

RUGOSIDAD EQUIVALENTE DE RÍOS DE GRAVA

RAÚL LÓPEZ ALONSO y JAVIER BARRAGÁN FERNÁNDEZ

Departamento de Ingeniería Agroforestal. Universidad de Lleida

Av. Alcalde Rovira Roure, 191. 25198 Lleida.

E-mail: rlopez@eagrof.udl.es

MESA TEMÁTICA: Hidrología forestal y lucha contra la desertificación.

Resumen

El concepto de rugosidad equivalente, o altura de rugosidad equivalente de Nikuradse, permite relacionar la resistencia al flujo de cauces de contorno granular con el tamaño de las partículas que lo conforman, bajo la hipótesis de que la distribución vertical de velocidad del escurrimiento sigue la ley logarítmica de Prandtl-Karman. Este trabajo tiene el propósito de determinar la relación existente entre la rugosidad equivalente y diferentes percentiles granulométricos del sedimento en ríos con lechos de grava, canto o bolo. Se han seleccionado 954 datos hidrométricos pertenecientes a ríos con sedimentos del tamaño de grava o superior, de alineación no sinuosa y desprovistos de vegetación y obstáculos. De acuerdo con los resultados la rugosidad equivalente es aproximadamente entre 2,5-3,0 veces d_{90} , entre 3-4 veces d_{84} y entre 6-8 veces d_{50} . Los valores citados se encuentran dentro del rango de variación que se desprende de la literatura revisada. No se ha detectado correlato de regresión bivalente entre, por una parte, la dispersión granulométrica del sedimento y el índice de movilidad del sedimento y, por otra, el coeficiente multiplicador de cada percentil granulométrico.

Palabras clave: Ríos de montaña, hidráulica fluvial, resistencia al flujo, coeficiente de fricción.

INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Habitualmente en cauces de lámina libre en régimen permanente y uniforme con el propósito de expresar la velocidad media en la sección (v) en función de su geometría hidráulica se emplean las ecuaciones de Darcy-Weisbach o Manning, ecuaciones (1) y (2) respectivamente:

$$v = \sqrt{\frac{8}{f}} \sqrt{gRS} \quad (1)$$

$$v = \frac{1}{n} R^{2/3} S^{1/2} \quad (2)$$

denotando f el factor de fricción de Darcy-Weisbach, g la constante de aceleración de la gravedad, R el radio hidráulico de la sección, S la pendiente longitudinal del cauce y n el coeficiente de Manning. Las ecuaciones (1) y (2) pueden relacionarse como:

$$\frac{v}{v_*} = \sqrt{\frac{8}{f}} = \frac{R^{1/6}}{n\sqrt{g}} \quad (3)$$

donde es v_* es la velocidad de corte, valiendo $v_* = \sqrt{gRS}$.

Por otra parte, si se considera un cauce formado por partículas granulares por el que circula un flujo turbulento e hidráulicamente rugoso de calado muy superior al tamaño de dichas partículas y, además, se admite que la ley de distribución de velocidad en un plano vertical paralelo al flujo es de tipo logarítmico y rige en toda la profundidad, puede obtenerse la ecuación de Prandtl-Karman:

$$\frac{v}{v_*} = \frac{1}{\kappa} \ln\left(\frac{h}{e \cdot z_o}\right) \quad (4)$$

siendo v la velocidad media en el plano vertical analizado, κ el coeficiente de turbulencia de Karman, h el calado en dicho plano y z_o la longitud de fricción hidráulica del contorno sólido, representando ésta la distancia desde el lecho para la cual la distribución logarítmica vale cero. Dicha longitud puede relacionarse linealmente con la rugosidad equivalente, k_s , por ejemplo, $k_s = 33 \cdot z_o$.

