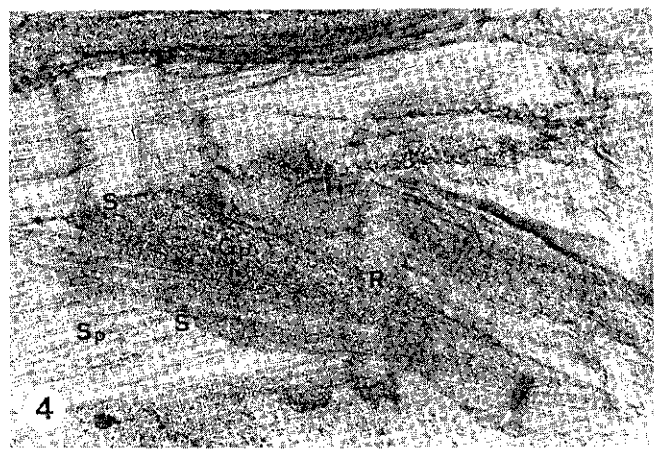
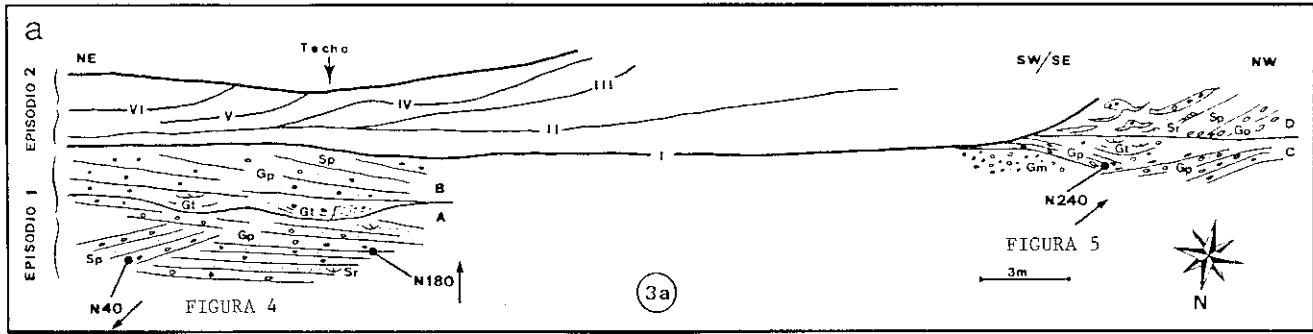
El estudio se ha realizado con la ayuda de panorámicas fotográficas, que permitieron localizar las principales superficies erosivas y de reactivación, y representar la distribución de facies sedimentarias. En adelante usaremos el término "barra" en el sentido de MIALL (1981), es decir, como "una forma del fondo cuyo tamaño es comparable al del canal en el que aparece" diferenciando entre "barra con superficies de avalancha" (*sensu* MIALL, 1981, en lugar de los conocidos términos barra diagonal y transversal debido a la confusión existente entre ellos) y "barra de meandro" (*point-bar sensu* SMITH, 1974, sobre el que existe una mayor uniformidad de criterios).

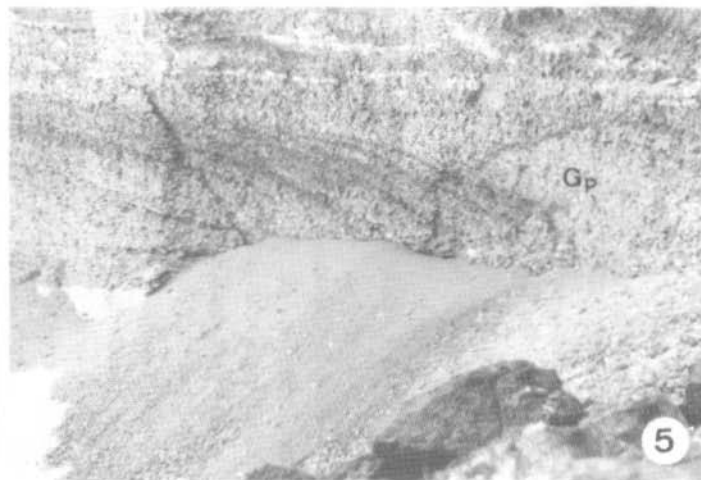
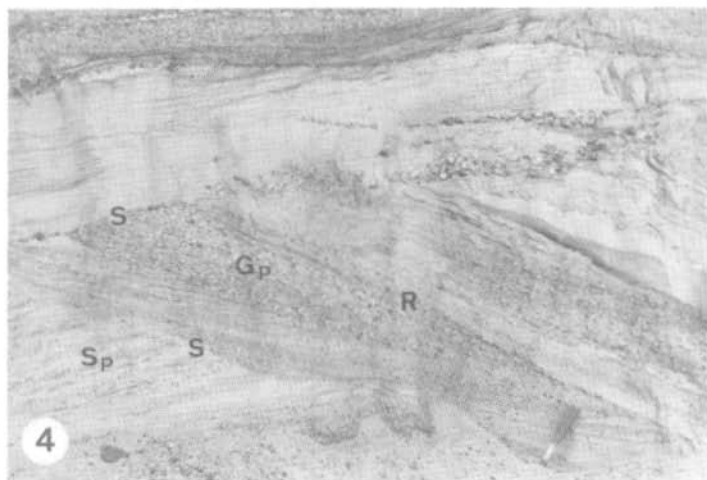
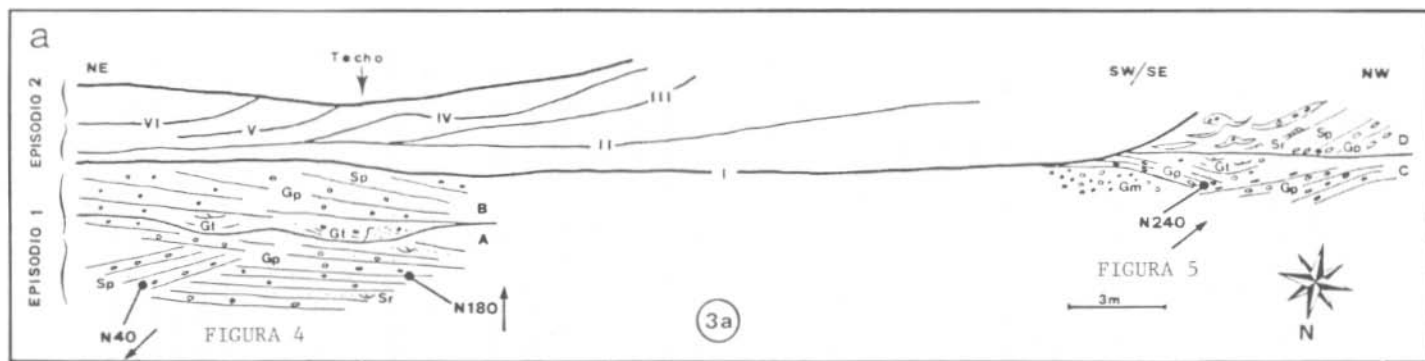
Existen dos episodios principales (Fig. 3): el primero registra un relleno de canal por proceso de acreción vertical (unidades A, B, C y D), mientras que en el segundo domina la acreción lateral (unidades I a VI).

