



Latin American Journal of Aquatic  
Research  
E-ISSN: 0718-560X  
[lajar@ucv.cl](mailto:lajar@ucv.cl)  
Pontificia Universidad Católica de  
Valparaíso  
Chile

Higgins, Aldemar; Restrepo, Juan C.; Otero, Luis J.; Ortiz, Juan C.; Conde, Mario  
Distribución vertical de sedimentos en suspensión en la zona de desembocadura del Río  
Magdalena, Colombia  
Latin American Journal of Aquatic Research, vol. 45, núm. 4, septiembre, 2017, pp. 724-  
736  
Pontificia Universidad Católica de Valparaíso  
Valparaíso, Chile

Disponible en: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=175052703009>

- ▶ Cómo citar el artículo
- ▶ Número completo
- ▶ Más información del artículo
- ▶ Página de la revista en redalyc.org

**Research Article**

## **Distribución vertical de sedimentos en suspensión en la zona de desembocadura del Río Magdalena, Colombia**

**Aldemar Higgins<sup>1</sup>, Juan C. Restrepo<sup>1</sup>, Luis J. Otero<sup>1</sup>, Juan C. Ortiz<sup>1</sup> & Mario Conde<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Grupo de investigación en Geociencias Geo 4, Departamento de Física y Geociencias

Universidad del Norte, Barranquilla, Colombia

Corresponding author: Aldemar Higgins (higginsa@uninorte.edu.co)

**RESUMEN.** Se utilizaron mediciones verticales de velocidad y concentración de sedimentos en suspensión obtenidas en dos épocas climáticas en la desembocadura del Río Magdalena, Colombia, para estimar: 1) la velocidad de corte, tensión de corte y altura de rugosidad mediante la ley de Wall o ecuación logarítmica, 2) velocidad de caída del grano, mediante ajuste con las distribuciones de Rouse, ecuación modificada de Rouse y perfiles verticales de la concentración de sedimentos en suspensión, y 3) con los parámetros estimados se determinó el transporte de sedimentos de fondo con las formulaciones de Meyer-Peter & Müller (1948), Nielsen (1992) y Ribberink (1998). A partir de los parámetros estimados, se obtuvo un número de Rouse significativamente  $<1$  (0,01-0,18), velocidad de caída del grano ( $0,08\text{-}3,15 \text{ mm s}^{-1}$ ) mucho menor que la velocidad de corte ( $15\text{-}70 \text{ mm s}^{-1}$ ) y altos valores en la tensión de corte (1,1-5,8 Pa). Al respecto, se puede afirmar que en el Río Magdalena predomina el transporte de sedimentos en suspensión. Los valores del transporte de sedimentos de fondo, calculados con las tres formulaciones, presentaron tasas  $<5\%$  del transporte total de sedimentos. La formulación de Meyer-Peter & Müller (1948) subestima el transporte de sedimento de fondo debido a las condiciones en las que se calibró originalmente, mientras que las formulaciones de Nielsen (1992) y Ribberink (1998), pueden generar mejores estimaciones, debido a que fueron calibradas originalmente con sedimento fino, similar al tipo de sedimento registrado en la zona de estudio.

**Palabras clave:** velocidad de sedimentación, transporte de sedimentos, tensión de corte, número de Rouse, Río Magdalena, Colombia.

## **Vertical distribution of suspended sediment in the mouth area of the Magdalena River, Colombia**

**ABSTRACT.** Vertical measurements of velocity and suspended sediment concentration obtained in two climatic seasons at the mouth of the Magdalena River, Colombia, were used to estimate 1) bed shear velocity, bed shear stress and the bed roughness length by Wall law, 2) the settling velocity, by fitting distributions Rouse and Rouse equation modified and vertical profiles of suspended sediment concentration, 3) bed load sediment transport parameter estimates were determined with the formulations of Meyer-Peter & Müller (1948), Nielsen (1992), and Ribberink (1998). From the estimated parameters, a number of Rouse significantly less than one (0.01 to 0.18), a settling velocity ( $0.08\text{-}3.15 \text{ mm s}^{-1}$ ) much less than bed shear velocity ( $15\text{-}70 \text{ mm s}^{-1}$ ), and high values in shear stress (1.1-5.8 Pa) were obtained. It can be said therefore that in the River Magdalena predominates sediment transport in suspension. The values of bottom sediment transport calculated with the three formulations represent lower rates to 5% of total sediment transport. The formulation of Meyer-Peter & Müller (1948) underestimate the transport of bottom sediment due to the conditions under which it was originally calibrated, while Nielsen (1992) and Ribberink (1998) formulations can generate better estimates, because they were originally calibrated with fine sediment, similar to the sediment type reported in the study area.

**Keywords:** settling velocity, bed load transport, shear stress, Rouse number, Magdalena River, Colombia.

## INTRODUCCIÓN

Los perfiles de velocidad y concentración de sedimentos en suspensión de un río permiten obtener parámetros fundamentales como la velocidad de corte ( $u_*$ ), tensión de corte ( $\tau = \rho u_*^2$ ), altura de rugosidad ( $Z_0$ ) y velocidad de caída del grano ( $w_s$ ), entre otros. Estos parámetros brindan información sobre los procesos de transporte de sedimentos y turbulencia; por consiguiente, son necesarios en la implementación de modelos numéricos que permitan una mejor comprensión de los procesos físicos en desembocaduras y deltas; tales como dispersión de sedimentos y contaminantes, evolución morfológica del fondo y transporte de sedimentos del fondo. Además, proporcionan información básica del sistema como por ejemplo el tipo de transporte de sedimentos predominante, definido a partir del cociente velocidad de corte y velocidad de caída del grano (Dade & Friend, 1998). Por su parte, el esfuerzo cortante sobre el lecho está relacionado con los procesos de transporte de fondo (Sumer *et al.*, 1996), de acreción y erosión (Dyer, 1995) y la evolución de las geoformas del lecho (Van Rinj, 1993). La velocidad de caída del grano es útil para determinar las tasas de transporte y deposición del sedimento (Dyer, 1995).

Se necesita obtener una distribución del perfil de velocidad para conocer en qué condiciones el material del fondo comienza a moverse, calcular las tasas de transporte de fondo, y comprender los procesos de resuspensión y floculación de partículas finas. La ecuación logarítmica o ley de Wall es válida en la columna de agua hasta una región cercana al fondo; dependiendo de cómo se ajusta esta distribución con las mediciones *in situ*. Si se supone una distribución logarítmica del perfil vertical de la velocidad y un flujo unidireccional en la zona de medición, se puede estimar por ajuste de parámetros como velocidad de corte ( $u_*$ ), tensión de corte ( $\tau = \rho u_*^2$ ) y altura de rugosidad ( $Z_0$ ), mediante interpolación con los datos de perfiles de velocidad y la ecuación logarítmica (Vedula & Achanta, 1985; Wilcock, 1996; Smart, 1999). La ley de difusión para el transporte de sedimento en suspensión ha sido verificada para diferentes ríos, deltas y estuarios (Li *et al.*, 1998; Abdel *et al.*, 2004). Además, se ha utilizado la ecuación de Rouse (Rouse, 1937) y la ecuación modificada de Rouse (Abelson *et al.*, 1993; Liu *et al.*, 2014) para representar la distribución de la concentración de sedimentos en suspensión en la columna de agua. A partir de estas distribuciones se ha estimado en forma indirecta, la velocidad de caída del grano ( $w_s$ ) mediante ajuste con los datos de los perfiles de concentración del sedimento en suspensión (Shi *et al.*, 2003).

La zona de la desembocadura del Río Magdalena presenta alta intervención con obras que garantizan la navegabilidad hacia el puerto. Sin embargo, actualmente no hay registros de mediciones *in situ* de perfiles de velocidad y de concentración de sedimentos en suspensión en la desembocadura del delta del Magdalena para estimar estos parámetros. Los procesos de transporte y sedimentación pueden afectar la navegabilidad, como es el caso de la desembocadura del Río Magdalena, donde la acumulación de sedimentos en diferentes sitios, genera un alto costo de mantenimiento en el canal de acceso para garantizar el tráfico marítimo seguro. Además, una alta concentración de sedimentos reduce la penetración de la luz disminuyendo la producción biológica básica. Pese a la importancia de comprender el perfil de sedimentos en suspensión en la zona de desembocadura del delta del Río Magdalena, aún se desconoce con certeza, por ejemplo: ¿Los datos *in situ* de perfiles verticales de velocidad y concentración de sedimentos en suspensión se pueden ajustar a la distribución logarítmica y a las distribuciones de Rouse y modificada de Rouse, respectivamente? ¿Qué parámetros físicos afectan la variabilidad temporal de la distribución vertical del transporte de sedimentos en suspensión en la zona de desembocadura del Río Magdalena? ¿Cómo afectan estos parámetros los procesos morfológicos en el canal? ¿La variabilidad de estos parámetros incide en la aplicación de formulaciones teórico-analíticas para estimar el transporte de sedimentos de fondo?