En flujo bidimensional el perfil vertical de velocidad no se ve afectado por la presencia de las márgenes, con lo que v en la ecuación (4) representaría la velocidad media en la sección y sería aceptable sustituir h por el calado medio (y) o el radio hidráulico (R). Por otra parte, a partir de los trabajos de, entre otros, KARMAN y NIKURADSE el coeficiente de turbulencia (κ) se ha considerado constante, con un valor aproximado de 0,40, aunque posteriormente numerosos autores han obtenido empíricamente valores diferentes de κ , pudiéndose explicar, entre otras causas, por: la imposición de una relación constante entre z_0 y k_s , la variación en la concentración espacial de los elementos de rugosidad más descollantes, el efecto que provocan en la distribución de velocidad el transporte de sedimento y la sumersión reducida del flujo. Dadas las consideraciones antecedentes la ecuación (4) puede escribirse como:

$$\frac{v}{v_*} = 5,76 \log \left(\frac{12,2y}{k_s} \right) \quad (5)$$

Nótese que en virtud de la ecuación (3) puede determinarse el factor de fricción de Darcy-Weisbach (f) o el coeficiente de Manning (n) mediante las ecuaciones (4) o (5).

A partir de los trabajos de NIKURADSE (1933) es práctica habitual la determinación de la rugosidad equivalente (k_s) de lechos granulares en función de un diámetro característico del sedimento (d_i). NIKURADSE halló que el valor de k_s de un lecho constituido por una sola capa de arena casi uniforme era igual al tamaño de los granos que conformaban el lecho. Debido a la uniformidad de tamaño de los granos y a su disposición regular en el lecho cabe esperar que la rugosidad de la superficie granular de tal modo generada sea mínima.

La determinación de k_s mediante el procedimiento expuesto en el párrafo precedente se puede expresar como $k_s = \alpha \cdot d_i$, representando α un coeficiente de proporcionalidad entre la rugosidad equivalente y el diámetro característico del sedimento. Dicho coeficiente toma el valor de 1,0 para los experimentos de NIKURADSE. Cuando, por su simplicidad, se ha aplicado este procedimiento a lechos de ríos de grava, d_i se toma como un percentil de la curva granulométrica del sedimento (generalmente, correspondiendo al eje intermedio de la partícula), denotando i el porcentaje de la muestra de sedimento con tamaño inferior. En tales casos se obtiene un valor de α que es, en general, sensiblemente mayor a 1,0. En la tabla 1 se muestra el valor del coeficiente α hallado por diferentes investigadores en función del diámetro característico adoptado.

A pesar de la variación que puede observarse en la tabla 1 del valor de α , dado un percentil granulométrico, habitualmente se considera aproximadamente para ríos de grava que $k_s = 3d_{90}$; $k_s = 3,5d_{84}$ y $k_s = 6,8d_{50}$ (BRAY, 1982). Varias son las causas, en algunos casos concurrentes, que han sido señaladas por diferentes autores como responsables de que α alcance valores superiores a 1,0 en ríos de grava. Cabe destacar: la heterogeneidad del sedimento (tanto del tamaño y forma de las partículas como de su disposición), la microtopografía y las formas de fondo (tanto de pequeña como de gran escala) así como el transporte de sedimento de fondo.

Respecto a la primera causa citada, en lechos granulares constituidos por una sola capa dispuesta en una superficie plana (características correspondientes a las experiencias de NIKURADSE) cada elevación del lecho se relaciona directamente con el tamaño de partícula, por lo que la rugosidad del lecho puede expresarse satisfactoriamente a través del tamaño de partícula. En cambio en lechos de varias capas las partículas superficiales pueden alojarse en huecos formados por partículas subyacentes. En lechos naturales, con mezcla de tamaños, los huecos formados presentan diferentes dimensiones y un determinado diámetro característico, d_i , será menos representativo de las protuberancias de la superficie del lecho que en el caso de un lecho monocapa. Lo anterior explicaría que en ríos se obtengan valores de k_s que equivalgan a varias veces el diámetro característico, por tanto, valores superiores a los obtenidos por NIKURADSE.