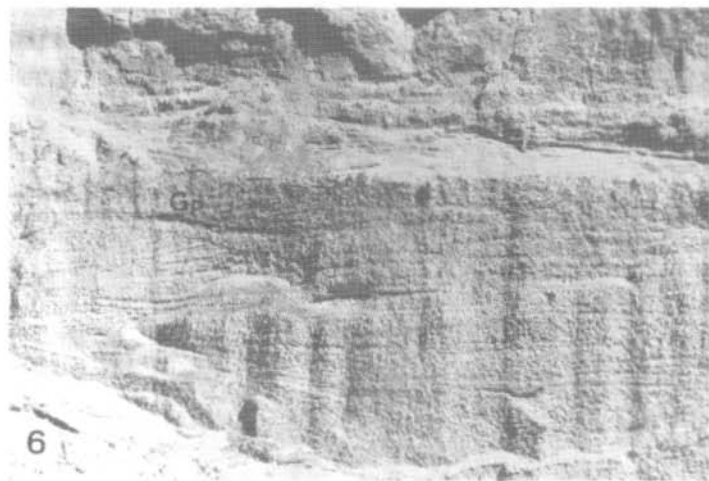
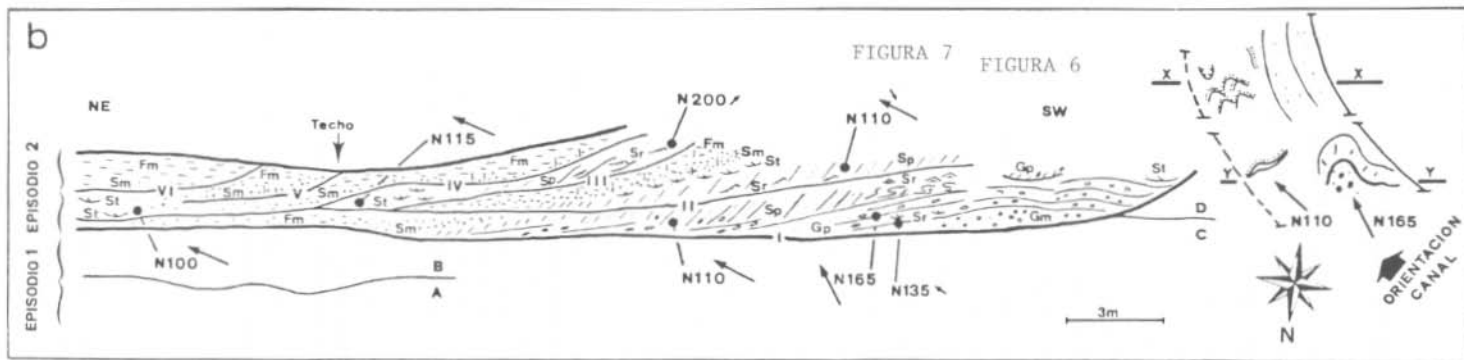
En la páginas siguientes:

Figura 3.- Esquemas de la geometría, relaciones mutuas de los intervalos diferenciados y estructuras sedimentarias primarias en (a) Primer y (b) Segundo Episodios del tramo 2 de los Conglomerados de Tariego con una reconstrucción del canal para las Unidades I y II (sección Y-Y) y III a V (X-X).

Figure 3.- Scheme of geometry, mutual relationships of the intervals differentiated and primary sedimentary structures in First (a) and Second (b) Episodes of member 2 of the Tariego Conglomerate, with a reconstruction of the channel for Units I and II (section Y-Y) and III to V (X-X).







Primer episodio

Incluye cuatro unidades que se han denominado para la descripción con letras (A, B, C, D) ordenadas de abajo a arriba.

Los depósitos volumetricamente más importantes de la **unidad A** son las gravas con estratificación cruzada planar (Gp) de mediana a gran escala con láminas que buzaban entre 10° y 40° y una amplia gama de tamaños de grano (desde cantos de 6 cm hasta arenas) que se ordenan generalmente en secuencias granodecrecientes; presentan intercalaciones de arenas con laminación cruzada en surco y lateralmente pasan a arenas con estratificación cruzada planar (Sp). Se interpretan como el resultado de la migración de una barra que desarrolla caras de avalancha. Dentro de cada *set* de facies Gp se aprecian variaciones de la dirección de las láminas. SMITH (1972) también observó este hecho en los depósitos del Río Platte y lo asimiló al resultado del desplazamiento del margen sedimentario de una barra. Así mismo, si tomamos dos *sets* consecutivos, separados por superficies de reactivación, observamos que éstos llegan a presentar direcciones de buzamiento prácticamente opuestas (N180°E y N40°E) (Fig. 4).

