

# SIMULACIÓN HIDROLÓGICA BASADA EN SIG: SENSIBILIDAD A FACTORES DE ESCALA

Sandra G. García<sup>1</sup>, Félix Francés<sup>2</sup> y Joaquín Andreu<sup>2</sup>

## Resumen

En este trabajo se aplica una herramienta operativa en tiempo real, que integra información espacial estática y dinámica en distintas escalas temporales así como modelos de simulación y pronóstico hidrológico basados topográficamente bajo un Sistema de Información Geográfica (SIG). Su objetivo último es asistir a sistemas de alerta contra avenidas, donde el proceso de toma de decisión debe realizarse en un corto período temporal. Dado el amplio uso de los Modelos Digitales de Elevación (MDE) en modelación hidrológica, el problema de identificar automáticamente la extensión real de la red de drenaje presenta un interés notable. Metodologías objetivas son requeridas para identificar el área umbral contribuyente –determinante de la densidad de drenaje– más conveniente a utilizar en modelación hidrológica; una técnica es presentada. Se analiza la sensibilidad a la selección del área umbral y tamaño de celda, que presentan propiedades morfométricas y de escala de las redes de drenaje, así como resultados hidrológicos basados en una función de transferencia agregada. Se investiga cómo cambios en la resolución espacial afectan la propagación del flujo a la salida de la cuenca, utilizando modelos de Hidrograma Unitario (HU) distribuidos. Se identifican propiedades invariables con la escala que caracterizan el comportamiento de algunos parámetros hidrogeomorfológicos distribuidos, analizando su grado de afección frente a la resolución del MDE.

**Palabras clave:** Garantía de suministro de agua, escenarios de cambio climático, criterios de reparto de agua, gestión de embalses.

## INTRODUCCIÓN

En ambientes áridos y semiáridos, caracterizados por cauces efímeros, la gran variabilidad espacio-temporal de las precipitaciones unida a la escasez de eventos de avenida dificulta la calibración de los pocos modelos existentes para estas zonas. Ante estos hechos el desarrollo y utilización de modelos hidrológicos distribuidos espacialmente, cuyos parámetros son determinados sobre la base de la topografía y cartografía temática, resulta la opción más recomendable.

El aviso ante crecidas de respuesta rápida o "flash flood", características de estas zonas, sobre la base de pronósticos hidrológicos obtenidos a partir de la integración de información hidrometeorológica en tiempo real como la suministrada por los Sistemas Automáticos de Información Hidrológica (SAIH), campos pluviométricos provenientes de teledetección y pronósticos meteorológicos, es

un modo de reducir los daños ocasionados por las avenidas. La utilidad del pronóstico hidrológico aumenta en función de la rapidez con que se obtenga, siendo la utilización de precipitación cuantitativa pronosticada y observada en tiempo real la opción más idónea.

En este trabajo se intentará dar respuesta a una serie de cuestiones que se presentan al trabajar con modelos de transformación precipitación-aportación basados topográficamente, donde sus funciones de transferencia pueden ser agregadas o distribuidas.

Al usar como función de propagación del flujo a la salida de la cuenca un modelo agregado, como el HU Geomorfológico, surgen algunas preguntas: ¿Cuál es la densidad de avenamiento más apropiada? ¿Dependen las propiedades morfométricas y propiedades de escala (cocientes de Horton y dimensiones fractales) de la red de drenaje extraída

<sup>1</sup> Universidad Politécnica de Cartagena. Departamento de Ingeniería Térmica y de Fluidos. Sandra.García@upct.es

<sup>2</sup> Universidad Politécnica de Valencia. Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente. ffrances@hma.upv.es ximoand@upvnet.upv.es  
Artículo recibido el 13 de noviembre de 2000, recibido en forma revisada el 15 de enero de 2002 y aceptado para su publicación el 7 de mayo de 2002. Pueden ser remitidas discusiones sobre el artículo hasta seis meses después de la publicación del mismo siguiendo lo indicado en las "Instrucciones para autores". En el caso de ser aceptadas, éstas serán publicadas conjuntamente con la respuesta de los autores.

desde el MDE, de la selección del área umbral ( $A_{\text{umbral}}$ ) y del tamaño de celda? Finalmente, ¿son insensibles los resultados hidrológicos a la selección del tamaño de la celda?

Hay muchos métodos para extraer automáticamente redes de drenaje desde el MDE. El más común es especificar un  $A_{\text{umbral}}$ , que define el área mínima de drenaje requerida para iniciar un cauce. Montgomery y Foufoula-Georgiou (1993) proponen dos métodos generales en la identificación de redes de drenaje desde MDE, según sea  $A_{\text{umbral}}$  constante o que varíe con la pendiente. En la práctica este valor de  $A_{\text{umbral}}$ , directamente relacionado con la localización de las cabeceras de los cauces y densidad del avenamiento, se selecciona a partir de la similaridad visual entre la red extraída desde el MDE y la digitalizada en mapas topográficos. Se considera que éste método no es concluyente, al igual que opinan otros autores (La Barbera y Roth, 1994), por la influencia de la subjetividad del cartógrafo sobre el resultado. La localización de las cabeceras de los cauces tiene una gran importancia para el estudio de la respuesta del paisaje a los cambios introducidos en el terreno por actividades antrópicas (urbanización, prácticas agrícolas, etc.) o los cambios climáticos. Como los MDE se usan cada vez más en estudios hidrológicos, el problema de la definición de la escala de iniciación de los cauces tiene un interés notable.

Si por el contrario se usan como funciones de transferencia hidrológica modelos de HU distribuidos, estimados para cada celda o grupo de celdas que presenten igual tiempo de viaje a la salida de la cuenca, se plantean una serie de cuestiones: ¿están influidos por el tamaño de la celda los parámetros distribuidos extraídos desde el MDE, geomorfológicos e hidrodinámicos? ¿Es posible identificar propiedades invariables con la escala que caractericen las distribuciones espaciales de los parámetros? ¿Cómo cambios en la resolución espacial afectan los resultados hidrológicos?

Para abordar estos objetivos en este artículo, se ha requerido el desarrollo de metodologías que usen de modo eficaz información con una alta variabilidad espacio-temporal. Se propone para ello el uso del entorno Shyska (García, 1997; García, 2000), desarrollado con funciones integradas en un SIG, que:

- Combina información desde tecnologías de última generación de adquisición de datos en tiempo real, tales como los sistemas SAIH y teledetección (campos de precipitación).

ción (campos de precipitación).

- Integra herramientas avanzadas de procesamiento de información para simulación y pronóstico en tiempo real. Incorpora modelos hidrológicos distribuidos e híbridos basados topográficamente.

- Extrae automáticamente desde el MDE parámetros relevantes en la formulación de los modelos hidrológicos integrados.

## ASPECTOS METODOLÓGICOS

### Modelos hidrológicos

En zonas áridas y semiáridas las características de los chubascos (altas intensidades y cortas duraciones) y de los suelos con bajas intensidades de infiltración (además de la elevada intensidad de evaporación), inhiben la recarga a los posibles acuíferos, dando como resultado que el flujo superficial sea el único contribuyente al flujo en la mayor parte de los cauces. De acuerdo a lo que opinan distintos autores como Lange et al. (1999), el flujo superficial controla el balance hidrológico y ecológico en zonas áridas y semiáridas. Los procesos hidrológicos implicados pueden reducirse a generación y propagación del escurrimiento hasta la salida de la cuenca. El modelo de generación de exceso de precipitación se basa en el modelo del SCS, modificado para su aplicación a escala de celda en la que se divide a la cuenca. Francés y Benito (1995) desarrollaron esta metodología con la posibilidad de modificación del número de curva (CN) en cada celda, de tal forma que se tuviera en cuenta la humedad antecedente del evento. En este artículo, se utiliza la posibilidad de estimar el término de sustracción inicial ( $I_a$ ) con una relación del tipo:

$$I_a \approx \mu S \quad (1)$$

siendo  $\mu$  un parámetro (por defecto igual a 0.2) y  $S$  la máxima infiltración acumulada potencial que puede producirse, con resultados equivalentes.

La distribución espacial del CN es estimada automáticamente en el SIG, en función de cartografía temática en formato digital. Se aplica un comando espacial desarrollado por Srinivasan y Engel (1991), que asigna un valor de CN para cada celda según las Tablas del SCS, en función de la combinación de las distribuciones espaciales de los usos del suelo, grupo hidrológico del suelo, prácticas o manejo agrícola y condición hidrológica. Es-

te comando ha sido modificado, como parte del presente trabajo, para incluir combinaciones inicialmente no consideradas pero presentes en la cuenca de estudio. Las funciones de transferencia hidrológica aplicadas, se basan en modelos de HU distribuidos y agregados, descritos a continuación.

