



**INICIO DE MOVIMIENTO DE SEDIMENTOS
EN PARCHES DE ARENA DE UN RÍO DE GRAVAS.
MEDICIÓN Y EXPERIMENTACIÓN**

*Sediment entrainment from patches of fine material in a gravel-bed
river: Measurements and Experiments*

Inicio de movimiento en parches de sedimentos finos

Damià Vericat

*Centre for Catchment and Coastal Research, Institute of Geography and Earth Sciences,
Aberystwyth University, Aberystwyth, Wales, UK. ddv@aber.ac.uk*

Ramon J. Batalla

*Departament de Medi Ambient i Ciències del Sòl, Universitat de Lleida, Catalunya, España.
Centre Tecnològic i Forestal de Catalunya, Catalunya, España. rbatalla@macs.udl.cat*

Chris N. Gibbins

*Department of Geography and Environment, University of Aberdeen, Scotland, UK.
c.gibbins@abdn.ac.uk*

Resumen: Este trabajo analiza el inicio de movimiento en parches de material fino en un río de gravas a partir de experimentos de campo realizados mediante un canal de ensayos portátil. Se trata de un proceso relativamente frecuente y que tiene importantes implicaciones en la ecología fluvial. El efecto de protección de las gravas y cantos sobre el material fino retarda fuertemente el inicio de movimiento i.e. hasta cuatro veces el valor de tensión crítica indicado por la fórmula de Shields. Una vez alcanzado, los parches de arena y grava fina son la principal fuente de sedimento, aunque las tasas de transporte son bajas (<6 g/sm). Estos valores se sitúan en la categoría de transporte marginal descrita en la literatura y corresponden a la fase inicial del transporte de carga de fondo y a las condiciones hidráulicas habituales durante crecidas frecuentes de baja magnitud (e.g. <10 N/m²). La comparación de los datos experimentales con muestreos realizados durante crecidas en esta misma sección fluvial mediante muestreadores de presión diferencial indica que el umbral entre transporte marginal y transporte selectivo se sitúa alrededor de 30 N/m², valor correspondiente a caudales de aproximadamente el 20% del *bankfull* (i.e. canal lleno) que en este río son igualados o superados alrededor del 15% del tiempo.

Palabras clave: Río de gravas, parches de arena, inicio de movimiento, transporte marginal, transporte selectivo, Ribera Salada.

Abstract: Patch entrainment is a relatively frequent geomorphic process that holds important implications for stream ecology. This paper analyses bedload entrainment from patches of fine sediment in a gravel-bed river from field exper-



Damià Vericat, Ramon J. Batalla & Chris N. Gibbins (2008). Inicio de movimiento de sedimento en parches de arena de un río de gravas. Medición y experimentación. *Rev. C & G.*, 22 (3-4), 51-62.

iments using a portable flume. Hiding exerts a marked effect on entrainment, multiplying by four the critical shear stress for initiation of motion predicted by the Shields function. Once particles are set in motion, patches of sand and fine gravel act as the main source of sediment for bedload, although rates remain very low (<6 g/sm). Such values fit within the category of marginal transport described elsewhere in the literature and correspond with typical hydraulic conditions attained during frequent low magnitude flood events (e.g. <10 N/m²). Comparison between experimental results and data obtained by means of pressure-difference samplers at the same river reach indicates that the threshold between marginal and selective transport occur at around 30 N/m². This value is associated to ~20% bankfull discharges that in this river are equalled or exceeded around 15% of the time.

Keywords: Gravel-bed, patches, bedload entrainment, marginal transport, selective transport, Ribera Salada.

1. Introducción

En ríos de gravas y cantos las partículas de mayor tamaño tienden a agruparse creando estructuras sedimentarias (e.g. *clusters*) que reducen la fuerza que el flujo ejerce sobre el lecho (Wittenberg, 2002). Este fenómeno facilita, a su vez, la sedimentación y agrupación de partículas más finas. En este tipo de ríos son frecuentes las agrupaciones de arena y gravas que se desarrollan como consecuencia del efecto de protección ejercido por las partículas gruesas sobre el material más fino. Dichas estructuras sedimentarias se denominan parches (i.e. *patches*, García *et al.*, 1999; Laronne *et al.*, 2001). La movilidad de las partículas finas ubicadas en parches es importante durante el inicio de las crecidas y durante crecidas de baja magnitud en las que el flujo no dispone de suficiente competencia para movilizar fracciones de mayor tamaño. La complejidad de tamaños y agrupaciones habitual en los ríos de gravas hace que el inicio de movimiento de las partículas no se produzca alrededor de un pequeño rango de valores de energía de flujo, como ocurriría en un río de granulometría más uniforme e.g. arenas. Este hecho complica su correcta determinación (García *et al.*, 1999).

Ashworth y Ferguson (1989) propusieron una clasificación del transporte de carga de fondo a partir de tres fases distintas. La primera fase corresponde al inicio de las crecidas y en ella tan solo la fracción granulométrica más fina (i.e. arena y gravas finas) se pone en movimiento; se trata en general de procesos de transporte que generan tasas de carga de fondo bajas y que tienen como fuente de sedimento casi única los parches. Las partículas ubicadas en los parches se movilizan cuando la ten-

sión ejercida por el flujo iguala o supera la de resistencia de los materiales. La transición entre reposo y movilidad no es inmediata. García *et al.* (2007) han estudiado los principales procesos de movilidad durante dicha transición mediante la grabación de videos a escala de parche. A medida que la tensión del flujo se incrementa, disminuye la estabilidad de las partículas hasta el punto en el que se observa agitación y movimiento de granos en los parches. Las partículas no se movilizan más allá del parche de origen hasta que la tensión del agua es claramente superior a la de resistencia de los sedimentos. Durante esta fase inicial de inestabilidad se genera carga de fondo incipiente que se conoce como transporte marginal (Andrews y Smith, 1992; Andrews, 1994); los granos de arena y las gravas finas se movilizan erráticamente y experimentan transporte no continuo, dando lugar a tasas de carga de fondo muy bajas. Si las condiciones hidráulicas que actúan sobre el lecho siguen aumentando se ponen en movimiento partículas de mayor tamaño y se incrementa el área fuente de sedimentos; el calibre del material transportado aumenta en relación con la magnitud de la carga de fondo. Durante esta segunda fase las partículas son transportadas de manera selectiva. Finalmente, cuando el flujo dispone de suficiente competencia para poner en movimiento la capa gruesa superficial el transporte afecta a la práctica totalidad de las fracciones granulométricas del lecho, considerándose que la movilidad es general (i.e. fase 3). Durante la recesión, las partículas finas (arena y grava fina) se reubican en zonas de baja competencia como pozas y también alrededor de partículas de mayor tamaño formando parches (Ryan *et al.*, 2002). Aunque el impacto sobre la morfología del cauce es limitado, la agitación y movilización del

material en parches del lecho tiene una gran importancia biológica ya que activa la deriva en masa de invertebrados y causa, por tanto, una alteración notable y frecuente en las comunidades bentónicas de los ríos (Gibbins *et al.*, 2007a; 2007b).

