



ESTUDIO DE LA RELACIÓN DE LA RUGOSIDAD TOPOGRÁFICA OBTENIDA A PARTIR DE DATOS LIDAR Y GPS CON EL COEFICIENTE DE RUGOSIDAD N DE MANNING

*Study of the relationship of topographic roughness obtained from LIDAR
and GPS data with the roughness coefficient n-manning*

G. Colmenárez(1), J. E. Pardo-Pascual(1), L. A. Ruiz(1) & F. Segura Beltrán(2)

(1) Grupo Cartografía GeoAmbiental y Teledetección (CGAT), Dpto. Ingeniería Cartográfica,
Geodesia y Fotogrametría. Universidad Politécnica de Valencia. Camino de Vera, s/n 46022, Valencia

(2) Departament de Geografia. Universitat de València. Av. Blasco Ibáñez, 28 - 46010 Valencia
E-mail: jepardo@cgf.upv.es - Fax 963 87 75 59

Resumen: Una de las fórmulas más utilizadas para medir la velocidad del flujo del agua en cauces no aforados es la de Manning. La estimación del coeficiente de rugosidad n de Manning, presenta problemas de subjetividad, dificultad y costo para su obtención. Este estudio evidencia el potencial que presentan los modelos digitales de rugosidad topográfica, obtenidos a partir de modelos LIDAR y GPS para explicar dicho coeficiente, ya que al ser relacionados con valores del coeficiente n , calculados en campo para 34 parcelas de estudio (tramos del río Palancia), se pudo constatar que existe una correlación entre ambos valores. Estos resultados muestran dicho potencial y perfilan la posibilidad de obtener, en un futuro, el coeficiente n de Manning de manera objetiva, precisa y eficiente.

Palabras Clave: Modelo de rugosidad topográfica, tecnología LIDAR, coeficiente n-Manning, modelo digital de elevaciones, velocidad media del agua, cauces naturales, caudal y GPS-RTK.

Abstract: One of the frequently used formulas to measure the velocity of water flow in channels are not volumetric flasks is the Manning, to it's use be requires knowing the value of the roughness coefficient n , being at this level where they have plethora of problems related to subjectivity, difficulty and cost to obtain this coefficient by the forms traditionally used. This study demonstrates the potential that presented digital topographic roughness models obtained from LIDAR and GPS data to explain this coefficient, as being related to n Manning values calculated for 34 study parcels (sections of the Palancia river), it was found that a correlation exists between the two values. These results demonstrate the potential and are hopeful to obtained for not too distant future this coefficient in manner objective, accurate, fast, efficient and economical.

Keywords: Topographic roughness model, LIDAR technology, coefficient n-Manning, digital elevation model, average velocity of water, natural channels, flow and GPS-RTK.



G. Colmenárez, J. E. Pardo-Pascual, L. A. Ruiz & F. Segura Beltrán (2010). Estudio de la relación de la rugosidad topográfica obtenida a partir de datos LIDAR y GPS con el coeficiente de rugosidad N de Manning. *Rev. C. & G.*, 24 (1-2), 135-151.

Introducción

La tecnología LIDAR se concibe como una técnica de teledetección que obtiene las coordenadas X, Y, Z mediante un sistema aerotransportado que emite pulsos láser, estos inciden sobre el terreno u objeto de la superficie, se reflejan y son registrados por el receptor. Conocida la posición exacta del avión en ese instante a través del sistema inercial de medición del avión, el sistema de posicionamiento global (GPS) y el tiempo que tarda el impulso láser en la trayectoria de ida y vuelta, se puede establecer la posición X, Y, Z del punto sobre el terreno u objeto en superficie donde se registró el impacto del pulso láser (Shan y Sampath, 2007).

En este estudio, se han utilizado datos obtenidos mediante la tecnología LIDAR para generar un modelo digital del terreno que describa la rugosidad del cauce natural (Modelo Digital de Rugosidad, a partir de ahora MDR) y evaluar su potencial para estimar la rugosidad del lecho. Para ello se relacionan los valores de rugosidad promedio obtenidos a partir del MDR con los valores del coeficiente n de Manning calculados a partir de mediciones realizadas en campo y de esta manera obtener dicho coeficiente de forma indirecta. El planteamiento de dicho objetivo se basa en la hipótesis de que la topografía detallada del cauce obtenida a partir de los datos LIDAR permitirá conocer la rugosidad del lecho, permitiendo orientar en cuanto al valor del coeficiente de rugosidad n -Manning. Además, se estudiará el efecto de la densidad de puntos X, Y y Z sobre los valores de rugosidad obtenidos a partir de un modelo LIDAR con una densidad de 1 punto/m² y otro obtenido a partir de datos GPS-RTK cuya densidad es de 2 puntos/m².

Según Ruberto *et al.* (2004), la determinación del coeficiente de rugosidad implica estimar la resistencia al escurrimiento que posee un canal. En ausencia de canales aforados, la fórmula de Manning [1] es, según los autores Gioia y Bombardelli (2002), una fórmula empírica que se usa para calcular la velocidad media del flujo del agua impulsada por la gravedad en canales abiertos.

$$V = [Rh^{2/3} * J^{1/2}] / n, \text{ Sánchez, (2004) [1]}$$

Según Knighton (1998) la velocidad es una de las variables más sensibles que poseen los canales abiertos, ya que depende de una gran cantidad de factores, entre los que podemos mencionar la pendiente longitudinal de la lámina de agua (J), el Radio hidráulico (Rh), que da una idea de la forma del canal al representar la relación entre el área y el perímetro de la sección del cauce y el coeficiente de rugosidad n de Manning (n). Este coeficiente expresa la rugosidad total del canal (Robert, 2003), que se produce debido a la forma del canal, el calibre de los sedimentos, la presencia de vegetación e incluso la fricción de la superficie del agua con el aire. En este sentido cabe resaltar el hecho de que al generar el MDR sólo se mide alguna de las variables (forma de canal, vegetación) de todas las que considera el coeficiente n de Manning.

La estimación del coeficiente de Manning a partir de tablas (Chow, *et al.*, 1994), presenta un elevado grado de subjetividad, que algunos autores han intentado obviar utilizando métodos alternativos. Una manera un poco más objetiva de obtenerlo es a partir del calibre de los sedimentos, colectados mediante muestreos de campo (Segura, 1990; Lane, 2000). Sin embargo, Crossoli *et al.* (2003) han sugerido que estos métodos tienen la desventaja de ser destructivos y costosos. Sugieren como alternativa el empleo del método de la fotografía vertical, sólo o en combinación con imágenes de satélite QuickBird de alta resolución (Crossoli *et al.*, 2003, Verdú *et al.*, 2005). Según estos autores, el método ofrece amplias ventajas en comparación con los métodos de muestreo del material superficial, aunque tiene el inconveniente de que las fotos sólo abarcan una pequeña porción del territorio.

La tecnología LIDAR puede proporcionar información topográfica de alta resolución con precisiones del orden de entre 1 y 0,5 m en planimetría, dependiendo de la densidad de puntos tomados por m², y 15 cm en altimetría (Glen *et al.*, 2005; Gómez *et al.*, 2005), por lo que el uso de esta técnica ofrece una serie de ventajas, destacando la precisión, fiabilidad, rentabilidad y rapidez, y la toma de medidas precisas en objetos lejanos e inaccesibles y, sobre todo, permite la modelización rápida y precisa del terreno.

La obtención de modelos del terreno a partir de esta tecnología es relativamente fácil y rápida ya que el receptor puede discriminar entre un primer pulso y pulsos sucesivos. El primer pulso enviado por el emisor LIDAR rebotará sobre el primer objeto sólido que se encuentre en su trayectoria (edificios, árboles, etc.) y el segundo pulso atravesará la vegetación y muy probablemente rebote en la superficie del suelo, obteniendo así información de las coordenadas X, Y, Z dentro de zonas densamente pobladas de árboles o inaccesibles, en donde mediciones a partir de la topografía clásica o GPS serían casi imposibles de realizar.