**Modelo de traslación pura (T.P.)**

La traslación de la precipitación neta desde cada celda a la salida de la cuenca, es realizada usando la curva superficie-tiempo para la cuenca. Este tipo de modelación, es útil en el caso de cuencas pequeñas con efectos mínimos de almacenamiento. La curva superficie-tiempo indica la distribución de la superficie de la cuenca ( $\Delta A_i$ ) que contribuye al escurrimiento a la salida de la cuenca general como una función del tiempo de viaje. Estas superficies están delimitadas por isocronas. El hidrograma de escurrimiento directo puede expresarse como:

$$Q_n = \sum_{i=1}^n \frac{P_{ij} \Delta A_i}{\Delta t} \tag{2}$$

donde  $j=n-i+1$  y  $P_{ij}$  = precipitación neta media para todas las celdas de la isocrona  $i$ , en el intervalo temporal  $j$ . Modelos de T.P. han sido integrados también en entornos SIG por distintos autores (Maidment, 1993; Muzik, 1996).

**Modelo de traslación-almacenamiento (T.A.)**

Si se considera una combinación de un canal lineal seguido de un embalse lineal, la expresión del Hidrograma Unitario Instantáneo (HUI) de cada celda es (Maidment et al., 1996):

$$u(t) = 0 \quad \text{para } t < T_s \tag{3}$$

$$u(t) = \frac{1}{T_r} \exp\left(-\frac{t-T_s}{T_r}\right) \quad \text{para } t \geq T_s$$

donde  $u(t)$  es el HUI [ $T^{-1}$ ] y  $t$  el tiempo. Cada celda que compone el camino del flujo, presenta un tiempo de traslación  $T_s$  en un canal lineal más un tiempo de residencia  $T_r$  en un embalse lineal. El modelo presenta un parámetro  $\beta$ , constante para toda la cuenca, que se define como:

$$\beta = \frac{T_r}{T} \tag{4}$$

siendo  $T = T_s + T_r$  el tiempo de viaje total del flujo desde cada celda hasta la salida de la cuenca.

Se estima el hidrograma de escurrimiento directo con una ecuación de convolución espacial como la siguiente:

$$Q_n = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^J \Delta A_j P_{i,j} h_{n-i+1,j} \tag{5}$$

siendo  $\Delta A_j$  el incremento  $j$  de superficie y  $h_{n-i+1,j}$  el hidrograma unitario a escala de celda. Francés y Benito (1995) han propuesto el uso de un modelo T.A., considerando un valor único de la velocidad del flujo y de la constante de recesión para toda la cuenca.

En el presente trabajo, se considera la distribución espacial de la velocidad del flujo constante a lo largo del episodio, independientemente del caudal circulante. Pilgrim (1976) ha demostrado que en condiciones de flujos bajos a medios hay una variación significativa de la velocidad con el caudal, pero en condiciones de flujos medios a altos los tiempos de viaje y las velocidades medias llegan a ser casi constantes, indicando la existencia de una relación lineal en este rango de caudales. Según distintos autores (Pilgrim, 1976; Olivera y Maidment, 1999) con la subdivisión de la cuenca en celdas no superpuestas, la linealidad del sistema de propagación implica que la respuesta a su salida sea aproximadamente la suma de las respuestas de cada celda, como se realiza en las ecuaciones (2) y (5).

**Modelo de Hidrograma Unitario Instantáneo Geomorfológico (HUIG)**

El HUIG originalmente desarrollado por Rodríguez-Iturbe y Valdés (1979), une la respuesta hidrológica de la cuenca a sus parámetros geomorfológicos y al parámetro dinámico de velocidad del flujo. El HUI fue interpretado como la distribución de frecuencia de los tiempos de viaje de una gota de agua a la salida de la cuenca. Rosso (1984) derivó una forma analítica del HUI como una función de densidad de probabilidad Gamma con dos parámetros, que en realidad es una combinación de la forma del HUIG (Rodríguez-Iturbe y Valdés, 1979) y el modelo de HUI de Nash, como:

$$u(t) = \frac{1}{K\Gamma(\alpha)} \left(\frac{t}{K}\right)^{\alpha-1} e^{-t/K} \tag{6}$$

donde  $\Gamma()$  es la función gamma, mientras  $\alpha$  (adi-

mensional) y  $K$  [T] son los parámetros de forma y escala del Modelo de Nash, respectivamente. Estos parámetros pueden ser estimados como:

$$\alpha = 3.29 \left( \frac{R_B}{R_A} \right)^{0.78} R_L^{0.07} \quad (7)$$

$$K = \frac{0.7L_\Omega}{v} \left( \frac{R_A}{R_B R_L} \right)^{0.48} \quad (8)$$

siendo  $v$  la velocidad del flujo [L/T],  $L_\Omega$  la longitud del cauce de mayor orden [L],  $R_A$ ,  $R_B$  y  $R_L$  los coeficientes adimensionales de superficie, bifurcación y elongación de Horton, respectivamente. Valdés et al. (1979) sugirieron usar la velocidad máxima (asociada al caudal máximo) como un valor característico de velocidad. Se seguirá este enfoque en el presente trabajo.

#### Generación de datos digitales del terreno: Atributos topográficos

Las cuencas de estudio corresponden a las Cuencas del Río Corneros (Cca. Corneros) y Rambla Salada (Cca. Rbla. Salada) con superficies 550 km<sup>2</sup> y 113 km<sup>2</sup>, respectivamente. Ambas cuencas semiáridas con un régimen marcadamente torrencial, pertenecen a la Cuenca del Río Segura en España. Esta cuenca se incluye en un sistema de alerta contra avenidas en tiempo real, denominado en este caso SAIH-SEGURA, gestionado por la Confederación Hidrográfica del Segura.

Utilizando diferentes metodologías, se han obtenido diferentes MDE tipo ráster con distinto tamaño de celda (100 m, 70 m y 50 m), a partir de interpolación desde curvas de nivel digitalizadas en mapas topográficos a escala 1:50.000. En una de las cuencas de estudio, se ha obtenido un modelo de triángulos irregulares "TIN" como paso intermedio. A partir de los MDE ideales, se han extraído atributos topográficos de interés hidrológico tales como direcciones de desagüe, acumulación del drenaje (número de celdas que drenan a la celda de análisis), pendientes y delineación de cuencas vertientes.

#### EFFECTOS DEL ÁREA UMBRAL Y RESOLUCIÓN DEL MDE SOBRE PARÁMETROS BASADOS EN LA ESTRUCTURA TOPOLÓGICA DE LA RED DE DRENAJE

Utilizando el método de acumulación del flujo y algoritmos de dirección única del flujo según el máximo gradiente, para una serie de  $A_{\text{umbral}}$  constantes, se han extraído automáticamente las redes fluviales para cada resolución considerada en las cuencas de estudio. Frente a las discrepancias en las divisorias de aguas extraídas desde el MDE para distintos tamaños de celda, se ha optado por trabajar con un único límite de cuenca (digitalizada desde mapas topográficos) para realizar los análisis. Se fundamenta este criterio en el objetivo final del trabajo de estudiar cómo los cambios en la resolución espacial afectan la propagación del escurrimiento; de otra forma se estarían introduciendo otros elementos (distintos volúmenes de precipitación y de escurrimiento directo) que influenciarían el comportamiento de los hidrogramas simulados.

Las redes han sido codificadas automáticamente aplicando el esquema de ordenación de Strahler. Se ha observado, que al emplear el método de acumulación del flujo con  $A_{\text{umbral}}$  pequeñas aparecen zonas con igual valor de acumulación donde es prácticamente imposible identificar apropiadamente la red. Este problema no se presenta al utilizar el método "multilevel skeletonization" desarrollado por Meisels et al. (1995) basado en la curvatura de la pendiente para extraer las redes desde el MDE, como indican Ichoku et al. (1996). Por esta limitación los resultados obtenidos con estas superficies pequeñas, no son muy válidos. Este problema, como apuntan Montgomery y Fournelle-Georgiou (1993), es una consecuencia del algoritmo ampliamente utilizado de direcciones del flujo en una única dirección de las 8 posibles según el máximo gradiente. Este método no permite la representación de flujo divergente, sólo se admite que el flujo converja a los valles pero que no diverja en las laderas. Para subsanar este hecho, pueden usarse algoritmos de direcciones múltiples que representen el flujo divergente, como los propuestos por Quinn et al. (1991).

Se van a analizar los efectos de la resolución del MDE y  $A_{\text{umbral}}$  en una serie de parámetros e índices basados en la jerarquía de la red de drenaje, así como en resultados hidrológicos del modelo HUIG de propagación del flujo a la salida de la cuenca.

**Propiedades morfométricas**

Mediante análisis geomorfológicos cuantitativos, se han estimado propiedades morfométricas tales como densidad de drenaje ( $D_d$ ) y frecuencia de cauces ( $F$ ) de las redes fluviales extraídas desde el MDE.

Moglen y Bras (1994) estudiaron la relación entre  $D_d \propto A_{umbral}$  para varias cuencas, definieron una relación potencial del tipo  $D_d \propto A_{umbral}^{-\eta}$ , identificando un valor de  $\eta \approx 0.5$ . Si se ajustan leyes potenciales a los gráficos doblemente logarítmicos de  $D_d$  frente a  $A_{umbral}$ , se llega a identificar un exponente de la ley aproximadamente igual a  $-0.47$ , para ambas cuencas de estudio (Figuras 1a y 1b) y para el intervalo de resolución empleado. Aunque estas variaciones sistemáticas, no indican cuál es el área umbral más apropiada para la extracción de la red de drenaje desde el MDE.