Los muestreadores de presión diferencial Helley-Smith o similares han sido tradicionalmente la técnica utilizada para la medición de la carga de fondo (e.g. Emmett, 1980). Es conocida, sin embargo, la subestimación del transporte de material fino que conlleva el uso de estas técnicas en ríos de gravas y cantos; las causas principales hay que buscarlas en el bloqueo de la boca del muestreador por partículas gruesas y en la falta de contacto firme y estable con el lecho del río debido a su irregularidad (Vericat *et al.*, 2006). Igualmente es muy difícil llegar a muestrear durante los instantes iniciales de las crecidas, que es precisamente cuando los parches actúan como única fuente de sedimento. Éste último problema ha sido parcialmente subsanado mediante equipos automáticos de medición como las trampas de carga de fondo tipo Birkbeck (Reid *et al.*, 1980). Su principal problema, no obstante, son los altos umbrales de detección, lo que implica que las trampas no puedan proporcionar a menudo información detallada del principio de la crecida y, en general, durante episodios con bajas tasas de transporte. Recientemente, García *et al.* (2007) han estudiado los procesos de movilidad en parches mediante técnicas indirectas (i.e. grabación con video). A pesar de estos esfuerzos y de las importantes implicaciones para la modelización de la carga de fondo y la caracterización del comportamiento de la fauna bentónica, el estudio del inicio de movimiento en parches de sedimento fino continúa siendo un tema muy poco estudiado en el campo de la geomorfología fluvial.

En este contexto, el presente trabajo describe los resultados obtenidos durante experimentos de campo realizados mediante un canal de ensayos portátil que permite manipular *in situ* las condiciones hidráulicas del flujo hasta llegar al umbral de inicio de movimiento del material del lecho de un río de gravas. Los objetivos del artículo son: (i) analizar el inicio de movimiento de las partículas en parches de sedimento fino, (ii) caracterizar el tamaño de partículas movilizadas durante los experimentos, y (iii) comparar la magnitud del transporte de fondo con los datos obtenidos durante cre-

cidas mediante muestreadores Helley-Smith en el mismo tramo de estudio.

2. Área de estudio

La cuenca de la Ribera Salada está situada en el Pre-Pirineo catalán y tiene una superficie de 220 km² (Figura 1). La Ribera Salada desemboca en el embalse de Rialb, situado en el río Segre que es, a su vez, el principal afluente del río Ebro. La precipitación media anual en la cuenca es de casi 800 mm, con un mínimo estacional en invierno, mientras que la temperatura media es de 15,6 °C. La cabecera de la cuenca (Manto del Cadí) está formada por calizas, margas y rocas evaporíticas plegadas triásicas y eocenas, mientras que en la parte central y baja se sitúa en la Depresión del Ebro sobre una secuencia molásica eocena y oligocena ampliamente deformada que se extiende al pie del manto de corrimiento. Más del 70% de la superficie de la cuenca se destina al uso forestal, mientras que el uso agrícola ocupa el 25% de la cuenca.

Los experimentos se han realizado en la parte media de la cuenca (Figura 1). Según la curva de frecuencia de caudales (Batalla *et al.*, 2005) el caudal medio en esta sección es de 1 m³/s, con crecidas superiores a 12 m³/s (i.e. nivel de cauce lleno o *bankfull*). El lecho de la Ribera Salada es de gravas. El material superficial se caracterizó mediante el método de los transectos lineales (Wolman, 1954). Se midió el eje b de un total de 500 partículas antes de la realización de los experimentos. El valor medio de la distribución granulométrica (i.e. D₅₀) superficial es de 49 mm (Figura 2a). El material superficial está moderadamente clasificado (i.e. 0,98 en el índice de dispersión de Folk y Ward, 1957). El material subsuperficial se caracterizó mediante el método volumétrico con previa extracción de la capa superficial (Church *et al.*, 1987). Se tamizaron un total de 150 kg de sedimentos. El material subsuperficial es más fino (D₅₀ = 24 mm) y, a su vez, está menos clasificado (i.e. índice de dispersión de 2,5) (Figura 2a). El índice de acorazamiento del tramo de estudio se sitúa alrededor de 2 ($A_c = D_{50-s}/D_{50-ss}$, donde A_c significa índice de acorazamiento, -s material superficial, y -ss material subsuperficial), lo que indica la presencia de una coraza superficial. Se trata, sin embargo, de