Los datos LIDAR requieren un adecuado preprocesado y filtrado antes de generar los modelos digitales de elevación (MDE). Diversos autores, como Bartels *et al.* (2006), han realizado propuestas de empleo de algoritmos específicos que permiten, tras una correcta segmentación de la información original, clasificar los puntos tomados por el sensor como pertenecientes a la superficie del terreno o a otros objetos superpuestos a la misma.

En los últimos años hemos asistido a una auténtica eclosión de estudios donde se evalúa el potencial que esta nueva fuente de información geográfica supone para adquirir una mejor comprensión y aproximación de la configuración de la superficie del terreno y del modelaje hidrológico para la generación de mapas de flujo (Mouton 2005). Autores como Glenn *et al.*, (2005); McKean y Roering (2004); Staley *et al.*, (2006) utilizaron datos LIDAR para caracterizar y diferenciar la morfología y actividad de los movimientos de masa. Análogamente, Frankel *et al.*, (2007) lograron determinar satisfactoriamente el desplazamiento de dos abanicos aluviales gracias a la precisión y exactitud que ofrece la tecnología LIDAR. Mas recientemente, autores como Cavalli *et al.*, (2008) han utilizado modelos digitales de elevación MDE de 0,5 y 1m de tamaño de celda para el reconocimiento de los cauces, ya que pudieron distinguir entre escalones, rápidos y pozas.

Además del empleo de los datos LIDAR, en el presente trabajo se han utilizado levantamientos realizados con dispositivos de sistemas de posicionamiento global en modo cinemático en

tiempo real (GPS-RTK). En concreto, en nuestro caso se ha empleado un sistema conocido como VRS, mediante el que las correcciones diferenciales se obtienen en tiempo real a partir de la señal que envía de forma constante vía internet el Institut Cartogràfic Valencià. Este método resulta sumamente preciso y de hecho algunos autores (Lou y Chen, 2008) han cuantificado su precisión en valores mejores a los 3 cm planimetría y altimetría sobre el elipsoide. En nuestro caso, los datos fueron adquiridos en el sistema ETRS-89 y transformados posteriormente a ED50 (para mantener la coherencia con los datos LIDAR), calculándose la altura ortométrica sobre el mismo modelo de geoide empleado en el levantamiento LIDAR, de forma que los datos pudieran ser combinados.

En el presente estudio se utilizan los MDE obtenidos a partir de LIDAR y GPS-RTK para caracterizar la rugosidad topográfica. Este parámetro morfométrico, tal como ya señalaba Felicísimo (1994), al contrario de lo que ocurre con el cálculo de modelos digitales de pendiente, orientaciones y de curvatura, sigue sin disponer de un criterio único o básico para ser calculado y, quizá por ello, no está implementado en ningún Sistema de Información Geográfica comercial. Diversos autores han aplicado métodos conceptualmente distintos para su evaluación. En nuestro caso y tras hacer pruebas con distintas aproximaciones hemos decidido utilizar los MDR obtenidos mediante el método de los vectores unitarios, inicialmente propuesto por Felicísimo (1994), en la forma algorítmica que planteaban Álvarez *et al.*, (2002) y que también han empleado McKean y Roering, (2004). En el apartado de metodología se describirá con detenimiento.

2. Area de estudio

El área de estudio se localiza en la cuenca media del río Palancia, entre las localidades de Torres Torres, Algimia de Alfara y Alfara de Algimia (Fig. 1), donde se han seleccionado tres zonas rectangulares en las que se ubicaron las 34 parcelas de estudio (Tabla 1).

Para seleccionar las parcelas de estudio se efectuó una revisión de las ortofotos, mapa de

Tabla 1. Coordenadas de las tres zonas de estudio y parcelas de estudio que las conforman.
 Table 1. Coordinates of the three study zones and their correspondent study parcels.

Zona de estudio	Coord. Esquina superior Izquierda		Coord. Esquina inferior Derecha		Parcelas de estudio	Observación
	X	Y	X	Y		
1	727.958	4.403.283	728.487	4.402.825	“A” hasta la “G” e “I” hasta la “L”	Uso 30 y datum ED-50
2	728.574	4.402.419	728.897	4.402.314	“P” hasta la “Z” y “AA” hasta la “AC”	Uso 30 y datum ED-50
3	728.660	4.401.007	728.919	4.400.503	“L1” hasta la “O”	Uso 30 y datum ED-50

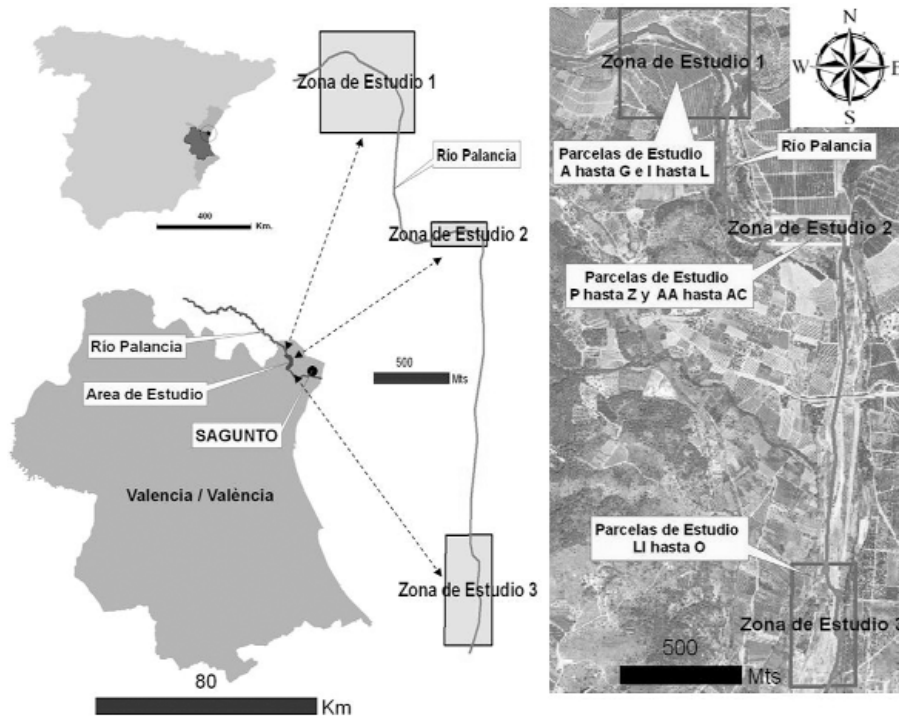


Figura 1. Ubicación relativa de la Zona objeto de Estudio, se aprecian las 3 zonas de estudio y las parcelas de estudio (tramos del río) que se encuentran dentro de cada zona de estudio.
 Figure 1. Relative location of the area under study. Three study zones are shown and the study parcels (sections of the river) considered.

pendientes, curvas de nivel y MDE, seleccionándose tres zonas heterogéneas desde el punto de vista topográfico para asegurar una buena representatividad topográfica del río Palancia. En cada zona se delimitaron tramos del río con cauce activo. Así tenemos que para la zona 1 se ubicaron y midieron 13 parcelas de estudio (tramos del río), 14 parcelas de estudio en la zona 2 y 7 parcelas de

estudio en la zona 3, para un total de 34 parcelas de estudio (Fig. 1). En la definición de los tramos se consideraron variables como la accesibilidad, debido a la dificultad que supondría llegar a sitios de difícil acceso con el equipo utilizado, por lo que se decidió que la zona a evaluar debería tener un acceso relativamente sencillo. En este sentido, se dispuso de ortofotos obtenidas del Sistema de

Información Geográfico de Parcelas Agrícolas (SIGPAC).