A partir de datos estacionarios *in situ* de los perfiles verticales de velocidad del flujo y concentración de sedimentos en suspensión, medidos en dos épocas climáticas diferentes, se pretende analizar las principales características de la distribución vertical del flujo y concentración de sedimentos en suspensión en la zona de desembocadura en el delta del Río Magdalena, en dos estaciones climáticas diferentes. Específicamente: 1) validar la distribución logarítmica del perfil vertical de velocidades de flujo en la desembocadura del Río Magdalena, 2) estimar parámetros como velocidad de corte, altura de rugosidad y tensión de corte, 3) estimar la velocidad de caída de partículas finas en suspensión y el parámetro de suspensión de Rouse, y 4) calcular y comparar el transporte de sedimento de fondo utilizando las formulaciones de Meyer-Peter & Müller (1948), Nielsen (1992) y Ribberink (1998).

## MATERIALES Y MÉTODOS

### Área de estudio

El Río Magdalena es el sistema fluvial de mayor longitud y área de drenaje de Colombia, y su cuenca ocupa el 24% del territorio nacional. Sus principales

tributarios son los ríos Cauca, San Jorge, Sogamoso y César. Debido a su extensión y a sus diferencias geográficas, climáticas e hidrológicas la cuenca del Magdalena se puede dividir en tres zonas: 1) Alto Magdalena, con una extensión de 55.937 km<sup>2</sup>, presenta una precipitación media anual de 1.535 mm año<sup>-1</sup>, un caudal promedio de 1.341 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>, y una tasa promedio de transporte de sedimentos en suspensión de 148,2×10<sup>3</sup> ton d<sup>-1</sup>; 2) Medio Magdalena se caracteriza por tener la mayor área de la cuenca (83.514 km<sup>2</sup>), altas precipitaciones (2.185 mm año<sup>-1</sup>); un caudal promedio de 4.224 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>, y una tasa media de transporte de sedimentos en suspensión de 189,2×10<sup>3</sup> ton d<sup>-1</sup>; 3) Bajo Magdalena, con un área de drenaje de 43.360 km<sup>2</sup>, se caracteriza por una precipitación anual media de 1.632 mm año<sup>-1</sup>, mientras que el caudal y el transporte de sedimentos en suspensión aumentan significativamente, hasta alcanzar valores de 7.280 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup> y 430,1×10<sup>3</sup> ton d<sup>-1</sup> respectivamente (IDEAM, 2001; Restrepo *et al.*, 2014; Higgins *et al.*, 2016). La desembocadura tiene 540 m de ancho con una profundidad mínima de 9,5 m, se encuentra sujeta a un oleaje de fondo proveniente de la dirección noreste, con alturas significativas entre 1,5-2,5 m, que se incrementan en la época seca debido a la influencia de los vientos Alisios del NE. La marea presenta un rango micromareal (0,48-0,64 m) (Kjerfve, 1981) y según el coeficiente de Courtier, la marea es diurna mixta ( $F = 1,9$ ).

### Obtención de los datos

La zona donde se realizaron las mediciones se sitúa a 7 km de la desembocadura (Fig. 1). Según Restrepo *et al.* (2016), en este sitio no se registró penetración de la cuña salina ni corrientes inducidas por marea en las dos campañas de medición efectuadas.

Lo anterior garantiza un flujo unidireccional. Las dos campañas para medir perfiles de velocidad y concentración de sedimentos en suspensión se realizaron en época húmeda (28-30 noviembre 2012) y en época seca (19-21 abril 2013). Las mediciones hidrodinámicas y los perfiles de concentración de sedimentos en suspensión se obtuvieron con un correntómetro RDI Monitor Sentinel (1200 kHz), y un OBS 3A (Scientific Campbell), calibrado para parámetros de turbidez y concentración de sedimentos en suspensión. El correntómetro RDI Monitor Sentinel registró, a partir de métodos acústicos (efecto Doppler), perfiles de velocidad (m s<sup>-1</sup>) y dirección de corrientes en la columna de agua. El ADCP se ubicó en un brazo fijo en la embarcación en el margen derecho del canal a 7 km de la desembocadura del Río Magdalena para realizar mediciones en estado estacionario, tomando datos desde la superficie hacia el fondo entre las 06:00

h PM del día 1 y 06:00 h AM del día 2, aproximadamente. El correntómetro se programó para efectuar mediciones cada 10 min (*i.e.*, measurement interval), durante 3 min continuos (*i.e.*, sampling time) en la columna de agua. Finalmente, en cada ventana de medición se obtuvo un valor promedio de magnitud y dirección de corrientes. La columna de agua fue dividida en celdas con una longitud de 0,5 m y se estableció una distancia de blanqueo de 0,5 m. El OBS 3A cuenta con un sensor óptico que mide la concentración de sedimentos en suspensión (mg L<sup>-1</sup>) y la turbidez (NTU), emitiendo radiación en el infrarrojo cercano y registrando la porción de radiación que es retrodispersada por las partículas en suspensión. El OBS 3A se fijó en una estructura de acero para realizar perfiles de concentración y turbidez cada 2 h en horario nocturno durante las dos campañas; además, se programó para efectuar mediciones de turbidez y concentración de sedimentos en suspensión cada 10 min, durante 3 min continuos a una tasa de recolección de datos de 2 Hz. Los datos obtenidos durante cada ciclo de medición se promediaron para obtener un valor representativo en el sitio de la medición. En total, se obtuvieron 523 perfiles de velocidad con el correntómetro, de los cuales 284 fueron en época húmeda y 239 en época seca; con el OBS 3A se midieron 20 perfiles de concentración de sedimentos en suspensión, 7 en época húmeda y 13 en época seca.

Finalmente, se obtuvieron muestras de sedimentos en suspensión en la capa superficial cada 2 h con una botella Niskin. El análisis granulométrico de estas muestras se realizó con un equipo multisizer, utilizando los principios de difracción laser. Se utilizó un tamaño de grano de 70,6 µm como diámetro típico del sedimento de fondo ( $d_{50}$ ) (Alvarado, 2009).

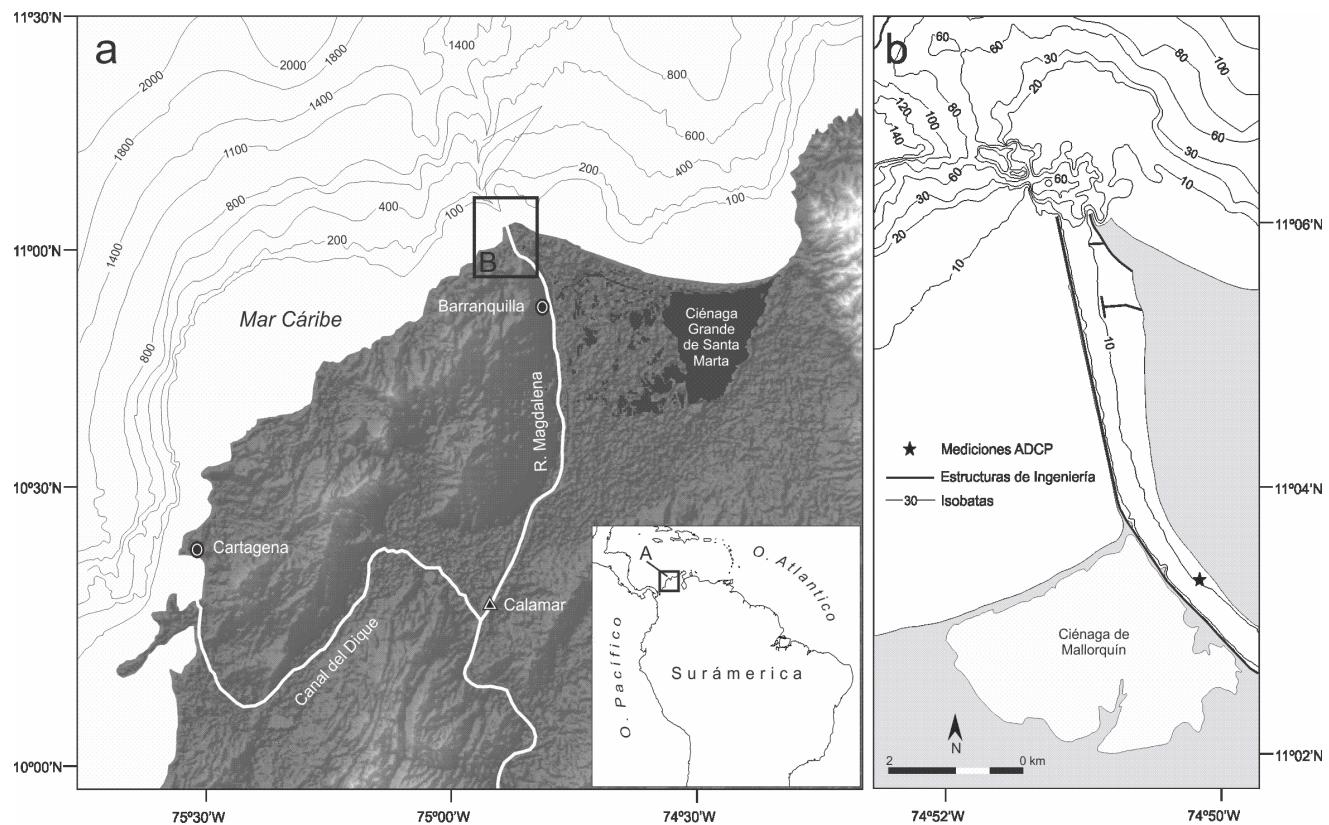
### Distribución vertical de velocidades de flujo