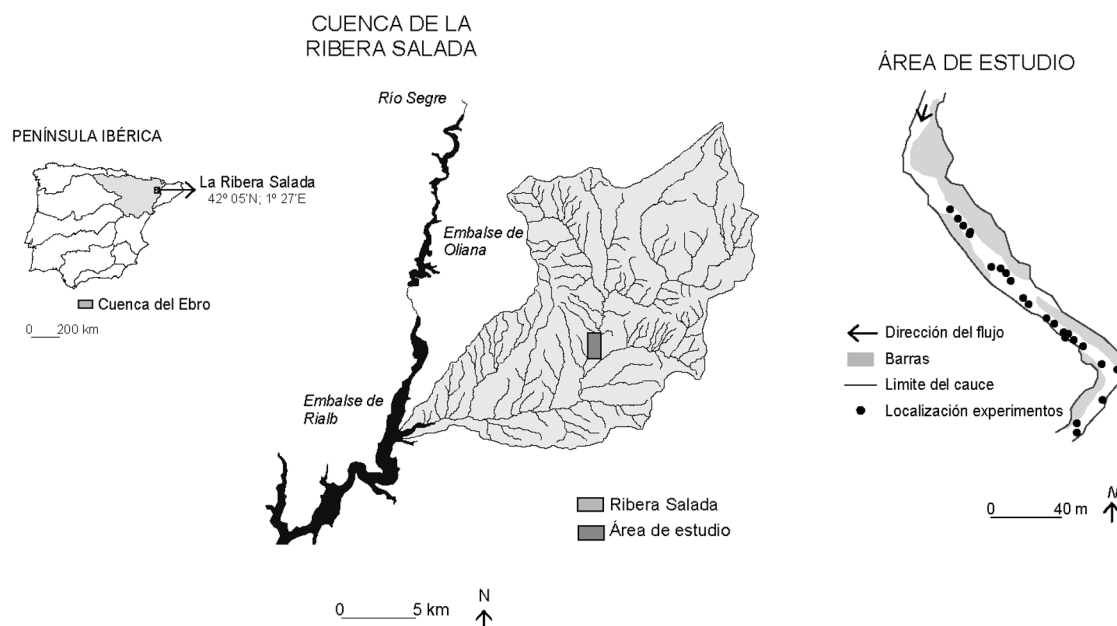


Figura 1. Situación de la Ribera Salada, con indicación del área de estudio y de la zona experimental.
 Figure 1. The Ribera Salada: location of the study and the experimental reaches.

una coraza abierta ya que en la superficie del lecho se observan agrupaciones de material más fino (i.e. parches, Figura 2a). Se trata de acumulaciones de arena y grava fina de alrededor de 1 m² de superficie ubicadas aguas abajo de obstáculos (e.g. *clusters* de gravas y cantos). El material ubicado en los parches se ha caracterizado mediante el método área por peso. Las muestras de área por peso fueron convertidas a valores equivalentes de las volumétricas (Kellerhals y Bray, 1971). El valor medio de la distribución granulométrica de los parches (i.e. D_{50-p}) oscila entre 0,6 y 2,2 mm (Figura 2a).

3. Métodos

Los experimentos de campo se han realizado mediante un canal de ensayos portátil (Figura 3). El canal permite realizar experimentos directamente en el cauce sin alterar su estructura sedimentaria ya que está abierto por debajo. Básicamente consta de dos partes: a) zona fija experimental y de medidas, y b) puertas móviles que permiten manipular el flujo. En la parte final de la zona experimental se fija una red para el muestreo del transporte de sedi-

mentos y la deriva de macroinvertebrados (Gibbins *et al.* 2007a y b; Vericat *et al.* 2007). Mediante la apertura de las puertas se incrementa el caudal en la zona experimental hasta alcanzar el umbral de inicio de movimiento del sedimento en el parche objeto de estudio. Se ha observado que la superficie y el calado del flujo de agua en el canal se mantienen constantes durante el experimento.

Una vez seleccionada la zona experimental y antes de colocar el canal de ensayos sobre el lecho, se mide la profundidad del agua y se obtienen valores de velocidad en el 20 y el 40% del calado (i.e. velocidad próxima al lecho y velocidad media, de aquí en adelante V_{0,2d} y V_{0,4d} respectivamente, donde d es la profundidad de agua medida desde la superficie del lecho). Para medir la velocidad se ha utilizado un velocímetro electromagnético Valeport 801. Una vez realizadas estas mediciones se coloca el canal de ensayos sobre la zona experimental. Cada experimento consta de dos fases. En la primera fase (i.e. *no manipulación*) se colocan las puertas en paralelo, se miden de nuevo las variables hidráulicas, y se muestrea el transporte de sedimentos (Figura 3). Los valores de profundidad y velocidad obtenidos en *condiciones naturales* no

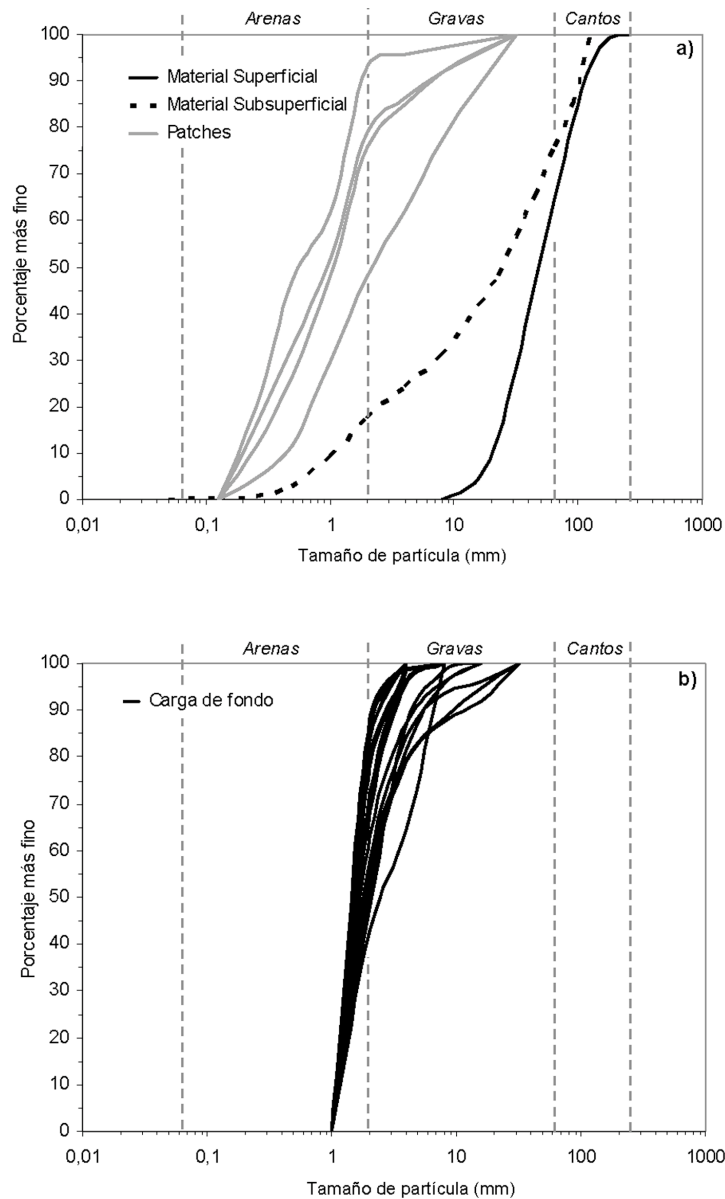


Figura 2. Distribución granulométrica del material superficial, subsuperficial y de las partículas finas (< 32 mm) ubicadas en parches; (b) Distribución granulométrica de las muestras de carga de fondo obtenidas durante los experimentos.
 Figure 2. Grain size distributions of the surface, subsurface and patch materials. (b) Bedload grain size distributions of the samples obtained during the experiments.

difieren significativamente de los valores obtenidos durante la fase de *no manipulación*. En el caso de la $V_{0,2d}$ la diferencia entre ambos valores es, en promedio, inferior al 20%. Este hecho indica que el canal de ensayos no altera las condiciones del flujo en las zonas experimentales.