Al adoptar un valor único de α para cada percentil granulométrico (es decir, por ejemplo, $k_s = 3d_{90}$; $k_s = 3,5d_{84}$ y $k_s = 6,8d_{50}$) como pronosticador de la resistencia al flujo en ríos de

sedimento grueso (grava, canto o bolo) se está considerando que una serie de propiedades del sedimento como son la forma de la curva de distribución granulométrica, la disposición de las partículas, su forma y orientación, el empaquetado, distribución espacial y clasificación, agrupación de partículas, etc. ejercen un efecto que se mantiene inalterado en todo cauce y para cualquier nivel de flujo. En rigor, lo anterior no es cierto y el efecto de las propiedades descritas puede variar de un punto a otro de un mismo cauce o entre diversos cauces y para diferentes caudales; lo que explicaría, al menos parte, el hecho la variabilidad de α que se aprecia en la tabla 1.

No obstante, si el efecto ejercido por las propiedades más influyentes del sedimento, de las anteriormente expuestas, tuviera un rango de variación estrecho la consideración de un valor único promedio podría representar un instrumento de predicción adecuado. En este sentido diversos autores (p. ej. BATHURST, 1982; WIBERG & SMITH, 1991; MILLAR, 1999) han coincidido en señalar que la clasificación granulométrica (parámetro representativo de la heterogeneidad del tamaño del sedimento, usualmente expresado en función del índice de clasificación) en ríos con lecho de grava, canto o bolo varía en un rango relativamente estrecho. Por ejemplo, BATHURST (1982) señala que valor de d_{84}/d_{50} varía entre 1,5 y 2,5, un rango relativamente estrecho que sugiere que el efecto de la distribución de tamaños es aproximadamente constante. MILLAR (1999) no encontró correlato entre α y d_{84}/d_{50} utilizando 176 datos de ríos de grava, por lo que sostiene que el efecto de la clasificación granulométrica no es significativa en la rugosidad del lecho observada. El citado autor atribuye la amplificación del valor de α , sobre el hallado por NIKURADSE, a la rugosidad de forma, incluyendo en ésta desde el efecto de la protuberancia de la partícula hasta las formas de fondo de gran escala (secuencia de rápidos y pozas), pasando por la agrupación de partículas.

WHITING & DIETRICH (1990) no detectaron influencia de la magnitud del transporte de fondo en α , al estudiar un río de lecho de grava fina, lo que según ellos implica que las partículas más grandes, estáticas o moviéndose a una velocidad mucho más reducida que el flujo, determinan la resistencia al flujo. La disipación energética ocasionada por los granos en saltación es comparativamente mucho menor, siempre que su trayectoria no rebasa en amplitud la envolvente de las protuberancias determinadas por las partículas más gruesas del lecho.

Por lo tanto, si consideramos válida la aproximación $k_s = \alpha \cdot d_i$, la ecuación (5) puede escribirse:

$$\frac{v}{v_*} = 5,76 \log \left(\frac{12,2y}{\alpha \cdot d_i} \right) \quad (6)$$

Este trabajo tiene el propósito de determinar en ríos con lecho de grava, canto o bolo el valor que toma el coeficiente de proporcionalidad (α) para diversos diámetros característicos del sedimento (d_{50} , d_{84} y d_{90}) cuando se impone la ecuación (6) y su comparación con los resultados de investigaciones previas.

