

La variabilidad espacio-temporal de la lluvia mediterránea y su influencia en la respuesta hidrológica

Mediterranean rainfall space-time variability and its relation with runoff modelling

DELVA GUICHARD ROMERO

FACULTAD DE INGENIERÍA
UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE CHIAPAS (UNACH)

RAFAEL GARCÍA BARTUAL

FÉLIX FRANCÉS GARCÍA
DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA Y MEDIO AMBIENTE
UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE VALENCIA (UPV)

RAMÓN DOMÍNGUEZ MORA

INSTITUTO DE INGENIERÍA
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO (UNAM)

RESUMEN

El objetivo de esta investigación es estudiar el efecto de la variabilidad espacio-temporal de la lluvia en la respuesta hidrológica de la cuenca (caudal pico y volumen del hidrograma de crecida). Para ello se generaron 100 episodios sintéticos con el modelo estocástico multidimensional de lluvia RAINGEN, que sirvieron como entrada al modelo distribuido lluvia-escurrentía TETIS. La aplicación se llevó a cabo en la cuenca de la Rambla del Poyo, ubicada en la costa mediterránea de España. Se consideraron densidades de medición equivalentes a 1, 4, 16 y 64 km²/pluviómetro e intervalo temporal de 10 minutos, para áreas entre 2 km² y 421 km². Se estudió también la respuesta de las cuencas considerando como entrada el hietograma medio de precipitación.

PALABRAS CLAVE

Precipitación, variabilidad espacial, respuesta hidrológica.

ABSTRACT

The aim of this paper is to study the effect of the space-

time rainfall variability in runoff modeling, specially the peak flow and the runoff volume. The distributed rainfall-runoff model TETIS has been used for the discharge simulation, while the rainfall input consisted on a family of one hundred synthetics events, generated with the multidimensional stochastic rainfall model RAINGEN. The study area is the Rambla del Poyo basin, located in the mediterranean coast in Spain. Rain gauge densities of 1, 4, 16 and 64 km²/gauge were considered, and time level of aggregation of 10 minutes, considering basins between 2 km² and 421 km². The catchment's response to the average precipitation hyetograph was also computed and compared to the others.

KEY WORDS

Rainfall, spatial variability, catchment's response.

INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas ha habido gran interés en el estudio de la influencia de las características de la precipitación en la respuesta hidrológica de la cuenca; el uso cada vez más extendido de potentes computadoras y de información cartográfica digital, han sido factores determinantes en la aplicación, cada vez más generalizada, de los

modelos distribuidos en el estudio de las relaciones lluvia-escorrentía.

Estos modelos requieren información por celdas, y la lluvia puede estimarse utilizando métodos de interpolación de campos reales como el Kriging, funciones Spline o inverso de la distancia (Arnaud *et al.*, 2002; Obléd *et al.*, 1994).

Syed *et al.* (2003) llevaron a cabo un estudio muy completo en la cuenca experimental de Walnut Gulch, ubicada en Arizona; consideraron unas 300 tormentas y concluyeron que la interacción entre la forma de la cuenca, la extensión y posición de la tormenta son un factor determinante en la generación de escorrentía. Mediante un análisis de correlación, considerando distintas propiedades de las tormentas como variables independientes, encontraron que el volumen del centro de la tormenta (volumen de la tormenta para intensidades iguales o mayores de 25 mm/h) explica mejor la variación del volumen escurrido y del caudal pico que otros parámetros de las tormentas.

Las estaciones de medición en muchas ocasiones no detectan los máximos, especialmente en zonas de lluvias convectivas; Michaud y Sorooshian (1994) encontraron que una densidad de 20 km²/pluviómetro es insuficiente debido a que las celdas de lluvia convectiva tienen una extensión menor. En la mayoría de los casos se sigue considerando que en cuencas pequeñas, de 5 a 10 ha, la hipótesis de lluvia uniforme es válida (Faures *et al.*, 1995); sin embargo, estos investigadores encontraron que la respuesta hidrológica de las cuencas menores de 100 ha es muy sensible a la variabilidad espacial de las tormentas.

En España, la densidad media es de un pluviómetro cada 250 km² (Martínez *et al.*, 2000). En particular el Sistema Automático de Información Hidrológica (SAIH) de la Confederación Hidrográfica del Júcar, en España, cuenta con 121 puntos de medición y un área de 42 988.6 km², lo que hace una densidad media de 355 km²/pluviómetro. De allí la necesidad de recurrir a métodos de interpolación de la lluvia para la aplicación de modelos distribuidos.

Otra opción la representan los datos provenientes de radar, que aún no han sido aprove-

chados del todo. Morin *et al.* (1995), utilizando datos de este tipo, estudiaron cuencas de Israel y encontraron que la variabilidad de la lluvia puede generar diferencias significativas en la respuesta de la cuenca. Otra aplicación es la de Hunter *et al.* (2002) que usó datos de radar para comparar los resultados obtenidos con dos modelos distribuidos, especialmente lo relacionado con el tiempo de equipo de cómputo requerido por cada modelo; los autores consideran que la componente más crítica al aplicar los modelos hidrológicos distribuidos es la variabilidad espacial y temporal de la precipitación. Morin *et al.* (2001) emplearon datos de radar en cuencas de Israel para estudiar la influencia de la variabilidad temporal de la lluvia en la respuesta de la cuenca, para ello introdujeron el concepto de escala temporal de respuesta, que es el intervalo de tiempo para el cual los patrones de lluvia promedio y caudal son similares. Michaud y Sorooshian (1994) encontraron que utilizar información sobre la lluvia media obtenida con una resolución de datos de radar de 4 km x 4 km conduce a subestimar el caudal pico hasta en 50%.

Una opción más la representan los modelos de generación de lluvias, en este sentido, las aplicaciones más recientes (Willems, 2001) consideran las diferentes escalas espaciales en que pueden ser conceptualizadas las tormentas. Específicamente a escalas pequeñas, suponen que las celdas de lluvia son la unidad fundamental.

El estudio llevado a cabo considerando como referencia la cuenca de la Rambla del Poyo, ubicada en el mediterráneo español, pretende ser una contribución más que permita dar luces en cuanto a la influencia de la variabilidad espacio-temporal de la lluvia en la respuesta hidrológica de la cuenca. Para ello se utilizó el modelo RAINGEN (Salsón, 2003) que permite generar episodios sintéticos de lluvia en una malla de 1 km x 1 km y el modelo distribuido TETIS (Francés *et al.*, 2002) para transformar los episodios lluviosos en escorrentía; ambos modelos han sido desarrollados en el Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente de la Universidad Politécnica de Valencia, España.

Para cumplir con el objetivo planteado, utilizando el modelo RAINGEN se generaron 100 episodios sintéticos que se procesaron con el modelo TETIS, para distintas densidades de pluviómetros, áreas de cuenca e intervalos de tiempo. En todos los casos se estudió la respuesta hidrológica de la cuenca, específicamente los caudales pico y volúmenes de los hidrogramas.