En la segunda fase (i.e. *manipulación*) se abren las puertas y, consecuentemente, se incrementa la anchura de la sección de entrada de agua a la zona experimental y, con ello, el caudal y la velocidad (Figura 3). Además, con el objetivo de incrementar la tensión sobre el lecho, se genera un chorro de

agua de mayor velocidad mediante una placa de metacrilato que se fija verticalmente en la parte inicial del canal. Esta acción deja libre una abertura de aproximadamente 10 cm por la cual pasa el agua a mayor velocidad (Figura 3). En el interior de la zona experimental se miden las mismas variables indicadas anteriormente (para más detalles ver Gibbins *et al.*, 2007 y Vericat *et al.*, 2007). Los experimentos se han llevado a cabo sobre parches distintos a lo largo del tramo de estudio. Cada ensayo corresponde a un parche individual y se han realizado un total de treinta experimentos.

La tensión de corte ejercida por el flujo sobre el lecho del río indica la competencia del caudal para movilizar sedimentos; la tensión se ha calculado a partir de los valores de velocidad $V_{0,2d}$ según el método propuesto por Whiting y Dietrich (1990):

$$\tau_b = \rho (u_z k)^2 [\ln(10z/D_{84})]^{-2}$$

donde τ_b es la tensión de corte en las proximidades del lecho (N/m^2), ρ es la densidad del flujo (kg/m^3), u_z es la velocidad del flujo (m/s, en este estudio $V_{0,2d}$) a una altura z sobre el lecho del río, k es la constante de Karman (0,4 adimensional), z es la distancia desde el lecho (m, en este estudio 0,2d) donde se mide la velocidad, y D_{84} es el percentil 84 de la distribución media del material del lecho del río. La placa de metacrilato altera el perfil de velocidad y, por tanto, no es posible calcular la tensión de corte con métodos tradicionales (i.e. velocidad de corte). Por esta razón se ha empleado la ecuación de Whiting y Dietrich (1990) que permite el cálculo de la tensión de corte ejercida por el flujo utilizando tan sólo el valor de velocidad más próximo al lecho del río (i.e. en este estudio $V_{0,2d}$).

Las muestras de sedimento recogidas en la red se secan y pesan en el laboratorio para determinar las tasas de carga de fondo y su distribución granulométrica. Las muestras se han truncado a 1 mm para evitar infraestimar las tasas debido al diámetro de la malla utilizada durante los experimentos.

4. Resultados

4.1. Hidráulica y transporte de sedimentos

El valor medio de la tensión de corte (i.e. τ_{b-m}) durante la fase de *no manipulación* ha sido de 2

N/m^2 ($\sigma_{\tau_b} = 1,47$ donde σ_{τ_b} es la desviación típica de la tensión de corte), mientras que el valor máximo ha sido 5,7 N/m^2 . El incremento máximo de $V_{0,2d}$ durante la fase de *manipulación* fue de 1,3 m/s. La τ_{b-m} durante la *fase manipulación* fue de 10,3 ($\sigma_{\tau_b} = 9,9$) alcanzando un valor máximo de 40,6 N/m^2 (Tabla 1).

No se ha obtenido carga de fondo en los experimentos de *no manipulación*. Por el contrario, se ha obtenido carga de fondo en 23 de los 30 experimentos durante la fase de *manipulación* (Tabla 1). El valor medio de la carga de fondo (i.e. i_b) ha sido de 0,98 g/sm ($\sigma_{\tau_b} = 1,6$) con una tasa máxima de 5,2 g/sm. El tamaño medio de partícula (i.e. D_{50-ib}) oscila entre 1,4 y 2,5 mm ($\sigma_{\tau_b} = 0,33$) (Figura 2b), mientras que el calibre máximo alcanza los 41 mm. La granulometría de la carga de fondo se considera moderadamente clasificada, con un índice de Folk & Ward (1957) de 0,66. Estos valores e indicadores granulométricos coinciden con los obtenidos en los parches (Figura 2a y 2b, Tabla 1).

4.2. Inicio de movimiento

La τ_{b-m} durante los experimentos en los que se obtuvo carga de fondo fue de 12,3 N/m^2 ($\sigma_{\tau_b} = 10,1$). En los experimentos en los que la tensión de corte superó los 10 N/m^2 se obtuvo carga de fondo de manera habitual; cuando los valores de tensión fueron inferiores se obtuvo carga de fondo en el 63% de los ensayos (Tabla 1).

Siguiendo el criterio de Shields (1936), la tensión crítica para el inicio de movimiento del D_{50} en los parches se situaría entre 0,4 y 1,6 N/m^2 . En el caso de la Ribera Salada tan solo en el 17% de los experimentos con tensiones en este rango presentan carga de fondo (Tabla 1). Este hecho se atribuye habitualmente al efecto de protección (i.e. *hiding effect*) que las partículas de mayor tamaño ejercen sobre las partículas finas, fenómeno especialmente relevante en ríos de grava con parches de sedimento fino. Las partículas gruesas que sobresalen del nivel medio de elevación del lecho del río generan resistencia al flujo debido a su mayor exposición relativa (i.e. rugosidad de partícula). Dicha resistencia puede ser mayor en el caso de que las partículas gruesas se encuentren agrupadas formando clusters (i.e. rugosidad de forma). De

Tabla 1. Características hidráulicas y granulométricas de las muestras de carga de fondo obtenidas durante los experimentos.
 Table 1. Characteristics of the bedload samples obtained during the experiments. Hydraulic characteristics are represented by the boundary shear stress.

