

## LAS CRECIDAS EN RAMBLAS VALENCIANAS MEDITERRÁNEAS

POR

ANA MARÍA CAMARASA Y FRANCESCA SEGURA

### *Introducción: Las ramblas mediterráneas*

El ámbito mediterráneo —entre los dominios templado húmedo de latitudes superiores y árido de latitudes inferiores—, constituye un espacio de transición bioclimática, morfogenética e hidrológica. A pesar de la diversidad de entornos a los que se aplica dicha denominación (Mateu, 1989), no se puede negar la peculiaridad de un territorio, donde concurren complejos factores climáticos (sequía estival y lluvias otoñales de gran intensidad); estructurales y geomorfológicos (zonas montañosas muy próximas al mar, con grandes contrastes topográficos labrados sobre litologías permeables y fracturadas); y culturales (milenarios ocupación humana)<sup>1</sup>.

En este contexto geográfico, los cursos fluviales efímeros, de circulación intermitente y funcionamiento espasmódico, constituyen el elemento hidrológico más representativo. Los nombres con que se les conoce varían dependiendo del país al que pertenezcan. Así, en Italia se les denomina *fiumare*, en el Magreb *uadi*, en el levante peninsular *torrent*, *barranc*, *rambla* o arroyo, etc.

---

<sup>1</sup> Este trabajo está financiado por el proyecto GV-D-RN 12-127-96.

---

Ana María Camarasa Belmonte. Departamento de Geografía. Universidad de Alcalá de Henares (Madrid).

Francesca Segura Beltrán. Departamento de Geografía. Universitat de Valencia.

Estudios Geográficos, LXII, 245, 2001

Uno de los términos más extendido en territorio valenciano es el de rambla, que hace referencia a una corriente fluvial efímera de lechos amplios y pedregosos. Desde el punto de vista hidrológico, la circulación depende casi exclusivamente de la lluvia, dada la persistente desconexión entre freáticos y lechos fluviales (Mateu, 1982; Segura, 1990), que origina la ausencia de caudal de base (salvo en los casos en que los cauces corten acuíferos colgados locales). Desde el punto de vista geomorfológico las ramblas suelen drenar cuencas pequeñas, labradas a menudo sobre litologías permeables, con grandes pendientes, y amplios valles de fondo plano, que responden a la morfología de *braided*.

Estos sistemas, secos la mayor parte del año, resultan especialmente virulentos en momentos de crecida. Las enormes pendientes junto con la gran cantidad de sedimento disponible para su movilización y transporte dotan al sistema de una gran energía potencial, desencadenada, a menudo de forma violenta, con las intensas lluvias tormentosas.

El análisis hidrológico de ramblas y barrancos ha adolecido en el pasado de carencias estructurales de difícil solución, pese a la importancia ambiental y social que revisten sus crecidas. En primer lugar, ha pesado una cuestión de escala, que ha relegado a un segundo plano el estudio de las cuencas pequeñas, dado el mayor interés social sobre las grandes cuencas de circulación perenne. En segundo lugar, la limitada red de aforos, restringida básicamente a los ríos perennes, aporta únicamente datos diarios, que enmascaran unos procesos de crecida que ocurren en apenas unas horas. Sin embargo, la implantación, relativamente reciente, de nuevos instrumentos de toma de datos (Sistemas Automáticos de Información Hidrológica, radares meteorológicos, estaciones automáticas,...) que aportan información detallada de los eventos en tiempo real, abre nuevas perspectivas para el estudio de estos eventos.

Este trabajo aborda los procesos hidrológicos que concurren en la formación de crecidas en ramblas mediterráneas, atendiendo a las peculiaridades climáticas y morfológicas de este ámbito. El marco espacial del estudio se centra en la mitad septentrional del Golfo de Valencia (figura 1), donde se localizan las cuencas aforadas de la Rambla de la Viuda (1.289 km<sup>2</sup>), del Barranc del Carraixet (128 km<sup>2</sup>) y de la Rambla del Poyo (187 km<sup>2</sup>). Desde una óptica sistémica, se analizan las cuencas de drenaje como un espacio dinámico donde se genera la escorrentía y se estudian las entradas y salidas al sistema fluvial en forma de lluvia y caudal, con el apoyo de datos diarios (Rambla de la Viuda) y de información

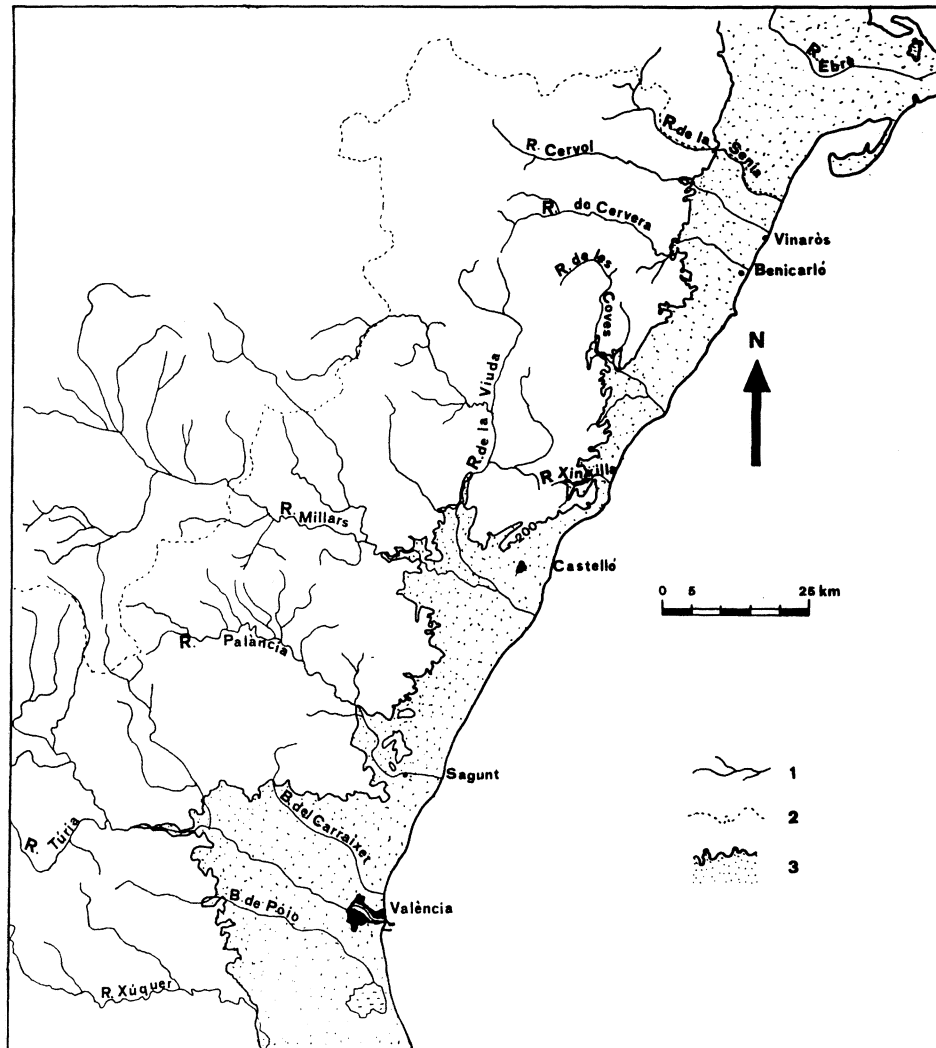


FIG. 1.—Zona de estudio, (1) cursos fluviales, (2) límite administrativo y (3) llanuras costeras por debajo de los 200 msm.

cincominutal aportada por el Sistema Automático de Información Hidrológica (SAIH) de la Cuenca Hidrográfica del Júcar (Barranc del Carraxet y Rambla del Poyo).

*La cuenca de drenaje, un sistema tridimensional generador de crecidas*

Un sistema fluvial se articula de un modo abierto y dinámico en el que los *inputs* o entradas de materia y energía están constituidos fundamentalmente por la precipitación y los *outputs* o salidas por el caudal y los sedimentos. La cuenca —espacio físico donde ocurren los procesos de conversión lluvia-caudal— resulta un escenario hidrológico clave y complejo que adapta su modelado a las condiciones energéticas del sistema en cada momento, en un intento de alcanzar el equilibrio. Entre los factores de la cuenca que influyen sobre la hidrología, cabría destacar la estructura del relieve, la litología, las pendientes, la cubierta vegetal, los suelos y las formas deposicionales.