3. Adquisición de los datos

Para el presente estudio se ha partido tanto de datos topográficos de alta densidad como de mediciones de flujo tomadas por los autores en campo.

3.1. Datos topográficos

Se han utilizado dos familias de datos: los registros LIDAR y los tomados con GPS-RTK.

Los datos LIDAR han sido cedidos por la Confederación Hidrográfica del Júcar y corresponden a un levantamiento realizado el año 2003 con una precisión original de 1 punto/m². En realidad, la información de partida para este estudio ha sido el MDE, el MDS y un modelo de intensidades, todo ello en formato ráster con un paso de malla de 1 m (Fig. 2b).

Para los levantamientos DGPS realizados en campo, se empleó el dispositivo GPS-RTK Leica 1200 Smarth Rover con correcciones en tiempo real vía internet. Se realizó un “barrido” en las diferentes parcelas de estudio (Fig. 4), tomando datos GPS cada medio metro aproximadamente

(Fig. 2a), levantándose tanto las orillas del río como el lecho del mismo, con lo que se logró disponer de la forma detallada del mismo al mismo tiempo que fueron tomados los datos de velocidad del flujo. Los puntos medidos con el GPS poseen sus coordenadas UTM proyectadas en el sistema ETRS89, por lo que fue necesario transformarlas al ED50 para unificarlos con los datos LIDAR disponibles. Esta transformación se realizó con el uso del software libre desarrollado por González-Matesanz y Dalda-Mourón (2008) del Instituto Geográfico Nacional de España denominado “Spain ED50 to ETRS89 datum transformation”, versión 2.1. Este software realiza la transformación empleando modelado de distorsión de mínima curvatura, válido para España peninsular y Baleares.

Una vez se dispusieron todos los datos en formato compatible, se generó un MDE completo, insertando los nuevos datos –que sólo cubren las zonas medidas– en los datos LIDAR que poseen una cobertura más amplia. Ello se hizo de la siguiente forma: (1) se transformaron los datos ráster LIDAR a puntos. (2) Se superpusieron las parcelas en las que se había medido los nuevos datos con GPS y se eliminaron de ellas los datos procedentes del LIDAR, (3) se insertaron en esas áreas los nuevos datos tomados con GPS-RTK, (4) con todos los datos se generó un MDE TIN y, posteriormente, se rasterizó con una resolución de

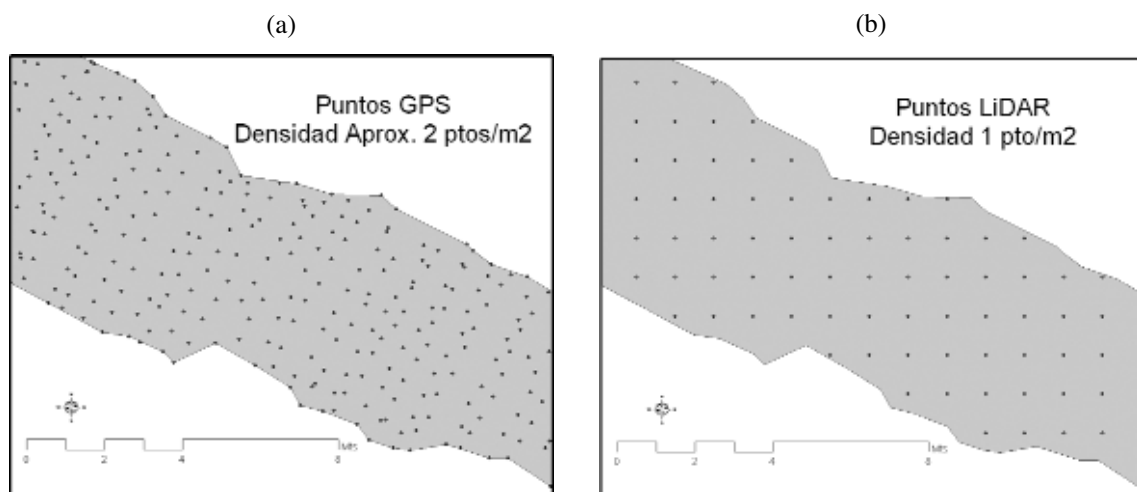


Figura 2. Diferencia de densidad de puntos entre los datos GPS (a) y LIDAR (b).
 Figure 2. Difference between the density of GPS data (a) and LIDAR data (b).

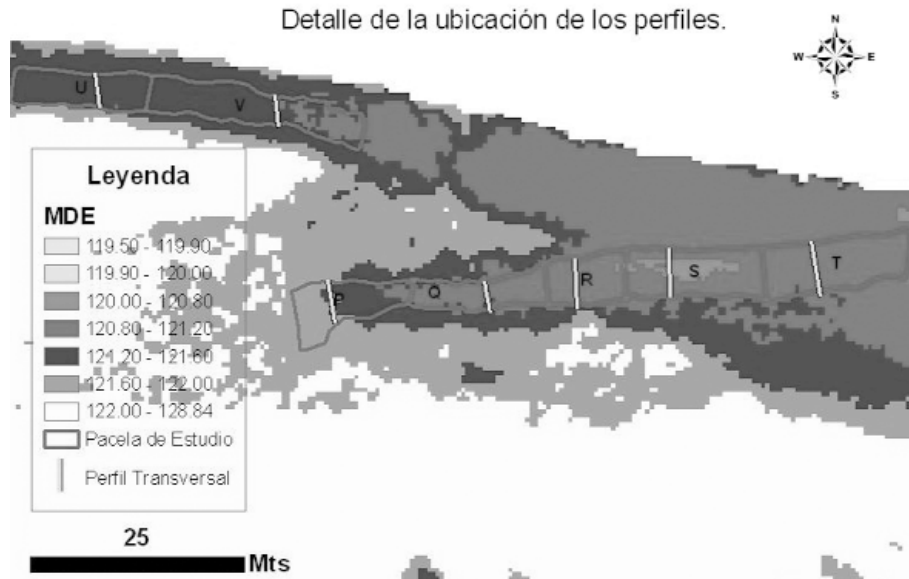


Figura 3. Ubicación de los perfiles transversales dentro de las parcelas de estudio.
Figure 3. Location of the cross – sections within the study areas.

un metro. Este ha sido el MDE que llamaremos GPS y que posteriormente sería manipulado para obtener el modelo de rugosidades.

3.2. Medida de la velocidad y cálculo de la n de Manning

Una vez medida la forma del cauce y todas las características resaltantes de las 34 parcelas de estudio (tramos del río) con los levantamientos GPS-RTK (Fig. 6), se hicieron los cálculos de las velocidades del flujo, y la n -Manning.

Las medidas de velocidad del flujo se realizaron los días 24 al 26 de octubre, 1 y 2 de noviembre del 2008, 22 al 24 de febrero y 5 al 7 de Marzo del 2009. Se seleccionaron tres zonas que cumplieran con las premisas de fácil acceso y proximidad a áreas pobladas, además de los aspectos técnicos de representatividad del grueso de las condiciones topográficas de toda el área de estudio, necesarias para validar, correlacionar y evaluar las hipótesis de partida. Se seleccionaron distintas parcelas de medición dentro de cada zona, considerándose para ello básicamente variaciones de velocidad, material de fondo y ancho del cauce.