Experimento	Tensión de corte (τ) ¹ (N/m ²)	Carga de fondo (i_b) (g/sm)	$D_{max.ib}$ ² (mm)	$D_{50.ib}$ ³ (mm)	Dispersión
1	1,8	0,08	4	1,5	0,4
2	7,4	- ^a	-	-	-
3	3,9	0,01	3	1,5	0,4
4	6,6	-	-	-	-
5	11,2	0,24	5	1,6	0,6
6	10,8	0,08	4	1,5	0,5
7	9,1	0,02	3	1,5	0,4
8	8,9	0,01	b	b	b
9	6,2	<0,01	b	b	b
10	0,9	<0,01	3	1,5	0,5
11	7,9	0,01	3	1,6	0,5
12	0,2	-	-	-	-
13	1,1	-	-	-	-
14	13,0	0,02	6	2,5	1,0
15	7,4	<0,01	b	b	b
16	9,3	0,46	12	1,5	0,5
17	18,2	0,41	5	1,5	0,5
18	12,8	0,21	5	1,6	0,6
19	25,0	1,46	12	1,7	0,8
20	19,6	3,66	26	1,8	0,9
21	40,6	3,66	41	1,9	1,2
22	33,7	5,18	32	1,8	1,2
23	24,6	4,30	16	2,0	0,9
24	1,2	-	-	-	-
25	4,6	0,01	5	1,7	0,6
26	1,8	2,31	14	2,1	0,8
27	3,6	-	-	-	-
28	3,4	0,34	7	1,6	0,6
29	1,2	-	-	-	-
30	12,0	<0,01	b	1,4	0,3
Promedio					
Muestras con carga de fondo	12,5	0,98	10,8	1,7	0,7
Muestras sin carga de fondo	3,0	-	-	-	-
Total	10,3	0,98	10,8	1,7	0,7

¹ Tensión de corte obtenida durante los experimentos con manipulación del flujo.

² Partícula de mayor tamaño capturada en las muestras de carga de fondo.

³ Valor medio de la distribución granulométrica de la carga de fondo.

⁴ Valor de dispersión de la distribución granulométrica de la carga de fondo (índice de Folk y Ward 1957).

^a Carga de fondo inexistente.

^b Tamaño de partícula no detectable.

esta manera, la tensión de corte ejercida por el flujo sobre partículas finas ubicadas alrededor de dichas estructuras sedimentarias se reduce considerablemente. Parte de la tensión del flujo es atenuada por el efecto de la rugosidad y, consecuentemente, para la movilización de los parches será necesario

más caudal que el mínimo necesario en condiciones de homogeneidad granulométrica (i.e. en estas condiciones prácticamente la totalidad de la tensión que ejerce el flujo actúa directamente sobre todas las partículas; criterio de Shields). White y Day (1982) propusieron un coeficiente para calcu-

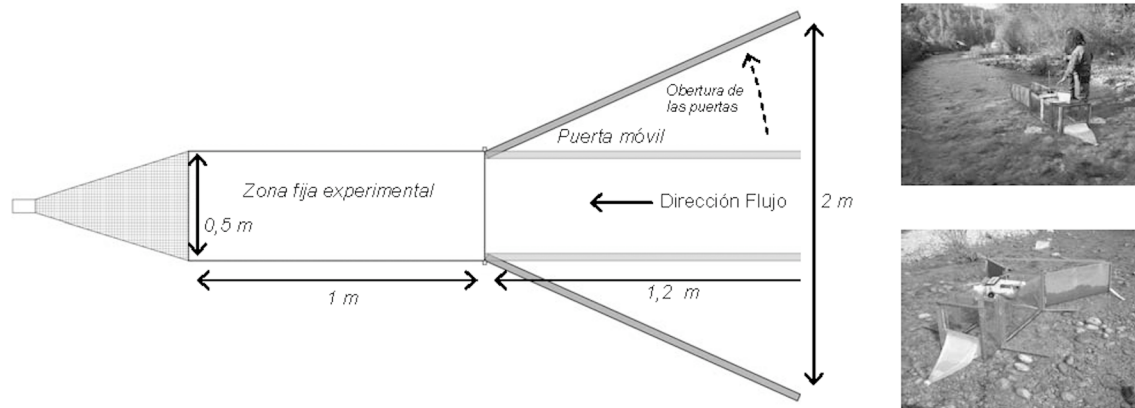


Figura 3. Esquema en planta del canal de ensayos portátil (modificado de Vericat *et al.*, 2007). Se muestran las medidas del canal, la zona fija experimental, las puertas y las dos fases experimentales: i) *no manipulación* (puertas en paralelo, fotografía superior) y ii) fase de *manipulación* (obertura puertas, fotografía inferior).

Figure 3. Plan view of the portable flume used during the experiments (modified from Vericat *et al.*, 2007). Characteristics and dimensions are indicated. Hydraulic forces are not altered when the doors are positioned in parallel (no manipulation phase, top plate) while opening the doors yields an increment of the boundary shear stress in the experimental zone of the flume (manipulation phase, bottom plate).

lar el efecto de protección (i.e. ϵ) para resolver la discrepancia entre valores teóricos y reales de inicio de movimiento. El valor de ϵ para el tamaño granulométrico medio de los parches ($D_{50-p} = 0,6$ y $2,2$ mm) oscila entre 2,6 y 4,4; por el contrario, ϵ tiende a 1 cuando se calcula para valores medios de la distribución granulométrica superficial ($D_{50-s} = 49$ mm). Considerando ϵ como multiplicador de la tensión crítica teórica de inicio de movimiento, el valor para el D_{50-p} se incrementa hasta $4,2$ N/m² (i.e. $1,6$ N/m² \times 2,6 considerando el $D_{50-p} = 2,2$ mm). En todos los experimentos en los que la tensión de corte excedió los 4 N/m² se obtuvo carga de fondo (con excepción de uno, número 4, Tabla 1). Este hecho corrobora la existencia del fenómeno de protección de las partículas de mayor tamaño sobre los parches de sedimento fino y aporta base lógica para la realización de ensayos sobre inicio de movimiento durante pequeños incrementos de caudal en ríos de grava.

