

Coeficientes de resistencia y transporte de sedimentos en zonas semiáridas

Maria Dolores Marín Martín, Luis G. Castillo Elsitdié
 Grupo I+D+i Hidr@m - www.upct.es/hidrom
 Ingeniería Hidráulica, Marítima y Medio Ambiental, UPCT.
 Paseo Alfonso XIII, 52, 30203 Cartagena (Murcia)
 E-mail: mdolores.marin@upct.es, luis.castillo@upct.es

Resumen. En regiones de morfología abrupta y régimen irregular de precipitaciones las crecidas suelen presentarse llevando una gran cantidad de transporte de sedimentos. El cambio climático incidirá en que los flujos hiperconcentrados sean cada vez más acusados, lo que obligará a controlarlos para minimizar sus efectos destructivos. Con el fin de poder diseñar sistemas efectivos de control y captación de flujos en zonas semiáridas será necesario, como primer paso, calcular la capacidad de transporte de sedimentos.

1 Introducción

En el siguiente artículo se presenta un análisis de los elementos fundamentales que nos permite conocer la capacidad de transporte de sedimentos en los cauces de estas zonas: las formulaciones de cálculo de transporte de sedimentos, la estimación de los coeficientes de resistencia para flujos macrorrugosos y los límites de aplicación de dichas formulaciones.

Para llegar al análisis de los parámetros de diseño de posibles sistemas de control y captación de flujos hiperconcentrados, previamente se han de conocer las características hidrológicas e hidráulicas de los cauces donde se situarán dichas obras [Marín y Castillo (2009)]. Dentro de la caracterización de los cauces efímeros, propios de zonas semiáridas, la cuantificación de la capacidad de transporte de sedimentos es imprescindible.

Uno de los objetivos del trabajo que el grupo Hidr@m está llevando a cabo es aplicar la metodología elaborada por Castillo et al. (2000) y Castillo (2004 y 2007) para el cálculo del transporte de sedimentos en el barranco de las Angustias (Isla de la Palma), generalizándola para su aplicación en zonas semiáridas.

2 Estudio del transporte de sedimentos

Desde el punto de vista de la fuente de sedimentos, el transporte puede dividirse en la carga de lavado “wash load” que comprende el material muy fino y se transporta en suspensión, y la carga de material de fondo “bed load” que se transporta por el fondo y en suspensión, dependiendo del tamaño del sedimento y de la velocidad de flujo.

Para el cálculo del transporte de sedimentos, la información básica necesaria es de dos tipos, una de tipo granulométrico del material del lecho del cauce

(diámetros característicos) y, otra de tipo hidráulico, a través de las características de flujo.

Las características del flujo se interrelacionan con las características granulométricas del material del fondo del lecho del cauce a través de los coeficientes de resistencia, cuyo acoplamiento con las formulaciones clásicas de transporte de sedimentos, aún no está resuelto para el caso de flujos macrorrugosos.

2.1 Formulación empleada en el cálculo del coeficiente de resistencia

El cálculo de las características de flujo para un caudal determinado depende fundamentalmente, a parte de la sección transversal y la pendiente longitudinal, del coeficiente de resistencia.

Primero se comprueba si existe un problema de macrorrugosidad (si la relación entre el calado y el diámetro característico $y/D_{84} < 50$), hecho que se presenta si existe gran cantidad de transporte de sedimentos y los tamaños de arrastre son grandes.

De acuerdo a la metodología empleada, hay que comprobar otros tres aspectos: (1) si la relación radio hidráulico diámetro característico $R_h/D_{50} < 2000$, no será necesario tener en cuenta de forma explícita la resistencia por formas de fondo, (2) si la concentración de sedimentos es inferior al diez por ciento en peso (límite entre flujo hiperconcentrado y mud flow) [Wan y Wang (1994)], no será necesario contemplar un posible incremento de la resistencia por la variación de la densidad y viscosidad del flujo, y (3) si $\sigma_g = \sqrt{(D_{84}/D_{16})} > 3$, entonces se producirá el fenómeno de acorazamiento.