El trabajo en campo consistió, en primer lugar, en fijar los perfiles transversales in situ (Fig. 5) para cada una de las 34 parcelas de estudio (Fig. 3). La velocidad media del agua fue medida para cada una de las parcelas diseñadas y materializadas en campo (Fig. 6). Para esta medición se aplicó la técnica sugerida por autores como Whiting (2003). El elemento flotante usado fue una esfera de plástico de 40 mm de diámetro, ya que gracias a su forma se disminuye la probabilidad de que la misma se quede atascada entre material vegetal u otro obstáculo del camino.

Para cada parcela de estudio se midió el tiempo que tardó la esfera flotante en desplazarse desde el punto “a” al punto “b” por lo menos cuatro veces, calculándose así un tiempo promedio. Según Whiting, (2003), el tiempo mínimo que se debe medir al aplicar esta metodología es de 20 segundos. En este estudio, el tiempo promedio medido para todas las parcelas de estudios fue de 39 segundos. Conocida la longitud de la parcela de estudio, que va desde el punto “a” al punto “b” y aplicando la fórmula [2], se calcula la velocidad media del agua en cada tramo.



Figura 4. Detalle de toma de datos GPS en una de las parcelas de estudio.
Figure 4. Detail of GPS data acquisition in one of the study parcels.



Figura 5. Vista del perfil transversal en el canal natural.
Figure 5. Cross-sections in the natural channel.

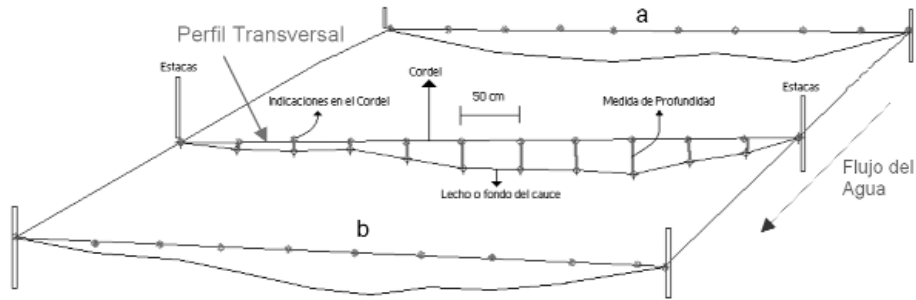


Figura 6. Mediciones en los perfiles transversales.
 Figure 6. Measurements in the cross-section.

$$V_{a-b} = \text{Dist}_{a-b} / T_{a-b} \quad [2]$$

donde:

V_{a-b} = Velocidad promedio en el perfil del río que va desde el punto “a” hasta el “b”.

Dist_{a-b} = Distancia que separa el punto “a” del punto “b” en el río.

T_{a-b} = Tiempo promedio que tarda el flotador en recorrer la distancia desde “a” hasta “b”.

Con los datos de campo se procedió a calcular la velocidad, el radio hidráulico, la pendiente de la lámina de agua, el caudal y, finalmente, la n de Manning para cada una de las 34 parcelas de estudio.

Mapa de Rugosidades de la Zona de Estudio 2.

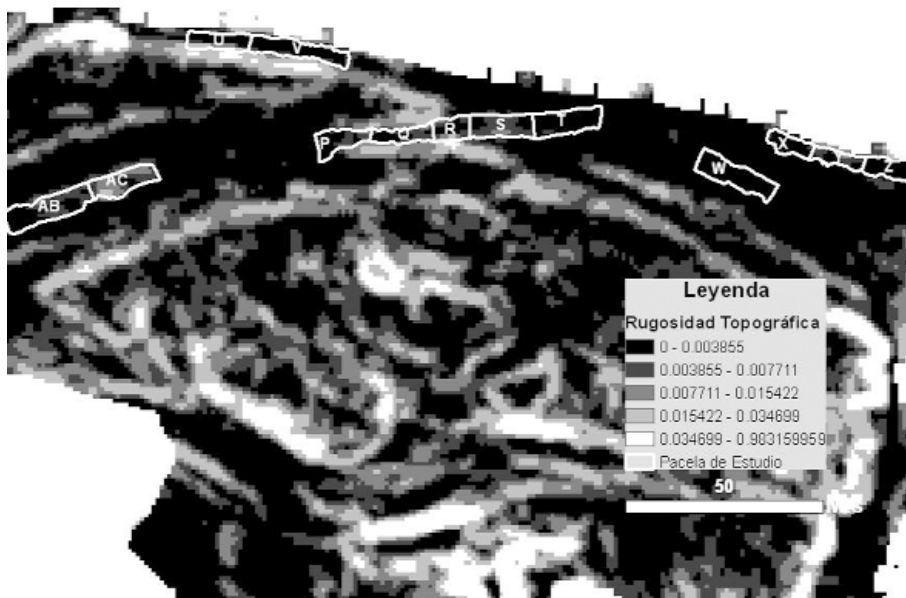


Figura 7. Modelo Digital de Rugosidades (MDR).
 Figure 7. Digital Roughness Model (DRM).

4. Cálculo de la rugosidad topográfica

La rugosidad es una variable que mide la cantidad y frecuencia de las irregularidades que están presentes en la superficie del terreno. El método que aquí hemos empleado para parametrizar la rugosidad parte de la suma vectorial de los vectores gradientes de cada uno de los píxeles del MDE (Fig. 7). El vector gradiente queda definido como aquel que se posiciona perpendicularmente a la máxima inclinación del terreno. De hecho, el parámetro pendiente del terreno se refiere al ángulo que forma el vector gradiente con la vertical, y la orientación del terreno al ángulo que forma la proyección de dicho vector sobre la horizontal respecto al norte. Si hacemos una suma vectorial de un vecindario de 3x3 píxeles y obtenemos el promedio de dicha suma su valor nos indicará si los píxeles inmediatos presentan una elevada homogeneidad en pendiente y orientación (superficies lisas) o si esta es muy escasa (superficies rugosas). De hecho, si el promedio de la suma vectorial es igual a la unidad ello implica que todos los vectores gradientes sumados tienen la misma inclinación y dirección (rugosidad nula). Si por el contrario el valor se acerca a cero, ello implicará que las direcciones y pendientes de los distintos vectores gradientes son sumamente dispares (máxima rugosidad).

El algoritmo específico aplicado para obtener el modelo de rugosidad topográfica (MDR) ha sido el propuesto por Alvarez *et al.*, (2002). En primera instancia, se deben calcular los modelos digitales de pendientes (MDP) y el modelo digital de orientaciones (MDO). A partir de estos dos modelos se calculan las coordenadas rectangulares x_i , y_i y z_i del vector unitario perpendicular a la superficie en un punto i , a partir de la pendiente (γ_i) y la orientación (ϕ_i), según las siguientes expresiones:

$$x_i = \text{sen}\gamma_i \cos\phi_i [3] \quad y_i = \text{sen}\gamma_i \text{sen}\phi_i [4] \quad z_i = \text{cos}\gamma_i [5]$$

Finalmente, el valor de rugosidad viene dado por la siguiente expresión:

$$\text{Rugosidad} = 1 - R = 1 - \frac{\sqrt{\left(\sum_{i=1}^9 x_i\right)^2 + \left(\sum_{i=1}^9 y_i\right)^2 + \left(\sum_{i=1}^9 z_i\right)^2}}{9} [6]$$

5. Resultados y discusión

Los datos de la rugosidad de Manning se han correlacionado con los dos modelos de rugosidad topográfica, el primero obtenido a partir del MDE – LIDAR y el segundo con los datos obtenidos a partir del GPS-RTK. Los cálculos realizados se presentan de manera resumida en la tabla 2.