El espacio mediterráneo está dominado por relieves conformados durante la orogenia alpina. El modelo más extendido se configura en torno a un arco montañoso, plegado y fracturado en gradería en dirección a la costa. A menudo, una escasa distancia separa las crestas del mar, hecho que deriva en cuencas de grandes pendientes que incrustan sus cabeceras en los vigorosos relieves de las cordilleras alpinas. Las cuencas bajas, por su parte, se suelen desarrollar sobre fragmentos tectónicos fracturados y hundidos durante el Terciario y rellenados en el transcurso del Cuaternario. El brusco contacto entre cabeceras y desembocadura, a menudo, aparece orlado por edificios deposicionales tales como abanicos aluviales, conos de deyección, glaciares y demás formas de transición, en distintos grados de evolución y complejidad. Desde el punto de vista hidrológico, las abruptas cabeceras configuran la topografía más favorable para los procesos de traslación de crecidas en detrimento de los de almacenamiento (Dunne y Leopold, 1978), al tiempo que los bruscos cambios de pendiente en la zona de contacto propician la formación de frentes de ola móviles (Woolhiser, 1971). Por contra, las llanuras costeras son propensas a una fuerte laminación de las crecidas debido a la disminución de la pendiente, que incrementa la probabilidad de desbordamiento. La estructura de estos relieves es determinante no sólo en

la propia génesis de la avenida, sino también en el desarrollo de la inestabilidad atmosférica que da lugar a las lluvias extremas (Mateu, 1989) mediante el efecto de reforzamiento orográfico.

Otro aspecto importante lo constituye la litología dominante que en las tierras valencianas es fundamentalmente calcárea, aunque hacia el sur, en el ámbito de las Cordilleras Béticas, aparecen margas y arcillas. El sustrato calizo, con alto nivel de fracturación, fisuración y carstificación, favorece los procesos de infiltración y percolación del agua de lluvia, además de controlar el régimen hídrico superficial mediante el desarrollo de importantes sistemas cársticos en profundidad, desconectados de los cauces. Consecuencia de ello es una gran cantidad de pérdidas de caudal hacia conductos subterráneos y una circulación superficial intermitente dependiente, casi en exclusiva, del agua de lluvia (Mateu, 1982; Segura, 1990).

La configuración de la red de drenaje constituye un elemento estable que también afecta a la génesis de la escorrentía y de las crecidas. Redes con un trazado indeciso, propias de sectores con pendientes débiles favorecen el almacenaje del agua en sectores de drenaje deficiente; por contra cuando los desniveles son fuertes, la organización de la red facilita la llegada del agua a los canales principales. La forma de la red es asimismo importante a la hora de reducir o incrementar los picos de las avenidas. Redes radiales, como la del Riu d'Albaida, incrementan los picos de la crecida, por la confluencia de los afluentes en un mismo punto. Sin embargo, las redes alargadas, con forma de espiga, que predominan en el territorio valenciano, contribuyen de forma escalonada a la crecida. Los cauces, por su parte, presentan también diferencias significativas en las distintas partes de la cuenca. En cabecera, una ratio anchura/profundidad muy baja, como consecuencia de canales estrechos y profundos, potencia los procesos de traslación de ondas de avenida. En la cuenca baja, por contra, se dan secciones transversales cuya anchura puede superar más de 100 veces la profundidad. En este sector se desarrollan canales de tipo *braided*, amplios y pedregosos, con una gran capacidad para laminar las crecidas por cambios en la geometría del cauce e incremento de las pérdidas de caudal por transmisión (Segura, 1990).

La morfología de los depósitos también condiciona el comportamiento hidrológico de las ramblas. En este sentido, destacan las formas sedimentarias de transición que conectan las cabeceras montañosas con las llanuras de inundación. Abanicos aluviales, glaciares de acumulación y

mantos de derrubios —frecuentes en áreas semiáridas y mediterráneas (Rachocki, 1981; Harvey, 1989; 1990; Mateu, 1982; Segura, 1990)— absorben la escorrentía superficial generada en las vertientes rocosas, inhibiendo en un principio el flujo de canal y pudiendo aportar, en fases posteriores de la avenida, flujos laminares superficiales y subálveos (Camarasa, 1995). A menudo, los abanicos aluviales implican la desorganización de la red de drenaje, bien por la existencia de varios cauces o bien por la desaparición del canal. En los dos casos supone una disminución del caudal y frecuentemente se asocia a un descenso de la velocidad del flujo, sobre todo cuando se produce un desbordamiento (Carmona, 1995; Segura, 1996).

A todo esto debe añadirse la intensa y antigua ocupación antrópica del territorio, que ha provocado una fuerte decapitación de los horizontes edáficos así como la notoria reducción de la cubierta vegetal (Mateu, 1988), contribuyendo a intensificar la concentración de la escorrentía superficial en hidrogramas muy apuntados.

En síntesis, las cuencas de las ramblas y barrancos presentan un comportamiento hidrológico que se adapta, en líneas generales al modelo general de torrentes. En la cuenca alta, con pendientes elevadas, vegetación y suelos escasos, y cauces profundos y estrechos, se genera la escorrentía superficial. En la cuenca media, donde se desarrollan las formas de transición, domina la infiltración y los flujos superficiales de saturación y los canales, con un radio hidráulico escaso, transmiten el caudal, a veces con numerosas pérdidas. En la cuenca bajas, muy antropizadas, con pendientes escasas y suelos y vegetación muy desarrollados, dominan las pérdidas de caudal ya sea por procesos de transmisión, de desbordamiento o por divergencias de los cauces (paleocauces). Dicho de otro modo: las cabeceras presentan una red convergente generadora de caudal; las cuencas medias, sin apenas afluentes, lo transmiten con pérdidas notables y las partes bajas presentan una red divergente con predominio de fuertes pérdidas.

#### *Funcionamiento del sistema hidrológico durante las crecidas*

Los sistemas fluviales efímeros se activan durante sucesos extraordinarios, de poca frecuencia y alta magnitud. La dinámica del sistema durante la mayor parte del año queda relegada a su mínima expresión,

habida cuenta de la falta de entradas o, dicho de otro modo, de precipitaciones. En efecto, la semi-aridez propia de climas mediterráneos junto a la falta de caudal de base propicia que los canales solamente vehiculen agua durante escasos días al año, resultado de intensas precipitaciones. En consecuencia, hablar de hidrología en ramblas es tanto como hablar de crecidas y, en este sentido, el análisis de episodios aislados de avenida aporta datos de gran valor para comprender el funcionamiento del sistema.

*Las entradas: precipitaciones intensas.* Existen dos escalas de análisis en las lluvias mediterráneas: una referida a la distribución de la precipitación a lo largo del año y otra, más puntual, referida a la estructura interna de las tormentas y basada en el estudio de intensidades de lluvia en sucesos concretos. Ambas escalas presentan como característica dominante la gran variabilidad temporal y espacial de la intensidad de precipitación.

Los mecanismos que generan las lluvias más abundantes son las denominadas situaciones de gota fría y las tormentas de verano. En el primer caso, la convergencia de fuertes gradientes térmicos verticales y horizontales (mar-tierra), las ondulaciones del *Jet Stream* en altura y una baja en superficie, propician la caída de lluvias muy copiosas e intensas. Son sucesos que se dan preferentemente en los meses de septiembre a noviembre, época en que la inercia térmica del mar es más elevada y en la que se origina la máxima cantidad de agua precipitable (Tripzit, 1980). A lo largo del territorio valenciano se observa que el máximo de sucesos se traslada desde septiembre hasta noviembre desde el interior a la costa y desde el norte hacia el sur (Armengot, 1994). Las tormentas de verano también generan lluvias muy intensas, de corta duración y escaso volumen.

Como consecuencia de estos procesos, los episodios de lluvias intensas son frecuentes en todo el territorio valenciano. Los valores más elevados que se han registrado en 24 horas han sido 635,2 mm en Bicorp (octubre de 1982), 623 mm en Rafelcoer (septiembre de 1989) y 817 mm en Oliva (noviembre de 1987). Los tres casos corresponden a temporales que causaron fuertes inundaciones en las zonas afectadas (la Ribera del Xúquer y la Safor).

