

ESTUDIO HIDROLÓGICO DE LA CUENCA DEL RÍO ISÁBENA (PIRINEOS, ESPAÑA). II: RESPUESTA HIDROLÓGICA

Joan M. Verdú¹, Ramon J. Batalla² y José A. Martínez-Casasnovas²

Resumen:

Se analiza la respuesta hidrológica de la cuenca y las subcuencas del río Isábena (Cuenca del Ebro, Pre-Pirineo). Los datos de partida los proporcionan un estudio pluviométrico de detalle y las medidas de caudal en el período abril 2000 - abril 2002. La modelización hidrológica se ha realizado mediante el modelo del Número de Curva calibrado. Los resultados indican una estacionalidad marcada de las crecidas, con máximos en otoño y primavera. Las subcuencas de la parte alta aportaron el 80% de la escorrentía durante crecidas (60% desde la subcuenca de Cabecera y 20% desde la de Villacarli). En eventos tormentosos locales y convectivos los aportes máximos se desplazaron hacia el tramo medio, concretamente hacia las subcuencas de Villacarli y Carrasquero. Las cuencas septentrionales presentaron tiempos base superiores a 10 horas y coeficientes de escorrentía del 15%, mientras que en las subcuencas de la parte media los valores fueron de 8 h y del 4%, respectivamente. El estudio constata que la modelización hidrológica con el método del Número de Curva conlleva notables errores en estudios de crecidas de bajo periodo de retorno y que resulta de vital importancia calibrar alguno de sus parámetros con medidas de campo, como por ejemplo el caudal pico.

Palabras clave: Número de curva, modelización hidrológica.

INTRODUCCIÓN

El análisis de la respuesta hidrológica de grandes cuenca de montaña es un elemento básico en la caracterización del ciclo hidrológico terrestre y en la gestión de los recursos hídricos superficiales. Se trata, a menudo, de cuencas que drenan a embalses y sobre las que se tiene poco conocimiento, por ejemplo, de las relaciones lluvia-escorrentía, de la contribución relativa de las distintas áreas que componen la cuenca, y de la influencia de la heterogeneidad espacial y temporal de las distintas variables que controlan la generación de escorrentía. La variabilidad espacial de algunas variables y su implicación en la respuesta hidrológica han sido y son objeto de estudio en diferentes cuencas experimentales, concretamente la precipitación (Moore *et*

al. 1994; Woods *et al.*, 2001) y las propiedades físicas del suelo y la evolución del área saturada (e.g. Abbot y Refsgaard, 1996; Parkin *et al.*, 1996; Loague y Kiryakidis, 1997). Woods y Sivapalan (1999) presentaron un marco teórico para determinar qué proceso es el que más afecta a la variabilidad de la respuesta hidrológica de la cuenca, diferenciando entre la variabilidad en el proceso de transformación de lluvia a escorrentía, el proceso de escurrimiento superficial hasta la red de drenaje (escorrentía a caudal) y el proceso de tránsito a lo largo de la red de drenaje (tránsito de caudal). Otros estudios presentan marcos teóricos para la comparación entre cuencas, o bien entre diferentes crecidas para una misma cuenca. Dicha aproximación se está aplicando, por ejemplo, en Nueva Zelanda en la cuenca experimental de Mahurangi (Woods *et al.*, 2001).

¹Agència Catalana de l'Aigua. Provença, 204-208 08036 Barcelona. E-mail: jmverdu@gencat.net

²Departamento de Medio Ambiente y Ciencias de Suelo, Universidad de Lleida. Av. Alcalde Rovira Roure 191, 25198 Lleida. rbatalla@maes.udl.es, j.martinez@maes.udl.es

