

Caracterización paleohidráulica de algunos litosomas conglomeráticos paleógenos de la Cuenca del Ebro. Ejemplos en La Conca de Barberà (Tarragona)

Paleohydraulic characteristics of some paleogene conglomeratic rock bodies in the Ebro Basin: Examples from La Conca de Barberà (Tarragona).

C. Gallardo y F. Colombo

Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. Pedralbes. E-08071-Barcelona.

ABSTRACT

A detailed sedimentological examination of several paleogene conglomeratic rock bodies located in La Conca de Barberà area and interpreted as different types of paleochannels, allow us to deduce some of its paleohydraulic characteristics. The vertical and lateral variations in the clast size distributions provides some information related to the hydraulic variations during the deposition time span. As some the studied rock bodies are constituted by different storeys separated by scars, we have made all the hydraulic calculations by means of maximum and minimum values of the selected parameters. The final results are in a semiquantitative sense in order to have a new approximation of the main paleohydraulic characteristics.

Key Words: paleohydraulics, conglomeratic paleochannels, Paleogene, Ebro Basin, Conca de Barberà, Tarragona.

Geogaceta, 19 (1996), 109-112
ISSN: 0213683X

Introducción

El sector estudiado se sitúa en el límite de las provincias de Tarragona y Lleida, entre las comarcas de la Conca de Barberà y Les Garrigues. Los principales afloramientos localizados a la altura del kilómetro 48 de la carretera nacional N-240, permiten estudiar algunos materiales paleógenos conglomeráticos situados en el borde sur-oriental de la cuenca del Ebro (Fig. 1).

El registro sedimentario depositado durante el Terciario inferior está formado por grandes sistemas aluviales que procedían de los márgenes de la cuenca donde existía cierta actividad tectónica sinsedimentaria. Los abanicos aluviales de este sector se desarrollan predominantemente mediante procesos acuosos, que dan lugar a diversos tipos de canales (Colombo *et al.* 1995) en sus partes más distales (Colombo, 1986).

Se pretenden establecer las características geométricas de este tipo de canales y mediante la aplicación de una serie de fórmulas empíricas, obtener las características paleohidráulicas del flujo acuoso activo durante los episodios deposicionales. Cabe señalar que los cálculos se realizan en base a la geome-

tría del canal considerando los resultados obtenidos como condiciones mínimas, teniendo en cuenta además que existe una cierta pérdida de información por erosión.

Cuerpos conglomeráticos

Están constituidos por conglomerados bien seleccionados con clastos redondeados, que presentan una fábrica clasto-soportada con pequeños porcentajes de matriz arenosa. El tamaño de los clastos oscila entre 0.5 y 20cm. y están formados, en su mayoría, por calizas micríticas mesozoicas y escasos clastos dolomíticos. Presentan una matriz bien clasificada de arenisca gruesa formada también por fragmentos carbonatados mesozoicos. Internamente pueden tener un aspecto masivo (Fig. 2, episodio 1), o presentar estratificaciones cruzadas de escala media (Fig. 3). Localmente aparecen estratificaciones cruzadas de gran escala, ligeramente convexas que se ponen de relieve en los cuerpos con mayor proporción de matriz (Fig. 2, episodio 3). Lateralmente y hacia techo la estratificación cruzada pasa, transicionalmente, a facies arenosas y posteriormente

lutíticas que generalmente están bioturbadas. En la base de algunos de estos cuerpos se pueden observar paquetes lenticulares de areniscas localmente potentes. En otras ocasiones se observan clastos blandos angulosos que sugieren una gran competencia del flujo (Fig. 2).

Los cuerpos conglomeráticos tienen geometrías lenticulares asimétricas, usualmente presentan potencias variables que oscilan entre 3 y 8m., de pequeña extensión lateral, con base