Sin embargo, desde el punto de vista hidrológico, en las tierras septentrionales valencianas, se considera que el umbral de 60 mm de lluvia

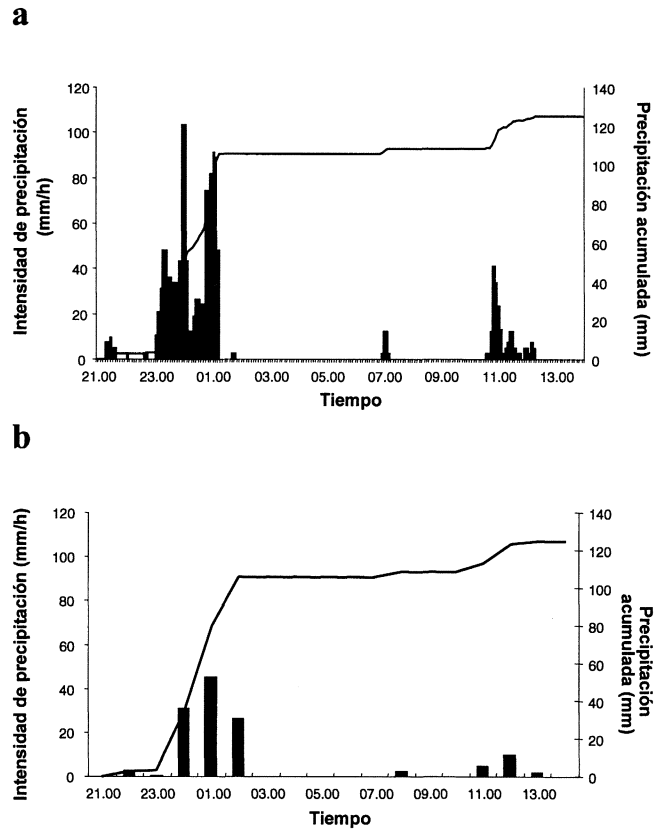


FIG. 2.—Hietograma de Carrizet (0001) de los días 8-9 de septiembre de 1990, registrado con diferentes intervalos de tiempo (a) cada cinco minutos, (b) cada hora.

por episodio lluvioso es suficiente para generar escorrentía (Mateu, 1982; Segura, 1990). Las tandas de lluvia cuyo total supera este umbral, se dan sobre todo en otoño, siendo octubre (28,17% en la cuenca de la Rambla de la Viuda y 21,49% en el Riu Cervol) y septiembre (12,18% en la primera cuenca y 18,48% en el segundo caso) los meses con mayor frecuencia de eventos. Además, durante los meses de octubre, septiembre, diciembre y noviembre las precipitaciones medias por cada tanda superan los 100 mm de lluvia (Segura, 1990).

A menor escala, en el seno de los propios episodios, se reproduce la enorme variabilidad espacio-temporal de la lluvia. Potentes células



convectivas precipitan, durante unos minutos, a intensidades de más de 100 mm/h sobre reducidas superficies, mientras en apenas unos kilómetros a la redonda ni siquiera llueve, o lo hace a muy baja intensidad (Camarasa, 1994).

*La intensidad de la lluvia: variabilidad temporal.* Por su relevancia en la génesis de la escorrentía superficial es importante mencionar la intensidad de lluvia. La reciente instalación de la red SAIH, donde se registran intensidades horarias de lluvia cada cinco minutos, que permiten un seguimiento de la estructura espacial y temporal de las tormentas. Esta estructura presenta características diferentes dependiendo de la escala temporal (Waymire y Gupta, 1981; Valdés *et al.*, 1985). A medida que se reducen los intervalos de observación el concepto de intensidad cobra mayor significado y se enfatiza el carácter impulsivo de la precipitación. La figura 2 compara dos hietogramas idénticos registrados cada cinco minutos (a) y cada hora (b). En el primer caso la intensidad máxima supera los 100 mm/h, mientras que en el segundo apenas llega a 45 mm/h.

En la red SAIH del Júcar es habitual registrar intensidades máximas cincominutales superiores a los 120 mm/h en algún punto de control, al menos una vez al año. Para episodios de cierta entidad es frecuente encontrar hietogramas con intensidades máximas de más de 100 mm/h, mientras que las medias apenas alcanzan los 3 ó 4 mm/h y los coeficientes de variación ascienden fácilmente al 300%. Sirva como ejemplo el cuadro I que resume características generales de varios hietogramas registrados en la Comunidad Valenciana durante los días 8 y 9 de septiembre de 1990. Destaca el punto 0L01, donde precipitan 64,8 mm en menos de 5 horas, o el 0P02 (152,7 mm) que, a pesar de durar 15h 30', acumula el 94% del total (143 mm) en sólo 3 horas. Los parámetros de dispersión de la intensidad de precipitación (desviación típica y coeficiente de variación) corroboran su torrencialidad e impulsividad. Los mayores contrastes aparecen en 0O01, que totaliza 125 mm con una diferencia entre la intensidad máxima (103 mm/h) y la media (8,28 mm/h) de 94,9 mm/h, y una desviación típica de 19,5. Por lo que respecta al coeficiente de variación, solamente un hietograma —0E01— presenta valores inferiores al 100%. El resto supera con creces esta cifra, alcanzándose valores de hasta 361% en 0O04.

CUADRO I  
 CARACTERÍSTICAS DE LOS HIETOGRAMAS DE LOS DÍAS 8 Y 9  
 DE SEPTIEMBRE DE 1990

<i>Punto de control</i>	<i>Duración (horas)</i>	<i>Totales precipitados (mm)</i>	<i>Intensidad máxima (mm/h)</i>	<i>Intensidad media típica (mm/h)</i>	<i>Desviación típica</i>	<i>Coficiente de variación (%)</i>
0E01	4,75	23,6	19,2	4,8	4,66	97
0E02	14,66	51,7	69,6	3,5	10,5	300
0E03	14,41	40,1	43,2	2,76	7,4	268
0O01	15	125	103,2	8,28	19,5	235
0O03	16,58	71,9	93,6	4,3	12,79	297
0O04	15,5	27,7	48	1,77	6,39	361
0P01	19,25	47,9	62,4	2,47	7,75	313
0P02	15,5	152,7	91,2	11,04	25,04	226
0P03	15,83	38,6	21,6	2,42	4,89	202
0P04	4,66	28,4	48	5,97	8,89	149
0P05	18	11,9	7,2	0,65	1,28	197
0P06	16,58	34,8	36	2,08	5,6	269
0L01	4,75	64,8	74,4	13,4	18,65	139
0L02	14,25	18	24	1,23	3,85	313
0S01	13,5	13,7	16,8	1	2,73	273
6E02	15	38	45,6	2,51	6,7	267
6E03	16,75	28,8	38,4	1,69	5,45	322
0O02	—	1,1	2,4	—	—	—

*Variabilidad espacial de la intensidad de la precipitación.* La concentración temporal de la precipitación se debe a la actividad de potentes células convectivas. De hecho, la estructura espacial de la lluvia responde a un patrón de naturaleza jerárquica, compuesto por células convectivas (unos 10 km<sup>2</sup> de superficie), áreas mesoescálicas de pequeña o gran escala (entre 100500 km<sup>2</sup> y 1.00010.000 km<sup>2</sup> respectivamente) y áreas sinópticas (> 10.000 km<sup>2</sup>) (Austin y Houze, 1972; Sharon, 1972; Gupta y Waymire, 1979). Las tres escalas pueden aparecer conjunta o individualmente pasando por todas las combinaciones intermedias (Camarasa, 1993). En la figura 3a un mapa de intensidad horaria de lluvia del sector central del Golfo de Valencia perteneciente al intervalo 00:00-00:05 horas del día 17 de abril de 1991— se puede apreciar una situación de lluvia generalizada de baja intensidad —gran área mesoescálica— en cuyo seno aparece una pequeña área mesoescálica, de unos 200 km<sup>2</sup>