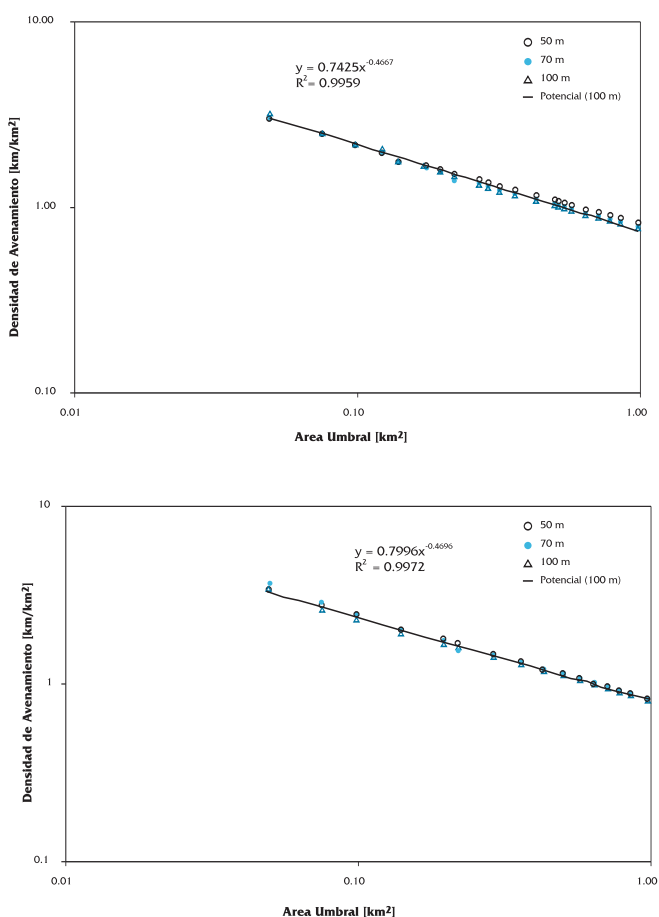


Figura 1. Ajuste de Ley Potencial. Relación  $D_d$ - $A_{umbral}$ : (a) Cca. Corneros y (b) Cca. Rbla. Salada.

Analizando parte de las propiedades morfométricas estimadas para ambas cuencas, se deduce

que a medida que el área umbral se incrementa la longitud total de cauces decrece, aumenta la longitud media de los cauces de primer orden y lo contrario ocurre con el número de cauces de primer orden.

A modo de ejemplo en la Figura 2 siguiente, se presenta la red fluvial extraída automáticamente desde el MDE 100 m para un  $A_{umbral} = 0.29 \text{ km}^2$  en la Cca. Corneros. A esta red se le ha aplicado el esquema de ordenación de Strahler.

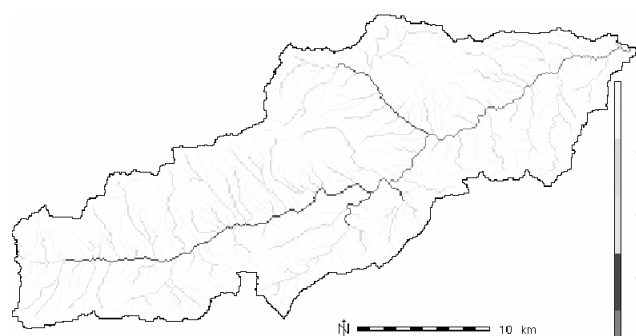


Figura 2. Red fluvial extraída automáticamente y clasificación de Strahler para la Cca. Corneros

**Relaciones Geomorfológicas de Horton**

Las magnitudes geomorfológicas  $R_A$ ,  $R_B$ , y  $R_L$  han sido determinadas mediante un análisis Hortoniano de la red de drenaje. A partir del MDE se obtienen directamente los valores de número de cauces, longitud media de cauces y superficie media de las cuencas de cada orden. Mediante análisis de regresión se han estimado los valores de los cocientes de Horton en las cuencas de estudio para la serie de  $A_{umbral}$  y resolución del MDE adoptado. Al analizarse su variación con la superficie umbral y distintos tamaños de celda, se observa que al incrementarse el  $A_{umbral}$  decrecen los valores de los cocientes de Horton (Figuras 3a y 3b). Las variaciones bruscas en las pendientes de las rectas se corresponden con cambios en el orden de la cuenca, al modificar el  $A_{umbral}$  de trabajo.

Para definir el intervalo de  $A_{umbral}$  más apropiado, se ha adoptado un método basado en la variación de escala del número de Melton, utilizada también por otros autores como Elsheikh y Guercio (1997). La ley de Melton (Melton, 1958) empíricamente relaciona el número de cauces de todos los órdenes por unidad de área (basado en el esquema de ordenación de Strahler) o frecuencia de cauces ( $F$ ), al cuadrado de la densidad de drenaje ( $Dd^2$ ). La



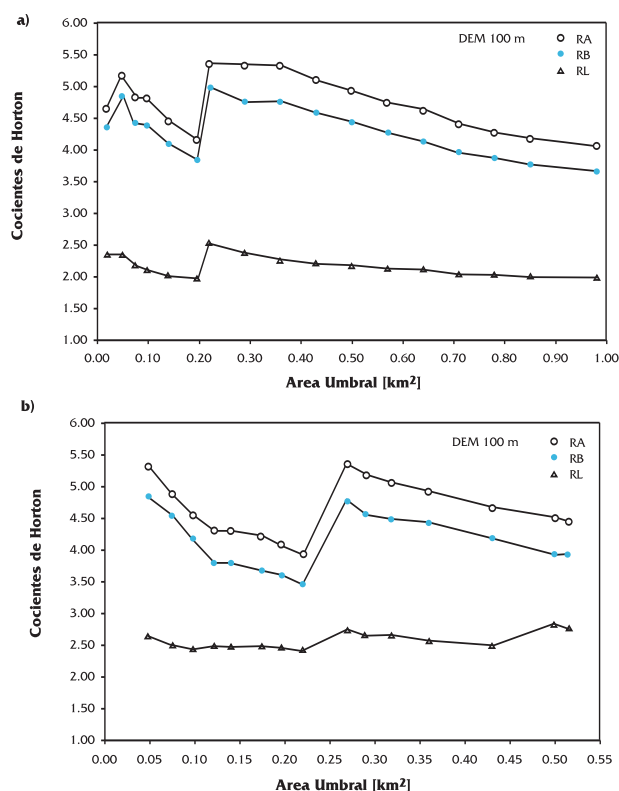


Figura 3. Variación de los cocientes de Horton con respecto al  $A_{umbral}$ : (a) MDE de 100 m de la Cca. Corneros y (b) MDE de 50 m de la Cca. Rbla. Salada.

ley de Melton se basa en el estudio de 156 cuencas maduras que difieren en área, clima, relieve, geología y vegetación, y en todas ellas la relación  $F/D_d^2 \approx 0.694$ . Como observó Shreve (1975), aunque esta ley fue planteada en términos determinísticos, en realidad es probabilística en esencia. Por ello no se espera un ajuste perfecto al valor de 0.694. Aplicando este criterio, en la Cca. Rbla. Salada el intervalo de Aumbral más cercano a éste valor corresponde aproximadamente a  $[0.27-0.36]$  km<sup>2</sup>.

Gyasi-Agyei et al. (1994) plantean otra metodología para identificar el  $A_{umbral}$  que define la densidad de avenamiento para los modelos hidrológicos. Estos autores extraen las redes de drenaje desde un MDE, estimado desde mapas topográficos a escala 1:50.000, para distintas  $A_{umbral}$  constantes. Identifican el valor de  $A_{umbral}$  idóneo como 0.4 km<sup>2</sup> y 0.75 km<sup>2</sup> para sus dos cuencas de estudio, trabajando con un tamaño de celda 50 m.

### Dimensiones fractales de la red de drenaje

El concepto de autosemejanza, representa una simetría de un sistema bajo un cambio de escala. La

autosemejanza (y autoafinidad) de un sistema puede ser definida en términos de su geometría, estadística, dinámica o combinación de éstas, e implica que alguna propiedad del sistema permanece similar a través de un amplio intervalo de escalas (Pekham y Gupta, 1999).

La autosimilaridad geométrica significa que frente a un aumento de la escala, la geometría de atributos más pequeños contenidos dentro de un objeto mayor es similar a aquella del objeto mayor. Conduce a atributos matemáticos no intuitivos, puesto que estos objetos son caracterizados por dimensiones fraccionarias denominadas fractales por Mandelbrot. En una red hidrográfica es posible aplicar la teoría fractal.