Los depósitos de esta unidad muestran repetidamente la secuencia de energía decreciente: [Erosión-->Gp-->Sp] que, en nuestra opinión, es la respuesta a la migración y crecimiento de una barra cuya cara de avalancha se desplazaba con cada nuevo episodio de sedimentación (variación en las direcciones de *sets*) y dentro de cada uno de éstos (variación en las direcciones de láminas de *foreset*). Al caer el flujo, se produciría una migración de *ripples* a lo largo del margen de la barra y en la dirección de la corriente, lo cual no significa que las direcciones de paleoflujo deducidas de la laminación cruzada tengan que coincidir con las deducidas de la estratificación cruzada de gran escala.

En las páginas anteriores:

Figura 4.- Arenas y gravas con estratificación cruzada de gran escala (Gp y Sp) que se agrupan en tres cuerpos separados por superficies erosivas (S) y, dentro de cada uno de ellos, por superficies de reactivación (R). Se interpretan como interferencia de caras de avalancha de barras migrando en un canal fluvial en direcciones algo diferentes. Primer episodio, Unidad A. El mango del martillo mide 26 cm.

Figure 4.- Cross-stratified gravels and sandstones (Gp and Sp facies) that can be grouped into three bodies, separated by scour surfaces (S), with internal reactivation surfaces (R). They are interpreted as interference of avalanche faces of bars migrating inside a channel with somewhat different directions. First episode, Unit A. Hammer handle is 26 cm long.

Figura 5.- Facies Gp en una barra de gravas que migra hacia el sur. La morfología sigmoidal de las láminas del *foreset* y el aumento progresivo del ángulo de buzamiento indican elevada carga y una disminución progresiva del caudal relacionada, probablemente, con una caída de la velocidad del flujo. Primer episodio, Unidad C.

Figure 5.- Gp facies in a bar migrating towards the south. Morphology of *foreset* laminae and progressive increase of dip angle suggest a high load of transported sediment and a decrease of flow velocity. First Episode, Unit C.

Figura 6.- Parte alta de una barra conglomerática (Segundo episodio, Unidad I) con surco erosivo relleno de Gp.

Figure 6.- Upper part of a gravelly bar (Second episode, Unit I) with scoured trough filled up with Gp.

Figura 7.- Deformación (*convolute lamination*) de arenas Sp en el flanco de la barra de la figura 6.

Figure 7.- Convolute bedding in Sp facies lying on the flank of the bar pictured in figure 6.

La **unidad B** consiste en surcos aislados (Gt), rellenos por gravas en un margen y arenas o lutitas en el opuesto, sobre los que se disponen facies Gp similares a las de la unidad anterior.

En esta unidad se observa el paso de un nivel de bajas descargas (generación de los surcos basales) a periodos de altas descargas en los que los surcos se rellenarían oblicua o lateralmente, como observa DOEGLAS (1962) en ríos actuales. Sobre éstos, se registra una migración de barras (Gp). Esta contigüidad lleva a suponer que los surcos (Gt) constituyen la parte frontal de las barras (Gp) aguas abajo de la cara de avalancha, o, incluso, una zona lateral.

La **unidad C** (debe tenerse en cuenta que entre los depósitos de las unidades B y C media una zona de derrubios) reposa sobre una superficie plana que trunca a los materiales infrayacentes. Sobre ella se encuentra un banco cuneiforme de gravas arenosas con estratificación cruzada planar (Gp) cuyas láminas presentan un ángulo de buzamiento próximo al de reposo y cuyo contenido en matriz arcillosa aumenta hacia el techo hasta llegar a quedar recubiertas por un nivel de lutitas masivas. Estos rasgos llevan a pensar que la sedimentación se produjo en áreas localizadas aguas abajo y próximas al fondo (*foreset* inferior o *bottomset*) de una barra. Las gravas y arenas debieron depositarse en los episodios de aguas altas, acumulándose los finos a medida que el flujo disminuía.

Lateralmente a estos depósitos, y sobre la misma superficie, se encuentran gravas masivas con imbricación, gravas masivas con estratificación horizontal (Gm) y gravas con estratificación cruzada planar de bajo y de alto ángulo (Gp) (Fig. 5). Estos depósitos registran el desarrollo casi completo de una barra hacia N240° E: las gravas comenzaron a acumularse en condiciones de alto régimen de flujo y de elevada descarga de agua y sedimento y formaron un núcleo masivo (Gm) que creció verticalmente a medida que se depositaban gravas con estratificación horizontal. En respuesta a este crecimiento, y a la consiguiente disminución de profundidad y aumento de velocidad, se originaron caras de avalancha por las que caía el sedimento, originándose así las facies Gp. El ángulo de estas caras de avalancha aumentó al disminuir el régimen de flujo, por frenado de la corriente a partir de cierto límite crítico con respecto a la profundidad relativa sobre la barra de modo similar al descrito por DABRIO y FERNANDEZ (1983).

Esta segunda barra, que inicialmente crece sobre el fondo del canal, llega a disponerse por encima de la primera pero sin llegar a fosilizarla por completo, quedando entre ambas una zona deprimida que se relleno en una etapa posterior con gravas ricas en matriz arcillosa. Finalmente, hacia techo de la unidad C y representando el final del desarrollo de la barra, aparece un nivel discontinuo de arenas arcillosas masivas depositadas en condiciones de régimen de flujo bajo.