En este estudio se utilizó la ecuación de Von Karman-Prandtl para ajustar el perfil de velocidad del flujo, definida como,

$$\frac{u}{u_*} = \frac{1}{k} \ln \left( \frac{z}{Z_o} \right) \quad (1)$$

donde  $k$  es la constante de Von Karman (0,41),  $u$  es la velocidad del flujo en función de la profundidad  $z$ ,  $u_*$  velocidad de corte y  $Z_o$  la altura de rugosidad, que se define como la altura por encima del lecho donde la velocidad del flujo tiende a cero. A partir de los datos del perfil vertical de velocidades se puede estimar de forma local la velocidad de corte ( $u_*$ ), tensión de corte ( $\tau$ ) y altura de rugosidad ( $Z_o$ ), mediante el ajuste de los pares ( $z, u$ ) de cada perfil con una regresión lineal en el espacio semi-logarítmico. Por lo tanto, la Ecuación 1 se puede expresar como:

$$u(z) = A + B \ln(z) \quad (2)$$



**Figura 1.** Localización de la desembocadura del Río Magdalena, Bocas de Ceniza, en el litoral Caribe colombiano.

A partir de los coeficientes de ajuste (A, B) se obtiene la velocidad de corte y la altura de rugosidad para cada perfil vertical de velocidades de flujo, que se expresan como,

$$u_* = Bk \quad (3)$$

$$Z_o = e^{-\left(\frac{ka}{u_*}\right)} \quad (4)$$

#### Distribución vertical de concentración de sedimentos en suspensión

La ecuación de difusión de sedimentos se ha verificado en diferentes ríos (Engelun & Hansen, 1972; Li *et al.*, 1998). Asumiendo condiciones de estado de equilibrio, se presenta un balance entre la fuerza de gravedad hacia abajo, expresada por la velocidad de caída del grano y la fuerza del fluido actuando hacia arriba debido a los procesos de turbulencia, esta condición de equilibrio se puede expresar matemáticamente como:

$$\epsilon_s \frac{dc}{dz} + Cw_s = 0 \quad (5)$$

donde  $\epsilon_s$  es el coeficiente de difusión de remolino,  $C$  es la concentración de sedimentos en suspensión y  $w_s$  la velocidad de caída del grano. La solución de la Ecuación 5 depende del tipo de distribución para el coeficiente de difusión de remolino en la dirección vertical; se utiliza la distribución parabólica (Ecuación

6) o la distribución lineal (Ecuación 7) para el coeficiente de remolino,

$$\epsilon = ku_* z \left(1 - \frac{z}{h}\right) \quad (6)$$

$$\epsilon = ku_* z \quad (7)$$

Cuando se utiliza la distribución parabólica para el coeficiente de remolino (Ecuación 6) al solucionar la ecuación de difusión, se obtiene la distribución de Rouse (Ecuación 8) (Rouse, 1937),

$$C_{(z)} = C_a \left[ \frac{a(H-z)}{z(H-a)} \right]^n \quad (8)$$

Mientras que, si se asume una distribución lineal para el coeficiente de difusión de remolino (Ecuación 7, Van Rijn, 1984a) al solucionar la ecuación de difusión, se obtiene la distribución modificada de Rouse (Ecuación 9) (Abelson *et al.*, 1993).

$$C_{(z)} = C_a \left( \frac{a}{z} \right)^n \quad (9)$$

donde  $C_a$  es la concentración de referencia a una profundidad  $a$ ,  $z$  es la altura de la columna de agua,  $H$  es la profundidad del río,  $n = \frac{\omega_s}{ku_*}$  el parámetro de Rouse,  $w_s$  la velocidad de caída del grano,  $k$  la constante de Von Karman y  $u_*$  la velocidad de corte.

Los perfiles de concentración de sedimento en suspensión se ajustaron utilizando estas dos distribu-

ciones. Una de las dificultades al aplicar estas distribuciones en forma directa es el conocimiento de la concentración tomada a un nivel de referencia cerca al fondo, la cual se conoce como concentración de referencia ( $C_a$ ); ante esta dificultad, otra opción para calibrar la ecuación de Rouse o la ecuación modificada de Rouse es medir diferentes puntos del perfil de concentración y realizar un ajuste con estas distribuciones.

A partir de la distribución de Rouse, se puede obtener una regresión lineal en el espacio doble logarítmico y calcular los coeficientes de regresión (Li *et al.*, 1998; Shi *et al.*, 2003). Si se expresa la Ecuación 8 en forma logarítmica, se tiene que:

$$(C_{(z)}) = A_0 + n \log\left(\frac{H-z}{z}\right) \quad (10)$$

Al graficar la Ecuación 10 en el espacio doble logarítmico, considerando como variable independiente  $\left(\frac{H-z}{z}\right)$  se obtiene una recta con coeficientes de ajuste de regresión  $n$  (pendiente) y  $A_0 = \log\left(C_a n \left(\frac{a}{H-a}\right)\right)$  (intercepto). A partir de estos coeficientes se puede estimar el parámetro de Rouse ( $n$ ). Esta metodología también se puede aplicar utilizando la distribución modificada de Rouse (Ecuación 9), que se puede representar logarítmicamente como:

$$\log(C_{(z)}) = D_0 - n \log(z) \quad (11)$$

A partir de los perfiles de concentración de sedimentos en suspensión, se realiza una regresión lineal en el espacio doble logarítmico, donde el parámetro de Rouse  $n$  es la pendiente y  $D_0 = [\log(C(a)) + n \log(a)]$  el intercepto.

Utilizando el parámetro de Rouse obtenido con la ecuación de Rouse y la ecuación modificada de Rouse, se estimó la velocidad de caída del grano  $w_s = nku_*$ , donde se emplearon los valores de la velocidad corte ( $u_*$ ), obtenidos con las mediciones de los perfiles vertical de velocidad del flujo. Los valores de la velocidad de caída del grano ( $w_s$ ) obtenidos por las dos distribuciones se compararon con los valores calculados utilizando la ecuación de Stokes (Ecuación 12), que tiene un rango de validez para un  $d_{50} < 100 \mu\text{m}$ ,

$$w_s = \frac{(s-1)gd_{50}^2}{18\nu} \quad (12)$$

donde  $s$  es el peso específico de los sedimentos (2,65),  $\nu$  la viscosidad cinemática del agua ( $8,36 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  para  $T = 25^\circ\text{C}$ ),  $g$  es la aceleración de la gravedad ( $9,8 \text{ m s}^{-2}$ ) y el  $d_{50}$  es el diámetro medio del sedimento.

### Estimación de carga de fondo

A partir de los parámetros estimados con el perfil vertical de velocidades de flujo y el perfil de concen-

tración de sedimentos en suspensión se calculó el transporte de fondo utilizando las formulaciones de Meyer-Peter & Müller (1948), Nielsen (1992) y Ribberink (1998). La tasa de transporte de fondo volumétrico por unidad de tiempo y ancho ( $q_{sb}$ ), medido en  $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$  es proporcional al parámetro adimensional de transporte de fondo ( $\Phi$ ) como se indica en la Ecuación 13,

$$q_{sb} = \Phi \sqrt{(s-1)gd_{50}^3} \quad (13)$$

Las tres formulaciones aplicadas definen el parámetro adimensional de transporte de fondo de la siguiente forma,

$$\Phi = 8(\theta_c - \theta_{cr})^{1,5} \text{ Meyer-Peter & Müller (1948)} \quad (14)$$

$$\Phi = 12\theta_c^{0,5}(\theta_c - \theta_{cr}) \text{ Nielsen (1992)} \quad (15)$$

$$\Phi = 11(\theta_c - \theta_{cr})^{1,65} \text{ Ribberink (1998)} \quad (16)$$

donde  $\theta_c$  es el parámetro de Shield y  $\theta_{cr}$  es el parámetro crítico de Shield. El parámetro crítico de Shield es una medida adimensional de la capacidad del canal para mover los sedimentos de un determinado calibre; se utiliza para definir el régimen de transporte de sedimento y es un indicativo de aspectos morfológicos en el canal (Church, 2006). En este trabajo se utilizó el parámetro crítico de Shield definido por Soulsby & Whitehouse (1997) como,

$$\theta_c = \frac{\tau}{(\rho_s - \rho)gd_{50}} \quad (17)$$

$$\theta_{cr} = \frac{0,3}{1+1,2D^*} + 0,055(1 - e^{-0,02D^*}) \quad (18)$$

donde  $D^*$  es el tamaño adimensional del grano, definido como

$$D^* = \left[ \frac{g(s-1)}{\nu^2} \right]^{\frac{1}{3}} d_{50} \quad (19)$$

El tamaño adimensional del grano y el número de Reynolds relativo al tamaño del grano ( $Re = \frac{u_* d_{50}}{\nu}$ ), se utilizan para clasificar el tipo de formas en el lecho del río (Van Rijn, 1984b).