En la tabla 2 se aprecia que todos los valores calculados para la n de Manning están entre los esperados para cauces naturales (Chow, *et al.*, 1994), lo antes planteado se cumple para todos los valores, excepto para las parcelas “K” e “I”, los cuales presentan valores de n de Manning de 0,016 y 0,384 respectivamente, éstos se salen del intervalo de valores de n de Manning para cauces naturales. La causa de esta anomalía puede tener su origen en la toma de datos en campo, ya que al momento de medir la velocidad del flotador en el cauce se dieron fuertes ráfagas de viento que pudieron alterar su velocidad en el recorrido. Las ráfagas fueron a favor para el caso de la parcela “K” produciendo en el flotador un incremento de la aceleración y, en consecuencia, de la velocidad. En la parcela “I” las ráfagas de viento fueron contrarias al sentido del movimiento del flotador, lo cual redujo su velocidad. Por ello, se decidió no tomar en consideración estos datos para el análisis estadístico.

Por otra parte, se aprecia que existen valores negativos para la variable pendiente de la línea de agua, específicamente para las parcelas “F” y “R”, lo cual, aunque es posible desde el punto de vista hidráulico, desde la perspectiva matemática no lo es, ya que la raíz de un número negativo existe sólo en el grupo de los números imaginarios, en consecuencia los valores para estas parcelas tampoco fueron considerados en el análisis estadístico.

5.1. Variación del caudal

El cálculo del caudal se realizó para comprobar que los coeficientes n de Manning calculados a partir de los datos medidos en campo fueran coherentes, ya que para parcelas de estudio vecinas y mediciones realizadas en un mismo día el caudal debería ser parecido, aunque como indica Whiting

Tabla 2. Resumen de los datos de campo y de los modelos de rugosidad (MDR).
 Table 2. Summary of the field data and the roughness models (DRM).

Parcela	Veloc (m/seg)	Rh	Pend, LA (m/m)	n Manning	Q (m ³ /s)	Pend - Talweg (%)	Prom Rug. GPS	Prom Rug. LIDAR	Día toma de dato
A1	0,787	0,17	0,005	0,028	3,015	0,006	0,002	0,001	02/11/2008
A2	0,371	0,08	0,005	0,036	0,364	0,006	0,002	0,002	01/11/2008
B1	1,454	0,18	0,013	0,024	4,058	0,708	0,002	0,002	02/11/2008
B2	1,174	0,22	0,015	0,038	1,773	1,333	0,002	0,005	02/11/2008
C	1,414	0,34	0,014	0,040	6,603	4,998	0,005	0,004	02/11/2008
E1	1,268	0,09	0,028	0,025	0,659	2,010	0,002	0,003	02/11/2008
E2	1,316	0,14	0,026	0,034	1,605	2,517	0,001	0,004	02/11/2008
F	0,388	0,12	-0,003	-	0,427	-0,344	0,002	0,001	01/11/2008
G	0,571	0,14	0,008	0,041	0,531	2,702	0,003	0,001	01/11/2008
I	0,094	0,45	0,004	0,384	0,517	-0,704	0,013	0,002	22/02/2009
J	0,916	0,14	0,012	0,033	0,971	1,563	0,004	0,002	22/02/2009
K	0,383	0,26	0,000	0,016	0,608	-0,254	0,006	0,000	22/02/2009
L	0,918	0,10	0,026	0,039	0,698	8,231	0,008	0,005	22/02/2009
LI_1	0,564	0,26	0,003	0,037	0,739	-0,772	0,011	0,003	23/02/2009
LI_2	0,405	0,26	0,003	0,058	0,530	8,012	0,024	0,008	23/02/2009
M_1	0,925	0,11	0,025	0,040	0,324	3,157	0,014	0,007	23/02/2009
M_2	0,949	0,10	0,022	0,034	0,266	3,091	0,008	0,006	23/02/2009
N	0,241	0,31	0,003	0,108	0,390	0,737	0,027	0,012	23/02/2009
Ñ	0,235	0,05	0,008	0,052	0,040	0,867	0,005	0,002	24/02/2009
O	0,132	0,02	0,004	0,037	0,021	0,409	0,002	0,001	24/02/2009
P	0,371	0,02	0,047	0,044	0,033	5,662	0,004	0,004	24/02/2009
Q	0,364	0,07	0,013	0,053	0,080	1,681	0,005	0,002	24/02/2009
R	0,156	0,15	-0,002	-	0,130	0,635	0,007	0,003	24/02/2009
S	0,105	0,11	0,001	0,056	0,068	-0,556	0,005	0,002	24/02/2009
T	0,285	0,08	0,001	0,025	0,128	0,098	0,002	0,001	24/02/2009
U	0,185	0,07	0,003	0,051	0,057	-0,083	0,008	0,006	06/03/2009
V	0,277	0,06	0,005	0,040	0,069	1,000	0,003	0,003	06/03/2009
W	0,514	0,04	0,009	0,025	0,118	0,883	0,001	0,001	06/03/2009
X	0,336	0,07	0,007	0,042	0,114	0,102	0,002	0,001	07/03/2009
Y	0,503	0,08	0,019	0,050	0,116	1,885	0,004	0,003	07/03/2009
Z	0,514	0,09	0,009	0,038	0,231	0,843	0,002	0,002	07/03/2009
AA	0,440	0,11	0,005	0,036	0,647	0,038	0,002	0,001	08/03/2009
AB	1,059	0,23	0,011	0,038	1,514	1,269	0,004	0,001	08/03/2009
AC	1,041	0,26	0,005	0,028	1,624	1,080	0,008	0,002	08/03/2009

(2003), el método empleado para medir la velocidad es relativamente poco preciso y, por tanto, es razonable que produzca imprecisiones del orden de entre el $\pm 10 - 20\%$ lo que, sin duda, afectará a los valores del caudal.

Al observar los valores de caudal para las parcelas analizadas descubrimos que en algunas de ellas los valores son claramente coherentes entre sí, pero en otras no lo son. En realidad, esta aparente incoherencia no es tal sino, simplemente, que el análisis se ha realizado sobre un cauce trenzado en el que aparecen múltiples canales y, por tanto, el flujo se bifurca y converge en distintas posiciones. En la figura 8 se muestran, sobre la zona de estudio

2, las líneas que seguía el flujo el día de la medición (Fig. 8a) y las diferencias que se encuentran entre las distintas secciones controladas (Fig. 8b). Se aprecia, en ese caso, que las diferencias entre las parcelas "P", "Q", "R", "S" y "T" se deben a que el flujo sobre el canal medido recibe aportaciones y sufre pérdida que hacen que no haya continuidad en el caudal.

Por el contrario, si se analizan los casos de las parcelas "U" y "V", las cuales son contiguas y entre ellas no hay ni pérdidas ni aportaciones, los caudales son similares (0,057 m³/seg y 0,069 m³/seg) es decir, se diferencia un 17%, menos por tanto de lo esperado. Igualmente, si se analizan los

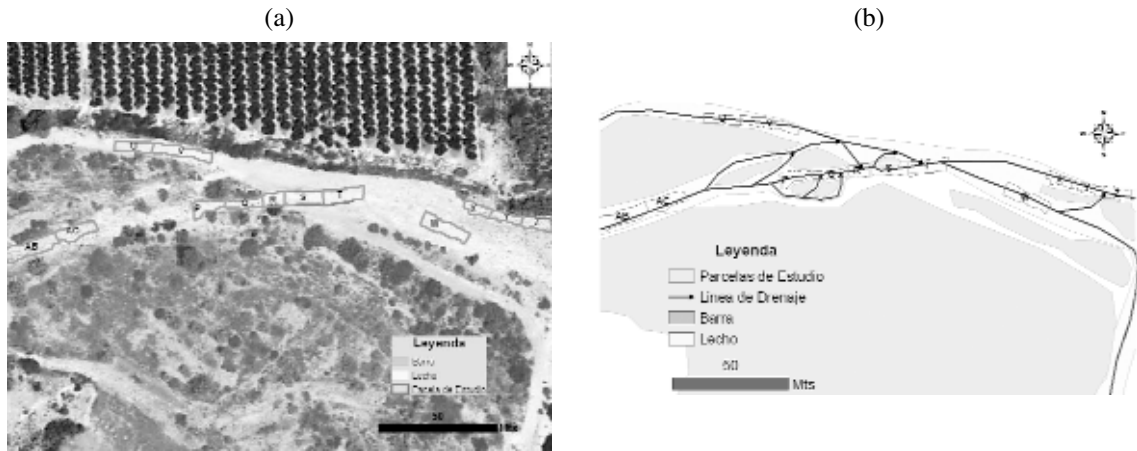


Figura 8. Mapa de la Zona de Estudio 2 mostrando sus barras, (a) con ortofoto y (b) con canal.
 Figure 8. Map of the Zone of Study 2 showing bars, (a) whit orthophoto and (b) whit flow.

caudales en las parcelas contiguas “AB” (1,514 m³/seg) y “AC” (1,624 m³/seg) la diferencia es de sólo el 6,7%.