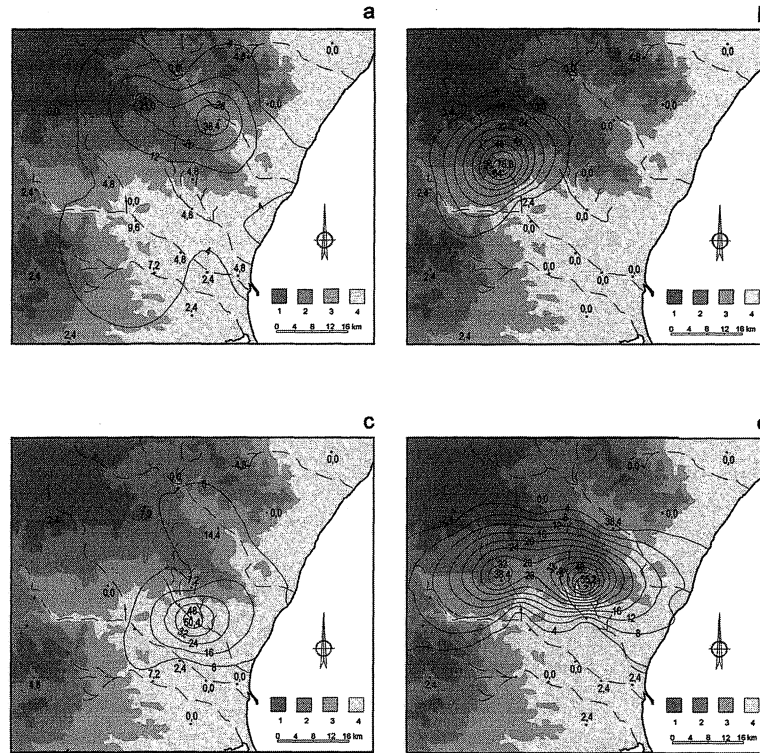


FIG. 3.—Mapas de intensidad de precipitación en mm/h de los intervalos: a) 00:00-00:05 h. del 17 de abril de 1991; b) 21:40-21:45 h. del 16 de abril de 1991; c) 11:00-11:05 h. del 11 de noviembre de 1988 y d) 18:05-18:10 h. del 11 de noviembre de 1988.

aproximadamente, centrada en la mitad norte. La actividad de las células convectivas se registra en su interior, con intensidades de 12 y 38.4 mm/h respectivamente. Ejemplos de células más potentes y de carácter más aislado —*cell cluster*— aparecen en el mapa de intensidad de la figura 3b, correspondiente al intervalo 21:40-21:45 del 16 de abril de 1991

Esta estructura espacial de precipitación, y en particular las células, está muy mediatizada por el relieve. Por una parte, la orientación del relieve determina vías preferenciales de flujos inestables. Los valles abiertos al Mediterráneo, con forma de «fondo de saco» favorecen el en-

cauzamiento de los vientos húmedos de levante mientras los promontorios montañosos actúan a modo de cuña, bifurcando dichos flujos hacia vaguadas topográficas de disposición más favorable (fig. 3c). Por otra parte, el incremento de altitud, en situaciones de levante, provoca el «efecto de disparo mecánico» que obliga a ascender a las masas de aire inestable y favorece los procesos de precipitación (fig. 3d).

Como consecuencia de todo ello pueden distinguirse dos «maneras de llover»: la de montaña y la de litoral. En la figura 4 se han representado, en un sistema de coordenadas, intensidades máximas frente a totales registrados en varios hietogramas durante el suceso de los días 11 y 12 de noviembre de 1988. Los puntos se agrupan en dos líneas claramente definidas. La recta de regresión «a» corresponde a observatorios situados por encima de los 200 m s.n.m., mientras que la «b» agrupa los emplazados por debajo. Con el objeto de comprobar si estos comportamientos pertenecen a poblaciones estadísticas distintas, se ha aplicado el test U de Mann-Witney sobre el índice sintético del cociente entre ambas variables (precipitación acumulada e intensidad máxima). Los resultados permiten identificar comportamientos estadísticamente distintos en la montaña y el litoral, con una significación del 95%.

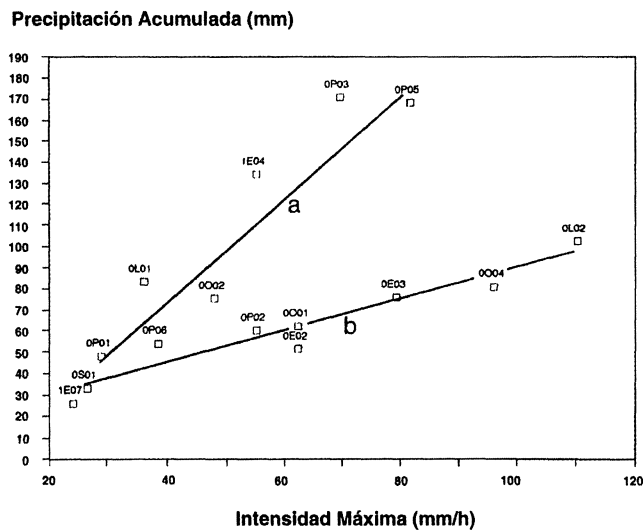


FIG. 4.—Relación precipitación acumulada-intensidad máxima para el episodio de noviembre de 1988.

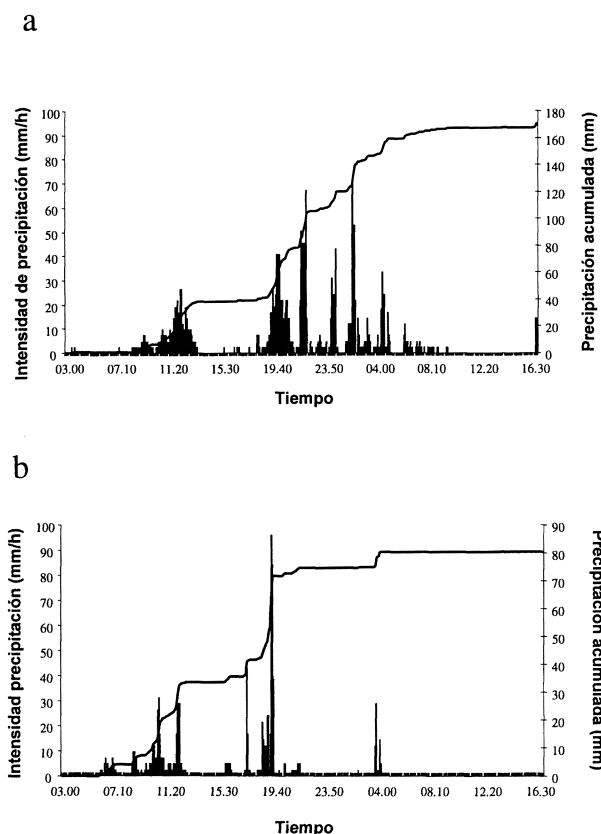


FIG. 5.—Hietogramas de los días 11 y 12 de noviembre de 1988:  
a) Cueva Santa (OPO3) y b) Rambla de Poyo (OOO4).

La lectura del gráfico sugiere que los mayores volúmenes de lluvia se recogen en la montaña, pero las intensidades máximas en el litoral. Los individuos convectivos de mayor intensidad, menor duración y desplazamiento más rápido afectan al litoral, mientras los más persistentes, intensidad intermedia y menor velocidad de traslación, precipitan sobre el retablo montañoso. La explicación se basa en el tipo de disparo y desarrollo de la inestabilidad vertical. Los relieves afectan a una proporción importante de aparatos convectivos obligándolos a ascender hasta desarrollar la inestabilidad térmica. Por su parte, las células que actúan sobre el litoral mantienen suficiente inestabilidad para

precipitar sin necesidad de empuje mecánico inicial. Por ello en el litoral se alcanzan las mayores intensidades, si bien la escasa frecuencia de células convectivas produce aquí menores volúmenes de precipitación acumulada.

También la estructura de los hietogramas denota las dos maneras de llover. Sirvan de ejemplo los hietogramas de los puntos 0P03 y 0O04 registrados en el episodio de noviembre de 1988 (fig. 5a y 5b). El punto 0P03, ubicado en el retablo montañoso, totaliza 170,7 mm en 32h 40'. La lluvia se concentra en un núcleo central que constituye el cuerpo gravitatorio del hietograma. Este núcleo dura 10h 40' y totaliza 120,5 mm (el 70% del suceso), con una intensidad máxima de 69,6 mm/h. Presenta una estructura dispar, con abundante «ruido de fondo» de gran persistencia y baja intensidad, de donde emergen 5 picos cuyas intensidades oscilan entre 33,6 mm/h y 69,6 mm/h.