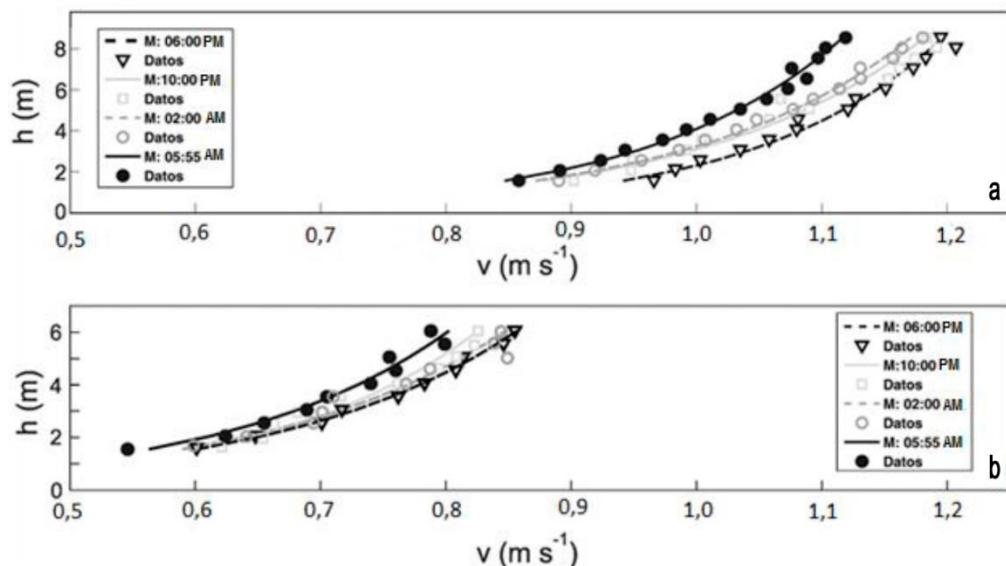
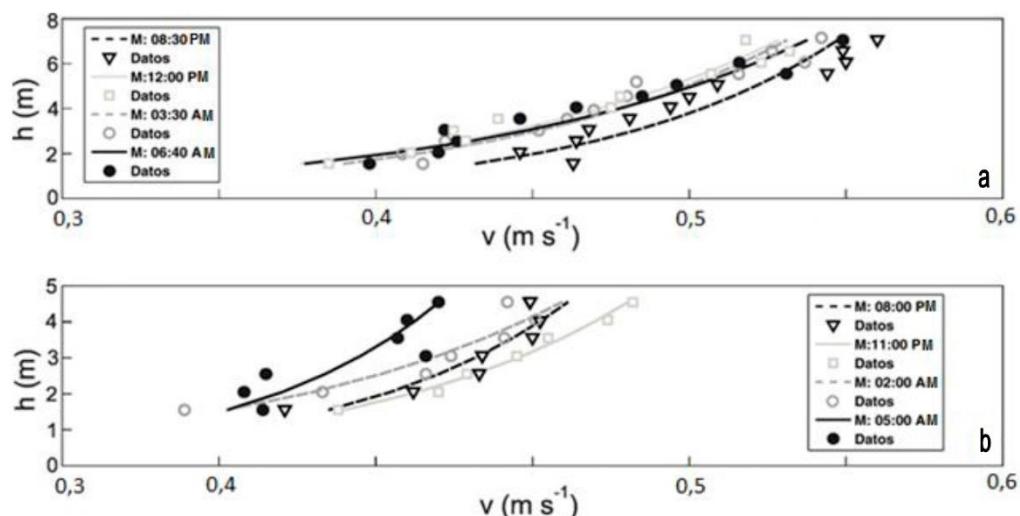
## RESULTADOS

### Perfil vertical de la velocidad de flujo

A partir de los datos del perfil vertical de velocidad de flujo medidos con el ADCP y mediante ajuste con la ecuación de Von Karman se estimaron los valores promedios de la velocidad de corte ( $u_*$ ), tensión de corte ( $\tau$ ) y altura de rugosidad ( $Z_0$ ), así como velocidad promediada en la vertical. Para cada parámetro; se calculó la desviación estándar para las dos épocas climáticas (Tabla 1). Las Figuras 2 y 3 muestran los ajustes de la ecuación logarítmica con los datos del perfil vertical de las velocidades de flujo en las épocas

**Tabla 1.** Valor promedio de parámetros hidráulicos y desviación estandar. \*Época húmeda, \*\*Época seca.

Fecha	$\bar{u}_*(\text{m/s})$	$std(u_*)$	$\bar{Z}_0(\text{m})$	$std(Z_0)$	$\tau_0(\text{n m}^{-2})$	$std(\tau_0)$	$\bar{V}(\text{m s}^{-1})$	$std \bar{V}$
*28-29-11-2012	0,065	0,005	0,0057	0,003	4,2	0,6	1,1	0,02
*29-30-11-2012	0,076	0,007	0,0672	0,03	5,8	1,2	0,7	0,02
**19-20-04-2013	0,037	0,007	0,0332	0,03	1,4	0,5	0,5	0,02
**20-21-04-2013	0,033	0,007	0,0236	0,02	1,1	0,5	0,4	0,03

**Figura 2.** Época húmeda. a) Primera medición: 28-29 noviembre 2012, se graficaron perfiles cada ~4 h, b) segunda medición: 29-30 noviembre 2012, se graficaron perfiles cada ~4 h. Las líneas representan el modelo logarítmico y las etiquetas los datos experimentales.**Figura 3.** Época seca. a) Primera medición: 19-20 abril 2013, se graficaron perfiles cada ~3,5 h, b) segunda medición: abril 20-21 2013, se graficaron perfiles cada ~3 h. Las líneas representan el modelo logarítmico y las etiquetas los datos experimentales.

húmeda y seca respectivamente. Se tomaron perfiles cada 4 h para la época húmeda y debido a la extensión de los datos medidos en la época seca, se seleccionaron

perfiles cada ~3 h, además, se redujo la escala horizontal en las Figuras 3a y 3b, dado que las magnitudes de la velocidad disminuyeron para esa época.

Al comparar las series de tiempo en los dos días de medición en cada época, se observó que la mayor variabilidad en la velocidad de corte y tensión de corte se observó en la época húmeda, con incrementos en los promedios de 16 y 27%, respectivamente; mientras que el promedio en la altura de rugosidad aumentó un orden de magnitud para la misma época. En la época seca estos parámetros presentaron una menor variación; en cambio, los promedios de la velocidad de corte y tensión de corte tuvieron un incremento de 7 y 13% respectivamente, mientras que el promedio en la altura de rugosidad aumentó en 26%.

En la época húmeda, se determinaron los mayores valores en la velocidad de flujo, donde la velocidad media en la vertical fue de  $1,04\text{-}1,13 \text{ m s}^{-1}$  con una media de  $1,07 \text{ m s}^{-1}$  para el primer día (Fig. 2a). En el segundo día, se determinaron valores de  $0,71\text{-}0,81 \text{ m s}^{-1}$  con una media de  $0,76 \text{ m s}^{-1}$  (Fig. 2b).

En el primer día de la época húmeda, la velocidad del flujo cerca de la superficie (6 m) presentó un promedio de  $1,2 \text{ m s}^{-1}$ , mientras que los valores de la velocidad del flujo cerca del fondo (1,5 m) tuvieron un promedio de  $0,98 \text{ m s}^{-1}$ . Para el segundo día, se observó una disminución en los promedios de las velocidades (Fig. 2b), con valores de  $0,55 \text{ m s}^{-1}$  a 1,5 m del fondo y  $0,83 \text{ m s}^{-1}$  a 6 m del fondo.

En la época seca, la velocidad promedio en la vertical varió de  $0,43\text{-}0,5 \text{ m s}^{-1}$  para el primer día (Fig. 3a). Mientras que para el segundo día varió de  $0,37\text{-}0,46 \text{ m s}^{-1}$  (Fig. 3b), con un promedio de  $0,46$  y  $0,41 \text{ m s}^{-1}$  para ambos días respectivamente. La velocidad del flujo fluctuó entre  $0,35$  y  $0,55 \text{ m s}^{-1}$  para profundidades medidas desde el fondo a 1,5 y 6,5 m respectivamente para el primer día; mientras que para el segundo día fue entre  $0,35$  y  $0,49 \text{ m s}^{-1}$  para profundidades medidas desde el fondo a 1,5 y 4,5 m, respectivamente.

La Tabla 1 indica los promedios y desviación estándar de los parámetros hidráulicos estimados con el perfil vertical de velocidad del flujo, mediante ajuste utilizando la ecuación de Von Kaman para las dos épocas. Para cada época se observaron variaciones en el perfil de velocidad muy similares para dos días consecutivos, generando cambios temporales en los parámetros estimados.