La modelización hidrológica es una importante herramienta de análisis para complementar la falta de datos hidrológicos, y debe basarse en una aproximación y comprensión progresiva de los procesos hidrológicos de una cuenca, y no en un simple artefacto matemático que relacione entradas y salidas de un balance de agua (Todini, 1996). De esta manera se pueden abordar estudios de simulación de escenarios, como el efecto del cambio climático o de cambios en los usos del suelo. Uno de los tipos de modelos más utilizados son los llamados de caja negra o caja gris, en que no se modeliza el funcionamiento de los procesos hidrológicos, sino que se basan en funciones de transferencia que relacionan en el tiempo una variable de entrada (lluvia) con una de salida (escorrentía). Dentro de este grupo, el modelo del Número de Curva del Soil Conservation Service SCS (1972), que permite la transformación de lluvia a escorrentía conocidos una serie de parámetros físicos de la misma. Su uso conjunto con algún tipo de hidrograma unitario permite determinar el hidrograma de salida de una cuenca a partir del hietograma de lluvia asociado al evento de estudio. Sus principales ventajas son la adaptabilidad a la modelación distribuida y su simplicidad. La amplia difusión del modelo hace que continuamente aparezcan revisiones críticas del mismo, que sugieren limitaciones y mejoras en la aplicabilidad del modelo (Ponce y Hawkins, 1996; López, 2001; Ferrer, 2002). El principal inconveniente del uso del método del Número de Curva (para la transformación lluvia-escorrentía) y del hidrograma unitario (para la transformación de escorrentía a caudal) es que al ser un modelo conceptual, sus parámetros no son susceptibles de ser medidos o determinados directamente, con lo cual la calibración es básica; además, el hidrograma unitario es un modelo de respuesta lineal y agregado en el espacio, es decir que no considera ninguna diferencia entre el tránsito de 1 mm de escorrentía cuando la cuenca está saturada o cuando la cuenca está prácticamente seca, puesto que no modeliza la evolución del estado de la cuenca, ni la variación espacial del estado de la misma.

La cuenca del río Isábena (Pre-Pirineo, Cuenca del Ebro), con una superficie de 450 km² y una precipitación anual de entre 600 y 1600 mm, pese a su importancia en cuanto a generación de recursos hídricos y aporte de sedimento (principal afluente del río Ésera y del embalse de Barasona), tiene un comportamiento hidrológico prácticamente desconocido hasta el momento debido a la falta casi total de estudios y registros hidrológicos.

Únicamente se dispone de un aforo oficial a la salida de la cuenca (Estación de Aforo de Capella, CHE nº47). En este contexto, el presente trabajo tiene dos objetivos: a) el análisis de la respuesta hidrológica, global y por subcuencas, de la cuenca del río Isábena durante episodios de crecida, a partir del estudio pluviométrico anteriormente realizado y de la medición directa de caudales, y b) complementariamente, la modelización de la respuesta hidrológica de las crecidas mediante el método del Número de Curva del *Soil Conservation Service* (SCS, 1972) y la calibración de los parámetros de la modelización.

ÁREA DE ESTUDIO

La cuenca del río Isábena cuenta con una superficie de 450 km² (0,48 % del total de la cuenca del Ebro) situada en el Pre-Pirineo Aragonés (Figura 1). Su aportación media asciende a 5,7 m³/s (1,34% del total del Ebro) que vierten al embalse de Barasona. Se trata de una cuenca no regulada hidráulicamente, es decir que su régimen hidrológico viene determinado por factores naturales, lo cual refuerza el interés de su estudio. La cuenca del río Isábena forma parte de la cuenca de Tresp - Graus, que es una amplia depresión intramuntana de orientación general este-oeste. Morfológicamente, la cuenca forma parte de las sierras pirenaicas y subpirenaicas. En su curso medio, al norte de la localidad de La Puebla de Roda, recibe las aguas del barranco de Villacarli, que desagua las laderas meridionales del pico del Turbón. Desde aquí, el río ensancha su cauce al discurrir por los materiales del Terciario hasta su encuentro con el Ésera en Graus. Los suelos de la cuenca están desarrollados sobre calcilutitas, rocas calizas, areniscas y conglomerados eocenos. La red hidrográfica en sí está encajada en las calcilutitas, coincidiendo con las zonas de más pendiente. No se observan procesos de incisión activos importantes en los cursos principales, por lo que los procesos geomorfológicos más activos son los movimientos de masa y erosión hídrica en laderas y en los *badlands*. Los suelos, en términos generales, se caracterizan por su escaso desarrollo (Martínez-Casasnovas y Poch, 1998). Corresponden a Xerorthents líticos (Soil Survey Staff, 1996) en las laderas con calizas a poca profundidad (perfiles A-R), y Xerorthents típicos cuando están desarrollados sobre calcilutitas o coluvios de ladera en posiciones más estables (perfiles A-C o A-Bw-C). Suelen ser suelos básicos, de textura franco-limosa. En general, son poco profundos y