En la determinación de fractales se pueden utilizar tres métodos: el método de la regla, el método de conteo de cajas y un método de cálculo basado en la estimación de los cocientes de Horton. La naturaleza jerárquica de las redes de drenaje, es ignorada por el método de la regla y el método de conteo de cajas (Ichoku et al., 1996). No ocurre así con el método basado en la estimación de los cocientes de Horton, que se aplica principalmente a redes hidrográficas. Será adoptado en este trabajo.

Las dimensiones fractales son propuestas en orden a describir (Roth et al., 1996): (a) la longitud del cauce principal, (b) la estructura dendrítica de la red de desagüe, y (c) el sistema fluvial como un todo. Rosso et al. (1991) dedujeron que los ríos son fractales con una dimensión fractal (d) basada en la autosemejanza descrita por los cocientes de elongación y superficie de cauces, como sigue:

$$d = \max \left( 1, 2 \frac{\log R_L}{\log R_A} \right) \quad (9)$$

La relación entre la longitud del cauce principal L y la superficie total  $A_K$ , conocida como ley de Gray (1961 citado en Roth et al., 1996), y expresada como  $L \propto A_K^\alpha$ , presenta una interpretación fractal. Se ha demostrado (La Barbera y Roth, 1994) que el valor de d se ajusta a 1.136 con la presunción de que  $d/2 = \alpha$ , como ha presentado Mandelbrot (1999, págs. 110-111) al analizar la relación entre el área de la cuenca y la longitud del río, siendo  $\alpha$  el exponente de la ley de Gray e igual a 0.568.

En base a la autosemejanza descrita por los cocientes de bifurcación y elongación, La Barbera y Rosso (1989) deducen la dimensión fractal de la estructura dendrítica de la red de desagüe D como:

$$D = \min \left[ 2, \max \left( 1, \frac{\log R_B}{\log R_L} \right) \right] \quad (10)$$

Desde la ecuación anterior, la dimensión fractal D de la red de drenaje puede adquirir valores desde 2 a la unidad para los intervalos de  $R_B$  y  $R_L$  observados en la naturaleza.

Las propiedades de escala de la red hidrográfica como un todo, pueden ser vistas como el producto de la composición estructural del sistema de drenaje (D), y la naturaleza fractal de la longitud del río (d) (La Barbera y Roth, 1994; Roth et al., 1996). Rosso et al. (1991), combinando las ecuaciones anteriores, obtiene:

$$D_t = \min \left( 2, 2 \frac{\log R_B}{\log R_A} \right) \quad (11)$$

Se han estimado, para ambas cuencas y los distintos valores de  $A_{umbral}$  y resolución del MDE adoptados, las dimensiones fractales d, D y  $D_t$ . Los resultados obtenidos indican que en el caso de la Cca. Corneros la dimensión fractal D se halla más cercana a 2 (intervalo en valores medios 1.8-1.9) que en la Cca. Rbla. Salada (Tabla 1). En valores medios en la Cca. Corneros, d presenta un intervalo 0.99-1.14, mientras que en la Cca. Rbla. Salada 1.20-1.23. Estas diferencias pueden basarse en el distinto grado de madurez de las cuencas, que delimita la capacidad de ramificación de los cauces.

Tabla 1. Dimensiones Fractales. Cca. Rbla Salada.

FRACTALES: Valor Medio para $A_{umbral}=[0.049-0.5]km^2$			
Tamaño de Celda	D	d	$D_t$
MDE 100 m	1.58	1.20	1.90
MDE 70 m	1.52	1.23	1.85
MDE 50 m	1.51	1.23	1.85

Se observa que para el intervalo de áreas umbral previamente adoptado en la Cca. Rbla. Salada, las dimensiones fractales D y d presentan una cierta estabilidad para las tres resoluciones del MDE analizadas (Figuras 4a y 4b).

Otros autores (Rosso et al., 1991; Helmlinger et al., 1993; La Barbera y Roth, 1994; Veltri et al., 1996) han aplicado la teoría fractal al estudio de redes fluviales, obteniendo distintos valores en el mismo orden de magnitud. De sus resultados y de

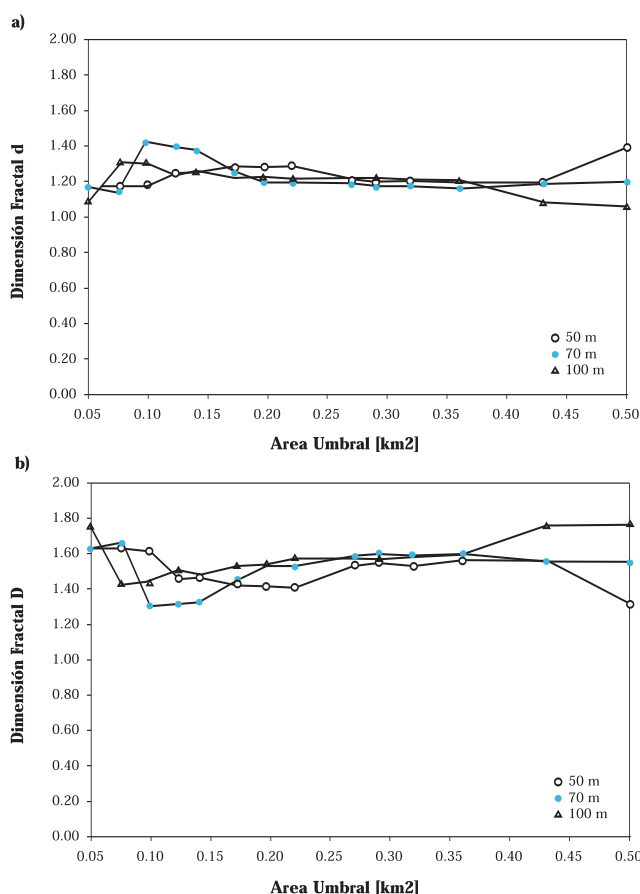


Figura 4. Dimensiones Fractales. MDE 50, 70 y 100 m. Cca. Rbla. Salada: (a) dimensión fractal de la red de desagüe d y (b) dimensión fractal del río D.

los presentados en este trabajo, se concluye que no es correcto asignar una dimensión fractal invariable a todas las redes hidrográficas. Ichoku et al. (1996) puntualizan que la dimensión fractal de un objeto fractal se incrementa al aumentar el detalle, por lo que parece obvio que al aumentar el área umbral, y con ello disminuir el detalle, deberían decrecer las dimensiones fractales. Este comportamiento no se ha observado en las cuencas del Río Corneros y Rambla Salada estudiadas. En realidad Ichoku et al. (1996) tampoco lo identificaron trabajando con redes hidrográficas extraídas desde el MDE con el método de acumulación del flujo y aplicando el método basado en la estimación de los cocientes de Horton, pero sí lo observaron al estudiar las redes extraídas desde el MDE con el método "multilevel skeletonization" (Meisels et al., 1995), por lo que este último método concluyen que parece presentar resultados más cercanos a la realidad.

## EFFECTOS DEL ÁREA UMBRAL Y RESOLUCIÓN DEL MDE SOBRE LOS RESULTADOS HIDROLÓGICOS OBTENIDOS APLICANDO EL HUIG

Se ha analizado el efecto de la selección de la resolución del MDE y del  $A_{\text{umbral}}$  en los resultados hidrológicos obtenidos aplicando el HU Geomorfológico. El estudio se ha basado en episodios registrados por la red SAIH–SEGURA en la Cca. Rbla. Salada. La velocidad adoptada corresponde a la asociada al caudal máximo, según la recomendación presentada por Valdés et al. (1979). Su valor ha sido determinado en función del episodio analizado, priorizando el ajuste del caudal máximo y tiempo al máximo del hidrograma observado-simulado.