Los parámetros del modelo TETIS se mantuvieron constantes en todas las simulaciones y se consideró que los tanques que conforman el modelo al inicio del evento están vacíos, esto es, que la cuenca está completamente seca.

Se consideraron 19 cuencas de áreas entre 2 y 421 km², intervalo temporal de 10 minutos y densidades de la red de medición de lluvias de 4, 16 y 64 km²/pluviómetro. También se estudió la respuesta de las cuencas considerando como entrada al modelo distribuido el hietograma medio de precipitación, como si se tratara de un modelo agregado.

MATERIALES Y MÉTODOS

El modelo RAINGEN es un modelo estocástico multidimensional de precipitación que permite la simulación numérica de los campos de intensidades

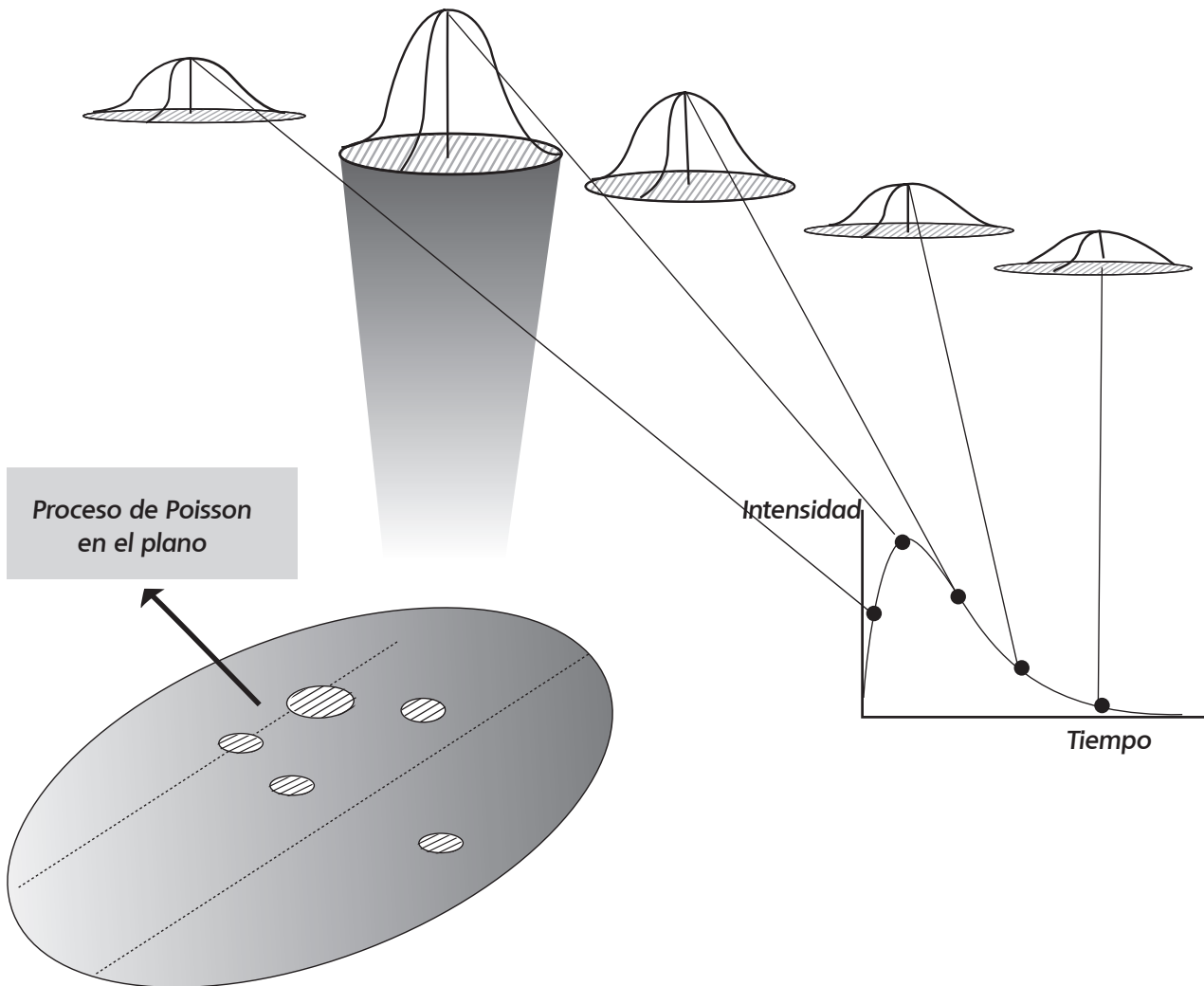


Figura 1. Descripción de la evolución espacio-temporal de la intensidad de la celda en el modelo RAINGEN.

de lluvia en el espacio y en el tiempo, asociados a episodios máximos de carácter convectivo.

Utilizando el modelo RAINGEN se generaron 100 tormentas, considerando como base los parámetros correspondientes a uno de los eventos más importantes que se ha registrado en la comunidad valenciana entre el 20 y el 23 de octubre de 2000 (Salsón, 2001). Durante los tres días y medio que duró este evento, la media de lluvia diaria superó los 100 mm en numerosos puntos de la provincia de Valencia y más de 120 mm en

el norte de la provincia de Castellón. Las lluvias registradas superaron los 400 e incluso los 500 mm en puntos del norte de Castellón.

Se consideró un rectángulo de generación de lluvias de 50 km x 30 km, que cubre totalmente la cuenca de la Rambla del Poyo, que tiene un área total de 421 km² (figura 2), de tal forma que para cada evento se generó la precipitación en 1 500 puntos, esto es, en una malla de 1 km x 1 km, que corresponde a una densidad de 1 km²/pluviómetro, para un intervalo temporal de 10 minutos (figura 3).