La coincidencia en el caudal -en los lugares sin bifurcaciones- se ha de producir, obviamente, en aquellos casos en que no haya una modificación significativa del canal (por ejemplo si se mide en una misma jornada). Ello, sin embargo, no ha sido siempre así. Resulta interesante comparar los

caudales registrados en la parcela “A” medidos en dos días consecutivos (los días 1 y 2 de noviembre de 2008), en los que se produjeron fuertes precipitaciones que provocaron que el caudal aumentara significativamente (0,364 m³/seg el primer día y 3,015 m³/seg el segundo). De hecho, este cambio no se asoció sólo a un aumento de la velocidad del flujo sino a un cambio en la dimensión del área de mojado (fig. 9).

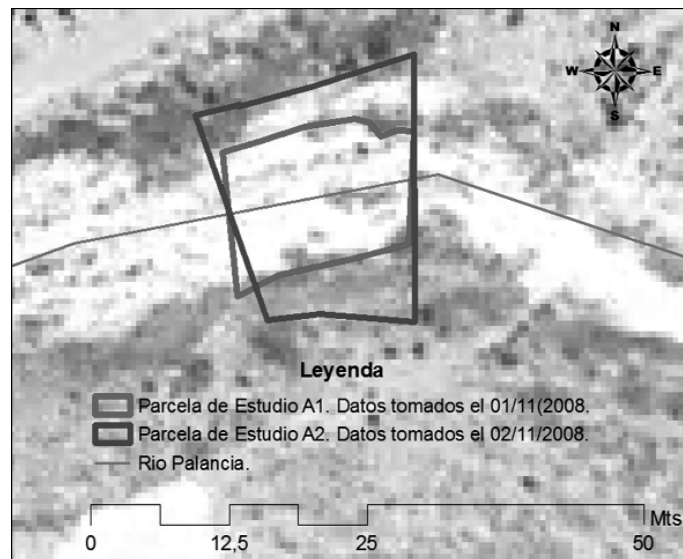


Figura 9. Mapa de parcelas A1 y A2, con caudales diferentes.
 Figure 9. Map of A1 and A2 plot with different flow rates.

5.2. Descripción estadística de los datos de Rugosidad Topográfica

Se han calculado los estadísticos descriptivos básicos de la rugosidad topográfica para las 34 parcelas de estudio y se ha podido observar que su comportamiento es similar para todos los casos. En la figura 10 se muestra el histograma de frecuencia del modelo digital de rugosidad obtenido a partir de los datos LIDAR para la zona de estudio 2 (en concreto para el sector que aparece cartografiado en la figura 7). En él se aprecia claramente que los valores de baja rugosidad son los más abundantes. Las áreas más rugosas constituyen sobre todo los límites de distintos cuerpos sedimentarios (Fig. 7) que se hallan en el cauce (barras, islas) o en su borde (márgenes). Este hecho se ve reflejado en los valores obtenidos para la curtosis (16,036) lo cual nos indica que la configuración del histograma es muy apuntada (leptocúrtica), y para la asimetría que, al ser positiva, indica la concentración de los datos hacia los valores de menor rugosidad.

Para cada parcela de estudio se promedió el valor de la rugosidad obtenida para todos los

píxeles que conformaban las mismas, estos valores promedios se presentan en la tabla 2, específicamente en las columnas rugosidad topográfica a partir de modelos GPS (Prom Rug, GPS) y rugosidad topográfica a partir de modelos LIDAR (Prom Rug, LIDAR). Como se puede apreciar en las tablas 3 y 4 que representan los resultados del análisis estadístico de los datos de rugosidad topográfica para los modelos GPS y LIDAR respectivamente, se corroboran los resultados obtenidos a nivel de píxel para ambos casos, en el sentido de que los datos se encuentran fuertemente concentrados hacia los valores de menor rugosidad topográfica, este hecho se evidencia debido a los resultados de curtosis (leptocúrtica) y simetría positiva para ambos casos. Sin embargo, vale la pena profundizar en el hecho de que los datos a partir del modelo GPS presentan una mayor varianza ($3,8 \cdot 10^{-5}$) y rango (0,27), el cual es prácticamente el doble del obtenido a partir de los datos del modelo LIDAR (0,11). Al ser mayor la varianza para los datos obtenidos a partir del modelo GPS, es de esperar que este represente mejor la variabilidad topográfica de la zona.

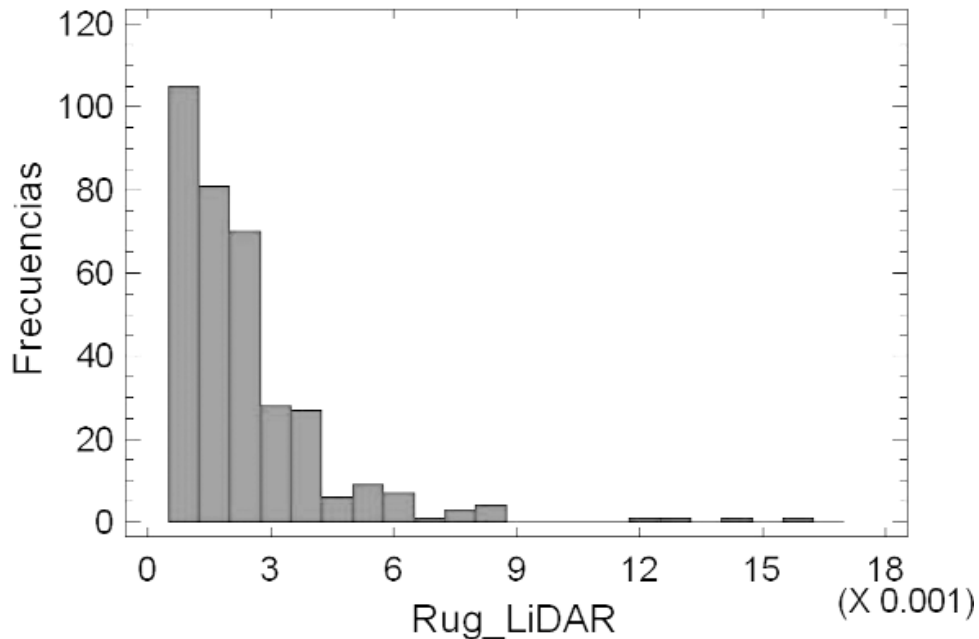


Figura 10. Histograma de frecuencias para la rugosidad LIDAR.
 Figure 10. Histogram of frequencies for the LIDAR roughness.

Tabla 3. Estadísticos de la rugosidad Promedio obtenida a partir de datos GPS.

Table 3. Statistics of the average roughness obtained from GPS data.