Se ha simulado el período 29/09/1997 21:00 hs. – 30/09/1997 21:00 hs. con discretización temporal de 30 min. El parámetro  $\alpha$  del modelo de producción de escorrentía ha requerido ser ajustado en

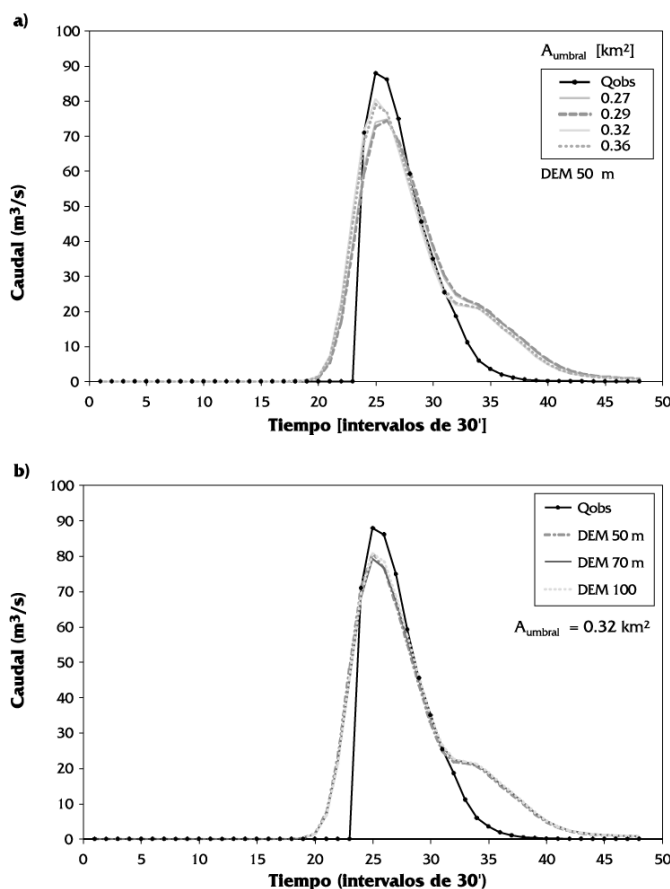


Figura 5. Efectos sobre los resultados hidrológicos debidos a la selección de: (a)  $A_{\text{umbral}}$  MDE 50 m y (b) resolución del MDE  $A_{\text{umbral}} = 0.32 \text{ km}^2$ . Episodio de 09/97.

este episodio. Si se analiza el grado de afección que presentan los hidrogramas simulados frente a la selección del  $A_{\text{umbral}}$  (Figura 5a) y resolución del MDE (Figura 5 b), se concluye que se ven más afectados por la adopción del  $A_{\text{umbral}}$  que por el tamaño de la celda utilizado en la simulación. Los resultados de la simulación son buenos, aunque presentan una ligera infravaloración del pico y un suavizamiento de la forma del hidrograma.

## EFFECTOS DE LA RESOLUCIÓN DEL MDE SOBRE PARÁMETROS GEOMORFOLÓGICOS E HIDRODINÁMICOS DISTRIBUIDOS

Se estudian los efectos de la selección de la resolución del MDE en magnitudes distribuidas espacialmente, tales como la pendiente del terreno, la acumulación del flujo, el tiempo de viaje del flujo y la longitud del camino que sigue el flujo desde cada celda a la salida de la cuenca. Atributos del paisaje derivados desde el MDE, involucrados en la definición de los modelos de HU distribuido a aplicar. Para ello, se analizan sus distribuciones de frecuencia acumulada, automáticamente extraídas desde los correspondientes mapas.

### Pendiente del terreno y longitud del camino del flujo

Las Figuras 6a y 6b representan las distribuciones de frecuencia acumulada de la pendiente del terreno para las Cca. Corneros y Rbla. Salada, respectivamente. El comportamiento es similar en ambas cuencas, para pendientes suaves a medida que el tamaño de celda se incrementa también lo hace la pendiente. Existe un intervalo de pendientes, donde los efectos de escala son mínimos. A partir de un valor umbral se invierte el comportamiento. Para pendientes pronunciadas, al aumentar el tamaño de la celda, disminuye la frecuencia y el valor de pendiente. Otros autores (Jenson, 1993; Zhang y Montgomery, 1994), han observado comportamientos semejantes en sus cuencas de estudio.

En ambas cuencas, al disminuir el tamaño de la celda aumenta el valor de pendiente media para toda la cuenca.

Desde el mapa de direcciones de desagüe se define el camino que sigue el flujo desde cada celda a la salida de la cuenca, y consecuentemente se estima su longitud. La distribución espacial para la Cca. Corneros MDE 100m, se presenta en la Figu-



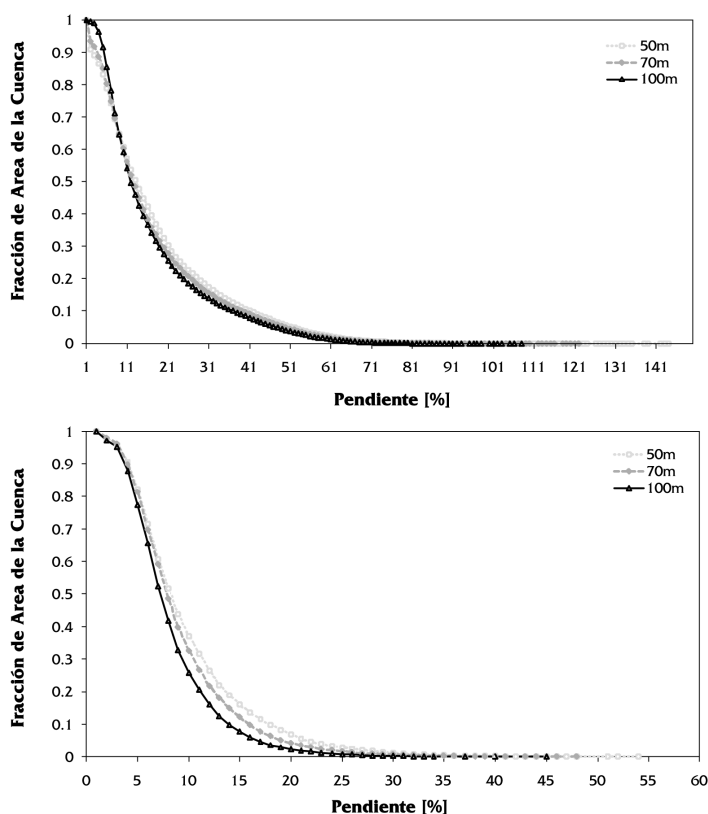


Figura 6. Distribuciones de Frecuencia Acumulada de la Pendiente (%): (a) Cca. Río Corneros y (b) Cca. Rbla. Salada.

ra 7a. Del análisis de las distribuciones de frecuencia acumulada en esta cuenca (Figura 7b), se deduce que al aumentar la resolución se incrementa la longitud del camino que sigue el flujo. Observaciones consistentes con las presentadas por Vieux y Needham (1993). Las mayores diferencias se encuentran en la parte alta de la cuenca, correspondiente a las mayores longitudes de los caminos del flujo.

### Distribución del área acumulada de drenaje

La curva de distribución del área acumulada de drenaje, representa la fracción de la cuenca con una superficie contribuyente mayor o igual que un valor especificado. Esta distribución se puede obtener desde el mapa de acumulación del flujo, como sigue (Perera y Willgoose, 1998):

$$A(a \geq a^*) = \sum_{i=1}^{a_i} N_i \quad (12)$$

$$N_i = 0 \text{ si } a_i < a^*, N_i = 1 \text{ si } a_i \geq a^*$$

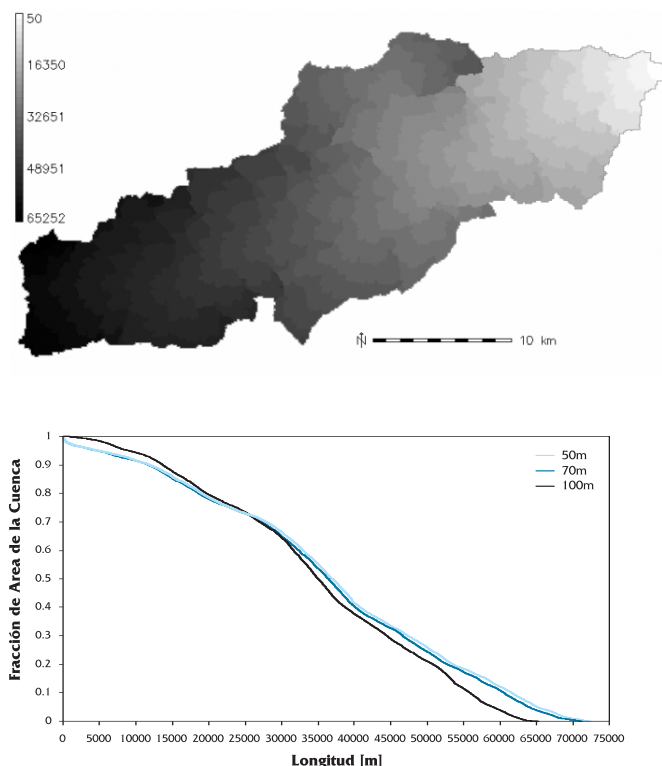


Figura 7. Longitud del Camino del Flujo (m). Cca. Río Corneros: (a) Distribución espacial MDE 100 m y (b) Distribuciones de Frecuencia Acumulada.

donde  $a_T$  es la superficie total de la cuenca, y  $a_i$  la superficie que desagua en la celda  $i$ ésima.

La curva de la distribución del área acumulada de drenaje se representa en un gráfico doblemente logarítmico de  $A$  versus  $a^*$ . Es una medida geomorfológica que caracteriza parte de la hidrología de la cuenca, y las propiedades de escala del área de drenaje.

Se ha analizado el comportamiento de las distribuciones de las áreas acumuladas de drenaje para la Cca. Corneros y Cca. Rbla. Salada. Se presenta un comportamiento no lineal de la distribución (Figura 8a), salvo en su parte media. Si se la divide en tres regiones, según la explicación física dada por Perera y Willgoose (1998), se observa que la Región I (áreas de drenaje pequeñas) representa el patrón de agregación del flujo en laderas. La Región II representa la parte de la cuenca dominada por la erosión fluvial y flujo en cauces, estos procesos son los predominantes en estas cuencas. Mientras, la Región III corresponde a los tramos más bajos de la red hidrográfica, cercanos a la salida de la cuenca.