Por su parte, el hietograma de la llanura litoral, 0004 (cuadro II, figura 5b), registra un total de 80,6 mm en 22 horas, estructurado en cuatro núcleos. El tercero es el que presenta las mayores intensidades (96 mm/h) y recoge en poco más de dos horas el 44,4% del agua caída durante todo el suceso. En este caso las intensidades superan al anterior, y los núcleos son más intensos, menos duraderos y apenas existe el denominado «ruido de fondo» de baja intensidad.

En consecuencia, en el retablo montañoso se producen lluvias voluminosas y de carácter continuado, con abundante «ruido de fondo» de donde emergen algunos picos de intensidad. Los pluviogramas de acumulación presentan ascensos irregulares pero continuados, separados por cortos rellanos de estabilización. En el litoral la lluvia es más impulsiva, con abundantes picos aislados de alta intensidad. Los pluviogramas de acumulación son escalonados, con ascensos casi verticales interrumpidos por rellanos de larga duración.

*La conversión lluvia-caudal.* Las enormes variaciones temporales y espaciales de la precipitación provocan considerables diferencias espaciales en los *inputs*, entre zonas mojadas y las adyacentes secas, y dentro de la zona afectada por la lluvia, en función de la movilidad de las células convectivas (Yair y Lavee, 1985). A ello se añaden diferencias en la capacidad de infiltración (Cerdá, 1995), controladas por las características físicas de la cuenca. Todo ello conlleva una producción muy irregular del caudal, de forma que raramente las crecidas se registran en

CUADRO II  
 CARACTERÍSTICAS DE HIETOGRAMA DE LA RAMBLA DE POYO (OOP4)  
 EN LOS EPISODIOS DE LOS DÍAS 11 Y 12 DE NOVIEMBRE DE 1988

Núcleo	Tiempo real	Duración (horas)	Proporción tiempo (%)	Total precipitado (mm)	Proporción de la serie (%)	Intensidad máxima (mm/h)	Intensidad media (mm/h)	Desviación típica
1	06:05-07:15 (Día 11)	1 h 10 m	5	3,8	4,7	7,2	3,04	2,08
2	08:35-12:45 (Día 11)	4 h 10 m	18,2	29,2	36,3	31,2	6,87	8,15
3	17:25-19:40 (Día 11)	2 h 15 m	9,9	35,4	44,2	96	15,17	23,7
4	03:45-04:10 (Día 12)	0 h 25 m	1,8	4,4	5,5	18,8	8,8	9,26
Lluvia dispersa y atmósfera seca		14 h 05 m	65,1	7,6	9,3	—	—	—
TOTAL 22 h 05 m		100	80,4	100	96	3,6	10	

Estudios Geográficos, LXII, 245, 2001

toda la cuenca. Para un mismo suceso conviven sectores de la red completamente secos, con otros que registran enormes caudales.

El modelo de generación de escorrentía que explica estos procesos hidrológicos de las zonas semiáridas ha sido muy discutido. A diferencia de las zonas húmedas, el flujo superficial parece fundamental (Yair y Lavee, 1985; Yair, 1990) a la hora de explicar los grandes picos que se registran en las avenidas, aunque no se ha podido observar ni demostrar con datos de campo (Schick, 1988). Además, en zonas semiáridas (Yair y Danin, 1980; Yair, 1983; Yair, 1990) un elemento decisivo en la generación de escorrentía son las laderas escarpadas labradas sobre roca madre consolidada y coluviones en la base. Yair y Lavee (1985) comprueban cómo en las laderas, a pesar de la rápida respuesta hídrica en las zonas rocosas, el flujo de canal se retarda por la absorción del cinturón de derrubios que separa el cauce de la parte alta de las laderas. Si se trasladaran estas pautas a escala de cuenca, podrían establecerse ciertos paralelismos entre laderas y cabeceras y entre mantos de derrubios y formas de transición (abanicos y piedemontes). Las cabeceras de ramblas y barrancos se comportarían, así, como áreas productoras de escorrentía superficial, mientras abanicos, conos y piedemontes actuarían como fuentes de flujos subsuperficiales, que contribuirían al flujo de canal una vez consumados los procesos de saturación. De este modo las evidencias, cada vez mayores, que algunos autores han encontrado de la existencia de flujos subsuperficiales en zonas áridas a escala de ladera podrían tener sentido a escala de cuenca.

*Las pérdidas de caudal.* Las pérdidas hídricas son otro de los procesos más relevantes que tienen lugar durante la conversión de la lluvia en caudal en ambientes semiáridos. A pesar de los grandes volúmenes de agua que circulan por los aforos durante las avenidas, éstos no suponen más que una mínima parte del total de la lluvia caída.

Las series pluviométricas de 35 crecidas de la Rambla de la Viuda (1959-1984) demuestran que, en una cuenca de 1.289 km<sup>2</sup>, es frecuente contabilizar grandes volúmenes de lluvia. Las cifras oscilan entre los 100 y los 150 Hm<sup>3</sup> —sólo en dos episodios se registraron valores inferiores a 100 Hm<sup>3</sup>—, aunque con bastante frecuencia se superan los 500 Hm<sup>3</sup>. Sin embargo, la magnitud de los *inputs* no va pareja con los *ouputs*: sólo una pequeña parte de la lluvia se transforma en caudal. El análisis de cuatro de las crecidas más importantes acaecidas durante el período



arroja luz sobre la magnitud de este fenómeno (cuadro III). Así por ejemplo, en octubre de 1962, se registró una de las mayores crecidas de esta rambla. La lluvia caída fue de 519,43 Hm<sup>3</sup>, mientras que el caudal, con 85,98 Hm<sup>3</sup>, superó ampliamente la capacidad del embalse de María Cristina (27 Hm<sup>3</sup>). Situaciones muy similares se registraron en octubre de 1969 y en noviembre de 1983 (Segura y Camarasa, 1996).

CUADRO III  
CRECIDAS REPRESENTATIVAS EN LA RAMBLA DE LA VIUDA

<i>Crecida</i>	<i>Lluvia</i> (Hm <sup>3</sup> )	<i>Caudal</i> (Hm <sup>3</sup> )	<i>Déficit</i> (Hm <sup>3</sup> )	<i>Coeficiente</i> (%)	<i>Umbral</i> (mm)
Octubre 1962	519,43	85,98	433,35	16,56	146,8
Octubre 1969	448,54	56,71	391,83	12,64	146,3
Noviembre 1983	310,32	14,04	296,29	4,52	146,7
Dicimbre 1964	300,05	18,34	281,71	6,11	130

Estas pérdidas se producen por infiltración, evaporación o por fugas en los canales. Sin embargo, no todos los procesos tienen la misma importancia. En ramblas mediterráneas, el flujo de crecida en el canal raramente permanece el suficiente tiempo para que la evaporación pueda constituir un factor de pérdida importante (Graf, 1988). Son por tanto, la infiltración y las pérdidas por transmisión las que reducen o laminan el pico de avenida y la descarga total (Burkham, 1970). Las fugas en canal son especialmente significativas y aumentan aguas abajo en función del incremento de la sección del cauce y la textura de los sedimentos (Thornes, 1976; Jordan, 1977; Wallace, 1978; Yair y Lavee, 1985; Segura, 1990).