Muestra	30
Promedio	0.00573333
Varianza	0.0000384782
Desviación Estándar	0.00620308
Mínimo	0.001
Máximo	0.027
Rango	0.026
Simetría	5.42555
Curtosis	6.66413

Tabla 4. Estadísticos de la rugosidad Promedio obtenida a partir de datos LIDAR.

Table 4. Statistics of the average roughness obtained from LIDAR data.

Muestra	30
Promedio	0.00323333
Varianza	0.00000652989
Desviación Estándar	0.00255536
Mínimo	0.001
Máximo	0.012
Rango	0.011
Simetría	3.89179
Curtosis	4.0317

Obviamente, los valores de rugosidad obtenidos a partir de los datos LIDAR y GPS siguen una tendencia parecida (Fig. 11) pero se puede observar que en los valores altos de rugosidad se aprecian variaciones muy marcadas, mientras que éstas resultan menos evidentes en aquellos valores de rugosidad más baja. Ello, probablemente, se relaciona con la densidad de los datos originales. La mayor densidad de datos GPS hace que se registren las pequeñas inflexiones del terreno que, en el caso de datos más groseros, quedan generalizadas. También es importante tomar en consideración la forma en que se registra el dato: con la medición GPS se mide una posición puntual (allí donde se coloca la antena), mientras que el dato LIDAR promedia un valor de la señal láser con forma cónica que desde el punto emisor va abriéndose hasta el terreno. El valor de posición y cota que da por tanto es un valor promedio de toda la huella de terreno abarcada. Esto sugiere que si se desea caracterizar la rugosidad del terreno a partir de datos LIDAR deberían hacerse levantamientos con densidades de datos por superficie mayores a 1 punto/m².

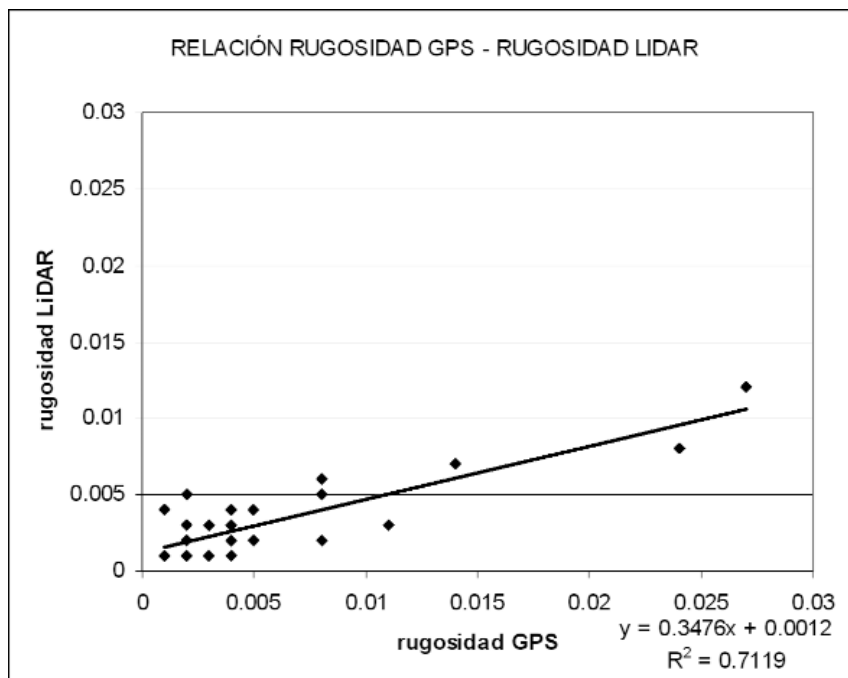


Figura 11. Relación entre los valores de rugosidad media de cada parcela obtenida a partir del MDE - LIDAR y del MDE - GPS.
 Figure 11. Relationship between values of roughness average for each plot obtained from LIDAR - DEM and GPS - DEM.

5.3. Relación entre las variables Rugosidad topográfica Vs. n-Manning

La muestra a partir de la cual se realizó el análisis de correlación estadística está compuesta de 30 parcelas, a cada una de las cuales le corresponde un dato estadístico (Fig. 12). Se

observa que la mayoría de los datos se encuentran concentrados hacia valores bajos de rugosidad topográfica, este hecho era de esperar ya que la selección de las parcelas se realizó en zonas de fácil acceso, poca profundidad y sin obstáculos en general (vegetación, árboles, grandes rocas, entre otros), para preservar los equipos utilizados.

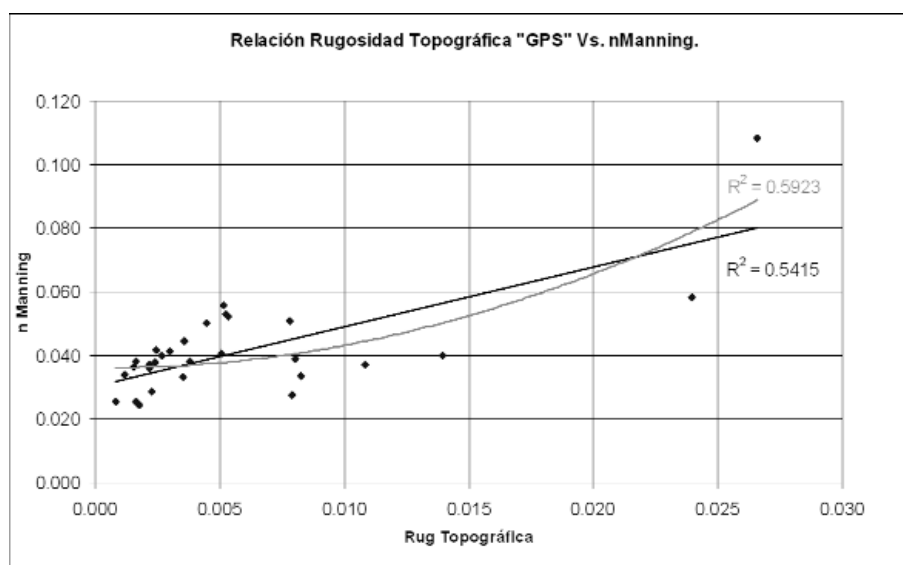


Figura12. Relación de rugosidad topográfica GPS Vs. n-Manning.
Figure12. Relationship of topographic roughness GPS versus n-Manning.

Se puede apreciar que los datos muestran una correlación de tipo lineal (línea negra) y polinómica de 2º grado (línea naranja), siendo en líneas generales esta última la que mejor representa la relación entre las variables estudiadas (Fig.12). La rugosidad topográfica calculada presenta un $R^2= 0,54$ para el tipo lineal y para el tipo polinómica de segundo grado un $R^2= 0,59$. Estos resultados sugieren que existe significativo grado de relación entre las variables.

Si el análisis se hace entre las rugosidades obtenidas con datos LIDAR respecto a los valores de coeficiente n Manning, se aprecia que aquí también existe un comportamiento similar al descrito anteriormente, manteniéndose la tendencia directamente proporcional de la relación (Fig. 13), sin embargo, existe una ligera variación en los coeficientes de determinación de ambas corre-

laciones, aquí $R^2= 0,49$ para el ajuste lineal, siendo, por tanto, peor que el obtenido con los datos GPS. Sin embargo, si el ajuste es a una función polinómica de segundo grado la relación parece mejorar sustancialmente ($R^2= 0,67$), siendo incluso más alta que la alcanzada con los datos de rugosidad obtenidos a partir de GPS.