Walker y Willgoose (1999) analizan el efecto de la precisión de los MDE en parámetros geomorfológicos, a partir de datos desde estudios de campo, MDE cartométricos (mapas topográficos a escala 1:25.000 mejorados) y MDE fotogramétricos, considerando tamaños de celda 6.25, 12.5 y 25 m. Observan que al aumentar el tamaño de la celda se mantiene el mismo comportamiento general de la curva, aunque con un desplazamiento hacia la derecha. En el presente trabajo, al adoptar tamaños de celda mucho mayores (50, 70 y 100 m) del MDE y otra escala (desde mapas topográficos a escala 1:50.000), no se ha observado ese desplazamiento.

Mandelbrot (1999, pág. 422) ha observado que la distribución de probabilidad característica de los fractales es hiperbólica, y que el estudio de los fractales es completado con otras leyes potenciales. Al ser las redes hidrográficas fractales, puede aplicarse la distribución hiperbólica  $P[X>x] \propto x^{-\beta}$ , planteada por Mandelbrot (1999; pág. 204). Donde el valor de  $\beta$  está relacionado con las dimensiones fractales  $d$  y  $D$  de los ríos y redes de drenaje, respectivamente. Basándose en este principio, en un gráfico a escala logarítmica la Región II tiende a seguir una línea recta según una distribución de ley potencial. Para la Cca. Rbla. Salada se obtiene un exponente de escala de la ley potencial de aproximadamente -0.43 para resoluciones 50 m y 70 m, y aproximadamente de -0.45 para el MDE 100 m. En la Cca. Corneros (Figuras 8a y 8b), se identifican valores similares (-0.49) para MDE 50 m y 70 m. La invarianza con la escala observada en las distribuciones de la superficie de desagüe acumulada para la Región II, se explica en las propiedades fractales de los ríos.

Estos resultados se han contrastado con los obtenidos por otros autores aplicando distintas metodologías. A modo de ejemplo Rigon et al. (1993) han deducido un valor para el exponente de escala de aproximadamente -0.45. La Barbera y Roth (1994) derivan una ecuación de la distribución del área acumulada basada en los cocientes de Horton, relacionada a las propiedades fractales  $d$  y  $D$ , obteniendo un valor del exponente igual a -0.43. Mientras Perera y Willgoose (1998), deducen que el exponente converge a -0.5. Sobre la base de los resultados obtenidos en este trabajo y los observados en la bibliografía, se concluye que el comportamiento observado en la Región II de la distribución de la superficie de desagüe acumulada es extrapolable a otras cuencas.

En la Región III, para ambas cuencas, se produce un cambio abrupto en la pendiente de las curvas. Perera y Willgoose (1998) fundamentan este hecho en condiciones de borde. Estos cambios se presentan para valores del área drenante a una celda muy próximas al área total de la cuenca, para todas las resoluciones del MDE. Rigon et al. (1993) analizando las probabilidades de las distribuciones de la superficie de desagüe acumulada, concluyen que los fallos para escalas grandes se deben al efecto de un tamaño finito, como el número de subredes con consiguientes áreas de drenaje importantes es pequeño la estadística pierde significancia.

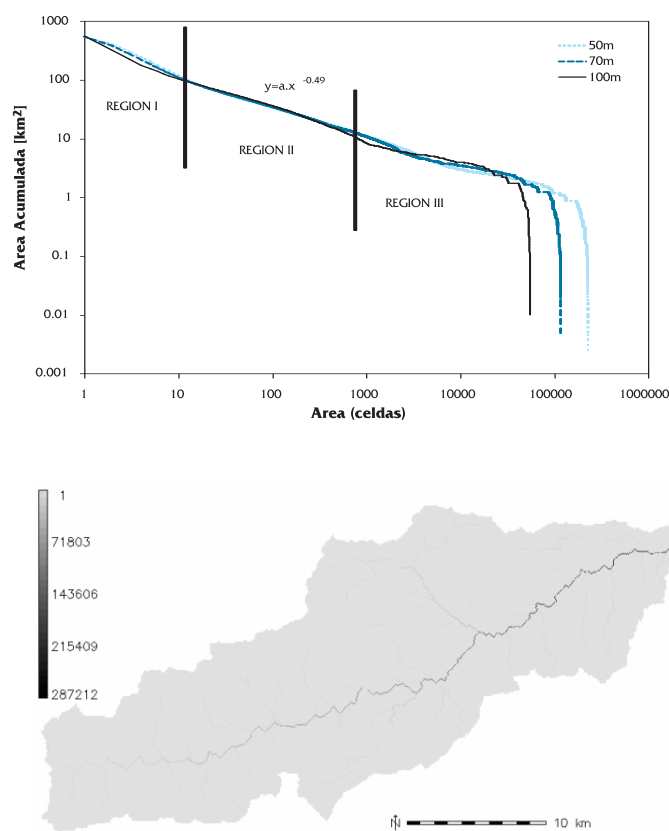


Figura 8. Área acumulada de drenaje de la Cca. Corneros: (a) Distribuciones de Frecuencia Acumulada y (b) Distribución espacial (celdas) desde MDE 50 m.

### Velocidad del Flujo y Tiempo de Viaje del Flujo

La velocidad del flujo a escala de celda ( $V_i$ ), se ha estimado como (Maidment et al., 1996):

$$V_i = V_{media} \frac{s^b A^c}{[s^b A^c]_{medio}} \quad (13)$$

siendo  $s$  la pendiente local,  $A$  el área drenante a la

celda  $i$ ,  $V_{media}$  la velocidad media en la cuenca y  $[s^b A^c]_{medio}$  el valor medio del término área-pendiente para toda la cuenca. Los coeficientes  $b$  y  $c$ , se han considerado iguales a 0.5. Se verifica que la velocidad estimada corresponda a un rango de variación válido  $[V_{min}, V_{max}]$ , acotando así posibles valores anómalos o sin sentido físico.

Analizando las distribuciones de frecuencia de la velocidad, se deduce que son prácticamente insensibles a la resolución del MDE. Si se representan en un gráfico doblemente logarítmico, las distribuciones de frecuencia del término  $A^{0.5} \cdot S^{0.5} / (A^{0.5} \cdot S^{0.5})_{medio}$  acumuladas, para las tres resoluciones del MDE analizadas, se pueden identificar tres regiones (Figura 9). En la Región II se ha ajustado una ecuación potencial, estimándose un exponente de escala -1.061 para la Cca. Rbla. Salada y mayor para la Cca. Corneros, invariable con la resolución del MDE.

El tiempo de viaje del flujo desde cada celda a

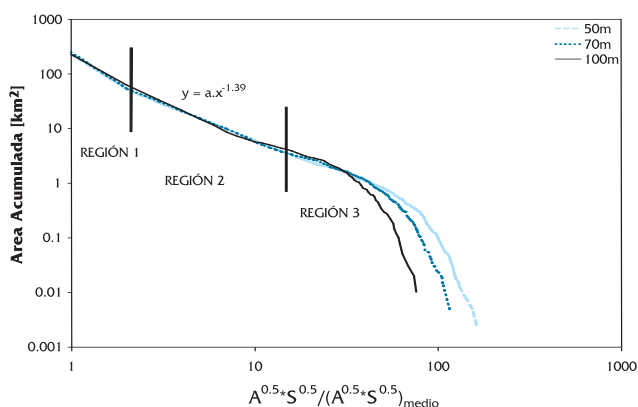


Figura 9. Distribuciones de Frecuencia Acumulada del Término  $A^{0.5} \cdot S^{0.5} / (A^{0.5} \cdot S^{0.5})_{medio}$ . Cca. Corneros.

la salida de la cuenca, se estima en función de la velocidad a escala de celda, como la suma de los tiempos parciales de viaje del flujo a través de las celdas que componen el camino de flujo. El campo de tiempos de viaje del flujo, presenta la combinación de los efectos de escala sobre la longitud recorrida por la escorrentía y su velocidad. Su distribución de frecuencia, presenta distintos efectos de escala según la zona analizada de la cuenca.

## EFFECTOS DE LA RESOLUCIÓN DEL MDE SOBRE LOS RESULTADOS HIDROLÓGICOS APLICANDO MODELOS DISTRIBUIDOS

Se han analizado los efectos de la selección de la resolución del MDE sobre los resultados hidroló-

gicos obtenidos aplicando modelos distribuidos. El estudio se ha basado en episodios registrados por la red SAIH-SEGURA en la Cca. Rbla. Salada. La cuenca extraída automáticamente desde el MDE presenta ciertas indefiniciones en algunas zonas al contrastarla con la digitalizada desde mapas topográficos, siendo esta última la utilizada finalmente en la simulación. Los tiempos de viaje estimados en estas zonas (ubicadas en los límites de la cuenca) han sido corregidos, considerando los identificados en las celdas de la vecindad.