con contenidos de materia orgánica bajos (<2%). Ambas características aumentan en las zonas de umbría, que son las que gozan de un recubrimiento vegetal mayor. Son suelos bien drenados, con capacidades de retención de agua limitadas y con estabilidad estructural moderada y/o baja. El bosque natural, que como clímax cubriría la mayor parte de la zona sur y centro de la cuenca, sería el carrascar, representado por la carrasca (*Quercus ilex* ssp. *ballota*). Actualmente tiene una extensión reducida, dejando paso a formas de vegetación más degradadas como matorrales y pastizales secos. Este tipo de bosque ocupa las vertientes soleadas y los suelos más pedregosos, dejando las umbrías y los fondos de valle para los robledales secos (dominado por *Quercus faginea*). En la zona sur existen bosques de pinos (*Pinus halepensis* y *Pinus nigra*), fruto de repoblación en su mayoría, y a más altura, *Pinus sylvestris*. Abundan las zonas de cultivo abandonado, donde aparecen matorrales en diversos estados de transición. En toda la cuenca, aparecen diversas comunidades pratenses. La actividad agrícola más extensiva se localiza al sur de la cuenca, a lo largo del curso bajo del río. Los principales cultivos son los herbáceos de secano.

METODOLOGÍA

Datos de partida

Como información de partida para el estudio hidrológico se dispuso de datos de la estación de aforos de Capella (EA n°47, Confederación Hidrográfica del Ebro), que se sitúa cerca de la salida de la cuenca y que cuenta con una serie histórica de registros que se remonta a 1945. En la actualidad esta estación es un punto de la red SAIH que registra datos de altura de agua quinceminutales. Además, para el presente estudio, se instalaron aforos adicionales en las cuencas de Cabecera y Serraduy (Figura 1). Asimismo se establecieron cinco puntos de medida de caudal pico (Q_{pico}) correspondientes a las diferentes subcuencas en estudio. Finalmente se instalaron pluviógrafos de registro automático para el estudio pluviométrico simultáneo (Verdú *et al.*, 2005). El periodo de estudio fue Abril 2000- Abril 2002, en que se registraron 24 episodios de crecida.

Puesto que no se disponía de nivómetros, y los modelos utilizados no consideran el efecto del deshielo, los episodios estudiados corresponden a épocas en que la precipitación no fue en forma de nieve, y la cuenca no estaba nevada. No se ha

tenido en cuenta el deshielo en el modelo, pero sí se ha tenido en cuenta su aportación como caudal base en la subcuenca de Cabecera. Es decir que se ha descontado a la hora de comparar con el modelo hidrológico.

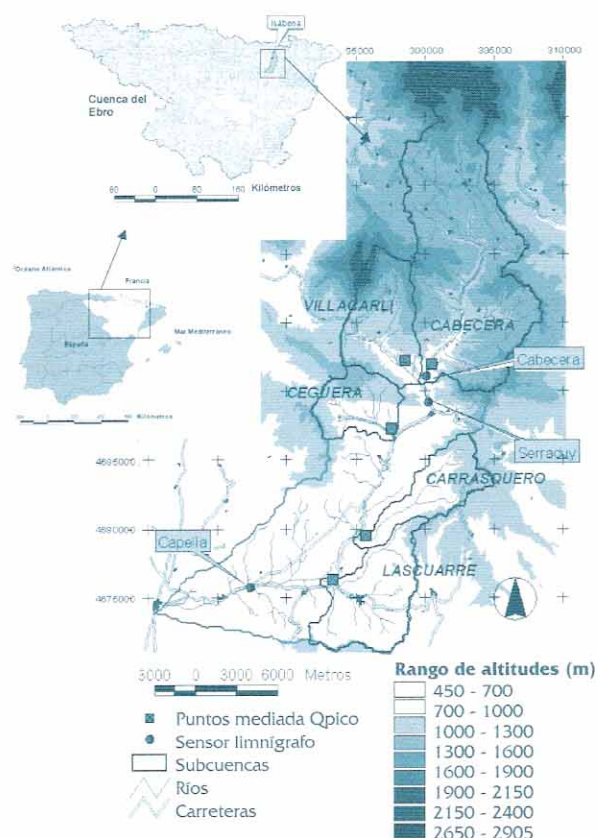


Figura 1. La cuenca y las subcuencas del río Isábena con indicación de la posición de los sensores de nivel y las secciones de control de caudal (coordenadas UTM 31N).