La **unidad D** registra la migración aguas abajo de una barra hacia el sur (nótese la posición del norte apuntando hacia abajo en las Figs. 3 a y 3 b debido a la orientación del corte de la cantera). Los depósitos de esta unidad son gravas y arenas con estratificación cruzada planar (facies Gp y Sp) en las que se observan láminas de *foreset* tangenciales con buzamientos entre 10 y 25°. En detalle, las láminas presentan secuencias

granodecrecientes y, generalmente, abundante arena. Los intervalos arenosos muestran laminación cruzada interpretada como el resultado de la migración aguas arriba de *ripples* regresivos en la base de las láminas de *foreset* y en el área de transición al *bottomset*, donde presentan estratificación cruzada de muy bajo ángulo e, incluso, laminación horizontal.

Un rasgo característico de esta unidad es la abundancia de estructuras de fluidificación de gran tamaño (Fig. 3) debidas a sobrecarga del sedimento que contenía gran cantidad de agua (lo que implicaría una elevada tasa de sedimentación) que dió lugar a la expulsión de material para reajustar las presiones del sistema sedimento-fluido-carga (ALLEN, 1982).

Las facies Gp se depositaron durante un estadio de altas descarga, lo que provocó la falta de segregación en el sedimento. No obstante, las pequeñas fluctuaciones del flujo durante este episodio provocaron el desarrollo de secuencias granodecrecientes en las láminas del *foreset*. Estas pequeñas fluctuaciones quedan englobadas en otras de orden mayor que dieron como resultado la alternancia Gp-->Sp que se registra a lo largo de esta unidad.

Cuando la corriente alcanza las zonas marginales de la barra se expande y pierde velocidad como consecuencia del aumento de profundidad relativa (SMITH, 1971) y se originan fuertes remolinos de separación de flujo que generan láminas de *foresets* con base tangencial y *ripples* regresivos (COLLINSON, 1970). El hecho de que las direcciones de migración de estos *ripples* sean aproximadamente perpendiculares a las de las láminas del *foreset* de la barra se debe a que el eje del remolino frontal debía disponerse más o menos paralelo a la cara de avalancha de la barra.

Segundo episodio

Sus depósitos representan el relleno de un canal de dirección N100°E excavado sobre los materiales del episodio precedente. Se han diferenciado seis unidades, denominadas con números romanos I a VI (Fig. 3b) para distinguirlas de las del episodio inferior (Fig. 3a), cada una de las cuales constituye una unidad acrecional en dirección NE (una vez más insistimos en que el norte apunta hacia abajo en la Fig. 3).

La **unidad I** está constituida por una alternancia de facies Gm/Gp, en la base, que pasa lateralmente a Sp/Sr/FI. Registra la migración de barras con caras de avalancha simples, a lo largo del margen del canal.

Sobre la superficie erosiva, que constituye la base del canal, se depositaron gravas masivas formando el núcleo de una barra (Gm) que creció vertical y lateralmente hasta desarrollar superficies de avalancha donde se acumularon gravas de facies Gp, en un proceso similar al descrito para la unidad C y que se repitió varias veces durante el depósito. Las oscilaciones de flujo indujeron el depósito de gravas con tramas abiertas y cerradas alternantes.

Probablemente el surco que se sitúa hacia el techo de la barra (y que se rellenó en un episodio posterior con facies Gp, Fig. 6) se formó cuando la barra tenía suficiente altura y se iniciaba el descenso de la descarga. En la zona de convergencia entre esta barra y el

margen del canal quedó una depresión topográfica que se rellenó de arena.

Simultánea y lateralmente a esta barra (en dirección al centro del canal) se formó otra barra cuyas láminas de *foreset* se interdigitaban con las de la primera y que adquirió un mayor desarrollo.

Sobre ambas se encuentra un nivel de arenas con estratificación cruzada planar (Sp) que, por encima de la segunda barra, aparece muy deformado, con *sets* de *convolute stratification* (Fig. 7). Suponemos que esta distorsión se originó por licuefacción parcial asociada a esfuerzos laterales, resultantes, quizás, de la migración de formas del lecho sobre los materiales todavía no consolidados (PLINT, 1983). La repetición de la secuencia [depósito--> deformación--> erosión] parece indicar que la deformación fue inmediatamente posterior a la sedimentación del material.

Las barras aparecen cubiertas hacia el techo por un nivel de arenas con laminación cruzada (Sr) de *ripples* de oscilación generado en las aguas someras del margen de las barras, donde el movimiento del agua era más bien de vaivén. La parte alta está edafizada y el proceso afecta hasta parte de los niveles deformados.

En resumen, la secuencia [Gm/Gp--> Sp--> Sr] registra un descenso del nivel del agua y de la descarga de agua y sedimento que llega a ser casi nula en algunos periodos.

Hacia el centro del canal los depósitos mayoritarios son las lutitas masivas (Fm) y se generan secuencias de facies [Gp-->Sp-->Sr (arenas con *ripples* de corriente) -->Fm] que registran el paso de la época de crecida a la de estiaje.

La paleocorrientes dominantes en las gravas son N165°E y en las arenas N110°E. Las primeras registran la migración de la barra oblicuamente al margen del canal (que se alarga en dirección N100°E) mientras que las segundas registran la migración de *megaripples* y *ripples* en el sentido de la corriente con disminución del flujo marcada por el paso de Sp a Sr.

Los depósitos de la **unidad II** se disponen sobre una superficie erosiva que trunca los infrayacentes (unidad I), y muestran una secuencia de facies [Sp-->Sr-->Sm-->Fm] que evidencia una reducción progresiva de la energía del flujo.