Se han aplicado las metodologías de propagación del flujo distribuidas descritas anteriormente, modelos T.P. y T.A. Se ha ajustado  $\beta = 0.2$  para el Modelo T.A., lo que indica que el flujo está dominado por efectos de traslación más que por efectos de almacenamiento en esta cuenca. Se ha trabajado con un campo de tiempos de viaje estimado con  $V_{media} = 30$  m/min y un intervalo válido de velocidades distribuidas  $[V_{min}, V_{max}] = [1, 300]$  m/min, para todos los episodios modelados.

En modo simulación, se trabaja con parámetros CN estacionarios. En el episodio 09/97, ya presentado, se ha ajustado el término de substracción inicial del Modelo del SCS sobre la base de un balance a nivel de chubasco ( $\mu = 0.175$ ). Los resultados obtenidos con discretización temporal 30 min. se observan en las Figuras 10a y 10b para los Modelos T.P. y T.A., respectivamente.

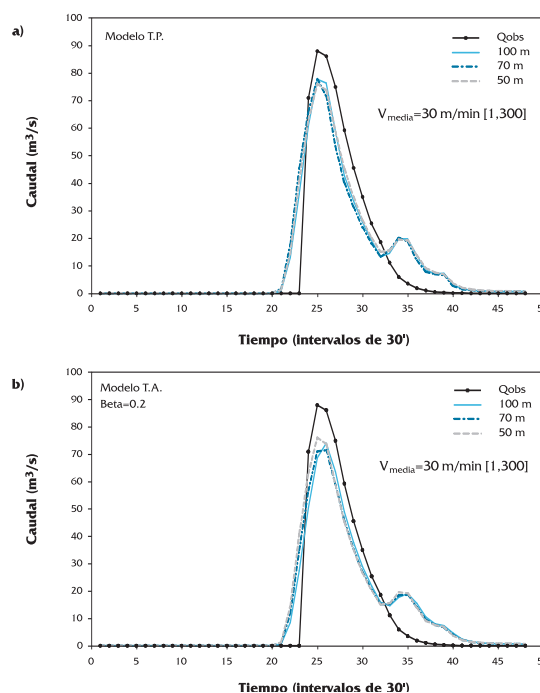


Figura 10. Efectos de la resolución del MDE sobre los resultados hidrológicos.  $V_{media} = 30$  m/min  $[1, 300]$  m/min. MDE 50 m, 70 m y 100 m: (a) Modelo T.P. y (b) Modelo T.A.

Analizando los resultados obtenidos, se deduce que el volumen del hidrograma directo observado se encuentra bien ajustado, sin embargo se hallan ciertas infravaloraciones del caudal pico. Se tiende a adelantar el hidrograma simulado frente al observado, principalmente con el modelo de traslación pura, si bien con el modelo de traslación-almacenamiento se logra un mejor ajuste. En la Tabla 2 se representan los resultados obtenidos con ambos modelos para tamaño de celda 50 m.

El mapa de tiempos de viaje utilizado en las simulaciones y su histograma área-tiempo para MDE 70 m y  $\Delta t=30$  min, se representan en las Figuras 11a y 11b, respectivamente.

### CONCLUSIONES

Se ha desarrollado una estructura basada en SIG que realiza un uso intensivo de los MDE para derivar información relevante en la formulación de modelos hidrológicos basados topográficamente, admitiendo distintas fuentes de información espacial dinámica y estática. Con el advenimiento de los MDE, es posible abordar estudios geomorfológicos e hidrológicos de análisis de efectos de escala.

Se ha demostrado que la adopción de la resolución del MDE y  $A_{umbral}$  –determinante del inicio de los cauces-, influye significativamente no sólo en los cocientes de Horton e índices morfométricos que caracterizan la red fluvial, sino también en las dimensiones fractales de los cauces y del sistema de avenamiento. Se concluye, que al presentarse propiedades morfométricas o de escala de las redes hidrográficas, siempre debe asociarse el valor de  $A_{umbral}$  y tamaño de celda para el cual fueron extraídas. Mediante la metodología planteada, se ha podido discernir con cierta objetividad el intervalo de  $A_{umbral}$  en el que los cocientes de Horton se consideran estables para abordar la modelación hidrológica. Se ha corroborado esta elección, en el comportamiento estable de las dimensiones fractales (D y d) al variar la resolución del MDE.

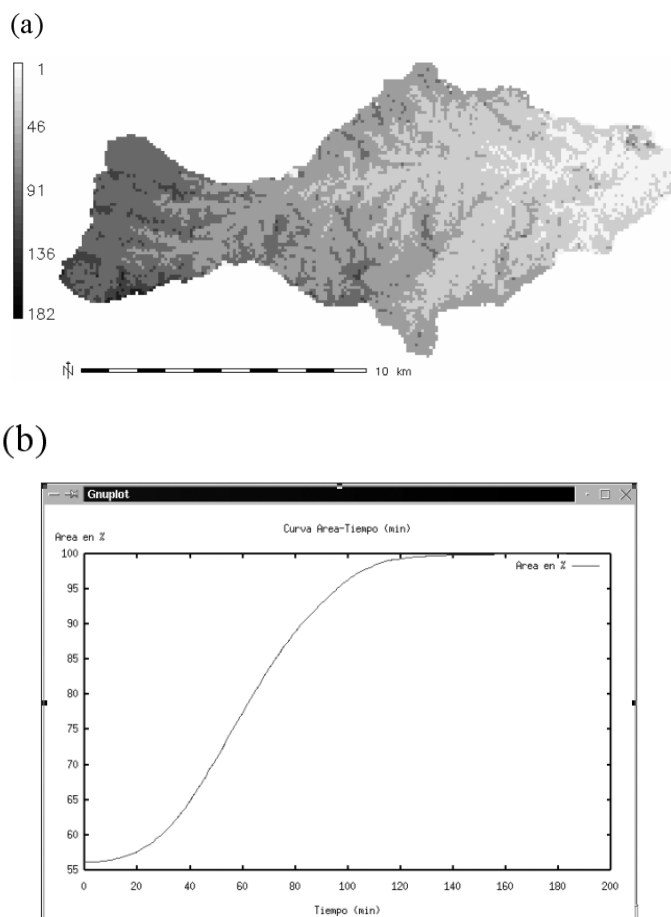


Figura 11. Tiempos de viaje del flujo. MDE 50 m.  $V_{media}=30$ m/min [1,300]m/min: (a) Mapa reclasificado para  $\Delta t=30$  min y (b) Curva Area-Tiempo obtenida desde el mapa original.

Dada la estrecha relación entre la localización de las cabeceras de los cauces y la Dd, el predecir sus modificaciones cobra una gran importancia reduciendo el esfuerzo que supone la representación de la evolución del paisaje frente a fluctuaciones climáticas y cambios en los usos del suelo. Futuras líneas de investigación se orientan hacia la utilización de algoritmos que reproduzcan Dd variables, trabajando con umbrales combinados áreas contribuyentes-pendiente, y en nuevas metodologías que

Tabla 2. Episodio 0997.  $\Delta T=30$  min. MDE 50 m.  $V_{media}=30$  m/min [1,300] m/min

Episodio 0997	Datos Observados. $\Delta T=30$ min. $Q_{m\acute{a}x}= 87.85$ m <sup>3</sup> /s; Vol= 0.95 hm <sup>3</sup> ; $T_{Q_{m\acute{a}x}} = 30/09/97$ 09:00	
	$V_{media}=30$ mmin <sup>-1</sup> [1,300]m min <sup>-1</sup>	
$\beta=0.2$ ; $\mu=0.175$ <b>Resolución 70m</b>	<b>Modelo T.P.</b>	<b>Modelo T.A.</b>
$Q_{m\acute{a}x}$ (m <sup>3</sup> /s)	78.9	76.08
$T_{Q_{m\acute{a}x}}$	30/09/97 09:00	30/09/97 09:00
Volumen (hm <sup>3</sup> )	1.00	1.03

provean una medida de objetividad en la selección del área umbral cuyas conclusiones deberían ser contrastadas con estudios de campo. Incluso la integración de algoritmos que simulen el reparto del flujo en múltiples direcciones para el cálculo de la superficie, se considera evitará algunos de los problemas identificados en la extracción de las redes de drenaje.

Analizando los resultados hidrológicos completos obtenidos con el HUIG, sobre la base de episodios registrados por la red SAIH-SEGURA, se observa que comparativamente se ven más afectados por la selección del Umbral que por la resolución del MDE.

Se concluye que al utilizar modelos basados en la jerarquía de la red de drenaje, cuyos parámetros son estimados desde un MDE, es recomendable realizar un análisis geomorfológico previo que permita identificar la extensión real de la red.

La evaluación cuantitativa de los parámetros hidrogeomorfológicos distribuidos, fue abordada mediante el análisis de sus distribuciones de frecuencia acumulada. Se concluye que la influencia de la selección de la resolución del MDE en algunos atributos del paisaje es importante, detectándose un comportamiento diferente según la zona de la cuenca estudiada (alta, media o baja).