Registro de hidrogramas y estimación de caudales punta

El sensor de la subcuenca de Cabecera fue operativo con intermitencias entre finales de julio de 2000 y agosto de 2001, siendo reemplazado por un nuevo sensor que funcionó desde noviembre de 2001 a abril de 2002. El sensor de Serraduy funcionó con intermitencias desde julio hasta noviembre de 2000 y desde marzo de 2001 hasta abril de 2002. Se utilizaron dos transductores de presión DRUCK PTX-530, con registro en Data Logger Campbell CR500 de alturas de agua quinceminutales. Para el registro de caudales máximos se caracterizaron topográficamente secciones de control a la salida de cada subcuenca, en general ubicadas en puentes. En esos puntos se midió tras cada crecida el nivel

máximo alcanzado por la lámina de agua. Desde el mes de marzo del año 2000 hasta abril de 2002 se tomaron datos de caudales punta en cada una de las subcuencas. En total se obtuvieron datos de 12 eventos. Con el objeto de transformar los registros continuos de nivel de agua y las alturas máxima de crecida a caudales, se construyeron las curvas de gastos de cada sección de control con el programa HEC-RAS 3.0 (River Analysis System) (HEC, 2002). Este proceso se realizó a partir de tres secciones transversales, la pendiente del tramo, y el coeficiente de rugosidad. La ubicación de los puentes era en tramos rectos y en ningún caso desbordó o entró en carga ningún puente para los caudales estudiados, por tanto se consideraron como secciones a canal abierto. Se modelizó en régimen mixto, con secciones interpoladas y como condición de contorno, caudal normal tanto aguas arriba como aguas abajo, ya que la sección era más o menos constante y no se pudo encontrar ningún punto de caudal crítico. Las secciones extremas del tramo en estudio se ubicaron a una distancia tal que la elección de condiciones de contorno no afectara significativamente. También se colocaron áreas inefectivas de flujo si era necesario según la ubicación de los estribos del puente respecto de los márgenes. Las crecidas de primavera de 2002 sirvieron para validar las curvas de gastos, a partir de velocidades medidas con un correntímetro (Molinete Digital Prove). Estas mediciones se efectuaron durante caudales inferiores a 10 m³/s, no pudiéndose verificar la fiabilidad de la curva de gastos para caudales superiores.

Análisis de la respuesta hidrológica global de la cuenca del Isábena

A partir de los datos de la estación de Capella (SAIH) se individualizaron los episodios de crecida, y, tras separar el caudal base mediante el método logarítmico (Viessman y Lewis, 1995), se dedujeron los parámetros definitorios de un hidrograma: caudal máximo instantáneo (Q_{pico} , en m³/s), duración de la crecida (t_{base} en h), y tiempo desde el inicio de la crecida hasta el caudal máximo (t_{pico} en h). A continuación se asoció cada evento de crecida con la precipitación que lo generó, estimada previamente (Verdú *et al.*, 2005). Mediante la relación entre precipitación total de la cuenca y volumen total de escorrentía se obtuvo el coeficiente de escorrentía para cada episodio. A partir de los hietogramas para las diferentes subcuencas se dedujo el momento en que acabó la precipitación; con este dato, y conociendo el momento en que se acabó la crecida, se derivó

el tiempo de concentración, según la definición de Chow *et al.* (1988). Para la caracterización del periodo de estudio, se calcularon los caudales medios, máximos y mínimos mensuales, que se compararon con los valores promedio de la serie histórica de caudales.

No se ha tenido en cuenta el deshielo en el modelo, pero sí se ha tenido en cuenta su aportación como caudal base, descontándolo a la hora de determinar los hidrogramas de crecida.

Análisis de la respuesta hidrológica de las subcuencas del Isábena

Los hidrogramas de cada crecida para las subcuencas de Cabecera y Villacarli se obtuvieron a partir de limnigramas obtenidos gracias a los sensores de presión instalados en el campo (Figura 1). En el resto de subcuencas, en ausencia de limnigramas registrados, se derivaron hidrogramas mediante modelización hidrológica con el método del Número de Curva, utilizando el modelo hidrológico calibrado con el caudal pico medido en campo. Una vez obtenidos los hidrogramas, ya fueran registrados o modelizados, se procedió como en el apartado anterior para obtener los distintos parámetros de estudio.

Modelización de hidrogramas

Con el fin de obtener hidrogramas en las subcuencas en las que no se disponía de aforo automático, se realizó la modelización de las crecidas, a partir de los hietogramas disponibles de un estudio pluviométrico paralelo (Verdú *et al.*, 2007). No se aplicó el coeficiente de simultaneidad ya que se utilizaron hietogramas registrados en base a una densa red de 26 totalizadores y dos pluviógrafos. La modelización se validó con los eventos de abril 2002 para estimar errores. Se optó por la aplicación del software hidrológico HEC-HMS 2.1 (HEC, 2000), y concretamente del método del hidrograma unitario sintético adimensional del SCS (1972), un modelo de caja gris de uso extendido por su simplicidad en modelización hidrológica de eventos puntuales (Ferrer, 2002). Este modelo simula el proceso precipitación-escorrentía basándose en unos pocos parámetros, básicamente pluviométricos, topográficos y de usos del suelo. Para el cálculo de la precipitación neta, es decir la transformación de lluvia a escorrentía, se utilizaron los criterios del SCS (1972), que permite la evaluación de escorrentía *hortoniana*. (Horton, 1933). Dicho método asume unas pérdidas inicia-