En la Figura 4 se observó la variación temporal de la velocidad promedio en la vertical para las dos épocas. En el primer día de la época húmeda la velocidad promedio en la vertical fue de  $1,1 \pm 0,02 \text{ m s}^{-1}$  (Fig. 4a); mientras que en el segundo día la velocidad promedio en la vertical disminuyó en 30%, con una media de  $0,7 \pm 0,02 \text{ m s}^{-1}$  (Fig. 4b).

En el primer día de la época seca la velocidad promedio en la vertical fue de  $0,5 \pm 0,02 \text{ m s}^{-1}$ , mientras

que en el segundo día la velocidad promedio en la vertical fue menor, con un promedio de  $0,4 \pm 0,02 \text{ m s}^{-1}$ . Las Figuras 5 y 6 muestran la variación temporal de la velocidad de corte y la tensión cortante para las dos épocas climáticas.

### Perfil de concentración

El análisis granulométrico del sedimento en la capa superficial mostró los siguientes resultados, en la época húmeda fue de  $d_{50} = 14,1 \mu\text{m}$  y  $d_{90} = 45,9 \mu\text{m}$ ; mientras que en la época seca fue de  $d_{50} = 7,8 \mu\text{m}$  y  $d_{90} = 23,8 \mu\text{m}$ .

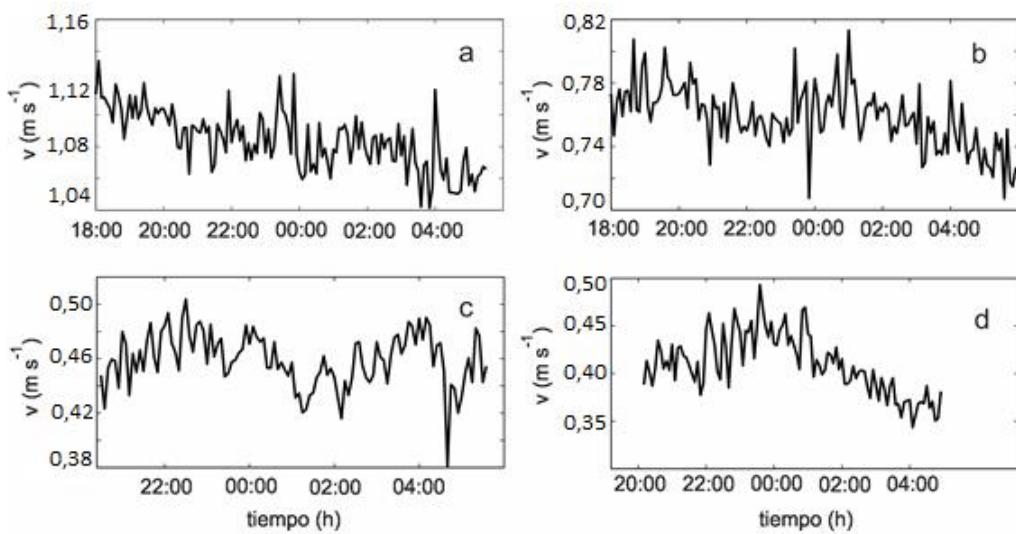
En la Tabla 2 se indica el número de Rouse ( $n$ ) y la velocidad de caída del grano ( $w_s$ ), obtenidos mediante proceso de ajuste utilizando la distribución de Rouse y la ecuación modificada de Rouse con los datos de concentración medidos en cada perfil. Además, se indican los coeficientes de determinación para cada uno de los ajustes.

En la Figura 7 se observan los perfiles de concentración y los ajustes realizados con la distribución de Rouse y la ecuación modificada de Rouse para las épocas húmeda y seca. La velocidad de caída del grano obtenida con la distribución de Rouse para las épocas húmeda y seca presentó promedios de  $0,53 \pm 0,19 \text{ mm s}^{-1}$  y  $0,50 \pm 0,29 \text{ mm s}^{-1}$  respectivamente. La velocidad de caída del grano obtenida con la ecuación modificada de Rouse las épocas húmeda y seca presentó promedios de  $1,53 \pm 0,55 \text{ mm s}^{-1}$  y  $1,42 \pm 0,93 \text{ mm s}^{-1}$  respectivamente.

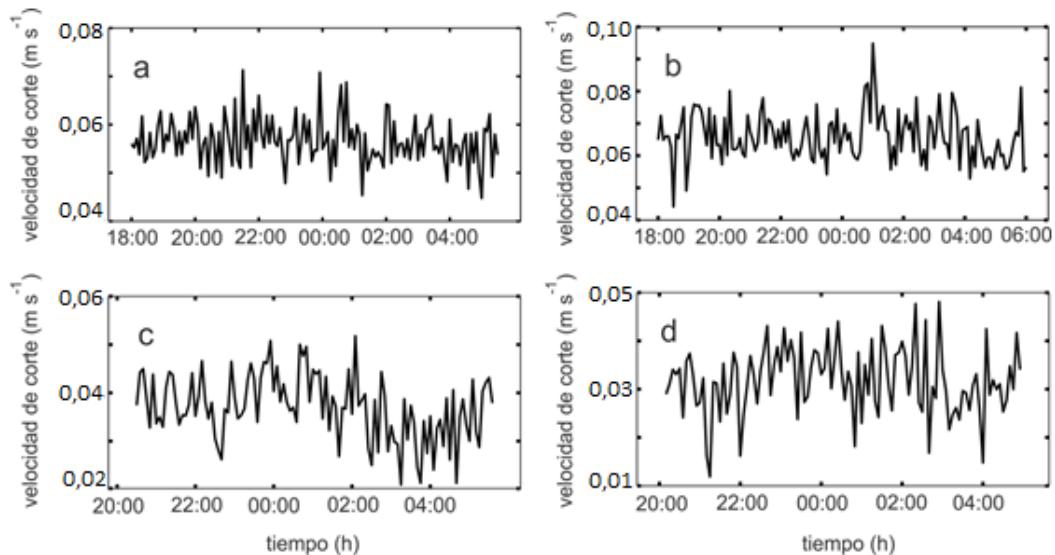
Las dos distribuciones registraron una disminución en la velocidad de caída del grano para la época seca. El parámetro de Rouse ( $n$ ) obtenido con la ecuación de Rouse presentó valores de  $0,01\text{-}0,03$  con promedios de  $0,019 \pm 0,009$  en la época húmeda y valores de  $0,01\text{-}0,07$  con promedios de  $0,035 \pm 0,020$  en la época seca. Los valores del parámetro de Rouse obtenidos con la ecuación modificada de Rouse, presentaron un incremento respecto a los valores obtenidos con la ecuación de Rouse, con valores de  $0,03\text{-}0,09$  y promedios de  $0,06 \pm 0,02$  en la época húmeda y valores de  $0,02\text{-}0,18$  y promedios de  $0,10 \pm 0,06$  en la época seca.

### Transporte de sedimento de fondo

A partir de los parámetros hidráulicos estimados, se utilizaron las formulaciones de Meyer-Peter & Müller (1948), Nielsen (1992) y Ribberink (1998) para estimar el transporte de sedimento de fondo por unidad de ancho ( $q_{sb}$  en  $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$ ) y el transporte de fondo en términos de masa ( $q_b$  en  $\text{kg s}^{-1}$ ), para lo cual se multiplicó el transporte de fondo por unidad de ancho por la densidad del sedimento ( $2,650 \text{ kg m}^{-3}$ ) y el ancho del río en la zona de medición (540 m) (Tabla 3).



**Figura 4.** Evolución temporal de la velocidad promediada en la vertical ( $\text{m s}^{-1}$ ). a) Época húmeda: 28-29 noviembre 2012, b) época húmeda: 29-30 noviembre 2012, c) época seca: 19-20 abril 2013, d) época seca: 20-21 abril 2013.

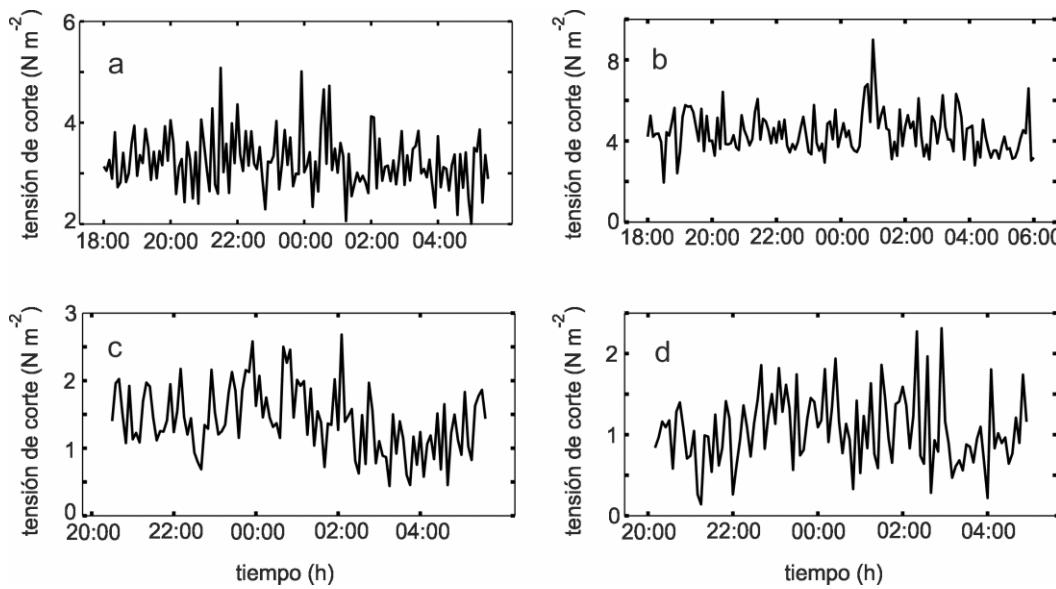


**Figura 5.** Evolución temporal de la velocidad de corte ( $\text{m s}^{-1}$ ). a) Época húmeda: 28-29 noviembre 2012, b) época húmeda: 29-30 noviembre 2012, c) época seca: 19-20 abril 2013, d) época seca: 20-21 abril 2013.