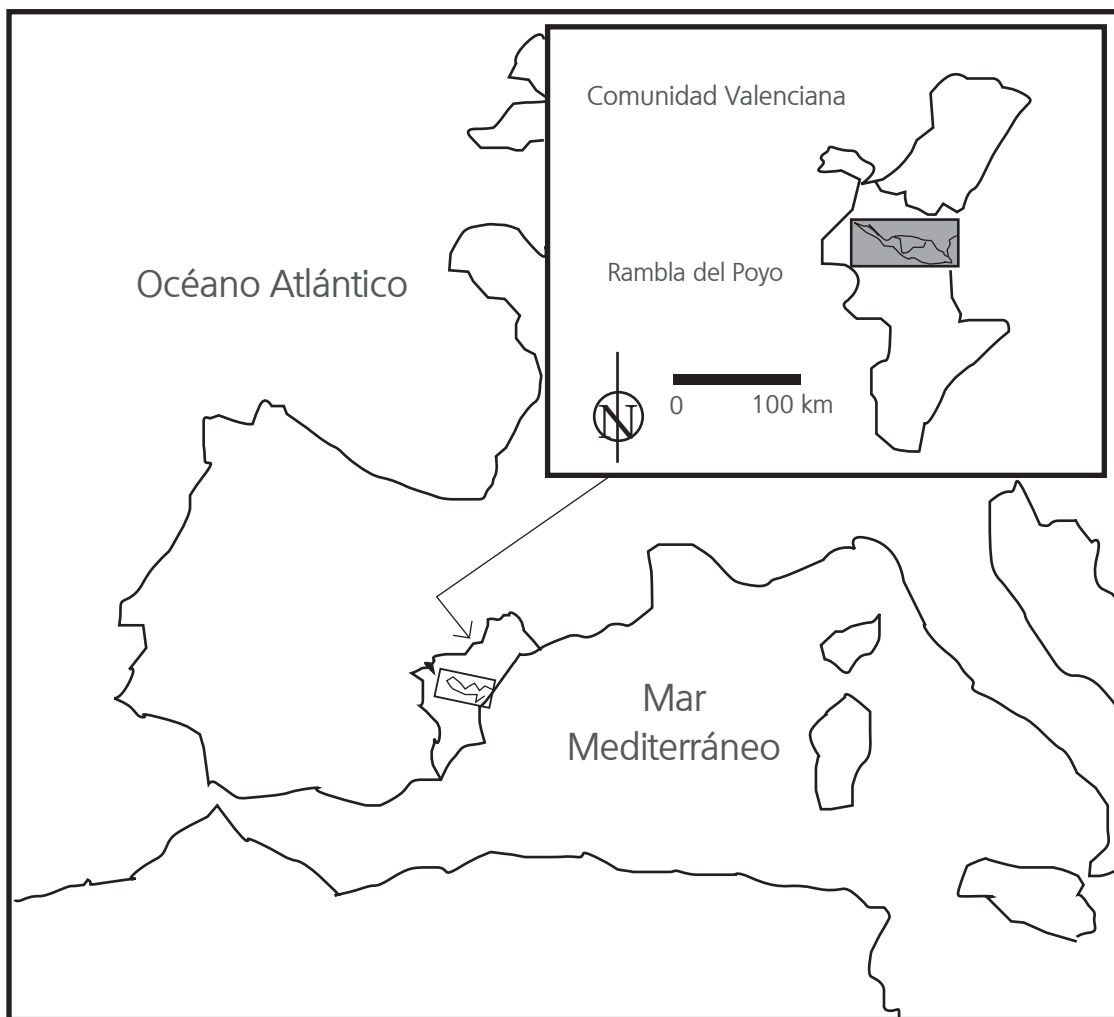


Figura 2. Ubicación geográfica de la Rambla del Poyo.

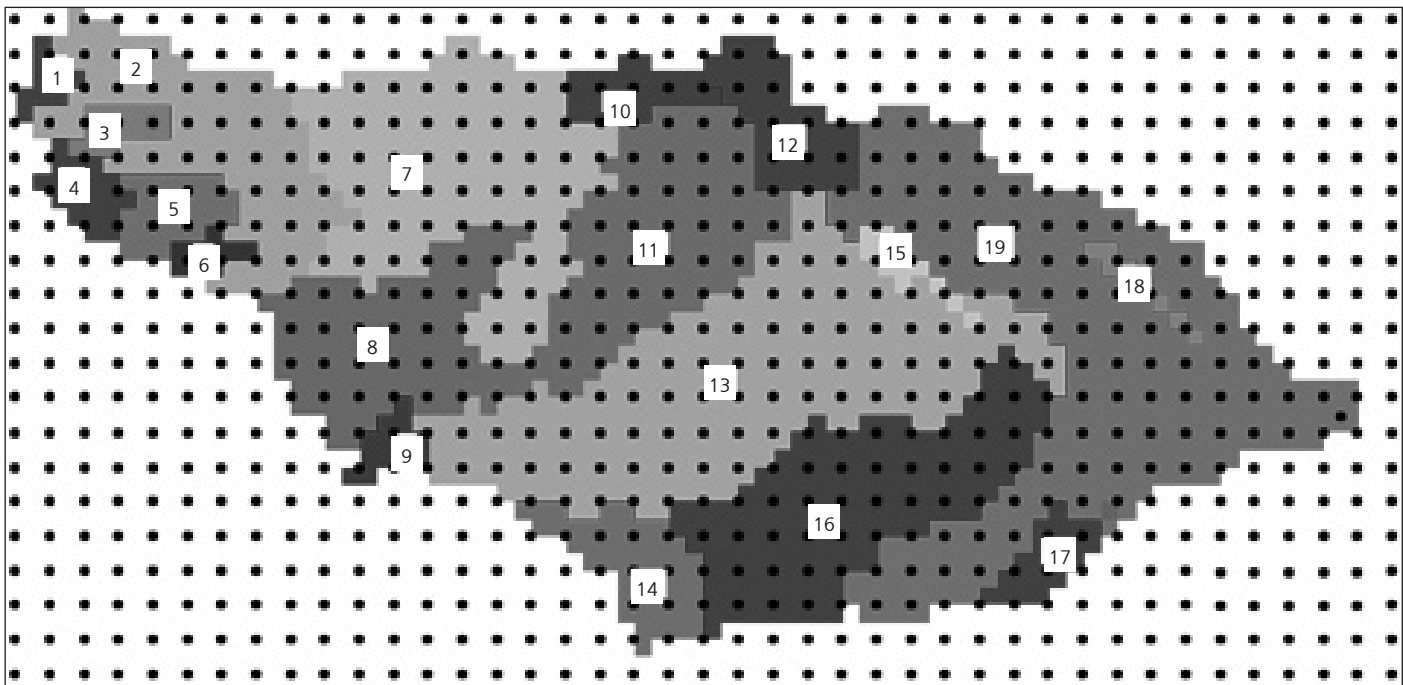


Figura 3. Puntos de generación de lluvias con el modelo RAINGEN en la cuenca de la Rambla del Poyo.

Los eventos generados con el modelo RAINGEN fueron procesados a través del modelo TETIS, para diferentes áreas de cuenca y densidad de pluviómetros. Para cada caso se estudió la respuesta hidrológica de la cuenca utilizando el modelo TETIS, centrándose en las siguientes características del hidrograma: caudal pico y volumen del hidrograma.

El modelo TETIS es un modelo conceptual distribuido en el que la producción de la escorrentía se basa en la realización de un balance hídrico en cada celda, suponiendo que el agua se distribuye en cuatro niveles o tanques de almacenamiento conceptuales y conectados entre sí (Vélez, 2001; Francés et al., 2002; Vélez, 2003). El modelo incluye los siguientes procesos hidrológicos: interceptación, detención, infiltración, evapotranspiración, fusión de nieve, percolación, recarga del acuífero, escorrentía superficial, flujo subsuperficial y flujo base.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Como se ha comentado, se trabajó con un intervalo temporal de 10 minutos 19 subcuencas agrupadas para conformar cuencas de aproximadamente 2 km², 3 km², 5 km², 10 km², 50 km², 133 km², 193 km², 276 km² y 421 km² y datos con resoluciones espaciales de 1 km x 1 km, 2 km x 2 km, 4 km x 4 km y 8 km x 8 km. En lo sucesivo se hablará de densidades de pluviómetros, como si de estaciones de lluvia se tratara.