El estudio de ambas gráficas resulta sumamente sugerente: por una parte parece claro que existe una clara relación entre la rugosidad topográfica deducida mediante datos topográficos de alta densidad y el parámetro de rugosidad n que se aplica en la fórmula de Manning. Sin embargo, las relaciones que se observan entendemos que, aún no son lo suficientemente robustas como para poder hacer estimaciones de n directamente a partir de las funciones polinómicas deducidas dado que los coeficientes de determinación no son lo sufi-

topográfica a partir de datos LIDAR y GPS. Se evidencia que los datos topográficos de alta densidad presentan un alto potencial para explicar el coeficiente de rugosidad n . Se pudo constatar que a medida que aumenta la densidad de puntos sobre el terreno (de 1 punto/m² a 2 puntos/m²), mejora el detalle de la topografía del mismo y, en consecuencia, mejoran considerablemente los resultados de correlación obtenidos. Los resultados son esperanzadores para poder explicar variables hidráulicas relacionadas con la topografía del terreno, concretamente el parámetro n usado en la fórmula de Manning. Aunque los valores de correlación todavía no son lo suficientemente robustos para realizar estimaciones precisas basándonos en las funciones polinómicas obtenidas, el hecho de que exista una clara relación entre la rugosidad topográfica obtenida a partir de datos topográficos de alta densidad (LIDAR y/o GPS) y el factor n nos motiva a seguir profundizando una solución efectiva para obtener dicho parámetro de una manera más objetiva, precisa y eficiente.

La comparación realizada con dos modelos procedentes de datos con desigual densidad de información permite concluir la conveniencia de emplear datos con la mayor densidad y precisión espacial posible. Más aún, los resultados alcanzados sugieren que para un futuro se trabaje sobre modelos raster de medio metro de resolución espacial.

A modo de conclusión general podemos indicar que el empleo de datos LIDAR poseen un creciente potencial para explicar de manera satisfactoria una gran cantidad de variables relacionadas con la topografía de un área dada, gracias a su exactitud, rapidez y relativo bajo coste. Para el caso concreto del estudio de los cauces naturales consideramos que si bien aun falta mucho camino por recorrer y explorar, se está avanzado rápidamente y entendemos que en un plazo relativamente corto podrán deducirse valores como el factor n de la fórmula de Manning con mayor precisión y objetividad a como se han ido obteniendo de forma tradicional.

Agradecimientos

El presente trabajo se ha realizado gracias a la

colaboración de la Confederación Hidrográfica del Júcar que nos ha cedido amablemente los datos LIDAR.

Agradecemos la financiación por parte del Ministerio de Ciencia e Innovación y el FEDER, en el marco de los proyectos CTM2006-11767/TECNO, CGL2006-11242-C03-02, CGL2006-11242-C03-03, CGL2009-14220-C02-01 (subprograma BTE), CGL2009-14220-C02-02 (subprograma BTE).

Además agradecemos también a la Universidad Centrocidental "Lisandro Alvarado", Barquisimeto-Venezuela que ha hecho posible los estudios de Doctorado del primer autor de este texto.

Agradecemos, por último, el apoyo y las observaciones realizadas por Sergio Navarro y Pascual Garrigues del Departamento de Ingeniería Cartográfica, Geodesia y Fotogrametría de la Universitat Politècnica de València en el manejo de los sistemas GPS-RTK en modo VRS.

Referencias

- Álvarez, F.J., Navarrete, L.J., Ruiz, C. & Vico, J. (2002). Integración de la información relativa a la caracterización topográfica de la comarca olivarera "Sierra Magina" (Jaén) en un SIG vectorial. *XIV Congreso Internacional de Ingeniería Gráfica*, Santander-España, Junio 2002, 1-10
- Bartels, M., Wei, H. & Mason, D. C. (2006). DTM generation from LIDAR data using Skewness Balancing. *18th International Conference on Pattern Recognition*. Vol., 1, Hong Kong (China), 566-569.
- Cavalli, M., Tarolli, P., Marchi, L. & Fontana, G. D. (2008). The effectiveness of Airborne LIDAR data in the recognition of channel-bed morphology. *Catena*, 73 (3), 249-260.
- Chow, V., Maidment, D.R. & Mays, L. W. (1994). *Hidrología aplicada*. Ed. McGraw Hill, Buenos Aires, 584 pp.
- Felicísimo, A., 1994. *Modelos digitales del terreno. Introducción y aplicaciones en las ciencias ambientales*, Pentalfa Ediciones, Oviedo. 220 pp.
- Frankel, K. L., Dolan J. F., Finkel R. C., Owen L. A., & Hoeft J. S. (2007). Spatial variations in slip rate along the Death Valley-Fish Lake Valley fault system determined from LIDAR topographic data and cosmogenic ¹⁰Be geochronology. *Geophysical Research Letters*, 34 (L18303), 1-6.
- Glenn, N., Streutker, D., Chadwick, D., Thackray, G. & Dorsch, S. (2005). Analysis of LIDAR-derived topographic information for characterizing and differentiating landslide morphology and activity. *Geomorphology* 73 (1-2), 131-148.
- Knighton, D. (1998). *Fluvial Forms & Processes a new Perspective*. Arnold, London, 400 pp.
- Lane, S.N. (2001). The measurement of gravel-bed river

- morphology. En: *Gravel-Bed Rivers V* (M Paul Mosley, ed.). New Zealand Hydrological Society, Wellington (New Zealand), 291-337.
- Lou, L. & Chen, Y. (2008). The Precision and Accuracy of Shanghai VRS Network. En: *Observing our Changing Earth*. (M.G. Sideris, ed.). Springer, Perugia (Italia), 719-723.
- McKean, J. & Roering, J. (2004). Objective landslide detection and surface morphology mapping using high-resolution airborne laser altimetry, *Geomorphology* 57 (3-4), 331-351.
- Mouton, A. (2005). *Generating Stream Maps Using LIDAR Derived Digital Elevation Models and 10-m USGS DEM*. University of Washington. (En: http://www.ruraltech.org/pubs/theses/mouton/mouton_ms_thesis.pdf.)
- Robert, A. (2003). *River Processes. An Introduction to Fluvial Dynamics*. Oxford University Press Inc, New York (USA), 240 pp.
- Ruberto, A., Carreras, J. & Depettris, C. (2004). Estudio exploratorio de la sensibilidad del coeficiente de rugosidad en un río de llanura. *Comunicaciones Científicas y tecnológicas 2003*. Universidad Nacional del Nordeste, Chaco-Corrientes (Argentina), Resumen: T-046 pp. 1-4.
- Sánchez, F.J., 2004. Cálculo aproximado de la altura de inundación. Universidad de Salamanca. Salamanca (España). (En: http://web.usal.es/javisan/hidro/complementos/Calculo_altura_agua.pdf.)
- Segura, F. (1990). Procesos Fluviales en lechos con materiales gruesos. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 16 (1-2), 123 – 138.
- Shan, J. & Sampath, A. (2007). Urban Terrain and Building Extraction from Airborne LIDAR Data. En: *Urban Remote Sensing* (Q. Weng & Quattrochi. D.A, eds.). CRC Press, Boca Raton (USA), 21 – 42.
- Staley, D.M., Wasklewicz, T.A. & Blaszczyński, J.S. (2006). Surficial patterns of debris flow deposition on alluvial fans in Death Valley, CA using airborne laser swath mapping data. *Geomorphology* 74 (1-4), 152 – 163.
- Verdú, J.M., Batalla, R.J. & Martínez-Casasnovas, J.A. (2005). High-resolution grain-size characterisation of gravel bars using imagery analysis and geo-statistics. *Geomorphology* 72 (1-4), 73 – 93.
- Whiting, P. (2003). Flow Measurement and Characterization. En: *Tools in Fluvial Geomorphology* (G. Mathias Kondolf & Hervé Piégay, eds.). John Wiley & Sons Ltd, Chichester (Inglaterra), 323-340.