A menudo los balances hídricos de ramblas y barrancos se han realizado a partir de totales anuales. Este procedimiento resulta poco preciso en el caso de las ramblas porque la circulación se reduce a las crecidas y una sola avenida puede totalizar más del 80% de la aportación anual (Segura y Camarasa, 1996). Es, por ello, aconsejable establecer balances referidos a momentos de crecida. No obstante, las dificultades para la medición directa de los distintos procesos de pérdida que actúan en cada suceso son muy numerosas, por lo que se han desarrollado

métodos de estimación indirecta. Déficit, coeficientes y umbrales de escorrentía constituyen los procedimientos indirectos más habituales para la estimación de las pérdidas.

a) *Los déficits de escorrentía.* Los déficits, o diferencia entre el agua precipitada y escurrida, son muy importantes en estos sistemas efímeros. Estudios de balances hídricos llevados a cabo en la Rambla de la Viuda por Segura y Camarasa (1996), sobre 35 crecidas (1959-1989) ponen de manifiesto su importancia. En todos los casos, los déficits eran mayores de 50 Hm<sup>3</sup>, y en la mayoría superaban los 100 Hm<sup>3</sup>, con un comportamiento muy dependiente de la lluvia. En la figura 6 se observa como al incrementar la lluvia también lo hace el déficit hídrico, hecho que pone de manifiesto el gran potencial de la infiltración de las cuencas calcáreas y los grandes volúmenes de lluvia necesarios para lograr su saturación.

b) *Los coeficientes de escorrentía.* Otra manera de estimar las pérdidas es el cálculo de coeficientes de escorrentía, o relación que existe entre la lluvia caída en una cuenca y el caudal generado. Como medida indirecta de la infiltración, demuestra la gran variabilidad de dicho proceso en cuencas semiáridas. En la Rambla de la Viuda (1959-1984) los valores oscilan entre 0,7% y 16,66% para una cuenca calcárea, con importantes procesos de carstificación, con una cubierta vegetal intermedia y pendientes elevadas. De las 35 crecidas estudiadas, 23 poseen coeficientes inferiores al 5%, quedando sólo cuatro por encima del 10%. Estimaciones más puntuales calculadas para sendas crecidas del Barranc

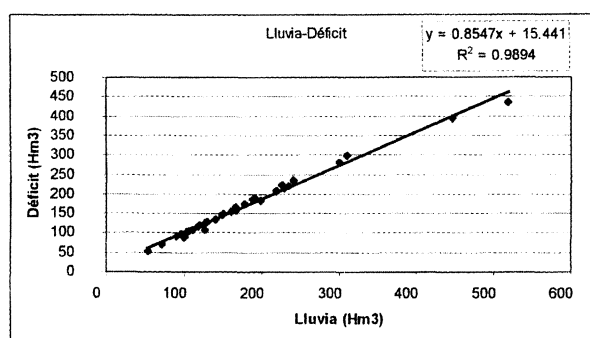


FIG. 6.—Correlación entre la lluvia y el déficit de escorrentía en la Rambla de la Viuda.

del Carraixet y la Rambla del Poyo corroboran estos resultados con proporciones entre el 5% y el 9% (Segura y Camarasa, 1996).

En los casos estudiados, la gran variabilidad de los coeficientes dentro de una misma cuenca está relacionada con la intensidad de la lluvia y las condiciones de humedad antecedente. De hecho, las pérdidas se ven notablemente reducidas si existe lluvia antecedente que incrementa los niveles de saturación del suelo y de almacenamiento en cauces y orillas. Es el caso de la Rambla del Poyo, durante la crecida del 17 de abril de 1991, cuando llega a circular el 12% del agua precipitada (frente al 8% habitual), como consecuencia de una pequeña avenida ocurrida dos días antes que había humedecido el suelo y los cauces (Camarasa, 1995).

c) *Los umbrales de escorrentía.* Una tercera vía indirecta de medir las pérdidas de agua en la generación del caudal son los umbrales de escorrentía. Este concepto indica un umbral de lluvia ( $P_0$ ) por debajo del cual no se genera escorrentía; es decir, es la cantidad de precipitación necesaria para que se genere caudal. Basándose en la observación de las crecidas en ramblas septentrionales, Mateu (1982) sugiere un umbral intuitivo de 60 mm de lluvia para las ramblas valencianas septentrionales, cuyas cuencas se asientan sobre materiales calcáreos. En un ámbito geográfico bien diferente, la ciudad d'Alacant, Pujante (1983) en un estudio de las inundaciones producidas entre 1945 y 1974, encontró que el casco urbano fue inundado cuando las lluvias cayeron con una intensidad superior a 50 mm/hora, aunque el volumen total fuera bajo. Por su parte, Gil Olcina *et al.* (1983) señalan que con precipitaciones mínimas comprendidas entre 40 y 55 mm extendidas a más de 10-15 minutos se inicia la escorrentía. La ciudad d'Alacant se encuentra situada en la cuenca de la Rambla de les Ovelles, cuya litología está formada por limos, arcillas y costras, que son bastante impermeables.

El umbral de escorrentía medio, calculado por Segura (1990) para cuencas calcáreas septentrionales valencianas oscila alrededor de 65 mm. Segura *et al.* (1989) en un trabajo realizado en el Riu Monnegre (Alacant), con litologías predominantemente impermeables obtuvieron umbrales entre 35 y 40 mm. La variabilidad de los umbrales en dos ámbitos litológicos diferenciados pone de manifiesto la gran importancia que tiene este factor en el proceso de infiltración. Las calizas carstificadas propician una infiltración muy elevada, mientras que las texturas finas —limos y arcillas— y las costras favorecen la escorrentía superficial y por tanto justifican los umbrales más bajos de las tierras meridionales.

Por otra parte, los umbrales de escorrentía varían mucho en una misma cuenca para diferentes crecidas, con un comportamiento claramente estacional de valores máximos en otoño y mínimos en verano (Segura, 1990). Aunque el valor medio del umbral para las tierras septentrionales varía según el método de cálculo utilizado (Osborn y Lane, 1969 y Soil Conservation Service, 1972)(cuadro IV), en otoño (75-89 mm) y en invierno (50-86 mm) los umbrales necesarios para generar escorrentía son más elevados que en primavera (42-81 mm) y verano (27-62 mm). Estos datos, aparentemente contradictorios, están en función del tipo de lluvia y del comportamiento del suelo. En verano, precipitaciones convectivas de gran intensidad pueden alterar la estructura del suelo, superar su capacidad de infiltración y generar flujo hortoniano, mientras que en otoño-invierno, las lluvias son más persistentes y menos intensas, por lo que la respuesta del sistema es más lenta. También en la estación estival es frecuente registrar comportamientos hidrofóbicos de los suelos (Cerdá, 1995).

CUADRO IV  
COMPARACIÓN ENTRE UMBRALES (mm)  
CALCULADOS POR DISTINTAS METODOLOGÍAS

<i>Estación</i>	<i>Metodología Osborn y Lane</i>	<i>Metodología propuesta por el Soil Conservation Service (USA)</i>
Otoño	75	89
Invierno	50	86
Primavera	42	81
Verano	27	62

*Los hidrogramas de salida.* El hidrograma de crecida expresa la secuencia de relaciones entre la escorrentía y la precipitación los otros factores del balance hídrico, además de las conexiones con las características físicas del espacio (Chorley, 1971). El análisis de hidrogramas en cursos efímeros es relativamente sencillo: tanto si la crecida dura varios días (para ramblas de cierta entidad) como unas pocas horas, la forma del hidrograma responde al modelo típico de *flash-flood*. A pesar de las pérdidas durante la formación de la crecida, la génesis de caudales máximos se produce de manera súbita, dando lugar a hidrogramas muy

apuntados, con tiempo de base corto, limbos de ascenso empinados y descensos más lentos, en ocasiones truncados por la brusca infiltración de la avenida.

Estas características se ponen de manifiesto incluso con datos medios diarios. La figura 7 representa la crecida de la Rambla de la Viuda durante los días 5 al 29 de octubre de 1969. El hidrograma, de dos puntas, refleja fielmente la estructura de la lluvia. El caudal máximo —250 m<sup>3</sup>/s—, se alcanza en dos días, si bien el tiempo de retraso es de un día. En total la escorrentía duró 25 días y la lluvia 8.

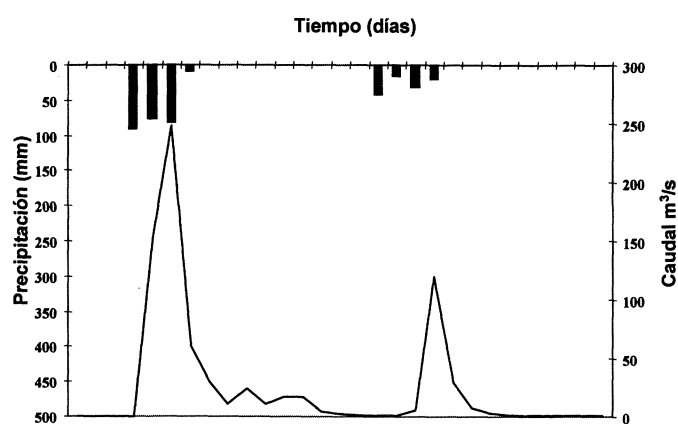


FIG. 7.—Hidrograma de la Rambla de la Viuda. Crecida de los días 5 al 29 de octubre de 1969.