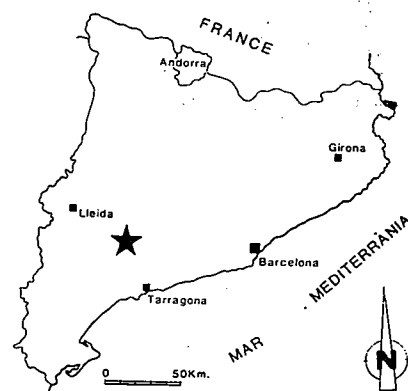


Fig. 1.- Situación del área estudiada
Fig.1.- Location of studied area

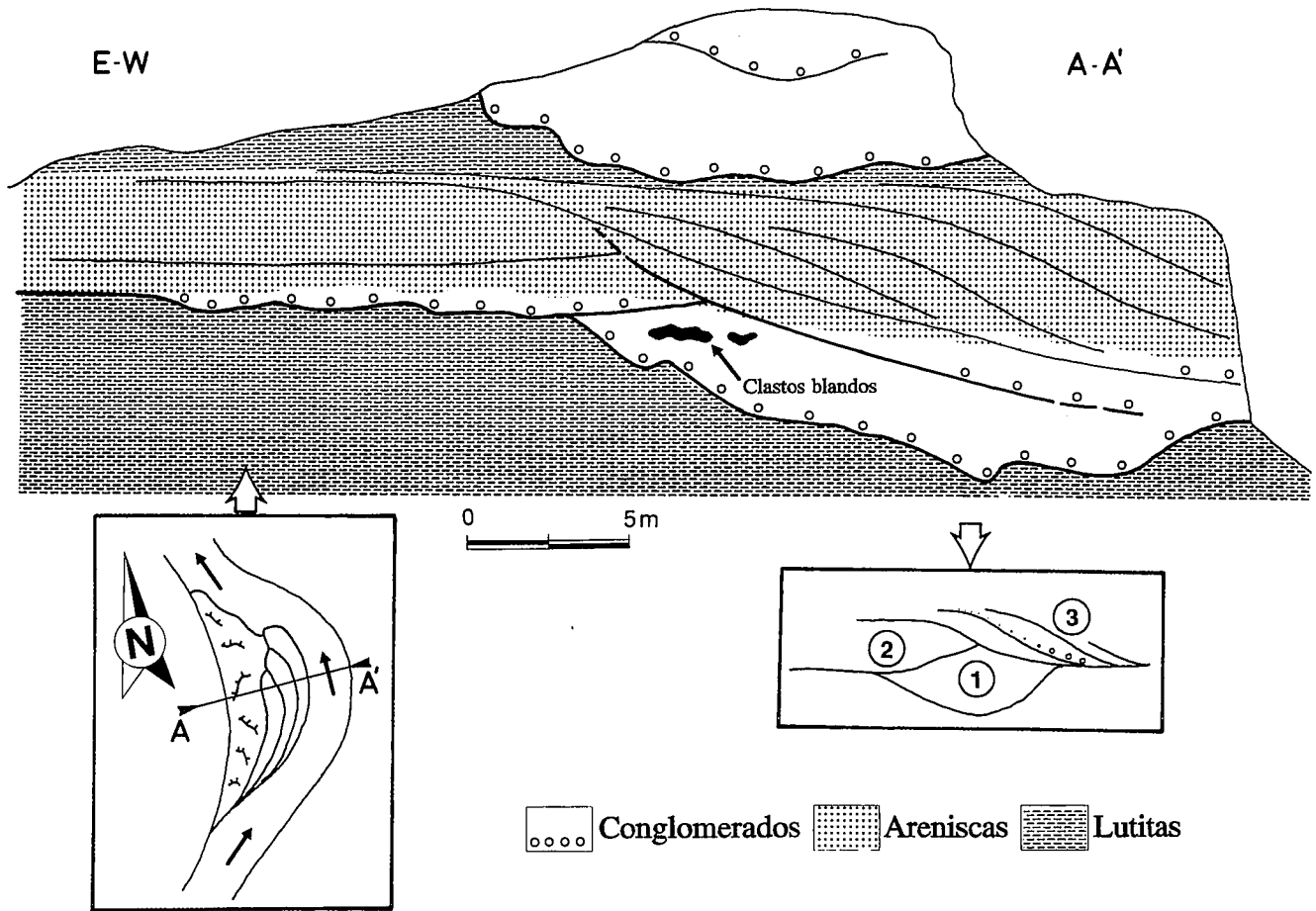


Fig. 2.- Cuerpo conglomerático y arenoso que muestra superficies de acreción lateral en el episodio 3.

Fig. 2.- Sandy and conglomeratic rock body which show laterally accreted sands well developed in the n° 3 episode.

erosiva y techo generalmente plano. Se trata de canales multiepisódicos, en donde se diferencian episodios masivos y episodios con estratificación cruzada (Fig. 2). Estos se interpretan como barras de acreción lateral en un sistema fluvial meandriforme con carga tractiva dominada por gravas. Los afloramientos muestran que este sistema fluvial pasa por varias etapas. Así, en algunos casos se observa como las barras de acreción lateral se depositan en las etapas iniciales, aunque usualmente los niveles conglomeráticos masivos pasan verticalmente a niveles estratificados.