les P_0 , a partir de las cuales una parte de la precipitación escurre superficialmente (E) y otra parte es retenida (R), siguiendo la ecuación básica:

$$\frac{R}{S} = \frac{E}{P - P_0} \quad (1)$$

donde S es la máxima retención posible. Los parámetros anteriores son acumulados. Se partió del supuesto que las pérdidas iniciales son un 20% de la máxima capacidad de retención de la cuenca:

$$P_0 = 0,2 \cdot S \quad (2)$$

La máxima capacidad de retención se relaciona con un parámetro adimensional llamado Número de Curva (NC), según la relación:

$$S \text{ (mm)} = \frac{25400}{NC} - 254 \quad (3)$$

El NC se relaciona con la vegetación y los usos del suelo en la cuenca, la pendiente, la textura del suelo (grupo hidrológico del suelo) y el estado de humedad antecedente. Los Números de Curva han sido tabulados por el SCS (e.g. Chow *et al.*, 1988; TRAGSA, 1994; Agencia Catalana de l'Aigua, 2003). Mediante las tablas se puede obtener un valor de número de curva para cada tipo de vegetación/uso de suelo y cada grupo hidrológico. Se trata de NC medios para unas condiciones de humedad antecedente medias (NC_{II}).

Tabla 1. Número de Curva asignado a cada clase de vegetación y uso del suelo

Clase de vegetación o uso del suelo	Número Curva
Bosque denso	30
Bosque poco denso (ambiente húmedo)	41
Bosque poco denso (ambiente semiárido)	55
Matorral con arbolado disperso	56
Prados de alta montaña	61
Campos en fondo de valle	81/73 ¹
Baúlards	93
Campos en vertiente	63
Afloramientos rocosos	98
Matorral muy degradado	77

¹ 81 para el verano y 73 para el invierno

En la presente investigación se llevaron a cabo infiltrometrías en campo, mediante un infiltrómetro de doble anillo para poder establecer los grupos hidrológicos de los suelos de la cuenca (García, 2002). Los NC usados, sin considerar las

condiciones antecedentes de humedad, se reflejan en la tabla 1. Los datos se procesaron mediante el sistema de información geográfica ArcView GIS, partiendo de las coberturas de usos del suelo y vegetación, obtenidas por la interpretación visual de las imágenes del satélite Landsat TM, para el año 1999, y validadas mediante trabajo de campo (García, 2002). De esta manera se obtuvieron NC ponderados sin calibrar para cada subcuenca. El NC ponderado por subcuenca (NC_{II}) se modificó según sean las condiciones antecedentes secas (NC_I) o húmedas (NC_{III}), siguiendo las ecuaciones siguientes:

$$NC_I = \frac{4,2 * NC_{II}}{10 - 0,058 * NC_{II}} \quad (4)$$

$$NC_{III} = \frac{23 * NC_{II}}{10 + 0,13 * NC_{II}} \quad (5)$$

La transformación de escurrentía en caudal se realizó mediante el hidrograma unitario sintético adimensional del SCS (1972) que define sus parámetros mediante las fórmulas siguientes:

$$t_c = 0,066 \left(\frac{L}{J^{1/2}} \right)^{0,77} \quad (6)$$

$$t_{pico} = \frac{D}{2} + t_{lag} \quad (7)$$

$$t_{lag} = 0,6 t_c \quad (8)$$

$$Q_p = \frac{A}{4,8 t_{pico}} \quad (9)$$

donde, L es la longitud máxima de flujo concentrado de la cuenca de estudio (km), J es la pendiente media del tramo más largo de flujo concentrado de la cuenca de estudio (adimensional), A es el área de la cuenca de estudio (km²), t_c es el tiempo de concentración de la cuenca (h), t_{pico} es el tiempo al pico de la cuenca (h), t_{lag} es el tiempo de retardo al pico (h), D es la duración de los intervalos de tiempo del hidrograma unitario (h), y Q_p es el caudal pico para el hidrograma unitario (m³/s). Para el caso de las subcuencas estudiadas, los parámetros físicos se derivaron mediante el software ArcView 3.2 GIS a partir de un modelo digital de elevación de la cuenca de 45 x 45 m de resolución.