Las arenas con estratificación cruzada planar (Sp) presentan láminas de *foreset* tangenciales con laminación cruzada debida a *ripples* regresivos en la base (Fig. 7). Hacia el techo, estos depósitos presentan pequeñas deformaciones de origen similar al descrito en el apartado anterior; además, existen deformaciones ligadas al diaclasado que muestra esta unidad (Fig. 7).

Se interpreta como el resultado de la migración aguas abajo, de barras soldadas al margen del canal y con superficies de avalancha en las que los *ripples* regresivos indican la existencia de remolinos frontales muy activos, similares a los descritos en la unidad D.

Las arenas con laminación cruzada debida a *ripples* de corriente (Sr) presentan direcciones de paleocorrientes aproximadamente paralelas a las anteriores y pasan gradualmente a las arenas masivas (Sm) y a las lutitas masivas (Fm). Las facies Fm cubren todos estos materiales, tapizando el conjunto de la unidad y llegan a disponerse sobre el fondo del canal, donde presentan su mínima potencia. Su presencia y

conservación parece indicar una detención total o casi total de la corriente.

Los depósitos de las unidades más jóvenes (III, IV y V) registran el relleno del canal a partir de su margen derecho con una neta componente de acreción lateral.

La **unidad III** es arenosa y se dispone inclinada suavemente hacia el interior deducido del canal (N100°E). Hacia la base (y centro del canal) son arenas con estratificación cruzada en surco (St) y, más arriba, planar (Sp) que, hacia arriba, pasan a arenas con laminación cruzada en surco (Sr) debida a *ripples*. Las direcciones de corriente deducidas de St y de Sp indican componentes hacia el sur, concordantes con la migración de los *megaripples* generadores, mientras que las direcciones de avance de los *ripples* de Sr son transversales a éstas. De acuerdo con estos datos se interpreta la unidad como un depósito de acreción lateral de una barra de meandro con flujo helicoidal como las citadas por ALLEN (1963).

Las **unidades IV y V**, caracterizadas por presentar una secuencia granodecreciente formada por [Arenas con cantos y estratificación cruzada en surco (St)-->Arenas masivas (Sm)-->Lutitas masivas (Fm)], tendrían un origen similar al de la III.

La **unidad VI** está constituida por una capa de arena en la base y lutitas en el resto, como depósitos mayoritarios, interpretados como el relleno de un canal abandonado. Se supone una elevada velocidad de sedimentación, que no permitió el desarrollo de condiciones de aguas estancadas (ambiente reductor), y un emplazamiento cercano a la banda de meandros activos ya que llegaba bastante fracción arenosa procedente de ellos.

En resumen, el depósito de las unidades I a VI muestra una disminución de la energía ambiental (registrada en el tamaño de grano y en las estructuras sedimentarias) y una tendencia al abandono del canal.

INTERPRETACION Y DISCUSION

Todas las unidades descritas en el apartado anterior se agrupan en dos episodios diferenciados por sus características sedimentarias. En el primero predominan las gravas y el crecimiento (acrección) de las unidades en la vertical; en el segundo pasan a ser cada vez más importantes las facies arenosas y lutíticas, así como los procesos de acreción lateral. En ambos casos, se desarrollan barras con superficies de avalancha simples, que otros autores denominarían barras transversas y que aparecen tanto en sistemas fluviales trenzados (MIALL, 1981; DABRIO y FERNANDEZ, 1983) como meandriformes (GUSTAVSON, 1978; LEVEY, 1978; FORBES, 1983), en cuyo caso se sitúan en la parte inferior de la cara de acreción lateral del arco de meandro.

Teniendo en cuenta esta consideración, analizaremos el conjunto de las características de cada episodio de depósito con el fin de dilucidar los rasgos del sistema fluvial en el que se originaron.

Los depósitos de **primer episodio** están constituidos principalmente por unidades tabulares muy extensas de facies Gp que se superponen unas a otras en múltiples direcciones, con una tendencia a migrar de uno a otro extremo del cauce y produciendo paleocorrientes oblicuas e incluso opuestas. Esto implica que dichas unidades, generadas

por barras, no están ligadas genéticamente (o adosadas) a un margen del canal. Así mismo, la presencia de direcciones de corrientes deducidas de estructuras que migran aguas arriba indica la formación de fuertes remolinos por separación de flujo a sotavento de las caras de avalancha, favorecidos por la alta tasa de crecimiento vertical de las formas que genera gradientes de presión entre sus partes altas y bajas. Estas características parecen ajustarse a la mayoría de los modelos *braided* de gravas descritos en la literatura. Según MIALL (1977) dichos sistemas se caracterizan por ser de baja sinuosidad, poseer una carga predominante de fondo (gravas y arenas), desarrollar formas que migran libremente sobre el fondo y rellenarse, sobre todo, por acreción vertical. En estos sistemas los canales tienden a ensancharse o estrecharse (según domine la erosión o el depósito) más que a migrar (como en el caso de los meandriformes) y las barras que contienen están disecadas por los canales adyacentes. En nuestro caso, se encuentra la mayoría de estos rasgos, pero no encontramos ni una tendencia de relleno de fondo de canal ni una superposición de canales (probablemente por las deficiencias del afloramiento). Esto nos lleva a pensar que nos encontramos ante un canal donde, probablemente, la relación anchura/profundidad es bastante alta y de baja sinuosidad, al menos en el área que nos ocupa. A pesar de todo, consideramos que no se trata de un caso típico de río trenzado (*braided*) sino que es un río recto en el que las formas migran libremente debido al patrón homogéneo de flujo (Fig. 8).