Se ha demostrado que tanto la pendiente del terreno como la longitud del camino que sigue el flujo desde cada celda a la salida de la cuenca, se ven afectados por el tamaño de la celda adoptado en la discretización espacial de la cuenca.

El campo de velocidad del flujo presenta propiedades de invarianza con la escala del MDE. Se ha demostrado que su distribución espacial, respecto a los efectos de escala, se ve más influenciada por el comportamiento de la distribución de la superficie de desagüe acumulada que por la variabilidad espacial de la pendiente. Por ello, los hidrogramas simulados mediante modelos de HU distribuidos, como los propuestos, presentan una escasa sensibilidad al tamaño de la celda del MDE para las resoluciones analizadas.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento a la Confederación Hidrográfica del Segura y a la Consejería de Medio Ambiente, Agricultura y

Agua (Comunidad Autónoma de Murcia), por la provisión de datos para este estudio. Asimismo, se agradece a los revisores sus valiosos comentarios.

## REFERENCIAS

- ELSHEIKH, S. y GUERCIO R. (1997). GIS topographic analysis applied to unit hydrograph models: sensitivity to DEM resolution and threshold area. In: Remote Sensing and Geographical Information Systems for Design and Operation of Water Resources Systems, (eds. Baumgartner, M.F., Schultz, G.A. and Johnson, A.I.) (Proc. Rabat Symp., April-May 1997), IAHS Publ. 242, 3-15.
- FRANCÉS, F. y BENITO, J. (1995). La Modelación Distribuida con Pocos Parámetros de las Crecidas. Ingeniería del Agua, 2, 7-24.
- GARCÍA, S.G. (1997). Shyska: A System Oriented to Hydrological Analysis and Distributed Modelling in GIS. Proc. GIS AM/FM ASIA'97 & GeoInformatics '97. Taipei, Taiwan, 1, 143-152.
- GARCÍA, S.G. (2000). Un Sistema de Simulación y Pronóstico Hidrológico Basado en GIS y DEM: Análisis de Sensibilidad a los Factores de Escala. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Valencia. E.T.S.I.C.C.P. Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente. Valencia, España.
- GRAY, D.M. (1961). Interrelationships of the watershed characteristics. J. Geophys. Res., 66, 1215-1223.
- GYASI-AGYEI, Y., DE TROCH, F.P. y TROCH, P.A. (1994). Estimation of downstream hydraulic geometry exponents with emphasis on channel flow velocity. In: Coping with Floods (eds. Rossi, G., Harmancio\_lu, N. y Yevjevich, V.), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 393-402.
- HEMLINGER, K.T, KUMAR, P. y FOUFOULA-GEORGIOU, E. (1993). On the Use of Digital Elevation Model Data for Hortonian and Fractal Analyses of Channel Networks. Water Resour. Res., 29, 2599-2613.
- ICHOKU, C., KARNIELI, A. y VERCHOVSKY, I. (1996). Application of fractal techniques to the comparative evaluation of two methods of extracting channel networks from digital elevation models. Water Resour. Res., 32, 389-399.
- JENSON, S. (1993). Applications of Hydrologic Information Automatically Extracted from Digital Elevation Models. In: Advances in Hydrological Processes. Terrain Analysis and Distributed Modelling in Hydrology, (eds. Beven, K.J. and Moore, I.D.), J. Wiley, Chichester, 35-48.
- LA BARBERA, P. y ROSSO, R. (1989). On the fractal dimension of stream networks. Water Resour. Res., 26, 2107-2117.
- LA BARBERA, P. y ROTH, G. (1994). Scale Properties and Scale Problems: Network Morphology and Network Iden-



- tification from Digital Elevation Maps. In: *Advances in Distributed Hydrology*, (eds. Rosso et al.), Water Resources Publ., Highlands Ranch, Colorado, 131-148.
- LANGE, J., LEIBUNDGUT, C., GREENBAUM, N. y SCHICK, A.P. (1999). A noncalibrated rainfall-runoff model for large, arid catchments. *Water Resour. Res.*, 35, 2161-2172.
- MAIDMENT, D. R. (1993). Developing a spatially distributed unit hydrograph by using GIS. In: *Proc. HydroGis'93*, (eds. Kovar, K. and Nachtnebel, H.), IAHS Publ. 211, 181-192.
- MAIDMENT, D. R., OLIVERA, F., CALVER, A., EATHERALL, A. y FRACZECK, W. (1996) Unit Hydrograph Derived from a Spatially Distributed Velocity Field. *Hydrological Processes*, 10, 831-844.
- MANDELBROT, B. B. (1999). *The Fractal Geometry of Nature*. (Rev. ed. of: *Fractals*. c1977), Eighteenth printing, W.H. Freeman and Company, New York.
- MEISELS, A., RAIZMAN, S. y KARNIELI, A. (1995). Skeletonization a DEM into a drainage network. *Comput. Geosci.*, 21(1), 187-196.
- MELTON, M.A. (1958). Geometric properties of mature drainage systems and their representation in an E4 phase space. *J. Geol.*, 66, 35-56.
- MOGLEN, G.E. y BRAS, R.L. (1994). Simulation of observed topography using a physically-based basin evolution model, *Hydrol. and Water Resour. Rep.* 340, Ralph M. Parsons Lab., Mass. Inst. of Technol., Cambridge, 1994.
- MONTGOMERY, D.R. y FOUFOULA-GEORGIU, E. (1993). Channel Network Source Representation Using Digital Elevation Models. *Water Resour. Res.*, 29, 3925-3934.
- MUZIK, I. (1996) A GIS-derived distributed unit hydrograph. In: *Proc. HydroGis'96 Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources Management*, (eds. Kovar, K. and Nachtnebel, H.P.), IAHS Publ. 235, 453-460.
- OLIVERA, F. y MAIDMENT, D. (1999). Geographic information systems (GIS)-based spatially distributed model for runoff routing. *Water Resour. Res.*, 35, 1155-1164.
- PECKHAM, S.D. y GUPTA, V.K. (1999). A reformulation of Horton's laws for large river networks in terms of statistical self-similarity. *Water Resour. Res.*, 35, 2763-2777.
- PERERA, H. y WILLGOOSE, G. (1998). A physical explanation of the cumulative area distribution curve. *Water Resour. Res.*, 34, 1335-1343.
- PILGRIM, D.H. (1976). Travel times and nonlinearity of flood runoff from tracer measurements on a small watershed. *Water Resour. Res.*, 12, 487-496.
- QUINN, P., BEVEN, K., CHEVALLIER, P. y PLANCHON, O. (1991). The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrol. Processes*, 5, 59-79.
- RIGON, R., RINALDO, A., RODRÍGUEZ-ITURBE, I., BRAS, R. y IJASZ-VASQUEZ, E. (1993) Optimal Channel Networks: A Framework for the Study of River Basin Morphology. *Water Resour. Res.*, 29, 1635-1646.
- RODRÍGUEZ-ITURBE, I. y VALDÉS, J.B. (1979). The Geomorphologic Structure of the Hydrologic Response. *Water Resour. Res.*, 15, 1409-1420.
- ROSSO, R. (1984). Nash model relation to Horton order ratios. *Water Resour. Res.*, 20, 914-920.
- ROSSO, R., BACCHI, B. y LA BARBERA, P. (1991). Fractal relation of mainstream length to catchment area in river networks, *Water Resour. Res.*, 27, 381-387.
- ROTH, G., LA BARBERA, P. y GRECO, M. (1996). On the description of the basin effective drainage structure. *J. Hydrol.*, 187, 119-135.
- SHREVE, R.L. (1975). The probabilistic-topologic approach to drainage-basin geomorphology. *Geology*, 3, 527-529.
- SRINIVASAN, R. y ENGEL, B. A. (1991) r.cn. Agricultural Engineering Department, Purdue University. [http://www.geog.uni-hannover.de/grass/gdp/html\\_grass5/html/r.cn.html](http://www.geog.uni-hannover.de/grass/gdp/html_grass5/html/r.cn.html)
- VALDÉS, J.B., FIALLO, Y. y RODRÍGUEZ-ITURBE, I. (1979). A rainfall-runoff analysis of the geomorphologic IUH. *Water Resour. Res.*, 15, 1421-1434.
- VELTRI, M., VELTRI, P. y MAIOLO, M. (1996). On the fractal description of natural channel networks, *J. Hydrol.*, 187, 137-144.
- VIEUX, B.E. y NEEDHAM, S. (1993) Nonpoint-pollution model sensitivity to grid-cell size, *J. Wat. Resour. Planning and Management*, 119, 141-157.
- WALKER, J.P. y WILLGOOSE, G.R. (1999). On the effect of digital elevation model accuracy on hydrology and geomorphology. *Water Resour. Res.*, 35, 2259-2268.
- ZHANG, W. y MONTGOMERY, D.R. (1994) Digital elevation model grid size, landscape representation, and hydrology simulations. *Water Resour. Res.*, 30, 1019-1028.