Calibración de los resultados de la modelización

La calibración de los resultados del modelo se hizo a partir del caudal pico que es el único dato

de salida medido en campo para todos los eventos, ajustando iterativamente el NC para cada evento y cada subcuenca, hasta que el caudal pico modelizado correspondía con el caudal pico medido. Una vez calibrados, los hidrogramas modelizados obtenidos se supusieron fiables y, a partir de ellos, se extrajeron los parámetros que sirvieron para el análisis de la respuesta hidrológica de las distintas subcuencas, como volumen total, tiempo base, tiempo de concentración y coeficiente de escurrimiento.

Comparación de la respuesta hidrológica de la cuenca y subcuencas del Isábena

El estudio determinó la importancia relativa de la contribución de las diferentes subcuencas a las crecidas, tanto en lo que se refiere a volumen de escurrimiento como a caudal máximo (Q_{pico}). Asimismo, se plantearon diversas hipótesis sobre el desfase temporal del caudal máximo de las diferentes subcuencas, y sobre cómo este factor afectaría al pico del hidrograma registrado aguas abajo en Capella. Para dicho análisis se estimó una velocidad media de tránsito desde la salida de cada subcuenca hasta el punto de salida de la cuenca del Isábena (Capella) mediante la aplicación de una relación entre velocidad media de tránsito y caudal, derivada a partir de los datos registrados en los sensores de Serraduy (calado) y Capella (caudal).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Respuesta hidrológica global de la cuenca

Los caudales mensuales medios registrados durante el periodo de estudio frente a la media histórica de cada mes se presentan en la figura 2. El caudal medio mensual de la cuenca supera los $10 \text{ m}^3/\text{s}$ en primavera, y desciende hasta $1 \text{ m}^3/\text{s}$ o menos en verano. La primavera de 2000 fue especialmente lluviosa, y eso se ve reflejado en crecidas de más de $90 \text{ m}^3/\text{s}$, y caudales medios superiores a la media histórica. Ambos periodos estivales (2000 y 2001) fueron más secos que la media histórica, con caudales medios inferiores a $2 \text{ m}^3/\text{s}$. El otoño de 2000 y el invierno de 2001 también fueron más lluviosos que la media histórica, y se generaron crecidas de hasta $60 \text{ m}^3/\text{s}$, con caudales mensuales medios de más de $10 \text{ m}^3/\text{s}$, superiores a la media histórica. Por el contrario el otoño 2001 y el invierno 2002 fueron menos lluviosos y menos caudalosos de lo habitual, con caudales medios en niveles cercanos a $1 \text{ m}^3/\text{s}$.

Para el cálculo del tiempo de tránsito de los hidrogramas hasta el punto de salida de la cuenca (Capella), observando el desfase entre los caudales máximos de Serraduy y Capella se derivó una relación entre la velocidad media de tránsito (V_{media} , m/s) en ese tramo y el caudal (Q , m^3/s):

Tabla 2. Parámetros físicos de las unidades hidrológicas consideradas

Subcuenca	Área A (km^2)	Longitud L (km)	Pendiente J (-)	Tiempo Conc. t_c (h)
Lascuarre	44,7	7,1	0,028	1,2
Ceguera	28,4	12,1	0,032	1,7
Carrasquero	24,7	6,2	0,076	0,7
Villacarli	41,6	12,4	0,092	1,2
Cabecera	146,1	32,1	0,044	3,2
Cuenca	441,0	64,1	0,004	8,6

Tabla 3. Valores medios totales y estacionales de los parámetros de las principales crecidas registradas en la estación de aforos de Capella (EA n°47, Confederación Hidrográfica del Ebro - SAIH)

	Total	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
t_{base} (h)	$15,9 \pm 10,7$	$18,8 \pm 11,0$	$4,7 \pm 1,8$	$15,0 \pm 7,8$	$14,5 \pm 10,3$
t_{pico} (h)	$5,7 \pm 4,7$	$7,4 \pm 5,5$	$0,6 \pm 0,2$	$5,1 \pm 1,3$	$6,2 \pm 5,3$
t_c (h)	$12,9 \pm 7,6$	$11,4 \pm 7,0$	$17,8 \pm 12,0$	$11,5 \pm 7,7$	$18,2 \pm 6,7$
Q_{pico} (m^3/s)	$24,0 \pm 19,8$	$28,5 \pm 25,9$	$10,3 \pm 1,0$	$23,4 \pm 11,2$	$29,6 \pm 16,6$
Q_{pico}/Q_{medio}	$2,1 \pm 0,51$	$2,06 \pm 0,54$	$2,3 \pm 0,39$	$2,34 \pm 0,22$	$2,28 \pm 0,57$
Vol. (hm^3)	$0,59 \pm 0,57$	$0,84 \pm 0,82$	$0,07 \pm 8 \cdot 10^{-3}$	$0,47 \pm 0,16$	$0,67 \pm 0,45$
P (mm)	$25,3 \pm 14,9$	$28,4 \pm 17,4$	$17,8 \pm 1,1$	$36,0 \pm 6,6$	$18,7 \pm 12,1$
C.E.	$0,05 \pm 0,04$	$0,06 \pm 0,04$	$0,01 \pm 0,0$	$0,03 \pm 0,01$	$0,09 \pm 0,02$