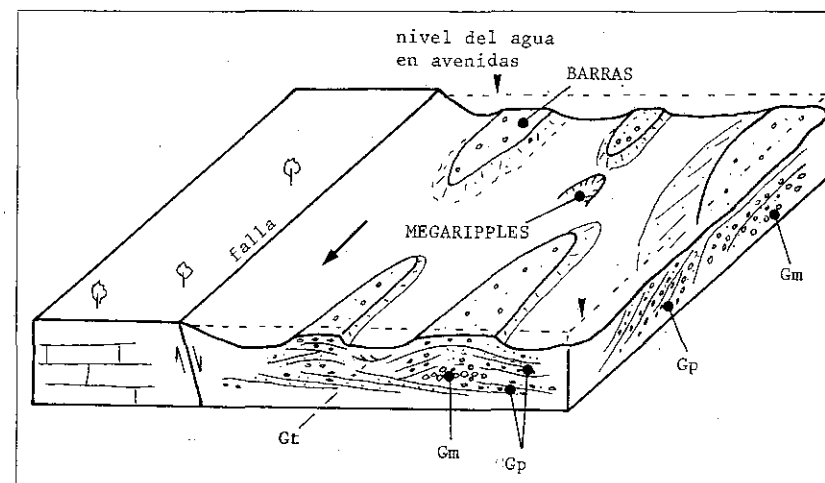


Figura 8.- Modelo conceptual del canal recto donde se depositaron los materiales del primer episodio. Esta limitado al oeste por una paleotopografía condicionada por una falla. En el canal aparecen formas (barras) que migran libremente.

Figure 8.- Conceptual model of the channel where the first episode was deposited. It is bounded towards the west by a paleotopography conditioned by a fault. In the channel there are large-scale, migrating bedforms (bars).

Los depósitos del **segundo episodio** presenta características propias de sistemas

meandriiformes. De hecho se consideran "diagnósticas" en muchos trabajos:

-Desarrollo de unidades de acreción vertical y lateral con tendencia granodecreciente (FU, *fining upwards*) que, en conjunto, definen a su vez una secuencia póstiva (granodecreciente) de orden mayor (NIJMAN y PUIGDEFABREGAS, 1978).

-Desarrollo de flujo helicoidal (NIJMAN y PUIGDEFABREGAS, op. cit.), bien documentado en la Unidad III.

-Relleno del canal (episodio VI) con sedimento de grano fino como consecuencia del abandono que, según ALLEN (1965) y HARMS et al. (1975), sólo se produce en sistemas meandriiformes. Está bien representado en la Unidad VI.

En los depósitos de grano más grueso del episodio (unidades I y II) se observa un conjunto de características que han sido descritas en distintos tipos de sedimentos, todos ellos identificados como arcos de meandro:

a) Amplia gama de tamaños de grano y sus diferentes modos de transporte, dando una fuerte segregación de tamaños dentro del depósito (BLUCK, 1971; JACKSON, 1980; CAMPBELL y HENDRY, 1987).

b) Hay muchas evidencias de una amplia variación en la tasa de descarga de la corriente (ARCHE, 1983; CAMPBELL y HENDRY, 1987).

c) Aparición lantejones de arenas entre las unidades de gravas (ORI, 1979, 1982; ARCHE, 1983; FORBES, 1983; CAMPBELL y HENDRY, 1987) que, aunque también existen en los ríos trezados (*braided*), son más abundantes en los meandriiformes.

Sin embargo, consideramos que, en nuestro caso, los depósitos de los unidades I y II no registran la acreción a partir del margen de meandro, como proponen aquellos autores, sino que, como se ha manifestado en el apartado anterior, registran la migración de barras a lo largo del margen del canal ya que las láminas de estratificación cruzada planar buzcan corriente abajo y no lateralmente al margen.

GUSTAVSON (1978), en el Río Nueces, y LEVEY (1978), en el Congaree, observan que en las corrientes meandriiformes de gravas los flujos helicoidales desarrollan imbricaciones de clastos que apuntan hacia el margen convexo. En nuestro caso, y en base a todo el conjunto de características que presenta el segundo episodio, suponemos que aquellas barras de gravas se situaban en el arco de un meandro, además es hacia el techo de ellas donde se desarrollan estructuras de deformación, características de los arcos de meandro; sin embargo, los clastos no presentan imbricación aunque algunos de ellos poseen morfologías discoidales. Esta ausencia de imbricación también ha sido citada por NIJMAN y PUIGDEFABREGAS (1978) quienes observan depósitos similares (Fm. Castisent) a los descritos para este episodio segundo y los interpretan como el resultado de la migración de barras transversas sobre la superficie de acreción del meandro, en un sistema con poco desarrollo de flujos helicoidales.