Las formulaciones de Nielsen (1992) & Ribberink (1998) mostraron resultados similares para el transporte de fondo, mientras que la ecuación de Meyer-Peter & Müller (1948) presentaron valores inferiores a los obtenidos con las otras formulaciones. El tamaño adimensional del grano estimado ( $D_*$ ) presentó un valor de 2,01, el parámetro crítico de Shield o esfuerzo cortante adimensional dio valores de 2,8 y 3,8 para la época húmeda y de 1,1 y 0,9 para la época seca. El número de Reynolds asociado al grano presentó valores de 5,5 y 6,4 para la época húmeda y 3,1 y 2,8 para la época seca.

## DISCUSIÓN

Los valores de la velocidad de corte, altura de rugosidad y tensión de corte son similares a los obtenidos en el Río Mississippi, USA (Scott & Stephens, 1966), Río Nilo, Egipto (Abdel-Fattah *et al.*, 2004), estuario del Río Changjiang, China (Shi *et al.*, 2003), estuario del Fraser, Canadá (Villard & Kostaschuk, 1998) y a los obtenidos en laboratorio (Smart, 1999). Los datos de velocidad vertical del flujo presentan fluctuaciones aleatorias y tendencias no estacionarias propias de ríos con altos valores de turbulencia. A partir de los resul-



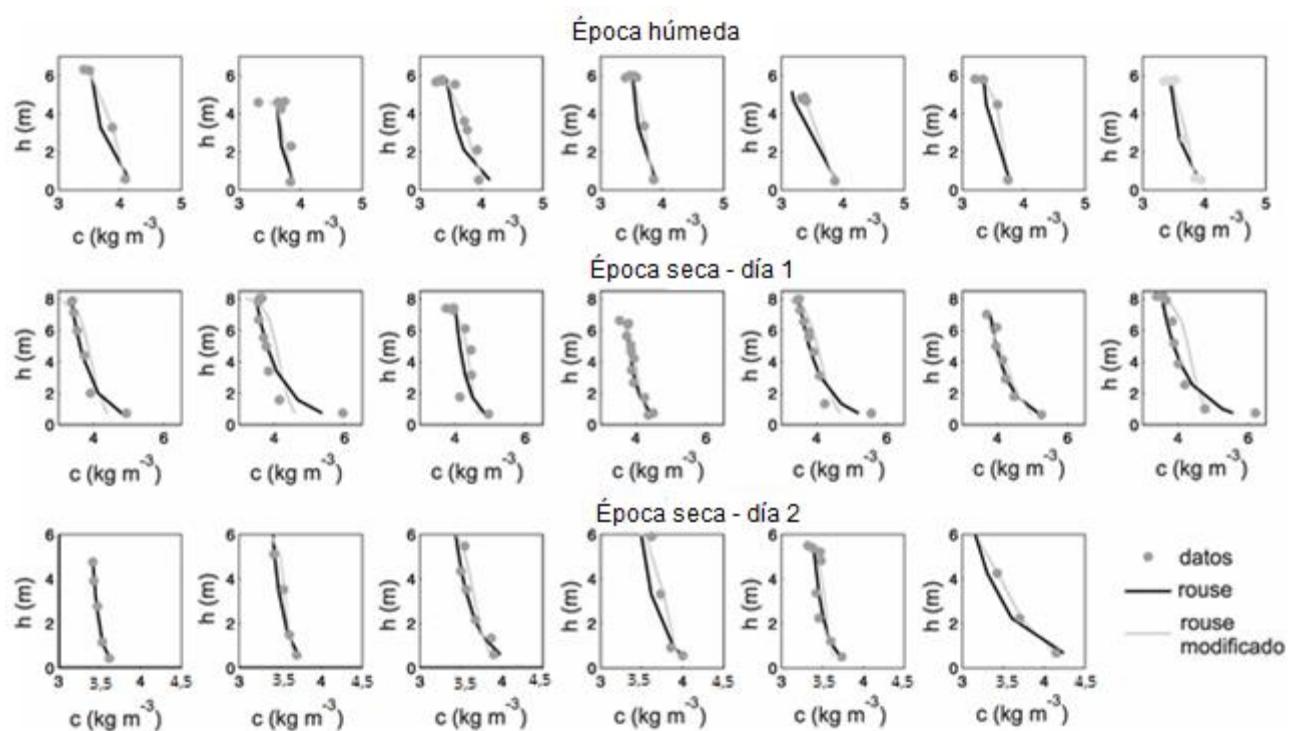
**Figura 6.** Evolución temporal de la tensión de corte ( $N\ m^{-2}$ ). a) Época húmeda: 28-29 noviembre 2012, b) época húmeda: 29-30 noviembre 2012, c) época seca: 19-20 abril 2013, d) época seca: 20-21 abril 2013.

**Tabla 2.** Valores de la velocidad de caída del grano ( $w_s$ ), parámetro de Rouse (n), coeficiente de determinación para la distribución de Rouse y para la ecuación modificada de Rouse. En la última columna se indican los valores de la velocidad de corte obtenidos a partir de los perfiles de velocidad de flujo, utilizados en la estimación de  $w_s$ .

Fecha	Hora	Rouse			Rouse modificado			
		$W_s$ ( $\text{mm s}^{-1}$ )	n	$R^2$	$W_s$ ( $\text{mm s}^{-1}$ )	n	$R^2$	$u_*$ ( $\text{mm s}^{-1}$ )
29-30/11/2012	18:00	0,57	0,02	0,99	1,80	0,07	0,76	66
	20:00	0,40	0,01	0,60	0,78	0,03	0,35	65
	22:00	0,74	0,03	0,92	1,98	0,08	0,62	64
	0:00	0,36	0,01	0,77	1,12	0,04	0,75	67
	2:00	0,83	0,03	0,98	2,39	0,09	0,51	70
	4:00	0,43	0,01	0,99	1,38	0,05	0,70	70
	6:00	0,38	0,02	0,87	1,28	0,06	0,93	58
19-20/04/2013	19:40	0,69	0,05	0,71	2,13	0,15	0,96	36
	20:00	0,79	0,04	0,45	3,15	0,18	0,85	43
	22:00	0,41	0,03	0,72	1,15	0,08	0,59	36
	0:00	0,49	0,03	0,78	1,28	0,08	0,91	41
	2:00	0,80	0,05	0,69	2,40	0,16	0,89	36
	4:00	0,95	0,06	0,86	1,91	0,13	0,98	36
	6:00	0,59	0,05	0,53	2,42	0,19	0,86	32
20-21/04/2013	18:45	0,18	0,01	0,97	0,30	0,02	0,99	33
	20:00	0,08	0,01	0,88	0,25	0,04	0,92	17
	22:00	0,33	0,02	0,84	0,87	0,06	0,90	34
	0:00	0,32	0,02	0,94	0,93	0,06	0,81	41
	2:00	0,07	0,01	0,63	0,23	0,04	0,82	15
	4:00	0,75	0,07	1,00	1,38	0,13	0,94	26

tados obtenidos en las dos épocas del año, se puede afirmar que la Ley de Wall o ecuación logarítmica presentó un buen ajuste con los datos en la zona y representa las variaciones temporales en el perfil de velocidad. Para la época húmeda los coeficientes de

determinación obtenidos en los 284 perfiles son mayores a 0,9, con un promedio de 0,97. Mientras que para la época seca, los 239 perfiles presentaron un coeficiente de determinación promedio de 0,88 y un 80% de los datos presentó un coeficiente de determi-



**Figura 7.** Perfiles de la concentración de sedimentos en suspensión. a) Época húmeda: 29-30 noviembre 2012, b) primer día época seca; 19-20 abril 2013, c) segundo día época seca: 20-21 abril 2013.

**Tabla 3.** Valores de transporte de fondo por unidad de ancho ( $q_{sb}$ ) y transporte de fondo en términos de la masa ( $q_b$ ).