Existen diversas formulaciones para estimar el coeficiente de rugosidad en el caso de flujos macrorrugosos, cuyos fundamentos se basan en la integración de Keulegan (1938), a partir de la ley

distribución media de velocidades del flujo turbulento, permanente y uniforme de Prandtl-Von Kármán, en canales rectos de fronteras rígidas y rugosas. Estas ecuaciones se expresan de forma general como:

$$C^* = \frac{V}{V^*} = \left[\frac{8}{f} \right]^{1/2} = \frac{2.3026}{\kappa} \log \left[a \frac{R}{K_s} \right] \quad (1)$$

en donde: C^* es el coeficiente adimensional de Chézy ($C^* = C/\sqrt{g}$); g aceleración de la gravedad; V velocidad media del flujo; V^* velocidad asociada al esfuerzo cortante ($V^* = \sqrt{\tau_0/\rho}$); ρ y γ densidad y peso específico del agua; τ_0 esfuerzo cortante medio producido por el flujo en las paredes y fondo del canal ($\tau_0 = \gamma R S_0$); R radio hidráulico de la sección transversal del canal; S_0 pendiente del lecho (en flujo uniforme es igual al gradiente hidráulico S_w y a la línea de energía S_f); f factor de fricción de Darcy-Weisbach; k constante de Von Kármán en agua limpia ($\cong 0.407$); a coeficiente de forma (depende de la geometría de la sección transversal del canal); K_s rugosidad equivalente de los granos de arena de Nikuradse.

En canales de fondo móvil, además de la acción de la gravedad y de la resistencia de la superficie, influye en la resistencia al flujo, el transporte de sedimentos y la resistencia de forma (ondulaciones o configuraciones de la superficie del lecho). Sin embargo, en ríos rectos y constituidos por material grueso en los que el transporte de sedimentos no

produce ondulaciones apreciables en el cauce, podemos utilizar la ecuación de Keulegan.

La rugosidad equivalente se suele expresar en términos de un diámetro característico de la granulometría del cauce, D_n ; así $K_s = \alpha_n D_n$, en la que α_n es el factor adimensional de textura o rugosidad relativa equivalente y depende de las condiciones del flujo y de la disposición y tamaño representativo de las asperezas del cauce. Si en la ecuación de Keulegan se reemplazan los principales valores, se obtiene la siguiente formulación:

$$C^* = \frac{V}{V^*} = \left[\frac{8}{f} \right]^{1/2} = 5.657 \log \left[\frac{R}{D_n} \right] + A_n \quad (2)$$

$$A_n = 5.657 \log \left[\frac{a}{\alpha_n} \right] \quad (3)$$

En Castillo (2007) y Castillo et al. (2009) se presentan las principales formulaciones en cauces rugosos y pendiente fuerte (Limerinos, 1970; Bathurst, 1985; Fuentes y Aguirre, 1991; García Flores, 1996; Van Rijn, 1987 y Jarret, 1984). En la Tabla 1 se han recogido las formulaciones que mejores resultados ofrecen, indicándose el intervalo de validez de inmersión relativa. Se puede observar que la fórmula de Fuentes y Aguirre (1991), ajusta bastante bien si en lugar del diámetro característico D_{50} propuesto por los autores, es reemplazado por el D_{65} , tal como queda recogido en la Tabla 1.

Tabla 1 Formulaciones del coeficiente de resistencia en fondo fijo de flujos macrorrugosos

| AUTOR | FÓRMULA | OBSERVACIONES |
|--------------------------|--|---|
| Limerinos (1970) | $C^* = 5.657 \log \left[\frac{R}{D_{84}} \right] + 3.281$; $0.90 \leq R/D_{84} \leq 68.55$ $C^* = 5.657 \log \left[\frac{R}{D_{50}} \right] + 0.990$; $1.90 \leq R/D_{50} \leq 177$ | $n = \frac{0.1129 R^{1/6}}{2 \log(R/D_{84}) + 1.160}$ $R =$ Radio hidráulico total |
| Fuentes y Aguirre (1991) | $C^* = 5.657 \log \left[\frac{d}{D_{65}} \right] + 1.333 + 0.737 \left[1/(d/D_{65}) \right]$ $0.3 \leq d/D_{50} \leq 77$ | $0.001\% \leq S_0 \leq 6.55\%$ |
| Van Rijn (1987) | $C^* = 5.75 \log(12 R_f / 3 D_{90})$ | $R_f =$ radio hidráulico de fondo |