5. Discusión: transporte marginal y transporte selectivo

Batalla *et al.* (2005) analizaron la carga de fondo en la Ribera Salada a partir de muestras obte-

nidas durante crecidas con un Helley-Smith de 76 mm de obertura. Los muestreos se realizaron en el mismo tramo donde se han llevado a cabo los experimentos con el canal de ensayos. La tensión de corte mínima durante la toma de muestras fue de 35 N/m², valor que coincide con los mayores valores estimados durante los experimentos. La figura 4 muestra la relación entre tensión de corte y la carga de fondo para el conjunto de muestras (i.e. crecidas y experimentos). Para facilitar la interpretación y reducir la variabilidad temporal inherente al transporte, los valores de carga de fondo se han agrupado en intervalos regulares de tensión de corte. Para cada sub-conjunto de datos se ha ajustado una regresión de tipo potencial, resultando una pendiente claramente diferente para ambas relaciones. Ambas rectas se cruzan alrededor de 30 N/m². Este punto de intersección se interpreta como el límite entre transporte marginal y selectivo, fases características de los ríos de gravas denominados ‘canales-umbral’ (i.e. *threshold channels*, Church 2006). Durante los experimentos tan solo se mueven partículas finas, con tasas de fondo muy bajas y calibres similares a los de la fuente original (parches i.e. $D_{50} \sim 2$ mm). La carga de fondo obtenida durante los experimentos se considera, por tanto, representativa de la fase 1 de la secuencia propues-

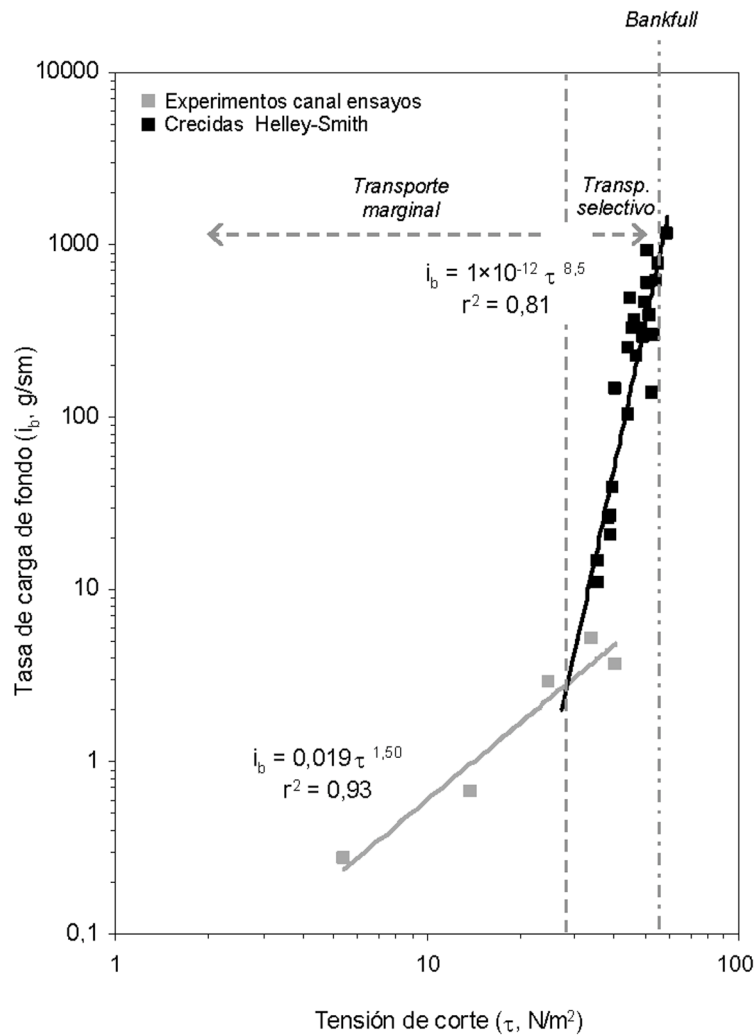


Figura 4. Relaciones entre tensión de corte y carga de fondo para el conjunto de datos experimentales y los obtenidos durante crecidas (Batalla *et al.*, 2005). Los datos se han agrupado en intervalos regulares de tensión a los que se ha ajustado una función potencial (ver discusión en el texto). Se indica como referencia la tensión de corte ejercida durante condiciones bankfull en las que se movilizaría la coraza superficial alcanzándose la movilidad equitativa.

Figure 4. Relationship between boundary shear stress and bedload rate for the data obtained during the experiments and those obtained during natural floods (Batalla *et al.*, 2005). Data was grouped by regular bins of shear, and a potential statistical model was fitted to those (see text for more discussion). Boundary shear stress attained during bankfull conditions has been indicated as a reference. Field observations indicate that at this stage the armour begins to break up.

ta por Ashworth y Ferguson (1989). Bajo estas condiciones, el incremento de la carga de fondo es mínimo y puede llegar a ser inapreciable según el tipo de muestreador que se utilice (ver fuentes de errores en muestreadores tipo Helley-Smith en Vericat *et al.*, 2006). Las tasas se incrementan substancialmente a medida que avanza la crecida (i.e.

condiciones hidráulicas superiores a las obtenidas en los experimentos), al igual que el tamaño medio del sedimento transportado (Batalla *et al.*, 2005). Durante esta fase, llamada de transporte selectivo i.e. fase 2 (Ashworth y Ferguson, 1989) parte del material superficial y subsuperficial se pone en movimiento. En estas condiciones la coraza super-

ficial se rompe parcialmente y la distribución granulométrica de la carga de fondo se asemeja a la del material superficial del lecho. La fase 3 coincide con la rotura completa de la coraza (i.e. movilidad equitativa, Ashworth y Ferguson, 1989); esta fase se produce habitualmente con caudales de cauce lleno o *bankfull*, y en ella la granulometría de la carga de fondo coinciden con la distribución granulométrica combinada del material superficial y subsuperficial. Los datos obtenidos por Batalla *et al.* (2005) no permiten diferenciar el límite entre las fases de transporte 2 y 3; sin embargo, la comparación con los datos obtenidos durante los experimentos si que posibilita distinguir claramente las fases 1 y 2 (para más detalles ver Batalla *et al.*, 2008, Vericat *et al.*, 2008). Este umbral se sitúa alrededor de 30 N/m^2 , valor que corresponde a $2,3 \text{ m}^3/\text{s}$ (i.e. $\sim 20\%$ del cauce lleno) y que se alcanza con relativa frecuencia (alrededor del 15% del tiempo) en la Ribera Salada. Estas dos fases son características de crecidas frecuentes de baja magnitud y tienen importantes efectos sobre la ecología fluvial (Gibbins *et al.*, 2007a y 2007b).