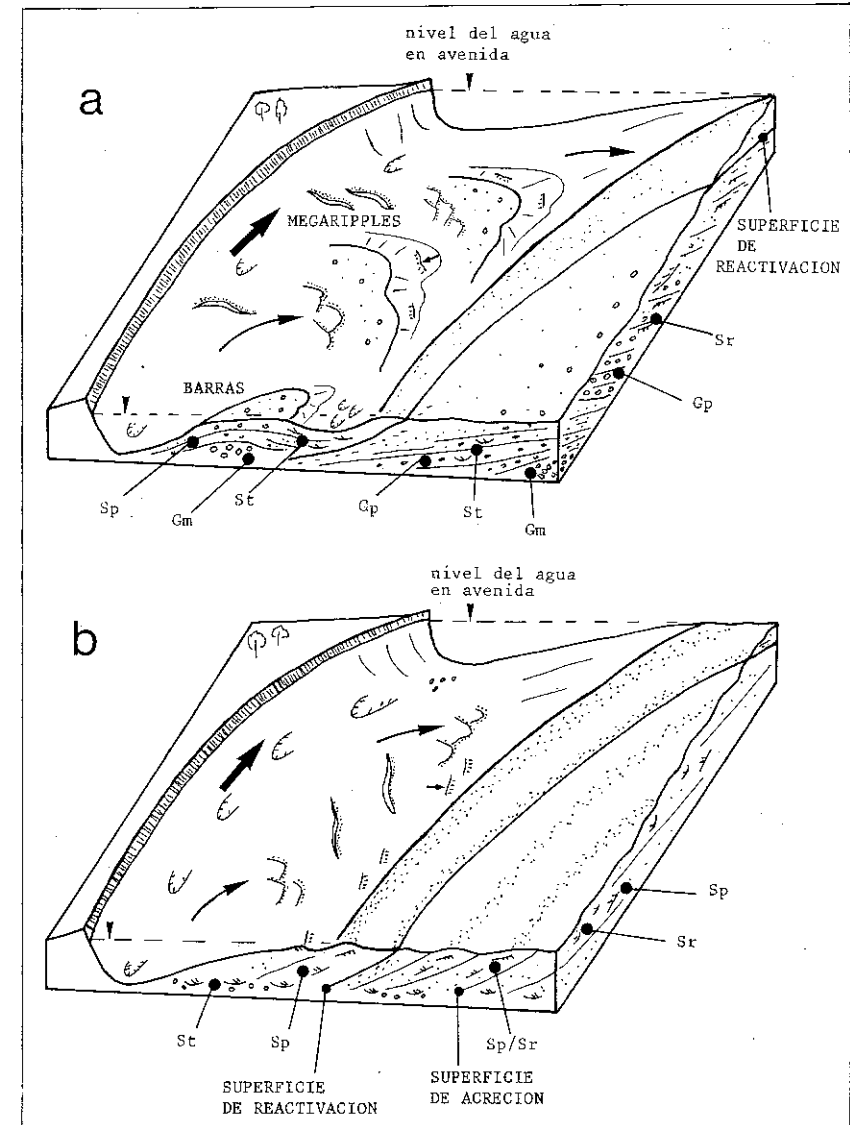


Figura 9.- Modelos conceptuales de los canales donde se depositaron los materiales de las Unidades I y II (A) y III a V (B) del segundo episodio.

Figure 9.- Conceptual models of the channels where the Units I - II (A) and III to V (B) of the Second episode were deposited.

De acuerdo con estas características, consideramos que este segundo episodio se corresponde con un sistema meandriforme, de baja sinuosidad, de carga mixta (gravas, arenas y lutitas) con tendencia al abandono e influenciado por una marcada estacionalidad (crecida-estiaje muy diferenciados). El relleno respondería principalmente a un proceso de acreción lateral en el que las formas generadas en el fondo del canal (barras que desarrollan caras de avalancha simple, sensu MIALL, 1981), se irían acumulando sobre un margen formando las diferentes unidades de acreción del arco de meandro, durante los periodos de crecida (Fig. 9 A). En los momentos de estiaje, se produciría el depósito de la fracción fina a lo largo del margen acrecional. Este sistema presentaría para los episodios I y II unas características, en cuanto a sinuosidad y patrón de flujo, intermedias entre los ejemplos del Río Nueces (GUSTAVSON, 1978) y de la Formación Castisent (NIJMAN y PUIGDEFABREGAS, 1978).

Los depósitos de las unidades I y II son similares, en primera aproximación, a los que describen DABRIO y FERNANDEZ (1983) e interpretan como barras que se desarrollan en sistemas fluviales trenzados. En ambos casos existe una acreción lateral de dirección prácticamente perpendicular a la dirección de corriente y las facies sedimentarias son similares, si bien su distribución en el tiempo varía, al igual que el patrón de paleocorrientes. Sin embargo, el hecho que más claramente los diferencia es que mientras en nuestro caso existe una tendencia general al abandono y se desarrollan secuencias positivas (FU), en el caso de las barras de Moraleda de Zafayona (DABRIO y FERNANDEZ, 1983) se da primero una tendencia al abandono que genera secuencias positivas (FU) y, finalmente, el canal se abandona dando secuencias negativas (CU).

De la unidad III a la V los depósitos mayoritarios son arenas y el proceso dominante es el de acreción a partir del margen del canal (arco de meandro) (Fig. 9 B). Existe un desarrollo claro de flujos helicoidales en la unidad III y coincidiendo con la disminución en el tamaño de grano y en relación a las unidades precedentes. Finalmente el canal se abandona (unidad VI) y se rellena con sedimento fino.

Consideramos que el conjunto de los episodios 1 y 2 registra el paso de un sistema fluvial recto a uno meandriforme de baja sinuosidad, que, probablemente corresponden a la superposición de un tramo curvo del sistema meandriforme sobre otro recto que quizás lo precedía aguas abajo.

CONCLUSIONES

A lo largo de la exposición, se ha descrito e interpretado el segundo tramo de los depósitos terrígenos que constituyen el techo del Neógeno de la Cuenca del Duero. Estos depósitos representan la transición de un sistema fluvial de cauce sencillo recto a un sistema meandriforme de baja sinuosidad.

Estos sistemas presentan unos fuertes condicionantes locales y globales que determinan su estilo. Consideramos que el sistema inferior, recto, debe su trazado al hecho de que se encajó en una zona deprimida limitada por una falla; ésto determinó que las aguas se concentrasen en esta línea inhibiendo el desarrollo de canales adyacentes. Así

mismo, la suave pendiente y el tipo de material que transportaba determinó una sección bastante ancha sobre la que se desarrollaron las barras. El paso a un transporte de carga mixta y el relleno de la depresión, dieron lugar a que el canal, ahora con más área para moverse, incrementase su sinuosidad. Todos estos fenómenos tuvieron lugar en un contexto hídrico de marcada estacionalidad (con notables contrastes entre las épocas de crecida y de estiaje) y un envejecimiento del área madre.