La tabla 1 muestra las coordenadas UTM de salida de cada una de las cuencas estudiadas así como las subcuencas que comprende cada una de ellas con base en la figura 3; el número de pluviómetros reales (NPR), esto es, los que hipotéticamente se encuentran en la cuenca (de acuerdo con los datos generados con el modelo RAINGEN) y el número de pluviómetros teóricos (NPT), obtenido con el cociente entre el área de la cuenca y la densidad correspondiente (NPT) que se tendrían para cada densidad.

Tabla 1. Cuencas estudiadas.

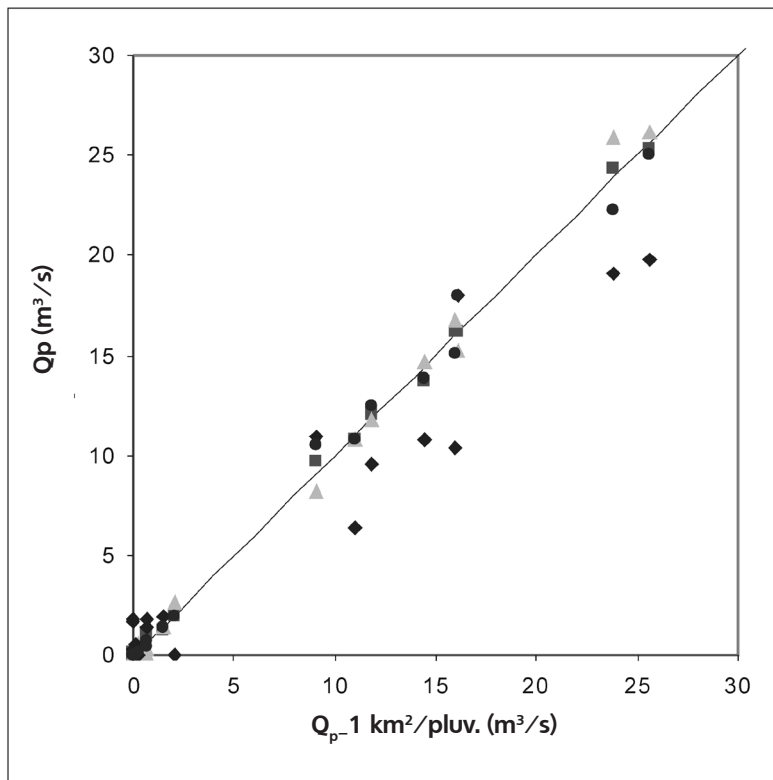
Cuencas	Subcuencas	Área (km ²)	Coord. UTM		4 km ² /pluv.		16km ² /pluv.		64km ² /pluv.	
			X	Y	NPR	NPT	NPR	NPT	NPR	NPT
2.1	18	2	717000	4370500	0-1*	0.5	0	0.13	0	0.03
2.2	6	2	689500	4372500	0-1*	0.5	0	0.13	0	0.03
2.3	1	2.5	685000	4377500	0-1*	0.62	0	0.16	0	0.04
3.1	15	3	711000	4370500	0-1*	0.75	0	0.19	0	0.05
3.2	9	3	694500	4367500	0-2*	0.75	0	0.19	0	0.05
3.3	3	3.25	687500	4376000	0-1*	0.80	0	0.20	0	0.05
5.1	10	5	702500	4377000	1-3*	1.25	0	0.31	0	0.08
5.2	17	5.25	715000	4365000	1	1.31	0	0.33	0	0.08
5.3	4	4.75	686500	4374000	0-2*	1.18	0	0.3	0	0.07
10.1	4 y 5	10.75	689000	4374000	1-4*	2.7	0	0.67	0	0.17
10.2	12	10	707000	4374500	3-4*	2.5	1	0.63	0	0.16
10.3	14	10.5	702500	4363500	1-4*	2.63	0-1*	0.66	1	0.16
50.1	1-6	50.25	697500	4373000	12	12.5	2	3.1	0	0.79
50.2	14 y 16	51.5	713000	4368000	12-15*	12.8	2-4*	3.2	0-1*	0.80
50.3	8	50	692500	4373500	7-9*	12.5	2	3.10	1	0.78
133	1-9	133.5	699000	4373500	35	33.25	6	8.31	1	2.1
193	1-11	193	705000	4373500	44	48.2	9	12	1-2*	2.1
276	1-11, 13, 15	276	715500	4369000	68	69	16	17.3	2-3*	4.3
421	1-19	421	721500	4368000	102	105	24	26.3	5	6.5

*La diferencia entre los límites corresponde al número de pluviómetros que se encuentra en la divisoria o parteaguas de la cuenca.

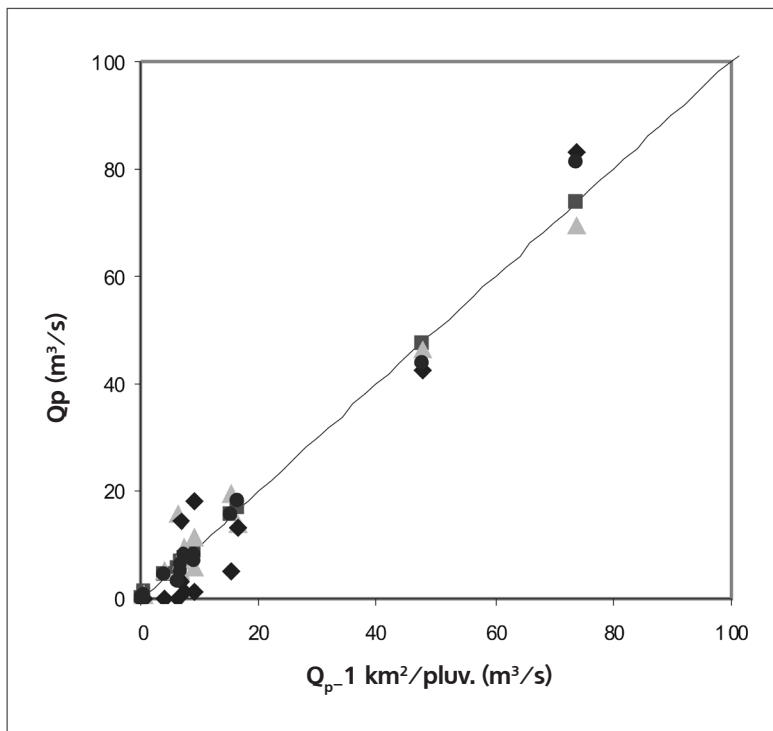
Por último, para las 19 cuencas estudiadas se simuló la respuesta hidrológica para una lluvia distribuida uniformemente en el espacio igual al hietograma medio calculado con los datos de todas las estaciones, esto es, con la condición correspondiente a 1 km²/pluviómetro. Estas simulaciones serían equivalentes a alimentar al modelo con una lluvia media calculada de manera muy exacta pero distribuida uniformemente en el espacio.