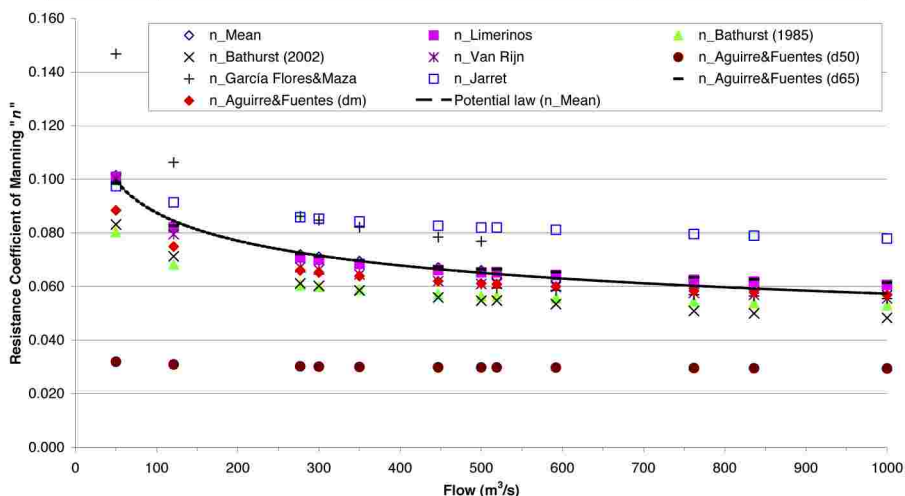


Figura 1. Coeficiente de resistencia de Manning n en función del caudal. Barranco de las Angustias-Isla de la Palma (Desde Castillo (2007)).

2.3 Métodos de cálculo y formulación empleada para el transporte de sedimentos

Las principales propiedades del sedimento y de su transporte son el tamaño característico del sedimento, su forma, densidad, velocidad de sedimentación, porosidad y concentración. Las investigaciones en la evaluación del transporte de sedimentos se vienen realizando durante décadas sin obtener todavía una ecuación realmente satisfactoria que interrelacione adecuadamente las propiedades del fluido y del sedimento. Esto se debe principalmente a la complejidad del problema, incluyendo el efecto de las distintas formas del lecho sobre el modo y magnitud del transporte de fondo, la naturaleza estocástica del problema y la dificultad de verificar las investigaciones de laboratorio en prototipo. Sin embargo se vienen realizando sustanciales avances. La mayoría de las aproximaciones utilizadas se pueden reducir a una correlación entre el parámetro del transporte de sedimentos Φ y un parámetro de flujo Ψ :

$$\phi = \frac{q_s}{D^{3/2} \sqrt{g\Delta}} \quad (4); \quad F^2 rd = \frac{1}{\Psi} = \frac{U^*2}{\Delta g D} \quad (5)$$

Donde: q_s es el transporte total de fondo (m^3/sm); $\Delta=(\rho_s-\rho)/\rho=1.65$, siendo ρ_s densidad específica del sedimento; D tamaño característico del sedimento (m); $U^* = \sqrt{\tau_0/\rho} = \sqrt{gRS_0}$ velocidad de corte (m/s); S_0 pendiente longitudinal del fondo.

De la gran diversidad de formulaciones existentes para el cálculo del transporte de sedimentos, se seleccionan las que en principio mejor se podrían adaptar a las condiciones de las cuencas en zonas semiáridas. Así, siguiendo las recomendaciones generales de Simons y Sentürk (1992) y Graf (1984), han sido seleccionadas las siguientes fórmulas: Colby (1964), Meyer-Peter y Müller (1948), Ackers-White (1990), Meyer-Peter y Müller (1948), Ackers-White (1990), Engelund y Hansen (1967), Yang (1976), Einstein y Barbarrosa (1952). Se ha incluido también algunas expresiones más específicas para ríos de montaña propuestas por Smart y Jaeggi (1983), Mizuyama y Shimohigashi (1985), Bathurst et al. (1987), Van Rijn (1987), Aguirre-Pe et al. (2000) y Yang S. (2005). Todas ellas se presentan en Castillo 2007 y Castillo et al. (2009).