En cuencas de pequeñas dimensiones, el registro del hidrograma de avenida precisa, como ocurría con la lluvia, de una red de aforos lo suficientemente sensible. Los hidrogramas que se presentan a modo de ejemplo corresponden a las cuencas del Poyo (días 11 y 12 de noviembre de 1988) y Carraixet (día 9 de septiembre de 1990) y han sido registrados por el SAIH con una discretización temporal de 5 minutos.

El hidrograma de la cuenca de Poyo (fig. 8a) muestra una onda única, que parece responder a la formación de un frente de ola móvil, ya que en 15 minutos pasa de no llevar agua a vehicular el caudal punta —193 m<sup>3</sup>/s—. El tiempo de base es muy reducido, apenas 3 horas 30 minutos, en el que desagua superficialmente el 8% del agua precipitada. También son muy bajos los tiempos de retraso —1 hora 50 minutos— y

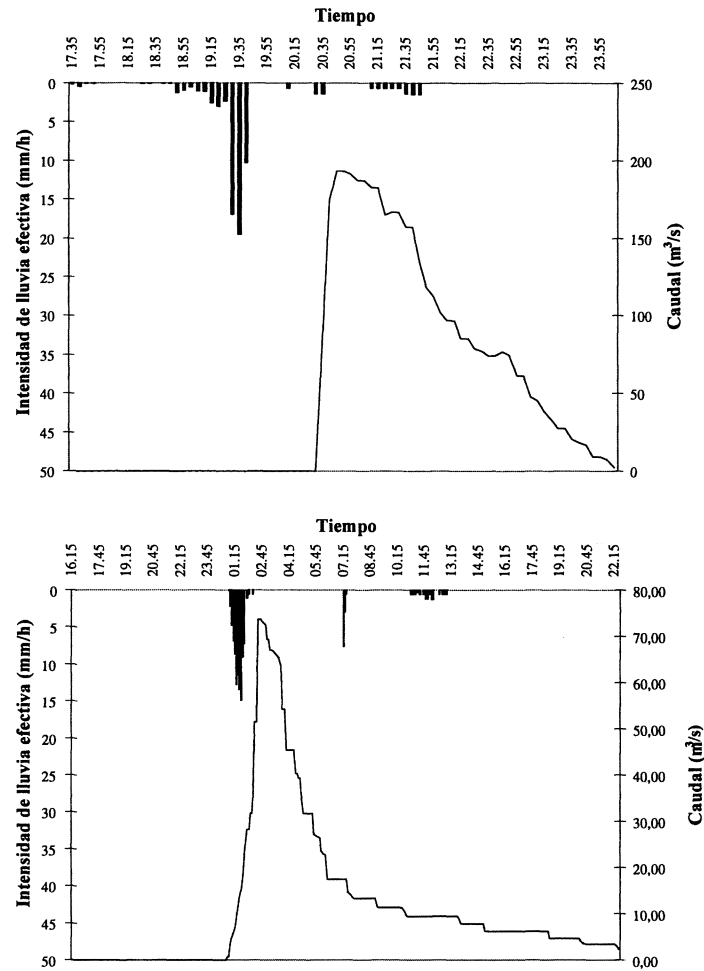


FIG. 8.—Hidrograma de crecida de: a) Rambla del Poyo, 11-12 de noviembre de 1988 y b) Barranc del Carraixet, 9 de septiembre de 1990.

de concentración —2 horas 20 minutos—. La forma del hidrograma, con una curva de ascenso muy empinada y la de descenso de pendiente más suave, responde al tipo de onda de crecida propia de cursos espasmódicos, con una morfología semejante a las detectadas en ambientes áridos y semiáridos (Schick y Sharon, 1974; Yair y Lavee, 1985; Schick, 1988).

El hidrograma del Carraixet del 9 de septiembre de 1990 es menos espasmódico (fig. 8b). La mayor permeabilidad de esta cuenca —sólo escurre un 5% del agua precipitada— implica una respuesta más retardada. El tiempo de base del hidrograma es de 21 horas 40 minutos. La curva de ascenso sigue siendo empinada, en 1 hora 40 minutos se alcanza el caudal máximo —73,55 m<sup>3</sup>/s—, sin embargo el descenso es mucho más duradero —19 horas 45 minutos—, como consecuencia de aportes retardados tipo *sheet-flow* liberados por las formas sedimentarias de transición, abanicos y piedemontes, que predominan en la cuenca media. El tiempo de retraso —3 horas 15 minutos— sigue siendo muy reducido.

### *Conclusiones*

Ramblas y barrancos constituyen un modelo fluvial mediterráneo, cuya hidrología aparece dominada por sucesos de alta energía. La circulación efímera, dependiente casi exclusivamente de la lluvia, se debe a las características de las cuencas de drenaje. Substratos calcáreos fracturados, fisurados y carstificados propician el desarrollo de potentes acuíferos, cada vez más profundos y desconectados de los cauces, que constituyen auténticos reservorios subterráneos, en detrimento de la circulación superficial. Por otra parte, los fuertes contrastes de pendiente propios de los relieves germánicos que bordean el Mediterráneo propician la construcción de potentes formas sedimentarias de transición (abanicos, piedemontes y mantos de derrubios) entre las zonas de montaña y las llanuras costeras.

Se configura así un modelo hidrológico de rambla que consta de varios sectores: (1) la cuenca alta productora de escorrentía, (2) un tramo intermedio sin apenas afluentes, a través del cual se transmite la avenida, y, (3) la zona costera, donde predominan las pérdidas hídricas a causa de las acumulaciones sedimentarias, las fugas en el canal y la divergencia de los flujos por cauces secundarios.

Sobre este tipo de cuencas, potentes células convectivas precipitan grandes cantidades de agua muy concentradas en el tiempo. La intensidad y el volumen de la lluvia están muy mediatizadas por el relieve: en situaciones de levante, la lluvia es más intensa en el litoral y más persistente en la montaña. Consecuencia de ello es la formación de crecidas

tipo *flash-flood* o avenida súbita. A pesar de que la mayor parte del agua precipitada se transmite al acuífero y sólo circula como máximo un 17% del agua precipitada, los hidrogramas son muy apuntados, con fuertes picos y cortos tiempos de ascenso y de retraso. La respuesta de las cuencas a una lluvia intensa ocurre en apenas unas horas. El tiempo de reacción de la población sometida a riesgo iguala en muchas ocasiones al de la propia percepción del fenómeno.

Las crecidas en ramblas mediterráneas son especialmente rápidas, virulentas y, por todo ello, desastrosas. Conocer el funcionamiento hidrológico de estos cursos efímeros ayuda a la correcta planificación de sus espacios inundables, así como al diseño de planes de previsión y protección suficientemente flexibles como para responder con agilidad y prontitud al fenómeno. Por último, señalar la vital importancia de las redes de información detallada en tiempo real (SAIHs) que posibilitan el reconocimiento y seguimiento de los procesos de generación de crecidas en cursos fluviales de respuesta horaria como son las ramblas mediterráneas.