MATERIAL Y MÉTODOS

A efectos de cumplir con los objetivos marcados en este trabajo se constituirá un conjunto de datos hidrométricos, pertenecientes a ríos con lechos granulares con tamaño del sedimento correspondiente a grava o superior, mediante su selección de los publicados en la bibliografía y también de investigaciones propias llevadas a cabo en ríos del Pirineo. Los datos seleccionados corresponden a tramos de cauce cuyo flujo debe ser permanente y macroscópicamente uniforme, de alineación poco sinuosa, así como también estar desprovistos de vegetación y obstáculos. Tales condiciones permiten asumir que los efectos en la resistencia al flujo de la cubierta vegetal y de los cambios de forma del cauce (sección transversal, pendiente y alineación) son mínimos. Además, el valor de d_{50} (diámetro para el que el 50% del conjunto de partículas granulares que conforman la superficie del cauce son menores) debe ser mayor o igual a 2 mm, lo que corresponde a ríos de grava, canto o bolo. Asimismo, el flujo debe ser turbulento e hidráulicamente rugoso y la relación entre el ancho de la superficie libre y el calado medio en la sección (T/y) debe ser superior a 5,0; con objeto

de asegurar que en la zona central de la sección el flujo sea bidimensional, no influenciado por las márgenes del cauce.

Después de aplicar los criterios de selección anteriormente referidos ha resultado un conjunto de 954 datos de ríos de grava de diferentes partes del mundo, que corresponden a 25 referencias bibliográficas del periodo 1955-2003 así como también a datos propios. Para todos ellos se conoce el valor de v , v_* , y , d_{50} , d_{84} y d_{90} , por lo que la única incógnita en la ecuación (6) es α . El conjunto seleccionado es representativo de un amplio abanico geomorfológico e hidráulico, pues, por ejemplo, la pendiente longitudinal del cauce toma valores entre el 0,001% y el 16%; d_{50} varía entre 7 mm y 0,5 m y la sumersión relativa para dicho percentil entre 0,23 y 283.

El valor de α correspondiente a cada percentil considerado se ha determinado mediante dos procedimientos. En el primero se ha promediado el valor de α calculado para cada uno de los 954 datos seleccionados, al despejarlo de la ecuación (6). En el segundo procedimiento se ha determinado el valor de α mediante la regresión de la ecuación (6) a los 954 datos seleccionados y tomando el criterio de ajuste de mínimos cuadrados. Consiguientemente, se obtendrán dos valores de α para cada percentil granulométrico considerado.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la tabla 2 se presenta el valor de α calculado para cada percentil granulométrico considerado y según los dos procedimientos establecidos (promedio de valores individuales y regresión a la base de datos). De acuerdo con los resultados, la rugosidad equivalente es aproximadamente entre 2,5-3,0 veces d_{90} , entre 3-4 veces d_{84} y entre 6-8 veces d_{50} . El valor de α calculado mediante el primer procedimiento resulta algo superior para los tres diámetros; ya que en dicho procedimiento los 954 datos contribuyen en igual medida al promedio calculado, mientras que en el segundo procedimiento el peso de cada dato depende de la distribución de los 954 datos en el plano ($y/d_1—v/v_*$). Los valores citados se encuentran dentro del rango de variación que se desprende de la literatura revisada (tabla 1) y son muy similares a los considerados por BRAY (1982) y expuestos previamente.

La variabilidad de α , dado un percentil granulométrico, es importante, tal y como atestigua el valor del coeficiente de variación (tabla 2) en los resultados del primer procedimiento. En la figura 1 se ha representado para cada uno de los 954 datos la relación entre el índice de clasificación del sedimento (expresado como d_{84}/d_{50}) y el valor de α correspondiente a d_{90} ; con objeto de detectar la influencia de la heterogeneidad de tamaños del sedimento en la rugosidad equivalente. Como se puede apreciar en dicha figura, el índice de clasificación considerado no explica la variancia de α (lo que coincide con los hallazgos de MILLAR (1999)), aunque se pone de manifiesto la dispersión de valores de este último coeficiente.