$$V_{\text{media}} = 0,0011 Q^2 + 0,0418 Q + 0,4459$$

(n= 10; r²= 0,99) (10)

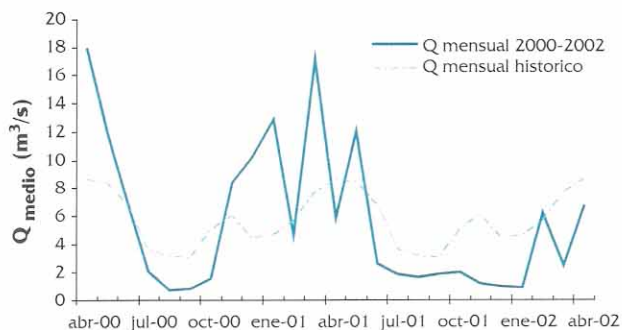


Figura 2. Caudales medios mensuales durante el período de estudio 2000-2002 en comparación con los caudales mensuales medios históricos del río Isábena en Capella.

Las figuras 3 y 4 recogen los caudales máximos diarios registrados durante los periodos abril 2000 a febrero 2001, y marzo 2001 a abril 2002, respectivamente. Se muestran los datos tanto de la estación de Capella, a la salida de la cuenca, como del sensor de Cabecera (Figura 1), estos últimos situados en el tramo medio de la cuenca. En total, en los dos años estudiados (abril 2000- abril 2002) se registraron 24 crecidas en el aforo de Capella. En la tabla 3 se muestran los valores medios y desviaciones estándar de los parámetros que describen las crecidas registradas. En general cabe destacar la alta frecuencia de las crecidas registradas, ya que en ningún caso se superaron los 2 años de periodo de retorno.

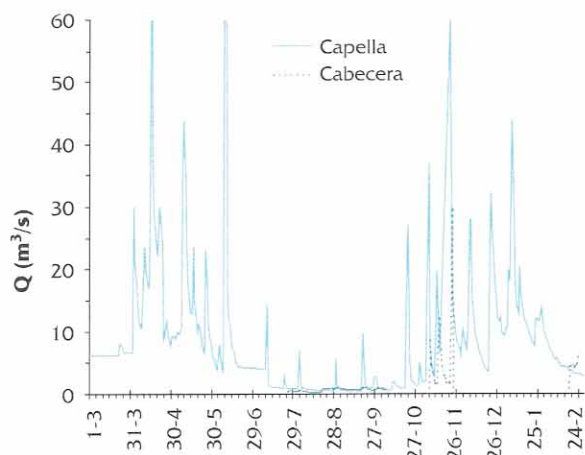


Figura 3. Caudales máximos diarios para el período abril 2000 - febrero 2001 en la cuenca del Isábena y las subcuencas de Villacarli y Cabecera.

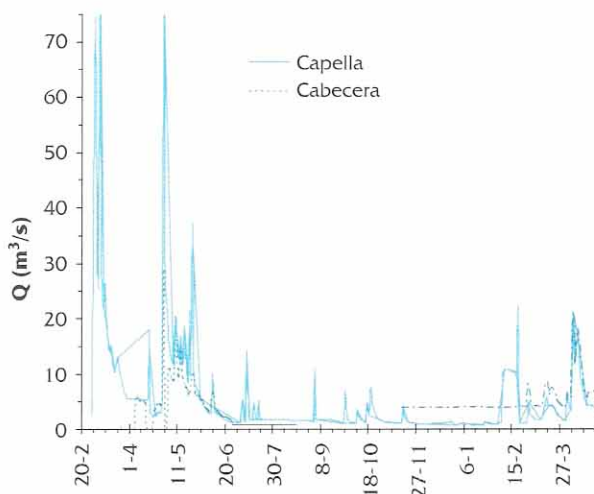


Figura 4. Caudales máximos diarios para el periodo marzo 2001 - abril 2002 en la cuenca del Isábena y las subcuencas de Villacarli y Cabecera.