En resumen, los depósitos del tramo 2 constituyen el relleno de una zona deprimida, de suave pendiente, limitada por una fractura que condicionó el estilo del sistema fluvial y su evolución.

AGRADECIMIENTOS

Los Dres. J. Fernández (Universidad de Granada) y A. Sopeña (C.S.I.C-U.C.M., Madrid) amablemente revisaron el manuscrito y propusieron sustanciales mejoras.

REFERENCIAS

- ALLEN, J. R.L., (1963). The classification of cross-stratified units with notes on their origin. *Sedimentology*, 2: 93-114.
- ALLEN, J. R. L., (1965). The sedimentation and paleogeography of the Old Red Sandstone of Anglesey, North Wales. *Proc. Yorks. Geol. Soc.*, 35: 139-185.
- ALLEN, J. R. L., (1982). *Sedimentary structures: Their Character and Physical Basis*. Developments in sedimentology, Elsevier. 30A: 592 págs. y 30B: 663 págs.
- ARCHE, A., (1983). Coarse-grained meander lobe deposits in the Jarama River, Madrid, Spain. *Spec. Publ. Int. Ass. Sedim.*, 6: 313-321.
- BLUCK, B. J., (1971). Sedimentation in the meandering River Endrick. *Scott. J. Geol.*, 7: 93-137.
- BLUCK, B. J., (1979). Structure of coarse grained braided stream alluvium. *Trans. R. Soc. Edin.*, 70: 181-221.
- CAMPBELL, J. E. y HENDRY, H. E., (1987). Anatomy of a Gravelly Meander Lobe in the Saskatchewan River Near Nipawin, Canada. *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Min.*, 39: 179-189.
- COLLINSON, J. D., (1970). Bedforms of the Tana River, Norway. *Geogr. Annal.*, 52-A: 31-56.
- DABRIO, C.J. y FERNANDEZ, J., (1983). Génesis y evolución de barras conglomeráticas en un río de baja sinuosidad (Depresión de Granada, España). *Mediterránea*, 2: 3-28.
- DOEGLAS, D. J., (1962). The structure of sedimentary deposits of braided rivers. *Sedimentology*, 1: 167-190.
- FORBES, D. L., (1983). Morphology and sedimentology of a sinuous gravel-bed channel system: lower Babbage River, Yukon coastal plain, Canada. *Spec. Publ. Int. Ass. Sedim.*, 6: 195-206.
- GUSTAVSON, T. C., (1978). Bed forms and stratification types of modern gravel meander lobes, Nueces River, Texas. *Sedimentology*, 25: 401-426.
- HARMS, J. C., SOUTHARD, J. B.; SPEARING, D. R. y WALKER, R. G. (1975). *Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and*

- stratification sequences*. Soc. Econ. Paleon. Miner. Short Course 2: 161 págs.
- HARMS, J. C.; SOUTHARD, J. B. y WALKER, R.G., (1982). Structures and sequences in clastics rocks. *Soc. Econ. Paleon. Min. Short Course 9*: 249 págs.
- JACKSON, R. G. II, (1978). Preliminary evaluation of lithofacies models for meandering alluvial streams. *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.* **5**: 543-576.
- JACKSON, R. G. II, (1980). Sediments of the modern meander belt of the Vermilion River near Eugene, Indiana. In: G. S., FRASER (Ed.), *Field Trip Guidebook, 10th Annual Meeting, Great Lakes Section, Soc. Econ. Paleon. Miner.*: 17-44.
- LEVEY, R. A., (1978). Bedform distribution and internal stratification of coarse-grained point bars, Upper Congaree River, S.C. *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, **5**: 105-127.
- MASSARI, F., (1983). Tabular cross-bedding in Messinian fluvial channel conglomerates, Southern Alps, Italy. *Spec. Publ. Int. Ass. Sedim.*, **6**: 287-300.
- MEDIAVILLA, R. M. y DABRIO, C. J., (1987). Tectonics as a major control of sedimentation and facies distribution in the Neogene of the Duero Basin (Spain). *Int. Ass. Sedim. 8th. Regional Meeting of Sedimentologist, Abstracts*: 346-347.
- MIALL, A. D., (1977). A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Sci. Rev.*, **13**: 1-62.
- MIALL, A. D., (1978). Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: A summary. *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, **5**: 597-604.
- MIALL, A. D. (1981). Analysis of Fluvial Depositional Systems. *Am. Ass. Petrol. Geol. Educ. Course Notes Series*, **20**: 75 págs.
- NIJMAN, W. y PUIGDEFABREGAS, C. (1978). Coarse-grained point bar structure in a molasse-type fluvial system, Eocene Castisent Sandstone Formation, South Pyrenean Basin. *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, **5**: 487-510.
- ORI, G. G. (1979). Barre di meandro nelle alluvioni ghiaiose del Fiume Reno (Bologna). *Boll. Soc. Geol. Italiana*, **98**: 35-54.
- ORI, G. G. (1982). Braided to meandering channel patterns in humid region alluvial fan deposits, River Reno, Po Plain (Northern Italy). *Sedim. Geol.*, **31**: 231-248.
- PLINT, A. G. (1983). Liquefaction, fluidization and erosional structures associated with bituminous sands of the Bracklesham Formation (Middle Eocene) of Dorset, England. *Sedimentology*, **30**: 525-535.
- SMITH, N. D., (1971). Transverse Bars and Braiding in the Lower Platte River, Nebraska. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **82**: 3407-3420.
- SMITH, N. D., (1972). Some sedimentological aspects of planar cross-stratification in a sandy braided river. *J. Sedim. Petrol.*, **42**: 624-634.
- SMITH, N. D., (1974). Sedimentology and bar formation in the Upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. *J. Geol.*, **81**: 205-223.