En la figura 2 se ha representado la relación existente para cada dato entre el índice de movilidad del sedimento (τ/τ_c), calculado éste como el cociente entre la tensión de corte media en el lecho ($\tau = \gamma \cdot R \cdot S$, siendo γ el peso específico del agua) y la tensión crítica de inicio del movimiento de las partículas del lecho (evaluada mediante la expresión propuesta por ACKERS & WHITE (1973): $\tau_c = 0,029 \cdot (\gamma_s - \gamma) \cdot d_{84}$, siendo γ_s el peso específico de las partículas de sedimento), y el valor de α correspondiente a d_{90} . El propósito de la figura 2 es detectar la posible influencia del transporte de fondo en el valor de la rugosidad equivalente. No se ha detectado correlación significativa entre las variables analizadas, aunque se percibe gráficamente de forma tenue cierta tendencia al incremento de α con la magnitud del transporte. Debe tenerse presente, sin embargo, que la proporción de datos, sobre el total, para los que se predice acarreo intenso ($\tau/\tau_c > 2-3$) es muy reducida.

En virtud del resultado de los análisis de correlación bivalente expuestos en los párrafos precedentes la variabilidad detectada en la rugosidad equivalente podría atribuirse a una serie de

factores. En primer lugar cabe destacar el efecto de las formas de fondo características de lechos de grava, tanto de pequeña escala (p. ej. agrupación de partículas), como de gran escala (secuencias rápido-poza y escalón-poza). La variabilidad de α también podría atribuirse en algún grado al efecto de las desviaciones que pueden darse en la relación entre z_o y k_s o en el valor del coeficiente de turbulencia de Karman respecto de los valores asumidos en ambos casos. Asimismo, es necesario tener presente el efecto que sobre el valor de α puedan ejercer los datos cuya sumersión relativa sea reducida, motivado por el hecho de que en dichos casos es cuestionable la validez del perfil de distribución de velocidad logarítmico. Por último, no hay que olvidar la contribución a la dispersión de la rugosidad equivalente que se observa en los datos seleccionados de los errores de medida (no despreciables en la hidrometría de ríos de montaña) y de los diferentes grados de desviación respecto de las hipótesis de régimen uniforme y cauce prismático.

CONCLUSIONES

La rugosidad equivalente en ríos de grava, determinada asumiendo que el perfil vertical de velocidad sigue la ley logarítmica de Prandtl-Karman, es aproximadamente entre 2,5-3,0 veces d_{90} , entre 3-4 veces d_{84} y entre 6-8 veces d_{50} . Los valores citados se encuentran dentro del rango de variación que se desprende de la literatura revisada. No se ha detectado correlato de regresión bivalente entre, por una parte, la dispersión granulométrica del sedimento y el índice de movilidad del sedimento y, por otra, el coeficiente multiplicador de cada percentil granulométrico.

BIBLIOGRAFÍA

- ACKERS, P. & WHITE, W.R.; 1973. Sediment transport new approach and analysis. *Journal of the Hydraulics Division*. 99(11): 2041-2060.
- BATHURST, J.C.; 1982. Theoretical aspects of flow resistance. In: R.D., Hey, J.C. Bathurst, & C.R. Thorne (eds.), *Gravel bed rivers*: 83-108. Willey.
- BRAY, D.I.; 1982. Flow resistance in gravel-bed rivers. In: R.D., Hey, J.C. Bathurst, & C.R. Thorne (eds.), *Gravel bed rivers*: 109-137. Willey.
- CHARLTON, F.G.; BROWN, P.M. & BENSON, R.W.; 1978. The hydraulic geometry of some gravel rivers in Britain. *Report N° IT 180*. Hydraulics Research Station. Wallingford.
- CLIFFORD, N.J.; ROBERT, A. & RICHARDS, K.S.; 1992. Estimation of flow resistance in gravel-bedded rivers: a physical explanation of the multiplier of roughness length. *Earth Surface Processes and Landforms*. 17: 111-126.
- COLOSIMO, C; COPERTINO, V.A. & VELTRI, M.; 1988. Friction factor evaluation in gravel-bed rivers. *Journal of Hydraulic Engineering*. 114(8): 861-876.
- GRIFFITHS, G.A.; 1981. Flow resistance in coarse gravel bed rivers. *Journal of the Hydraulics Division*. 107(7): 899-918.
- HEY, R.D.; 1979. Flow resistance in gravel-bed rivers. *Journal of the Hydraulics Division*. 105(4): 365-379.
- LEE, A.J. & FERGUSON, R. I.; 2002. Velocity and flow resistance in step-pool streams. *Geomorphology*. 46: 59-71.
- LEOPOLD, L.B.; WOLMAN, M.G. & MILLER, J.P.; 1964. *Fluvial Processes in Geomorphology*. Dover Publications. NY.
- LIMERINOS, J.T.; 1970. Determination of the Manning coefficient from measured bed roughness in natural channels. *Water Supply Paper 1898-B*. U.S. Geological Survey. Washington.
- LÓPEZ, R. y BARRAGÁN, J.; 2003. Expresiones para la determinación del factor de fricción en ríos de fuerte pendiente. *Ingeniería Civil*. 130: 43-50.
- MILLAR, G.R.; 1999. Grain and form resistance in gravel-bed rivers. *Journal of Hydraulic Research*. 37(3): 303-312.
- NIKURADSE, J.; 1933. Strömungsgesetze in rauhen Röhren. *Verien Deutscher Ingenieure Forschungsheft*. 361.
- PARKER, G. & PETERSON, A.W.; 1980. Bar resistance of gravel-bed streams. *Journal of the Hydraulics Division*. 106(10): 1559-1575.