Las figuras 4, 5 y 6 muestran los resultados obtenidos para los caudales pico en las cuencas de 2 (2.1), 5.25 (5.2), 10.75 (10.1), 50.25 (50.1), 193, y 421 km². En el eje de las abscisas se representa el caudal obtenido con la malla de 1 km x 1 km, correspondiente a la densidad de 1 km²/pluviómetro, es decir, con la máxima resolución espacial, por lo que en lo sucesivo se les llamará *caudales de referencia*.

Cuenca 2.1

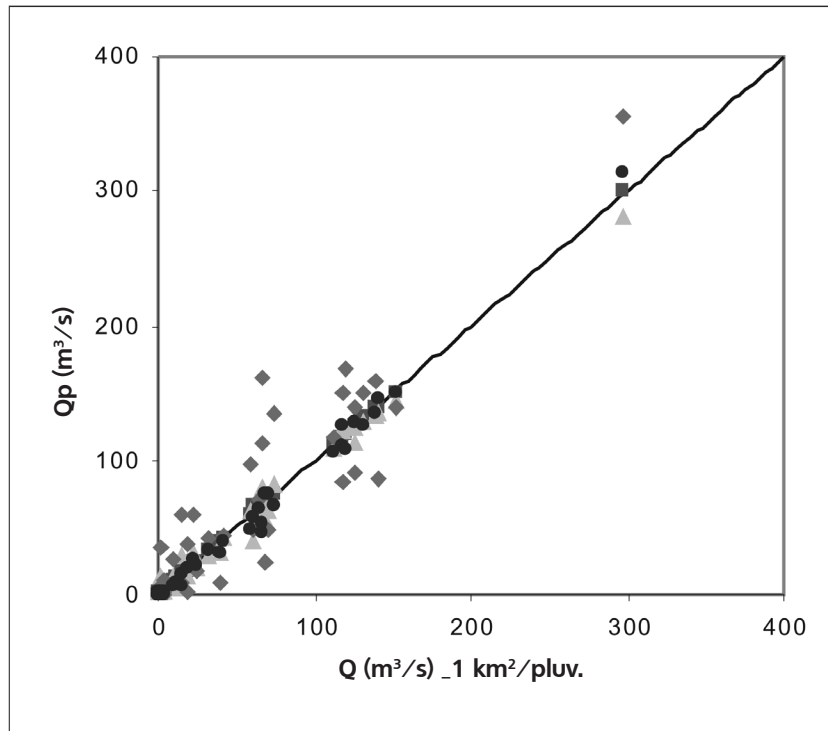


Cuenca 5.2

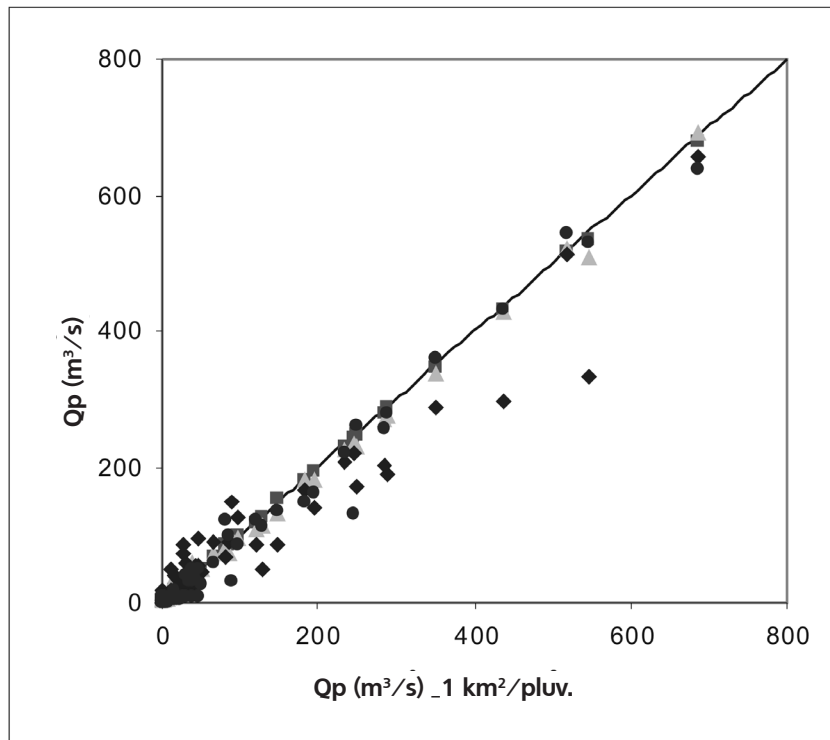


–1 km²/ pluv. ■4 km²/ pluv. ▲16 km²/ pluv. ◆64 km²/ pluv. ●hiet. medio

Figura 4. Relación entre caudales de referencia y calculados. Cuencas de 2 y 5.25 km².