Características paleohidráulicas

El método utilizado para estimar las condiciones hidráulicas necesarias de transporte consiste en la utilización de varios tipos de fórmulas basadas, esencialmente, en el cálculo de la velocidad crítica necesaria para movilizar los clastos mayores (18 - 20cm). Se asume como velocidad efectiva, la que se produce en el lecho del canal (V_b) que es

ligeramente inferior a la velocidad media del flujo (V). La relación entre ambos corresponde a un factor de 1,2 (Costa, 1983).

Algunos autores, (Mavis y Laushey, 1949) obtienen una ecuación experimental que relaciona la velocidad en el lecho con tamaño y densidad de la partícula. Donde d es el diámetro de la partícula en mm. y c corresponde a su densidad. La velocidad se obtiene en fts/s

$$V_b = \frac{1}{2} d^{0.4} (c - 1)^2$$

En algunos casos (Koster, 1978) se utiliza una regresión para estimar la velocidad media del flujo respecto al tamaño de las partículas en Spring Creek, Alaska. Donde d es el diámetro de la partícula en cm y la velocidad se obtiene en cms/s. Esta ecuación presenta un coeficiente de correlación de 0,825

$$V = 49d^{0.381}$$

Otros autores (Bradley y Mears, 1980) se sirven de una ecuación técnica (Torpen, 1956) que fue originalmente

calculada para estimar la velocidad de un curso fluvial en la construcción de grandes embalses. Donde d es el diámetro de la partícula en pulgadas y el resultado se obtiene en fts/s.

$$V_b = 4,1d^{1.2}$$

Recientemente (Costa, 1983) ha realizado un estudio paleohidráulico en períodos de grandes crecidas y se obtiene una ecuación basada en datos de velocidad de material en transporte. Donde d es el diámetro en cm y la velocidad en cms/s

$$V = 57d^{0.46}$$

En la parte superior de la Tabla 1 se observa como los valores de la velocidad oscilan entre 1,25 y 3,5 ms⁻¹ dando una media aproximada de 2 ms⁻¹. Así se toma este valor como la velocidad necesaria que debería tener el flujo para movilizar las gravas.