En la tabla 2 se recogen las formulaciones y los principales parámetros de cálculo que mejores resultados ofrecen (ver figura 2).

Tabla 2 Formulaciones de transporte de sedimentos propuesta para el estudio

| AUTOR | FÓRMULA | OBSERVACIONES |
|--------------------------------|--|--|
| Bathurst et al. (1987) | $\phi = (2.5S^{3/2} / ((\Delta+1)D_{50}(g\Delta D_{50})^{1/2})) [q - q_c]$ Con $D_{50}: q_c^* = \frac{q_c}{g^{1/2} D_{50}^{3/2}} = 0.15S^{-1.12}$; $D_{16}: q_c^* = \frac{q_c}{g^{1/2} D_{16}^{3/2}} = 0.21S^{-1.12}$ | Siendo S =pendiente; q = caudal unitario de agua q_c = caudal crítico Δ = peso específico aparente adimensional |
| Van Rijn (1987) | $\phi = \frac{0.053}{D^{*0.3}} \left[\frac{F_{rd}^2}{C^* \tau_c^*} - 1 \right]^{2.1}$; $C^* = 5.75 \log \left[\frac{12R_f}{3D_{90}} \right]$; $D^* = D \left(\frac{g\Delta}{v^2} \right)^{1/3}$ | F_{rd} = número de Froude Densimétrico de partículas; τ_c^* = esfuerzo cortante crítico adimensional; C^* = coeficiente de Chézy; R_f = radio hidráulico del fondo |
| Mizuyama y Shimohigashi (1985) | $\phi = 20 \frac{S^2 q}{\Delta^2 \sqrt{g\Delta D_{50}^3}}$ | S =pendiente; q = caudal unitario de agua; Δ = peso específico aparente adimensional |
| Yang S. (2005) | $C = \frac{g_t}{Vh} = k \frac{\gamma_s}{\gamma_s - \gamma} \frac{\tau_0}{Vh} \frac{u_*^2 - u_{*c}^2}{w}$; k = constante universal=12.5 u_*^2 =velocidad de corte debido a grano; u_{*c}^2 =velocidad crítica de de Shields | C =concentración sedimento total de fondo; g_t =transporte total de fondo en peso; h =radio hidráulico o calado; V =velocidad media; τ_0 =tensión de corte en fondo; d =diámetro sedimento; w =velocidad sedimentación particula; γ_s =peso específico sedimento; γ =peso específico agua |

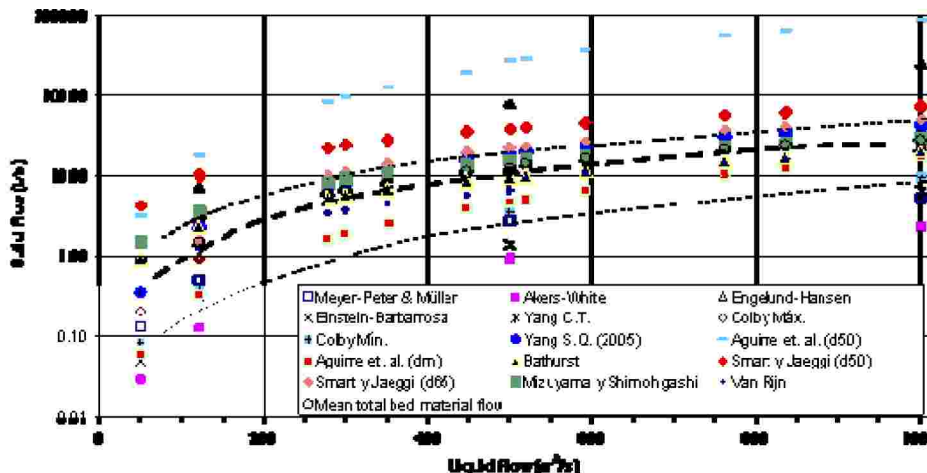


Figura 5. Caudal sólido en función del caudal líquido, calculado con diversas formulaciones de transporte de sedimentos Barranco de las Angustias - Isla de la Palma (Desde Castillo (2007).