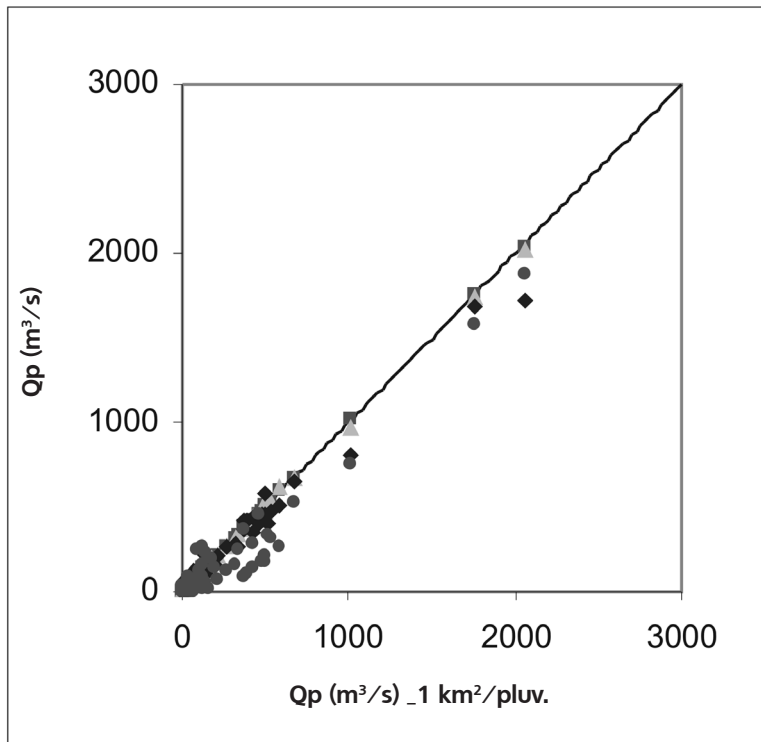
Cuenca 10.1



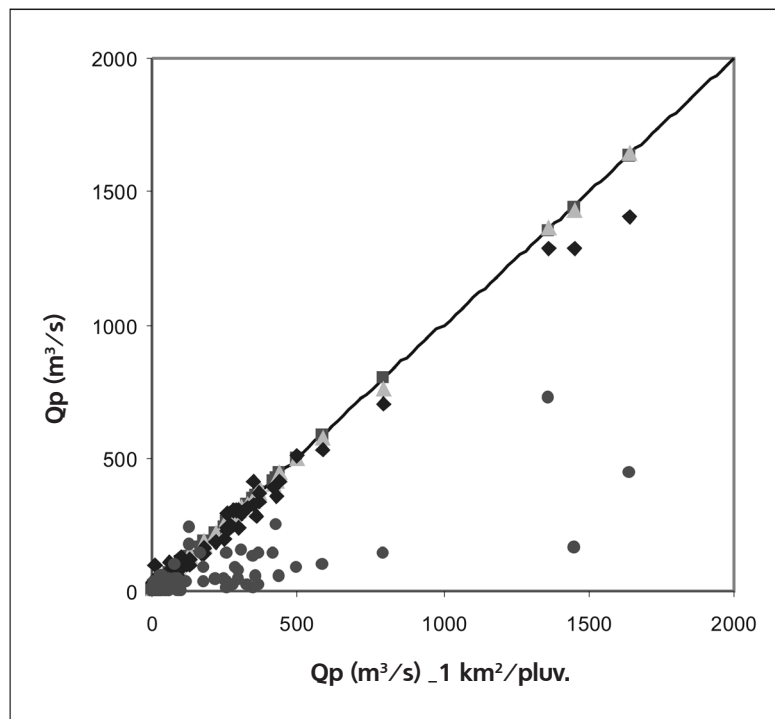
Cuenca 50.1

■ 1 km² / pluv. ■ 4 km² / pluv. ▲ 16 km² / pluv. ◆ 64 km² / pluv. ● hiet. medio

Figura 5. Relación entre caudales de referencia y calculados. Cuencas de 10.75 y 50.25 km².



Cuenca 193



Cuenca 421

–1 km²/ pluv. ■4 km²/ pluv. ▲16 km²/ pluv. ◆64 km²/ pluv. ●hiet. medio

Figura 6. Relación entre caudales de referencia y calculados. Cuencas de 193 y 421 km².

Como medida del error entre los caudales calculados y los de referencia se calculó la Raíz del Error Cuadrático Medio Relativo (RECMR), con la ecuación:

$$RECMR = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{Q_{ir} - Q_i}{Q_{ir}} \right)^2}$$

donde Q_{ir} es el caudal pico de referencia para el evento que corresponda, Q_i es el caudal pico para el mismo evento y densidad analizada y $n = 100$.

Para cada cuenca se calcularon los máximos errores relativos (e_r) respecto del caudal de referencia, que se tienen al calcular el caudal pico con las diferentes densidades de pluviómetros o con el hietograma medio. Se utilizó la ecuación:

$$e_r = MAX \left(\frac{Q_{ir} - Q_i}{Q_{ir}} \cdot 100 \right)$$

Los errores relativos correspondientes a los 100 eventos estudiados para cada cuenca y densidades se obtuvieron de dos formas:

a. Considerando únicamente los caudales, tanto de referencia como calculados mayores que cero ($Q > 0$).

b. Tomando en cuenta sólo los 20 caudales máximos de referencia cuyos correspondientes caudales calculados son también mayores de cero. En el caso en que se tienen menos de 20 caudales de referencia no nulos, el cálculo se hizo con dichos caudales.

La tabla 2 muestra los errores relativos (e_r), las RECMR y el número de caudales mayores de cero (en relación con el número de caudales de referencia mayores de cero) para cada densidad en estudio. Se señalan con (*) los casos en que si se consideran los caudales calculados nulos el error sería de 100%.

Tabla 2. Errores y número de caudales pico mayores que cero, para distintas densidades y áreas. Parámetros de suelo variables.

Cuenca	1km ² /pluv.				4km ² /pluv.				16km ² /pluv.				64km ² /pluv.				Hiet. medio			
	NQ>0	e_r (%)		RECMR	NQ>0	e_r (%)		RECMR	NQ>0	e_r (%)		RECMR	NQ>0	e_r (%)		RECMR	NQ>0			
		20m	Q>0			20m	Q>0			20m	Q>0			20m	Q>0					
2 (1)	15	10.1	10.1	0.096	15	98.1*	98.1*	0.213	13	41.4*	41.4*	0.912	12	49.2*	49.2*	0.239	13			
2 (2)	32	21.3	23.4	0.145	32	78.1	78.1*	0.449	31	96.1*	96.1*	0.567	29	99.9*	99.9*	1.642	16			
2(3)	10	57.9	57.9	0.247	10	55.8	55.8	1.426	10	99.9*	99.9*	4.449	5	58.7*	58.7*	0.405	7			
3 (1)	8	48.9	48.9	0.266	8	77.7	77.7	1.271	8	80.2*	80.2*	3.055	6	74.1*	74.1*	1.842	7			
3 (2)	20	70.9	70.9	0.100	20	97.1	97.1	0.412	20	92.6*	92.6*	1.729	17	94.5	94.5*	0.214	20			
3 (3)	69	13.6	36.8	0.096	69	16	58.6	0.149	68	40.1	97.7*	0.448	67	8	98.6*	0.068	66			
5 (1)	16	61.1	61.1	0.067	16	18.9	18.9	0.515	16	91.4*	91.4*	2.337	11	87.2*	87.2*	0.323	14			
5 (2)	16	31.5	31.5	0.098	16	36.6*	36.6*	0.439	14	98.4*	98.4*	1.308	11	55.7*	55.7*	0.282	13			
5 (3)	66	25.3	58.9*	0.093	63	48.5	53.3*	0.595	61	55.6	96.9*	1.153	62	66.8	66.7*	0.483	66			
10 (1)	65	1.6	57*	0.036	63	35	64*	0.200	61	75	97*	0.821	62	30	69*	0.171	65			
10 (2)	63	3.9	21	0.050	63	14	54	0.202	63	41	99.7	0.648	63	10	94	0.080	63			
10 (3)	12	26	26*	0.232	10	63*	63*	1.167	10	82*	80.1*	3.045	10	48*	48*	1.170	7			
50(1)	73	2.4	42*	0.037	73	15	74	0.132	71	62	86*	0.625	72	64	94*	0.313	72			
50(2)	44	6.9	15	0.070	43	16	34	0.170	43	97	97*	0.977	42	91	91*	1.508	33			
50(3)	80	2.3	29*	0.016	78	9	74*	0.102	76	29	97*	0.347	74	40	72*	0.245	68			
133	91	1.2	40.2	0.016	91	7.1	74*	0.062	89	24.2	99.7*	0.226	89	45.4	99.4*	0.417	78			
193	89	1.2	36	0.015	89	6	74*	0.066	87	21	74*	0.322	86	78	98*	0.694	77			
276	91	1.2	40.5	0.016	91	5.9	75.8*	0.062	88	22.3	80*	0.296	88	95.6	98*	0.947	77			
421	92	1.32	37	0.012	92	6	58*	0.050	91	21	87*	0.257	91	96	99*	1.562	80			