## BIBLIOGRAFÍA

- AUSTIN, P. M. y HOUZE, R. A. Jr. (1972): «Analysis of precipitation patterns in New England», *J. Appl. Meteorol.*, 11, pp. 926-934.
- BURKHAM, D. E. (1970): «A method for relating infiltration rates to streamflow rates in perched streams», *Us. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 700 D, pp. 226-271
- CAMARASA, A. M. (1993): «La estructura interna de las tormentas mediterráneas», *Cuadernos de Geografía*, 54, 169-188.
- (1994): «La intensidad de la precipitación» en Pérez Cueva (ed.), *Atlas climático de la Comunitat Valenciana*, C.O.P.U.T., 205 pp.; cf. pp. 100-101.
- (1995): *Génesis de crecidas en pequeñas cuencas semiáridas: Barranc del Carraxet y Rambla de Poyo*. MOPT-Confederación Hidrográfica del Júcar, 252 pp.
- CARMONA, P. (1995): Análisis geomorfológico de abanicos aluviales y procesos de desbordamiento en el litoral de Valencia», *Cuadernos de Geografía*, 57, 17-34.
- CERDÁ, A. (1995): *Factores y variaciones espacio-temporales de la infiltración en los ecosistemas mediterráneos*, Geoforma Ediciones, Logroño.
- CHORLEY, R. J. (1971): *Introduction to Physical Hydrology*, London, 211 pp
- DUNNE, T.; LEOPOLD, L. B. (1978): *Water in Environmental Planning*, San Francisco, Freeman and Comp., 818 pp. Ediciones, Logroño
- GIL OLCINA, A. (1983) (ed.): *Lluvias torrenciales e inundaciones en Alicante*, Alicante, Inst. Un. Geogr., Univ. de Alicante, 129 pp.
- GRAF, W. L. (1988): *Fluvial Processes in dryland rivers*, Berlín, 345 pp
- GUPTA, V. K. y WAYMIRE, E. C. (1979): «A stochastic kinematic study of subsynoptic space-time rainfall», *Water Resour. Res.*, n.º 15 (3), pp. 630-636.
- HARVEY, A. M. (1989): «The occurrence and role of arid zone alluvial fans», *Arid Zone Geomorphology*, London, pp. 137-158.



- (1990): «Factors influencing Quaternary alluvial fan development in Southeast Spain», *Alluvial Fans. A field approach*, A. H. Rachocki y M. Church (ed.), pp. 247-269.
- JORDAN, P. R. (1977): «Streamflow transmission losses in Western Kansas», *Journal of The Hydraulic Division, Proc. of the ASCE*, 103, HY 8, pp. 905-919.
- MATEU, J. F. (1982): *El norte del País Valenciano. Geomorfología litoral y prelitoral*. Universitat de València, 286 pp.
- (1988): «Crecidas e inundaciones en el País Valenciano», en *Guía de la Naturaleza de la Comunidad Valenciana*, Edicions Alfons el Magnànim, Diputacion Provincial de Valencia, pp. 595-636.
- (1989): «Ríos y ramblas mediterráneas», *Avenidas fluviales e inundaciones en la cuenca del Mediterráneo*, Instituto Universitario de Geografía de la universidad de Alicante y Caja de Ahorros del Mediterráneo, pp. 133-150.
- OSBORN, H. B.; LANE, L. J. (1969): «Precipitation-runoff relation for very small semiarid rangeland watersheds», *Water Resources Research*, 5, 2, pp. 419-425.
- PUJANTE, (1983): «Aguaceros en la ciudad de Alicante (1940-1979)», *Lluvias torrenciales e inundaciones en Alicante*, Alicante, Inst. Un. Geogr., Univ. de Alicante, 129 pp.; cf. pp. 99-119.
- RACHOCKI, A. (1981): *Alluvial fans*, London, John Wiley and Sons, 161 pp.
- SCHICK, A. P. (1988): «Hydrologic aspects of floods in extreme arid environments», en *Flood Geomorphology*, John Wiley and Sons, pp. 189-203.
- SCHICK, A. P. y SHARON, D. (1974): «Geomorphology and climatology of arid watersheds», *Tech. Rep. Department of Geography*, Hebrew University, Jerusalem.
- SEGURA, F. S. (1990): *Las ramblas valencianas*, Universitat de València, 229 pp.
- (1996): «La geomorfología y las inundaciones en la Plana de Vinaròs-Benicarló», *Cuadernos de Geografía*, 59, 87-108.
- SEGURA, F. S. y CAMARASA, A. (1996): «Balances hídricos de crecidas en ramblas mediterráneas: pérdidas hídricas», en M. V. Marzol; P. Dorta y P. Valladares (eds.): *Clima y agua: la gestión de un recurso climático*, cf. pp. 235-245.
- SEGURA, F. S.; PARDO, J. E.; BURGUET, I. y SAPIÑA, F. (1989): *Las ramblas del sur del País Valenciano*, IVEI, texto mecanografiado (inédito).
- SHARON, D. (1972): «The spottiness of rainfall in a desert area», *J. Hydrol.*, 17, pp. 161-175.
- SOIL CONSERVATION SERVICE (1972): *National Engineering Handbook*. Section 4, Hydrology, U. S Dept. of Agriculture, Washington, D. C.
- THORNES, J. B. (1976): *Semi-arid Erosional Systems*, London, School of Economics and Political Sciences, 79 pp.
- TRIPZIT, J. P.: (1980): «La Méditerranée, un creuset d'humidité», *Méditerranée*, 4, pp. 1-30.
- WALLACE, D. E. (1978): «Geomorphic features affecting transmission losses potential on semiarid watersheds», *Hydrology and Water Resources in Arizona and the Southwest*, 8, pp. 157-164.
- WAYMIRE, E. y GUPTA, V. K. (1981): «The mathematical structure of rainfall representations», *Water Resour. Res.*, 17 (5), pp. 1261-1272.
- WOOLHISER, D. A. (1971): «Deterministic approach to watershed modelling», *Nordic Hydrology II*, pp. 146-166.
- YAIR, A. (1983): «Hillslope hydrology water harvesting and areal distribution of ancient agricultural fields in the northern Negev desert», *J. Of Arid Environ.*, 6, pp. 283-301.
- (1990): «Spatial variability in runoff in semi-arid and arid areas», *Seminario UIMP, 1991*.
- YAIR, A. y DANIN, A. (1980): «Spatial variations in vegetation as related to the soil moisture regime over an arid limestone hillside, northern Negev, Israel», *Oecologia*, 47, pp. 83-88.
- YAIR, A. y LAVÉE, H. (1985): «Runoff generative process and runoff yield from arid talus mantled slopes», *Earth Surf. Process.*, 1, pp. 235-247.

**RESUMEN:** En este artículo se caracterizan los cursos fluviales efímeros propios de la cuenca mediterránea. Las fuertes avenidas que registran se deben a las características físicas de las cuencas (fuertes pendientes, escasa vegetación, suelos delgados) y a las lluvias intensas, voluminosas y con una distribución espacial irregular que caen en muy pocas horas. Con estos condicionantes la conversión lluvia-caudal se realiza de forma brusca, dando lugar a avenidas súbitas (*flash-flood*), de hidrogramas apuntados, de escasa duración y tiempo de retraso mínimo. Los volúmenes escurridos, sin embargo, sólo son una proporción mínima de la lluvia caída sobre las cuencas, que por sus características propician la infiltración de grandes volúmenes de agua.

**PALABRAS CLAVE:** ríos efímeros, cuencas de drenaje, avenidas súbitas, intensidad de la lluvia, distribución espacial de la lluvia, pérdidas de caudal

**ABSTRACT:** This paper takes into account the characterisation of ephemeral stream hydrology from Mediterranean environments. The heavy floods that these countries suffer are due to firstly, the physical watershed features (steep slopes, scarced vegetation cover and thin soils) and, secondly, to the intense and variable rainfall. Large quantities of precipitation fall in a matter of hours, or even minutes, over very steep catchments, causing catastrophic flash-floods, with very pointed hydrographs and short time lags.

Using hydrological daily data from the Rambla de la Viuda basin and five-minute data from both Barranc de Carraixet and Rambla de Poyo basins, we have analysed the rainfall-runoff processes during flood events in these ephemeral streams.

**KEY WORDS:** ephemeral streams drainage basins, flash flood, rainfall intensity, infiltration, discharge losses.

**RESUMÉ:** Dans cet article on caractérise le fonctionnement hydrologique des ravines méditerranéennes. Ces environnements subissent énormes crues, dues d'un côté aux caractéristiques physiques des bassins versants (fortes pentes, sols maigres et une très faible couverture végétale), et, d'autre côté, aux intenses pluies qui précipitent grandes volumes d'eau en quelques heures, même minutes. Sous ces conditions, les processus de conversion pluie-débit provoquent crues du type flash-flood, avec hydrographes très pointus et courts temps de réponse.

En utilisant les données journaliers du bassin de la Rambla de la Viuda et des données pris tous les cinq minutes dans les bassins de Carraixet et Poyo, on a analysé le comportement hydrologique de ses courses d'écoulement éphémère, pendant la formation de crues.

**MOTS CLÉS:** courses d'écoulement éphémère, intensité de pluie, infiltration, crues méditerranéennes.