- PITLICK, J.; 1992. Flow resistance under conditions of intense gravel transport. *Water Resources Research*. 28: 891-903.
- VAN RIJN, L.C.; 1982. Equivalent roughness of alluvial bed. *Journal of the Hydraulics Division*. 108(10): 1215-1218.
- WHITING, P.J. & DIETRICH, W.E.; 1990. Boundary shear stress and roughness over mobile alluvial beds. *Journal of Hydraulic Engineering*. 116(12): 1495-1511.

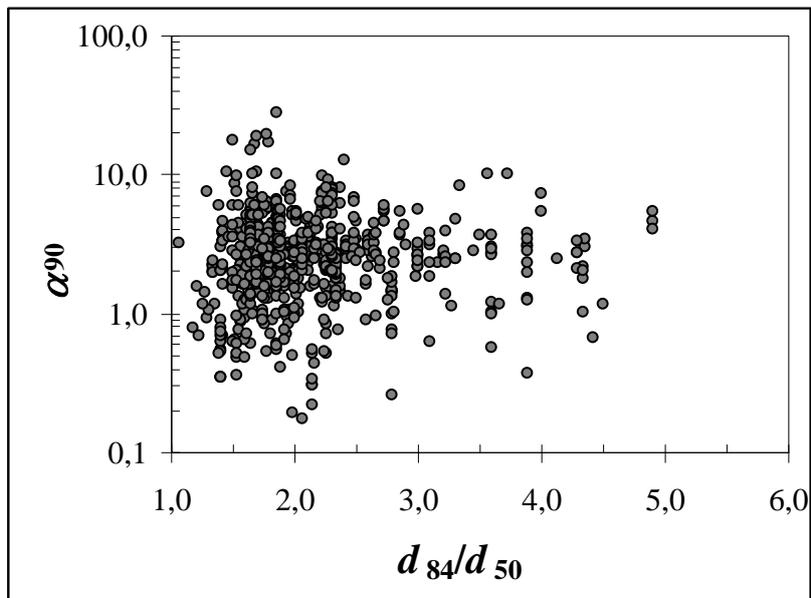


Figura 1. Relación entre el índice d_{84}/d_{50} y α correspondiente a d_{90} .