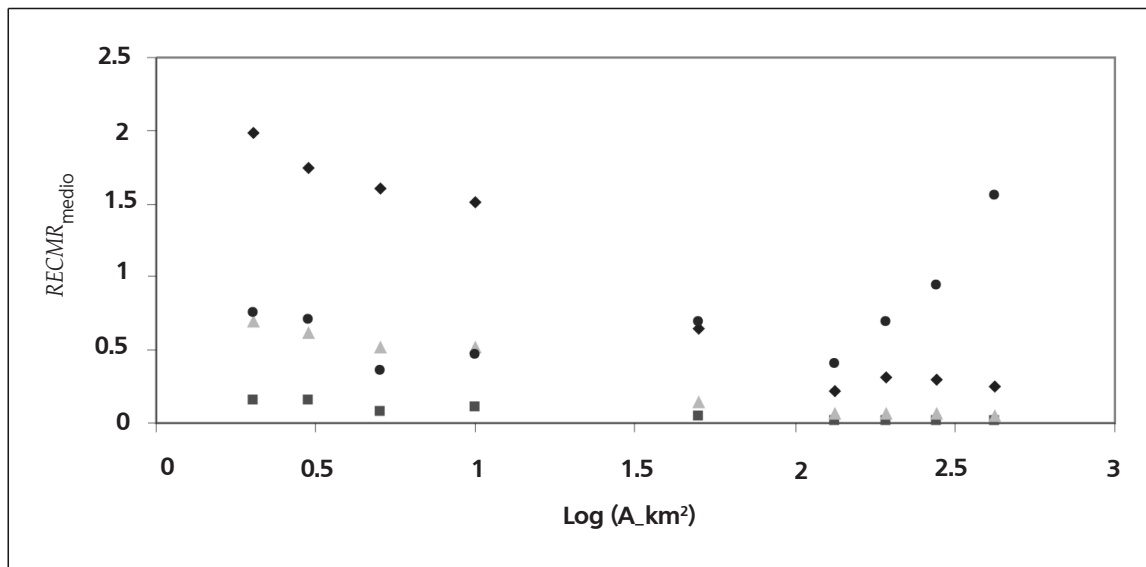


Figura 7. RECMR medias en el caudal pico.

La figura 7 muestra las RECMR obtenidas con los caudales de referencia y los calculados.

En relación con la influencia de la densidad de pluviómetros, en las figuras 4, 5 y 6 puede observarse cómo a medida que la distancia entre estaciones aumenta, la diferencia entre los caudales calculados y los de referencia también se incrementa. Sin embargo, para la densidad de 4 km²/pluviómetro se obtienen aún caudales bastante cercanos a los de referencia y los resultados obtenidos con la densidad de 16 km²/pluviómetro para áreas mayores o iguales que 50 km² son también aceptables. Los resultados para las cuencas restantes fueron similares. Se llevó a cabo un análisis parecido, considerando los volúmenes de los hidrogramas, los resultados obtenidos son similares a los relativos al caudal pico.

En la tabla 2 se observa que para el análisis efectuado con los 20 caudales máximos para la densidad de 4 km²/pluviómetro en las cuencas con 25 o más caudales no nulos, el error relativo máximo es de 25% calculado para la cuenca (3.3). Para 16 km²/pluviómetro en cuencas de más de 50 km² los errores relativos calculados con los 20 máximos oscilan entre 6 y 16%. Y para 64 km²/pluviómetro en las cuencas medianas, entre 133 km² y 421 km², los errores van de 21 a 24%. Se observa que en todos los casos,

excepto para la cuenca (3.3) y densidad de 16 km²/ pluviómetro, hay al menos un pluviómetro dentro o en la divisoria de la cuenca. En este sentido, Krajewski et al. (1991) encontraron que para una cuenca de 7.5 km² considerar sólo una estación no conduce a errores significativos.

En cuanto a los resultados obtenidos a través del hietograma medio se puede observar de las figuras 4, 5 y 6 que a medida que la cuenca es más grande la diferencia entre los caudales obtenidos con el hietograma medio y los de referencia es cada vez más importante, esto es, al utilizar el hietograma medio se subestima más el caudal pico a medida que la cuenca es más grande. Debe tenerse en cuenta que el hietograma medio se calculó con la densidad de 1 km²/pluviómetro, por lo que es un hietograma muy exacto. En un estudio llevado a cabo con eventos máximos registrados en la cuenca del Valle de México (Amaud et al., 2002) se encontraron resultados similares; en la opinión de los autores esto podría relacionarse con el concepto de factor de reducción areal (Rodríguez, 1974; Sivapalan, 1998).

De la figura 7 y la tabla 2 se observa que en general las RECMR para las distintas densidades de pluviómetros disminuyen con el incremento del área, mientras que la tendencia para el caso del hietograma medio es al contrario, las RECMR

incrementan con el área. Así, se observa que en cuencas hasta 10 km²/pluviómetro se obtienen *RECMR* muy similares para los caudales correspondientes a la densidad de 16 km²/pluviómetro y para el hietograma medio; y para las cuencas a partir de 50 km² las *RECMR* medias para el hietograma medio son mayores, incluso que para la densidad de 64 km²/pluviómetro. Sin embargo, debe tenerse en cuenta que el hietograma medio se calculó con la densidad de 1 km²/pluviómetro, por lo que es un hietograma muy exacto.