La segunda parte de este trabajo consiste en deducir un valor aproxima-

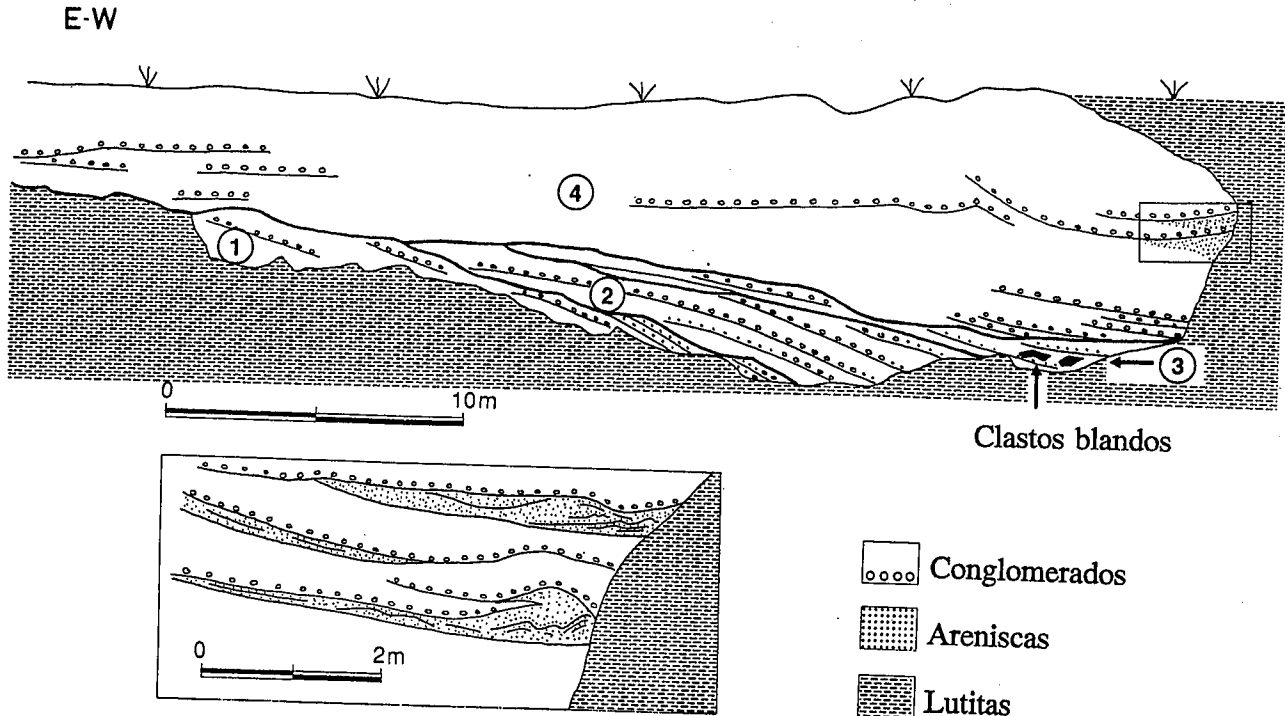


Fig. 3.- Paleocanal conglomerático que muestra estratificación cruzada oblicua bien desarrollada en los episodios basales (1 - 3) interpretados como depósitos de barras de acreción lateral.

Fig. 3.- Conglomeratic paleochannel which shows oblique cross bedding well developed in the basal episodes (1 - 3) and interpreted as conglomeratic point bar deposits.

do del gradiente mínimo necesario para que se transporten estas gravas. Para ello aplicamos la ecuación de Manning. Donde R es el radio hidráulico, n el coeficiente de rugosidad, S el gradiente y V la velocidad en ms/s.

$$V = \frac{R^{1/2} S^{1/2}}{n}$$

En esta fórmula se sustituyen los valores de velocidad crítica obtenidos anteriormente. El valor del radio hidráulico se obtiene a partir de la medición en el campo de la anchura (W) y la profundidad (D) del cuerpo lenticular, suponiendo que el surco ha quedado colmado de agua en algún momento. Para obtener un rango de resultados lo suficientemente amplio se calcula un Radio hidráulico máximo y mínimo. El valor máximo corresponde al área de una sección de canal equivalente a la anchura multiplicado por la profundidad ($A_{max} = W \times D$) y el valor mínimo a la mitad de la anterior ($A_{min} = W \times D/2$).

El valor del coeficiente de rugosidad se obtiene a partir de la ecuación obtenida experimentalmente por Limerinos (1970), donde R es el radio hidráulico y d_{84} es el diámetro de la

partícula correspondiente al percentil 84.

$$n = \frac{0,113R^{1/6}}{1,16 + 2 \log\left(\frac{R}{d_{84}}\right)}$$

Aplicando todos estos datos a la ecuación de Manning se obtiene el valor del gradiente mínimo necesario para movilizar las partículas de mayor tamaño. El cálculo se realiza en los cuatro primeros episodios de la figura 3.

Discusión y conclusiones

En este trabajo se efectúa una primera aproximación para estimar las condiciones hidráulicas del flujo que depositó los conglomerados estudiados.

Hay que tener en cuenta que los conglomerados pueden haber sido depositados mediante un flujo constante y continuo en el tiempo (perenne) o por un flujo episódico con períodos más o menos prolongados de aguas bajas. Existen una serie de características sedimentológicas que indican que más probable la segunda hipótesis:

La presencia de areniscas en la base de algunos cuerpos conglomeráticos es difícil de explicar si consideramos que

se depositan por el mismo proceso y al mismo tiempo que los conglomerados. En cambio, es mucho más sencillo sugerir que en un período de aguas bajas se generan formas de fondo arenosas que podrán ser parcialmente erosionadas en etapas posteriores mucho más energéticas. El pequeño porcentaje de matriz y la presencia de niveles lenticulares de areniscas entre los conglomerados, sugieren que el flujo pasa por períodos de alta y baja energía. En los episodios menos energéticos se depositan los niveles arenosos que pueden infiltrarse parcialmente entre los clastos. Los clastos blandos angulosos probablemente fueron arrancados del fondo del canal y depositados pocos metros más adelante en episodios de alta energía acuosa. Los niveles lutíticos bioturbados que se superponen a las barras de meandro indican un cierto grado de abandono de la actividad fluvial.

Todo esto parece sugerir que los conglomerados fueron depositados por flujos acuosos semiperennes con episodios oscilatorios más o menos importantes de caudal y velocidad variable.

Los valores de velocidad del flujo en relación a la geometría de los paleocanales y el tamaño de los clastos (Tabla 1) se encuentran dentro del mismo orden de magnitud.