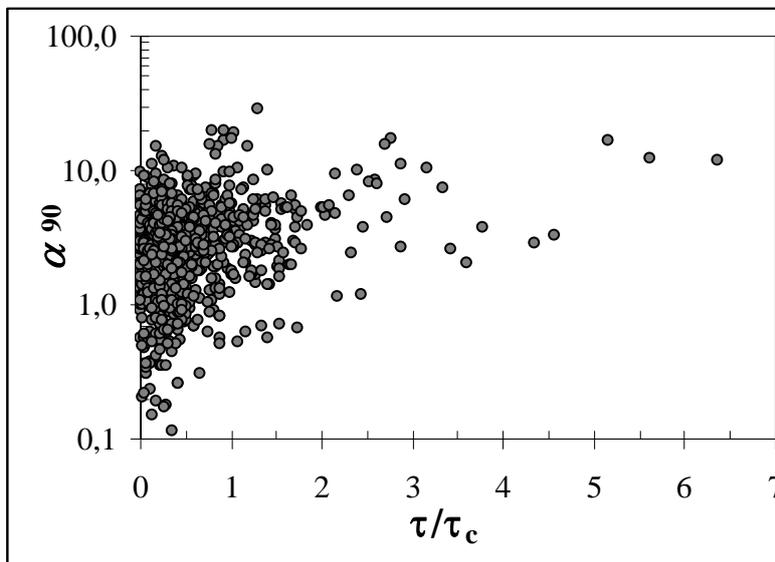


Figura 2. Relación entre el índice τ/τ_c y α correspondiente a d_{90} .

Tabla 1. Síntesis de valores del coeficiente de proporcionalidad (α) determinados por diferentes autores en ríos y canales de laboratorio de lechos granulares.

Referencia	α_{50}	α_{84}	α_{90}	Observaciones
NIKURADSE (1933)	1,0			Lecho de arena casi uniforme de disposición artificial.
LEOPOLD <i>et al.</i> (1964)		3,9		Datos de ríos.
LIMERINOS (1970)	8,2	3,2		Datos de ríos.
CHARLTON <i>et al.</i> (1978)	7,4		3,5	Incluye datos de ríos con lecho fijo y móvil.
HEY (1979)		3,5		Datos de ríos.
PARKER & PETERSON (1980)			2,0	Datos de ríos.
GRIFFITHS (1981)	5,0			Datos de ríos con lecho fijo.
BRAY (1982)	6,8	3,5	3,1	Datos de ríos.
VAN RIJN (1982)			3,0	Datos de canal de laboratorio con lecho de arena plano, fijo y móvil.
COLOSIMO <i>et al.</i> (1986)		3,6		Datos de ríos.
WHITING & DIETRICH (1990)		3,0		Lecho plano de arena y grava , fijo y móvil
CLIFFORD <i>et al.</i> (1992)		3,5		Datos de ríos.
PITLICK (1992)		3,0		Lecho plano de grava, fijo o móvil.
MILLAR (1999)	5,9	2,9		Datos de ríos.
LEE & FERGUSON (2002)		3,9		Ríos de bolos en escalón y poza
LÓPEZ y BARRAGÁN (2003)		3,4		Ríos con pendiente superior al 1% y $\kappa = 0,38$

α_{50} , α_{84} y α_{90} denotan, respectivamente, el coeficiente de proporcionalidad (α) resultante de tomar d_{50} , d_{84} y d_{90} como diámetro característico en la determinación de la rugosidad equivalente (k_s).

Tabla 2. Valores del coeficiente de proporcionalidad (α) determinados para el conjunto de 954 datos seleccionados según los dos métodos aplicados.

	Método 1 (Promedio)		Método 2 (Regresión)	
	Valor	Cv(%)	Valor	R ²
α_{50}	8,19	85,4	6,07	0,69
α_{84}	3,78	82,3	2,89	0,72
α_{90}	3,24	82,8	2,48	0,72

α_{50} , α_{84} y α_{90} denotan, respectivamente, el coeficiente de proporcionalidad (α) resultante de tomar d_{50} , d_{84} y d_{90} como diámetro característico en la determinación de la rugosidad equivalente (k_s); Cv denota el coeficiente de variación y R² el coeficiente de determinación.