CONCLUSIONES

a. A medida que la distancia entre estaciones aumenta, la diferencia entre los caudales o volúmenes calculados y los caudales o volúmenes de referencia también se incrementa. Sin embargo, para la densidad de 4 km²/pluviómetro se obtienen aun caudales bastante cercanos a los de referencia.

b. Se observó que a medida que la cuenca es menor, el hecho de aumentar el área correspondiente a cada pluviómetro provoca que los caudales pico y volúmenes difieran más de los de referencia. Esto ocurre especialmente para los caudales máximos y podría estar relacionado con el número de pluviómetros que se tengan dentro de la cuenca.

c. Sobre los resultados obtenidos con el hietograma medio, se encontró que a medida que el tamaño de la cuenca aumenta, los caudales pico obtenidos a través de dicho hietograma se alejan de los caudales de referencia. En una investigación en que se estudiaron los eventos máximos registrados en la cuenca del Valle de México (Arnaud et al., 2002) se encontraron resultados similares. En la opinión de los autores esto podría relacionarse con el concepto de factor de reducción por área.

d. Como medida de error se consideró la *RECMR*, calculada con los resultados obtenidos para cada densidad en relación con los resultados de la condición de 1 km²/pluviómetro. En general las *RECMR* para las distintas densidades de pluviómetros disminuyen con el incremento del área de la cuenca, mientras que la tendencia para el caso del hietograma media es

al contrario, las *RECMR* incrementan con el área. Así, se tiene que en cuencas hasta 10 km²/pluviómetro se obtienen *RECMR* muy similares para los caudales correspondientes a la densidad de 16 km²/pluviómetro y para los caudales obtenidos con el hietograma medio, y para las cuencas a partir de 50 km² las *RECMR* medias para el hietograma medio son mayores, incluso, que para la densidad de 64 km²/pluviómetro. Sin embargo, debe tenerse en cuenta que el hietograma medio se calculó con la densidad de 1 km²/pluviómetro, por lo que es un hietograma muy exacto. Los resultados obtenidos con los volúmenes de los hidrogramas son similares a los relativos al caudal pico.

Recibido: 28 de febrero de 2005

Aprobado: 7 de agosto de 2006

REFERENCIAS

ARNAUD, P.; BOUVIER, C.; CISNEROS, L. AND DOMÍNGUEZ, R. (2002). *Influence of rainfall variability on flood prediction*, Journal of Hydrology, 260:216-230.

FAURES, J.; GOODRICH, D. C.; WOOLHISER, D. A. AND SOROOSHIAN, S. (1995). *Impact of small scale spatial rainfall variability on runoff modeling*, Journal of Hydrology, 173:309-326.

FRANCÉS, F.; VÉLEZ U., J.J.; VÉLEZ U., J.I. AND PURICELLI, M. (2002). *Distributed modeling of large basins for a real time flood forecasting system in Spain*, Second Federal Interagency Hydrologic Modeling Conference, Las Vegas, Nevada, United States of America, (CD).

GUICHARD, D. (2002). *Factores de reducción areal: aplicación y contraste sobre episodios S.A.I.H.*, Trabajo de investigación presentado para obtención del Diploma de Estudios Avanzados, Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente, Universidad Politécnica de Valencia, España.

HUNTER, S.; JORGESON, J.; MEYER, S. AND VIEUX, B. E. (2002). *A test of two distributed hydrologic models with WSR-88D radar precipitation data input*, Proceedings of Second Federal Interagency Hydrologic Modeling Conference: Hydrologic Modeling for the 21st Century, Las Vegas, Nevada, United States of America.

KRAJEWSKI, W. F.; LAKSHMI, V.; GEORGAKAKOS, K. P. AND JAIN, S. C. (1991). A Monte Carlo study of rainfall sampling effect on a distributed catchment model, *Water Resources Research*, 27:119-228.

LORENTE, J. AND REDAÑO, A. (1990). Rainfall rated distribution in a local scale: The case of Barcelona city, *Theoretical and Applied Climatology*, 41:23-32.

MARTÍNEZ, A. V.; DAL-RÉ, T. R.; GARCÍA, G. A. I. Y AYUGA, T. F. (2000). Modelación distribuida de la escorrentía superficial en pequeñas cuencas mediante SIG. Evaluación experimental, *Ingeniería Civil, CEDEX*, 104:141-146.

MICHAUD, J. D. AND SOROOSHIAN, S. (1994). Effect of rainfall-sampling errors on simulation of desert flash floods, *Water Resources Research*, 30:2765-2775.

MORIN, E.; ENZEL, Y.; SHAMIR, U. AND GARTI, R. (2001). The characteristic time scale for basin hydrological response using radar data, *Journal of hydrology*, 252:85-99.

MORIN, J.; ROSENFELD, D. AND AMITAI, E. (1995). Radar rainfall field evaluation and possible use of its high temporal and spatial resolution for hydrological purposes, *Journal of Hydrology*, 172:275-292.

OBLED, CH.; WENDLING, J. AND BEVEN, K. (1994). The sensibility of hydrological models to spatial rainfall patterns: an evaluation using observed data, *Journal of Hydrology*, 159:305-333.

RODRÍGUEZ ITURBE, I. AND MEJÍA, J. M. (1974). On the transformation of point rainfall to a real rainfall, *Water Resources Research*, 10(4):729-735.

SALSÓN, S. (2001). Modelo matemático para simulación numérica espacio-temporal de intensidades de lluvia en episodios torrenciales de carácter convectivo, Tesis doctoral, Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente, Universidad Politécnica de Valencia, España.

SALSÓN, S. AND GARCÍA BARTUAL, R. (2003). A space-time rainfall generator for highly convective mediterranean rainstorms, *Natural Hazards and Herat Systems Sciences*, 3:103-114.

SIVAPALAN, M. AND BLÖSCHL, G. (1998). Transformation of point to areal rainfall: Intensity-duration-frequency curves, *Journal of hydrology*, 204:150-167.

SYED, K. H.; GOODRICH, D. C.; MYERS, D. E. AND SOROOSHIAN, S. (2003). Spatial characteristics of thunderstorm rainfall fields and their relation to runoff, *Journal of hydrology*, 271:1-21

VÉLEZ UPEGUI, J. I. (2001). Desarrollo de un modelo hidrológico conceptual y distribuido orientado a la simulación de las crecidas, Tesis doctoral, Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente, Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos Canales y Puertos, Universidad Politécnica de Valencia, España.

VÉLEZ UPEGUI, J. J. (2003). Desarrollo de un modelo distribuido de predicción en tiempo real para eventos de crecidas, Tesis doctoral, Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente, Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos Canales y Puertos, Universidad Politécnica de Valencia, España.

WILLEMS, P. (2001). A spatial rainfall generator for small spatial scales, *Journal of hydrology*, 252:126-144.

Dirección institucional de los autores

DELVA GUICHARD ROMERO

Facultad de Ingeniería
Universidad Autónoma de Chiapas (UNACH)
Blvd. Belisario Domínguez, Km 1081. Tuxtla Gutiérrez,
Chiapas, México. 29000; dguich@unach.mx

RAFAEL GARCÍA BARTUAL

Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente (DIHMA)
Universidad Politécnica de Valencia (UPV)
Camino de Vera S/N, Valencia, 46022, España;
rgarciab@hma.upv.es

FÉLIX FRANCÉS GARCÍA

Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente (DIHMA)
Universidad Politécnica de Valencia (UPV)
Camino de Vera S/N, Valencia, 46022, España;
ffrances@hma.upv.es

RAMÓN DOMÍNGUEZ MORA

Instituto de Ingeniería
Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM)
Edificio 5 (Hidráulica). Delegación Coyoacán, México,
D. F. 04510; rdm@pumas.iingen.unam.mx