El valor del exponente de la relación potencial entre carga de fondo y tensión de corte para las muestras obtenidas durante crecidas (i.e. fase 2) indica que un mínimo incremento de la tensión ejercida por el flujo genera un incremento considerable de las tasas de carga de fondo (Figura 4). Una vez superado el límite entre transporte marginal (i.e. fase 1) y selectivo (i.e. fase 2), un mínimo incremento de la tensión puede aumentar considerablemente la probabilidad de la rotura de la coraza superficial y, aunque dicha rotura no se lleve a cabo en la totalidad del lecho del río, se incrementan substancialmente las tasas de carga de fondo. Consecuentemente, la pendiente de la relación entre tensión de corte y carga de fondo adquiere valores elevados. Andrews (2000) obtuvo valores similares en las relaciones entre tensión de corte y tasas de carga de fondo observadas y calculadas mediante la fórmula de Parker *et al.* (1982) en un río de gravas en Utah (Estados Unidos).

Los resultados obtenidos en este trabajo muestran que el transporte marginal en ríos de gravas es un proceso relativamente frecuente. Estas condiciones de transporte no aportan la mayoría de la carga anual y, además, el impacto sobre la morfología fluvial es mínimo; aún así, la movilidad de las

partículas finas ubicadas en parches tiene importantes repercusiones sobre la ecología fluvial. Trabajos recientes demuestran la estrecha relación entre este tipo de transporte y la deriva masiva de invertebrados en condiciones hidráulicas de inicio de crecida (Gibbins *et al.*, 2007a y 2007b). Además, la determinación de tasas de carga de fondo asociadas a procesos de transporte marginal mediante fórmulas empíricas dependerá en buena medida de la estimación del umbral de inicio de movimiento. Tal y como se demuestra en este estudio, parte de la tensión ejercida por el flujo se disipa como consecuencia al efecto de la rugosidad de partícula y de forma. Consecuentemente, la tensión crítica obtenida mediante relaciones empíricas como lo es el criterio de Shields, sobreestiman el umbral de movimiento. Es necesario, por todo ello, considerar el efecto de protección de las partículas gruesas sobre las finas para una correcta estimación del inicio de movimiento del material del lecho de ríos de gravas y asegurar de esta manera una correcta aplicación de fórmulas de transporte de sedimentos.

6. Resumen y conclusiones

Los experimentos de campo realizados mediante un canal de ensayos portátil han permitido analizar la relación entre el inicio de movimiento de la carga de fondo y la estructura sedimentaria y granulométrica del lecho del río. La complejidad de dicha estructura en ríos de gravas conlleva la no existencia de una relación directa entre la movilidad de las partículas y las condiciones hidráulicas del flujo (e.g. Laronne y Carson, 1976). Este hecho es especialmente relevante en el caso de las áreas de sedimento fino i.e. parches, que experimentan movilidad de baja intensidad con relativa frecuencia. Este hecho tiene lugar durante crecidas de baja magnitud y pequeñas oscilaciones de caudal, mucho antes de que se produzca movilidad general del material del cauce (e.g. Brayshaw *et al.*, 1983; García *et al.*, 1999; Laronne *et al.*, 2001). Aunque el impacto geomorfológico de este fenómeno es mínimo, el transporte marginal tiene importantes efectos sobre la ecología fluvial; Gibbins *et al.* (2007a y b) observaron como una mínima inestabilidad de las partículas finas en parches de ríos de gravas genera un incremento exponencial de la

deriva de macroinvertebrados (i.e. desplazamiento voluntario y/o involuntario de macroinvertebrados aguas abajo). Las dificultades técnicas asociadas al muestreo de sedimentos durante condiciones de transporte marginal habían sido hasta ahora un factor limitante para este tipo de estudios. Las tasas de carga de fondo obtenidas durante los experimentos son bajas y se sitúan en el rango de valores característicos de movilidad marginal descritos por Wilcock y McArdeall (1993) y Church y Hassan (2005), en condiciones similares de tensión de corte. Los resultados obtenidos demuestran, asimismo, el efecto de protección (i.e. *hiding*) de las partículas de mayor tamaño sobre las finas, fenómeno que retarda el inicio de movimiento (Egiazaroff 1965, Habersack y Laronne 2001). Los datos experimentales junto con datos de muestreos anteriores han permitido determinar el umbral entre el transporte marginal y el transporte selectivo, siguiendo el modelo descrito por Ashworth y Ferguson (1989). Este umbral se sitúa alrededor de 30 N/m^2 y se alcanza con relativa frecuencia en la Ribera Salada (i.e. el 15% del tiempo el umbral es igualado o superado). El proceso de transporte marginal descrito en este artículo coincide con la última de las fases de inicio de movimiento de las partículas finas en parches descrita recientemente por García et al. (2007). Las principales conclusiones que se derivan de este trabajo son:

El canal de ensayos portátil permite estudiar con detalle mediante experimentos de campo el proceso de inicio de movimiento de las partículas ubicadas en parches en ríos de gravas, fenómeno relativamente frecuente y que tiene importantes implicaciones en la ecología del sistema fluvial.

Las estructuras sedimentarias y granulométricas controlan el inicio de movimiento, las tasas de transporte y la textura de la carga de fondo en ríos de gravas con parches de sedimento fino. En el caso de estudio los parches de material fino son la principal fuente de sedimentos durante crecidas frecuentes de baja magnitud (i.e. $<10 \text{ N/m}^2$), aunque las tasas de transporte son bajas ($<6 \text{ g/sm}$). Estos valores se sitúan en la categoría de transporte marginal descrita en la literatura. Es necesario triplicar el valor de tensión de corte para alcanzar un estadio superior de transporte en el que el material grueso de la superficie, que forma la coraza,

empieza a suministrar material para la carga de fondo.

Agradecimientos

Esta investigación se ha realizado en el marco de un proyecto financiado por la *Leverhulme Trust* (Reino Unido). El primer autor disfrutó de una beca de la *Fundació Catalana per a la Recerca i la Innovació*. Agradecemos los comentarios de Dubrovka Pokrajac que han servido para mejorar el diseño del canal de ensayos. Los autores agradecen la revisión del artículo por Celso García y un revisor anónimo.