Fórmulas					VELOCIDAD CRÍTICA
(A)	MAVIS & LAUSHEY (1949)	KOSTER (1978)	BRADLEY & MEARS (1980)	COSTA (1983)	
18 cm	$V_b = 1.9 \text{ ms}^{-1}$	$V_b = 1.25 \text{ ms}^{-1}$	$V_b = 3.3 \text{ ms}^{-1}$	$V_b = 1.75 \text{ ms}^{-1}$	1.25-3.3 (2.1)
20 cm	$V_b = 1.9 \text{ ms}^{-1}$	$V_b = 1.275 \text{ ms}^{-1}$	$V_b = 3.5 \text{ ms}^{-1}$	$V_b = 1.83 \text{ ms}^{-1}$	1.275-3.5 (2.2)
(B)	Episodio 1	Episodio 2	Episodio 3	Episodio 4	
W	18.4 m	17.9 m	21.4 m	43.6 m	
D	3.2 m	3.3 m	3.5 m	7.6 m	
A_{max}	58.8 m ²	59.07 m ²	74.9 m ²	331.3 m ²	
A_{min}	29.4 m ²	29.5 m ²	37.5 m ²	165.7 m ²	
P_{max}	24.8 m	24.5 m	28.4 m	58.8 m	
P_{min}	19.5 m	19 m	22.5 m	46.2 m	
R_{max}	2.37	2.4	2.6	5.6	
R_{min}	1.5	1.55	1.66	3.5	
n_{max}	0.0317	0.0322	0.0346	0.0349	
	$d_{84} = 8 \text{ cm}$	$d_{84} = 8.5 \text{ cm}$	$d_{84} = 12 \text{ cm}$	$d_{84} = 15 \text{ cm}$	
n_{min}	0.0326	0.033	0.0357	0.0357	
S_{min}	0.08°	0.056°	0.09°	0.03°	
S_{max}	0.16°	0.162°	0.17°	0.06°	

Tabla 1.- Tabla sintética que muestra las relaciones entre los diversos parámetros paleohidráulicos a partir de datos proporcionados por el afloramiento de la figura 3. A) Comparación de los cálculos de la velocidad crítica en función de la granulometría de los clastos y de la aplicación de diferentes tipos de fórmulas. B) Cálculos de los gradientes en función de los diferentes parámetros (anchura y profundidad) aplicados a los episodios mostrados en la figura 3. Más explicaciones en el texto. P: perímetro mojado, R: radio hidráulico.

Table 1.- Synthetic table which shows the relationships between the paleohydraulic parameters deduced from figure 3. A) Comparison between the critical velocities calculated by means of several equations and the different clast size data. B) Values of depositional gradient of the different episodes (1 - 4) in the figure 3. The calculations are made in function of the different paleohydraulic data. More explanations in the text. P: wet perimeter, R: hydraulic radius.

Los gradientes obtenidos están dentro del rango correspondiente a los sistemas fluviales asociados a las partes distales de los abanicos aluviales (Blair y McPherson, 1994) en los que existe una disminución muy importante del gradiente desde la parte proximal a la distal.

La existencia de cursos meandriformes desarrollados en gradientes bajos, sugiere que, en determinados momentos la tasa de acumulación puede ser mayor al levantamiento vertical (Colombo y Vergès, 1992), provocando una disminución del gradiente en las partes más distales del abanico.

La totalidad de superficies de acreción lateral están inclinadas hacia el ENE, lo cual indicaría la existencia de un gradiente se-

cundario hacia el NE. Así, los cursos meandriformes bascularían hacia esta dirección (Leeder y Alexander, 1987).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto de investigación DGICYT PB94-0871.

Referencias

Bradley, W.C. y Mears, A.I. (1980): *Geol. Soc. Am. Bull.*, 91: 1057-1090.
 Blair, T.C. y McPherson, J.C. (1994): *Jour. Sed. Research*, A64: 450-489.
 Colombo, F. (1986): *Cuad. Geol. Iber.*, 10: 55-115.

Colombo, F. Cuevas, J.L. y González Bonorino, G. (1995): *Geogaceta*, 18: 241-243.
 Colombo, F. y Vergès, J. (1992): *Acta Geol. Hisp.*, 27: 33-53.
 Costa, J.E. (1983): *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94: 986-1004.
 Koster, E.H. (1978): *Can. Soc. Pet. Geol. Mem.* 5, 161-186. A.D. Miall (ed).
 Leeder, M.R. y Alexander, J. (1987): *Sedimentology*, 34: 217-226.
 Limerinos (1970): *U. S. Geol. Survey Wat. Sup. Paper*, 1898-D: 47p.
 Mavis, F.T. y Laushey, L.M. (1949): *Civ. Eng.*, 19: 38-39.
 Torpen, B.E. (1956): *Civ. Eng.*, 26: 56-61.