Conclusiones

De acuerdo a los análisis presentados para el caso del barranco de las Angustias, y partiendo de la gran similitud con las cuencas de nuestro estudio, su aplicación se puede ajustar al rango de validez que tienen las expresiones.

Partiendo de ello, y del estudio hidrológico e hidráulico que se está llevando a cabo en las cuencas piloto del Albuñón y del Argos, en próximos trabajos se aplicará esta metodología a las cuencas citadas y se comprobará la bondad de las formulaciones presentadas.

Referencias

- [1] Aguirre-Pe J., Olivero M. L. y T. Moncada A. (2000). *Transporte de sedimentos en cauces de alta pendiente*. Ingeniería del Agua. Vol 7. nº4, España, pp 353-365.
- [2] Bathurst, J.C., Graf, H. y Cao, H.H. (1987). *Bed load discharge equations for steep mountain rivers. Sediment transport in gravel bed rivers*. John Wiley and Sons, N.Y, USA, Cap.15. pp. 453-491.
- [3] Castillo, L., Santos, F., Ojeda, J., Calderón, P., Medina, J. M. (2000). *Estimación de los coeficientes de resistencia, transporte de sedimentos y caudal dominante en el diseño de un encauzamiento con flujo hiperconcentrado*. V Jornadas sobre encauzamientos fluviales, CEDEX, Madrid.
- [4] Castillo, L. (2004). *Estimation of sediment transport and dominant flow in hyperconcentrated flow*. The 6th ICHE. IAHR, ASCE Environment and Water Resources Institute, CD ROM, Brisbane, Australia, June.
- [5] Castillo, L. (2007). *Discussion about Prediction of bed material discharge*. Journal of Hydraulic Research, Vol.45, No.2, pp. 425-428.
- [6] Castillo, L., et al. (2009). *Coefficientes de resistencia, transporte de sedimentos y caudal dominante en regiones semiáridas*. Jornadas de Ingeniería del Agua. CD ROM, Madrid.
- [7] Fuentes, R. y Aguirre-Pe, J. (1991). *Resistance to flow in steep rough streams*. Journal of Hydraulic Engineering, Vol. 116, November.
- [8] García Flores, M. (1996). *Resistencia al flujo en ríos de montaña*. IAHR. XVII Congreso Latinoamericano de Hidráulica. Guayaquil, Ecuador. Vol. 4. PP 105-116.
- [9] Graf, W.H. (1984). *Hydraulics of Sediment Transport*. Water Resources Publications, LLC. Colorado, USA.
- [10] Limerinos, J.T. (1970). *Determination of the Manning coefficient for measured bed roughness in natural channels*. Water Supply. Paper 1898-B. United States Geological Survey, Washington, D.C.
- [11] Marín, M. D., Castillo, L. (2009). *Modelización hidrológica e hidráulica y sistemas de captación en cauces efímeros*. II Jornadas de Introducción a la Investigación, Vol. 2, pp. 16-20.
- [12] Mizuyama, T. y Shimohigashi, H. (1985). *Influence of fine sediment concentrations on sediment transport rates*. Jap. Civil Eng. Jour 27-1.
- [13] Nalluri Chandra. (1992). *Extended data on sediment transport in rigid bed rectangular channels*. Journal of Hydraulic Research, Vol. 30, N06. Pp. 851-856. The Netherlands.
- [14] Simons, D.B. and Sentürk F. (1992). *Sediment transport technology. Water and sediment dynamics*. Water Resources Publications. Colorado, USA, (1992).
- [15] Van Rijn, L. C. (1987). *Mathematical modelling of morphological processes in the case of suspended sediment transport*. Delft Hydraulics Communication No. 382, Delft, Holanda.
- [16] Wan, Z., Wang, Z. (1994). *Hyperconcentrated Flow*. I.A.H.R. Monograph Series, A.A. Balkema, Rotterdam, The Netherlands.
- [17] Yang, C.T. (1996). *Sediment Transport: Theory and Practice*. McGraw-Hill International Editions, NY, USA.
- [18] Yang, S.Q. (2005). *Sediment Transport Capacity*. J. Hydraulic Research, IAHR 43(1), pp. 12–22.