Referencias bibliográficas

- Andrews, E.D. (1994). Marginal bed load transport in gravel bed streams, Sagehen Creek, California, *Water Resources Research*, 30(7), 2241-2250.
- Andrews, E.D. (2000). Bed material transport in the Virgin River, Utah, *Water Resources Research*, 36(2), 585-595.
- Andrews, E.D., y Smith J.D. (1992). A theoretical model for calculating marginal bed load transport rates of gravel. In: Billi, P., Hey, R.D., Thorne, C.R., y Tacconi, P. (Eds.), *Dynamics of Gravel-Bed Rivers*. John Wiley and Sons, New York, pp. 43-88.
- Ashworth P.J., y Ferguson, R.I. (1989). Size-selective entrainment of bed load in gravel bed streams, *Water Resources Research*, 25(4), 627-634.
- Batalla R.J., García, C., y Balasch, J.C. (2005). Total sediment load in a Mediterranean mountainous catchment (the Ribera Salada River, Catalan Pre-Pyrenees, NE Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 49(4), 495-514.
- Batalla, R.J., Vericat, D., Gibbins C.N., y García C. (2008). Incipient Bed-Material Motion in a Gravel-Bed River: Field Observations and Measurements, *United States Geological Survey Series* (en prensa).
- Brayshaw, A.C., Frostick, L.E. y Reid, I. (1983). The hydrodynamics of particle clusters and sediment entrainment in coarse alluvial channels, *Sedimentology*, 30, 137-143.
- Church, M., y Hassan, M. (2005). Upland gravel-bed rivers with low sediment transport. En: *Catchment Dynamics and River Processes. Mediterranean and Other Climate Regions*, (C. García, y R.J. Batalla, eds.), Elsevier, Amsterdam, 141-168.
- Church, M. (2006). Bed material transport and the morphology of alluvial river channels, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 34, 325-354.
- Church, M., McLean, D.G., Wolcott, J.F. (1987). River bed gravels: sampling and analysis. En: *Sediment Transport in Gravel-bed Rivers*. (C.R., Thorne, J.C., Barthurst, R.D. Hey, eds.), John Wiley and Sons, Chichester, UK, 43-88.

- Egiazaroff, I.A. (1965). Calculation of non-uniform sediment concentrations, *J. Hydraul. Div. Am. Soc. Civ. Eng., 91(HY4)*, 225-247.
- Emmett, W. W. (1980). A field calibration of the sediment trapping characteristics of the Helley-Smith bedload sampler, *US Geological Survey Professional Paper, 1139*, 44p.
- Folk, R.L., y Ward C. (1957). Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters, *Journal of Sedimentary Petrology, 27 (1)*. 3-26.
- García C., Cohen, H., Reid I., Rovira, A., Ubeda, X., y Laronne, J.B. (2007). Processes of initiation of motion leading to bedload transport in gravel-bed rivers, *Geophysical Research Letters 34 (6)*.
- García, C., Laronne, J.B., y Sala, M. (1999). Variable sources of bedload in a gravel-bed stream, *Journal of Sedimentary Research, 69(1)*. 27-31.
- Gibbins, C.N., Vericat, D., Batalla, R.J., y Gomez, C.M. (2007a). Shaking and moving: low rates of sediment transport trigger mass drift of stream invertebrates, *Can J Fish Aquat Sci 64 (1)*. 1-5
- Gibbins, C.N., Vericat, D. y Batalla, R.J. (2007b). When is stream invertebrate drift catastrophic? The role of hydraulics and sediment transport in initiating drift during flood events, *Freshwater Biology, 52*, 2369-2384.
- Kellerhals, R., y Bray, D. I. (1971). Sampling procedures for coarse fluvial sediments. *Journal of the Hydraulics Division ASCE97(HY8)*. 1165-1180.
- Laronne, J.B., García, C., y Reid, I. (2001). Mobility of patch sediment in gravel-bed streams: patch character and its implications for bedload. En: *Gravel-bed Rivers V*, (M.P., Mosley, ed.). New Zealand Hydrological Society, Wellington, NZ. 249-289.
- Laronne, J.B., y Carson, MA. (1976). Interrelationships between bed morphology and bed material transport for a small gravel-bed channel, *Sedimentology 23*, 67-85.
- Parker G., Klingeman, P.C., y McLean, D.C. (1982). Bedload and size distribution in paved gravel-bed streams. *J. Hydraul. Div. Am. Soc. Civ. Eng., 108(4)*. 544-571.
- Reid, I, Layman, J.T., y Frostick, L.E. (1980). The continuous measurement of bedload discharge, *J. Hydraul. Res., 18*, 243-249.
- Ryan, S.E., Porth, L.S., y Troendle, C.A. (2002). Defining phases of bedload transport using piecewise regression, *Earth Surf. Process. Landforms 27*, 971-990.
- Shields, A. (1936). Anwendung der Ähnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung. Mitt. Preussischen Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau, Berlin.
- Vericat, D., Batalla, R.J. y Gibbins, C.N. (2007). A new tool to study links between sediment transport and invertebrate drift, *Eos Trans. AGU 88(41)*. 410
- Vericat, D., Church, M., y Batalla, R.J. (2006). Bedload bias: Comparison of measurements obtained using two (76 and 152 mm) Helley-Smith samplers in a gravel-bed river, *Water Resources Research, 42*, 1-13.
- Vericat, D., Batalla, R. J. y Gibbins, C. (2008). Sediment entrainment and depletion from patches of fine material in a gravel-bed river. *Water Resources Research* (acceptado).
- White, R.W., y Day, T.J. (1982). Transport of graded gravel bed material. En: *Gravel-Bed Rivers*, (J.C. Hey et al., eds.). John Wiley, New York, 181-223.
- Whiting, P.J., y Dietrich, W.E. (1990). Boundary shear stress and roughness over mobile alluvial beds, *Journal of Hydraulic Engineering, 116*, 1495-1511.
- Wilcock, PR, y McArdell, B.W. (1993). Surface-based fractional transport rates: mobilization thresholds and partial transport of sand-gravel sediment, *Water Resources Research, 29(4)*. 1297-1312.
- Wittenberg, L. (2002). Structural patterns in coarse gravel river beds: typology, survey and assessment of the role of grain size and river regime, *Geografiska Annaler, 84A (1)*. 25-37.
- Wolman, M.G. (1954). A method of sampling coarse bed material, *American Geophysical Union Transactions 35*, 951-956.