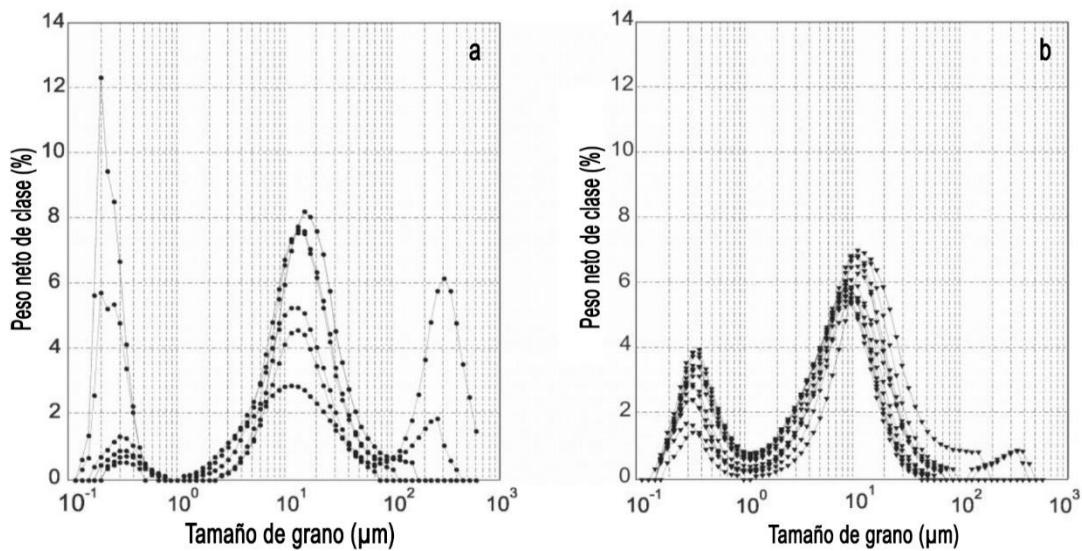
Fecha	Meyer-Peter & Müller (1948)		Nielsen (1992)		Ribberink (1998)	
	$q_{sb}$ ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ )	$q_b$ ( $\text{kg s}^{-1}$ )	$q_{sb}$ ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ )	$q_b$ ( $\text{kg s}^{-1}$ )	$q_{sb}$ ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ )	$q_b$ ( $\text{kg s}^{-1}$ )
28-29/11/2012	$8,6 \cdot 10^{-5}$	123,2	$1,3 \cdot 10^{-4}$	187,8	$1,4 \cdot 10^{-4}$	197,0
29-30/11/2012	$1,4 \cdot 10^{-4}$	199,4	$2,1 \cdot 10^{-4}$	302,7	$2,3 \cdot 10^{-4}$	334,5
19-20/04/2013	$1,8 \cdot 10^{-5}$	26,4	$2,9 \cdot 10^{-5}$	41,4	$2,5 \cdot 10^{-5}$	36,2
20-21/04/2013	$1,5 \cdot 10^{-5}$	21,0	$2,3 \cdot 10^{-5}$	33,1	$2,0 \cdot 10^{-5}$	28,1

nación  $>0,8$ . Las variaciones observadas en los perfiles de velocidad tomados cada 4 h (Figs. 2a-2b, 3a-3b) pueden estar relacionados con variaciones en los procesos de turbulencia; siendo más notorias las variaciones registradas en la época seca.

Se observó que la distribución de Rouse se ajustó mejor a los perfiles de concentración en la época húmeda, debido a que la distribución logarítmica presentó un mejor ajuste para la distribución vertical de las velocidades (Hunt, 1954). En cambio, en la época seca la concentración de sedimentos aumentó, lo que produjo una disminución en la caída del grano debido a la presencia de las partículas circundantes (Van Rijn, 1984a) y, además, el perfil de velocidad presentó un menor ajuste a la distribución logarítmica. Por estas razones se presentó un menor ajuste de la ecuación de Rouse (Hunt, 1954); mientras que la ecuación modificada de Rouse representó mejor el perfil de

concentración de sedimentos bajo las condiciones presentes en la época seca. En la época húmeda los perfiles de concentración presentaron una pendiente menor que los perfiles en la época seca, debido a que los procesos de mezcla producen capas de flujo más homogéneas, como resultado de la mayor turbulencia.

La velocidad de caída del grano ( $0,23\text{-}3,15 \text{ mm s}^{-1}$ ) y el parámetro de Rouse ( $0,01\text{-}0,18$ ) estimados se encuentran en el rango reportado en la literatura (Shi *et al.*, 2003). La velocidad de caída del grano está relacionada con partículas con un  $d_{50}$  entre 9 y  $55 \mu\text{m}$  según la ecuación de Stokes, lo que está en concordancia con la granulometría superficial. Además, bajos valores del número de Rouse ( $n < 1$ ) están relacionados con el predominio del transporte de sedimentos en suspensión (Milligan *et al.*, 2001), esto se produce cuando los valores de la velocidad de caída del grano son mucho menores que la velocidad de corte.



**Figura 8.** Granulometría del material en suspensión. a) Época húmeda, b) Época seca.

Al realizar los promedios de la velocidad media, la tensión de corte y la velocidad de corte en las dos épocas climáticas se observó que, en la época húmeda, la velocidad media, la tensión de corte y la velocidad de corte en la vertical presentaron valores mayores a los de la época seca, con diferencias porcentuales de 52, 70 y 46%, respectivamente. Los valores de estos parámetros indican que el río tiene capacidad de transportar arenas finas a medias en suspensión, durante las dos épocas climáticas. Sin embargo, al comparar la granulometría del material en suspensión en las dos épocas climáticas (Fig. 8), no se observaron diferencias significativas en el  $d_{50}$ , con valores de 14,07  $\mu\text{m}$  y 7,76  $\mu\text{m}$  para la época húmeda y seca, respectivamente. Estos valores del  $d_{50}$  pertenecen al grupo textural de limos finos y muy finos, lo que indica la presencia de material en suspensión muy similar en las dos épocas climáticas, aun cuando la competencia del río es muy diferente.

Dade & Friend (1998) realizaron una clasificación del tipo de transporte que predomina en un río a partir del cociente de la velocidad de caída del grano y la velocidad de corte ( $\frac{w_s}{u_*}$ ). Cuando  $\frac{w_s}{u_*} < 0,3$  predomina el transporte de sedimentos en suspensión; si  $0,3 < \frac{w_s}{u_*} < 3$ , predomina un transporte mixto y si  $\frac{w_s}{u_*} \geq 3$  predomina el transporte de fondo.

Para la época húmeda el cociente  $\frac{w_s}{u_*}$  evaluado con los valores de la velocidad de caída del grano estimados con la ecuación de Rouse y la ecuación modificada de Rouse presentó valores de 0,008 y 0,023, respectivamente; mientras que para la época seca este cociente fue de 0,015 y 0,044, respectivamente. Según esta clasificación, en esta zona del Río Magdalena existe un

predominio significativo de transporte de sedimentos en suspensión, independientemente de la época climática. Además, al comparar estos resultados con el gráfico de la fracción total del transporte de sedimentos de fondo, en función del cociente  $\frac{w_s}{u_*}$  y profundidad relativa (cociente entre la profundidad del río y el espesor de la capa de carga del lecho) que en esta zona es del orden de  $10^4$  (Dade & Friend, 1998; Church, 2006), se observó que la fracción del transporte de sedimentos de fondo es  $<5\%$  del transporte total de sedimentos. Este resultado es consistente con los valores de transporte de fondo estimados en las tres formulaciones analizadas.

La ecuación de Meyer-Peter & Müller (1948) originalmente fue calibrada con material granular como grava o arenas gruesas, pero se ha utilizado con sedimento fino, para valores grandes de tensión de corte. Mientras que las formulaciones de Nielsen (1992) y Ribberink (1998), que fueron calibradas para sedimento fino, presentan resultados similares para valores altos del esfuerzo cortante (Camenen & Larson, 2005). Por lo anterior estas dos últimas formulaciones pueden generar una mejor estimación del transporte de sedimentos de fondo en la desembocadura del río Magdalena. Los promedios del transporte de sedimento por unidad de masa, estimados con las formulaciones de Meyer-Peter & Müller (1948), Nielsen (1992) y Ribberink (1998) presentaron los siguientes valores para la época húmeda: 5,1; 7,7 y  $8,4 \times 10^6$  ton  $\text{año}^{-1}$ , respectivamente y para la época seca 0,75; 1,2 y  $1 \times 10^6$  ton  $\text{año}^{-1}$ , respectivamente. Al comparar estos valores con el promedio del transporte de sedimentos en suspensión en la estación Calamar para el periodo

1990-2010, que fue de  $157 \times 10^6$  ton año $^{-1}$  (Higgins *et al.*, 2016), se observó que las tasas de transporte de fondo fluctuaron entre el 5 y 1% del transporte de sedimento en suspensión en las épocas húmeda y seca, respectivamente.

Considerando los valores para el esfuerzo cortante adimensional y el número de Reynolds asociado al grano estimados para las dos épocas de medición y, según la clasificación realizada por Church (2006), el lecho del canal debería estar formado por arenas finas o bancos de limos gruesos, la forma de transporte dominante es en suspensión. Mientras que en los aspectos morfológicos, el río debería ser sinuoso en esta zona, pero esto no se presenta debido a las obras de su encauzamiento.

## CONCLUSIONES

La distribución logarítmica presentó un buen ajuste para los datos del perfil de velocidades de flujo en las dos épocas de medición y representó sus variaciones temporales. El procedimiento aplicado para estimar localmente la velocidad de corte, tensión de corte y altura de rugosidad, es recomendable cuando no se tienen mediciones directas del fondo del río. Los valores de los parámetros obtenidos están en el mismo orden de magnitud al compararlos con los valores estimados en otros ríos de condiciones similares al Río Magdalena; y además, son concordantes con el proceso de transporte predominante y los procesos morfológicos que ocurren en su desembocadura.

Los valores de la velocidad de caída del grano estimados por interpolación con las distribuciones de Rouse y la ecuación modificada de Rouse se encuentran en el rango de valores, según la ecuación de Stoke y la granulometría de la zona, y están en el mismo orden de magnitud que los estimados en otros ríos. La distribución de Rouse presentó un mejor ajuste para los perfiles de concentración de sedimentos en suspensión en la época húmeda, debido a que el perfil de velocidad presentó un buen ajuste con la ecuación logarítmica; mientras que, en la época seca se presentaron disminuciones en los caudales, así como un leve incremento en la concentración y velocidad de caída del grano, estas condiciones son desfavorables para utilizar la ecuación de Rouse. La ecuación modificada de Rouse se ajustó mejor a estas condiciones de caudal y concentración de sedimentos en suspensión.

Finalmente, la formulación de Meyer Peter & Müller (1948) subestimó el transporte de sedimentos de fondo debido a las condiciones con que se calibró originalmente; mientras que las formulaciones de Nielsen (1992) y Ribberink (1998) presentaron valores

similares y se consideran válidas para estimar el transporte de fondo en la desembocadura del Río Magdalena, debido a que fueron calibradas con sedimentos finos, considerando valores altos de esfuerzo cortante.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores del presente trabajo desean agradecer al Sistema Nacional de Regalías (SNR) del Gobierno Nacional de Colombia y a la Gobernación del Atlántico por el financiamiento del proyecto de logística portuaria (LOGPORT), que permitió el desarrollo de esta investigación, como también a la Dirección de Investigaciones, Desarrollo e Innovación de la Universidad del Norte (DIDI) por el apoyo recibido durante el desarrollo del proyecto.

## REFERENCIAS

- Abdel-Fattah, S., A. Amin & L.C. Van Rijn. 2004. Sand transport in Nile River, Egypt. *J. Hydraul. Eng.*, 130(6): 488-500.
- Abelson, A., T. Miloh & Y. Loya. 1993. Flow patterns induced by substrata and body morphologies of benthic organisms, and their roles in determining availability of food particles. *Limnol. Oceanogr.*, 38(6): 1116-1124.
- Alvarado, M. 2009. Diseño de las obras de estabilización del canal navegable de acceso al puerto de Barranquilla en el sector Siape. In: O.M. Alvarado (ed.). Río Magdalena. Navegación marítima y fluvial (1986-2008). Ediciones Uninorte, Barranquilla, pp. 406-447.
- Camenen, B. & M. Larson. 2005. A general formula for non-cohesive bed load sediment transport. *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, 63(1): 249-260.
- Church, M. 2006. Bed material transport and the morphology of alluvial river channels. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 34: 325-354.
- Dade, W.B. & P.F. Friend. 1998. Grain-size, sediment-transport regime, and channel slope in alluvial rivers. *J. Geol.*, 106(6): 661-676.
- Dyer, K.R. 1995. Sediment transport processes in estuaries. *Geomorphol. Sedimentol. Estuar.*, 53: 423-449.
- Engelun, F. & E. Hansen. 1972. A monograph on sediment transport in alluvial streams. Technical University of Denmark Østervoldsgade 10, Copenhagen, 62 pp.
- Higgins, A., J.C. Restrepo, J.C. Ortíz, J. Pierini & L. Otero. 2016. Suspended sediment transport in the Magdalena River (Colombia, South America): hydro-

- logic regime, rating parameters and effective discharge variability. *Int. J. Sedim. Res.*, 31(1): 25-35.
- Hunt, J.N. 1954. The turbulent transport of suspended sediment in open channels. *Proc. R. Soc. Lond. A*, 224(1158): 322-335.
- Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM). 2001. Estudio ambiental de la cuenca Magdalena-Cauca y elementos para su ordenamiento territorial. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM), Tech. Rep. Arcinfo Database, Bogotá, 984 pp.
- Kjerfve, B. 1981. Tides of the Caribbean Sea. *J. Geophys. Res. Oceans*, 86(C5): 4243-4247.
- Li, G., H. Wei, Y. Han & Y. Chen. 1998. Sedimentation in the Yellow River delta. Part I. Flow and suspended sediment structure in the upper distributary and the estuary. *Mar. Geol.*, 149(1): 93-111.
- Liu, J.H., S.L. Yang, Q. Zhu & J. Zhang. 2014. Controls on suspended sediment concentration profiles in the shallow and turbid Yangtze Estuary. *Cont. Shelf Res.*, 90: 96-108.
- Nielsen, P. 1992. Coastal bottom boundary layers and sediment transport. Advanced Series on Ocean Engineering, Vol. 4. World Scientific Publication, Singapore, 94 pp.
- Meyer-Peter, E. & R. Müller. 1948. Formulas for bed-load transport. Report on the 2nd Meeting International Association Hydraulic Structure Research, Stockholm, Sweden, pp. 39-64.
- Milligan, T.G., G.C. Kineke, A.C. Blake, C.R. Alexander & P.S. Hill. 2001. Flocculation and sedimentation in the ACE basin, South Carolina. *Estuaries*, 24(5): 734-744.
- Restrepo, J.C., J.C. Ortiz, J. Pierini, K. Schrottke, M. Maza, L. Otero & J. Aguirre. 2014. Freshwater discharge into the Caribbean Sea from the rivers of Northwestern South America (Colombia): magnitude, variability and recent changes. *J. Hydrol.*, 509: 266-281.
- Restrepo J.C., K. Schrottke, C. Traini, J.C. Ortiz, A. Orejarena, L. Otero, A. Higgins & L. Marriaga. 2016. Sediment transport regime and geomorphological change in a high discharge tropical delta (Magdalena River, Colombia): insights from a period of intense change and human intervention (1990-2010). *J. Coast. Res.*, 32(3): 575-589.
- Ribberink, J.S. 1998. Bed-load transport for steady flows and unsteady oscillatory flows. *Coast. Eng.*, 34(1): 59-82.
- Rouse, H. 1937 Modern conceptions of the mechanics of fluid turbulence. *T. Am. Soc. Civil Eng.*, 102: 463-541.
- Scott, G. & H. Stephens. 1966. Special sediment investigation, Mississippi River at St Louis, Missouri, 1961-1963. Washington, DC, U.S. Geological Survey Water-Supply Paper, Tech. Rep., 1819-J.
- Shi, Z., H.J. Zhou, S.L. Eittreim & J.C. Winterwerp. 2003. Settling velocities of fine suspended particles in the Changjiang Estuary, China. *J. Asian Earth Sci.*, 22(3): 245-251.
- Smart, G.M. 1999. Turbulent velocity profiles and boundary shear in gravel bed river. *J. Hydraul. Eng.*, 125(2): 106-116.
- Soulsby, R. & R. Whitehouse. 1997. Threshold of sediment motion in coastal environment. Proceedings Pacific Coasts and Ports 1997 Conference. University of Canterbury, Christchurch, New Zealand, pp. 149-154.
- Sumer, B.M., A. Kozakiewicz, J. Fredsøe & R. Deigaard. 1996. Velocity and concentration profiles in sheet-flow layer of movable bed. *J. Hydraul. Eng.*, 122(10): 549-558.
- Van Rijn, L.C. 1984a. Sediment transport. Part I: bed load transport. *J. Hydraul. Eng.*, 110(10): 1431-1456.
- Van Rijn, L.C. 1984b. Sediment transport. Part III: bed forms and alluvial roughness. *J. Hydraul. Eng.*, 110(12): 1733-1754.
- Van Rijn, L.C. 1993. Principles of sediment transport in rivers, estuaries, and coastal seas. Aqua Publications, Netherlands, 614 pp.
- Vedula, S. & R.R. Achanta. 1985. Bed shear from velocity profiles: a new approach. *J. Hydraul. Eng.*, 111(1): 131-143.
- Villard, P. & R. Kostaschuk. 1998. The relation between shear velocity and suspended sediment concentration over dunes: Fraser Estuary, Canada. *Mar. Geol.*, 148(1): 71-81.
- Wilcock, P.R. 1996. Estimating local bed shear stress from velocity observations. *Water Resour. Res.*, 32(11): 3361-3366.

Received: 16 April 2015; Accepted: 13 March 2017