El tiempo base de las crecidas fue muy variable, con un rango que va desde una hora hasta treinta y seis horas. Este hecho está influido en gran medida por la duración de la lluvia que ocasiona la crecida, así como su distribución temporal a lo largo de la cuenca, factor que puede provocar que los hidrogramas de las diferentes subcuencas se solapen en el curso principal. El tiempo al pico también fue muy variable, aunque en promedio fue una tercera parte del tiempo base. El tiempo de concentración se supone invariante para la cuenca siempre que la precipitación sea homogénea. Como estimación inicial, aplicando la ecuación (6) a la subcuenca de Cabecera (la más alejada del punto de salida) y sumando un tiempo de tránsito que oscila según el caudal entre 1 h y 6,5 h se obtuvo un tiempo de concentración entre 5,2 y 10,7 horas. La figura 5 muestra cómo sólo algunas crecidas, con caudal pico moderado o bajo, estuvieron fuera de dicho rango. Las crecidas de caudal pico bajo y tiempo de concentración mayor de lo esperado se concentraron en verano y en invierno. Esto puede deberse a: i) la irregularidad espacial y temporal de la precipitación en verano, hecho que introduce incertidumbre en el cálculo del momento y lugar del último aporte de escorrentía y, b) se ha utilizado el método para escorrentías inferiores a 12 mm, lo cual es desaconsejado por algunos estudios (ASCE, 1996) . En cualquier caso cabe remarcar la independencia del tiempo de concentración respecto de caudales máximos elevados, indicando que la magnitud de la crecida no está relacionada con la velocidad del tránsito de la última parte de la escorrentía.

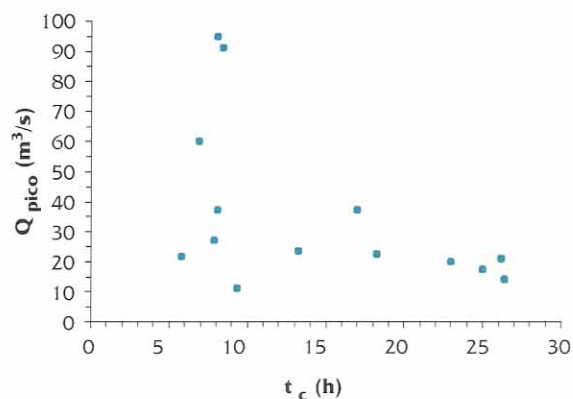


Figura 5. Relación entre caudal pico (Q_{pico}) y tiempo de concentración (t_c).

El mayor volumen de escorrentía por evento (hm^3) tuvo lugar en primavera, seguida de invierno, otoño y verano. Este hecho, unido a la concentración de crecidas y a un mayor caudal base provoca que la generación de escorrentía sea especialmente destacable en dicha estación. En cuanto a los coeficientes de escorrentía, debido a la separación del caudal base, se trata de coeficientes relativos únicamente a escorrentía superficial, de respuesta rápida. El coeficiente de escorrentía (escorrentía directa) medio fue de un 5% en la cuenca, valor que varía entre un 9% en invierno, cuando la cuenca se encuentra más húmeda y fría, y un 1% en los episodios de verano, en los que no toda la cuenca contribuye debido al tipo de lluvia en forma de tormentas locales. El coeficiente de escorrentía es un dato importante para evaluar los datos obtenidos en subcuencas y detectar errores en los resultados. Por ejemplo el evento de 16/4/2000, con un caudal pico de 89 m^3/s , presentó un coeficiente de escorrentía del 15%, cuando una semana antes, el evento anterior presentó un coeficiente del 5%. Una posible causa de esto es que la generación de escorrentía de tormenta no se deba solamente a flujo hortoniano, sino también a flujo por exceso de saturación, es decir la primera tormenta provocó un incremento del nivel freático, por esa causa el segundo evento provocó mayor coeficiente de escorrentía. Contrariamente a lo que cabía esperar, no se observó ninguna relación significativa entre el coeficiente de escorrentía y los tres tipos de condiciones de humedad antecedente, tal y como se definen en el método del Número de Curva. Esto significa que la condición antecedente más húmeda (tipo III) no conllevó mayores coeficientes de escorrentía.

Un último dato a considerar es la relación entre el caudal pico y el caudal medio, que da una

idea de la forma del hidrograma. El valor medio para las crecidas fue de 2,14 con una desviación típica de 0,5. Se trata de un valor bastante estable para todas las crecidas registradas, y que no presentó ninguna estacionalidad, con lo cual se podría considerar como característico de la cuenca.

Respuesta hidrológica durante diferentes episodios de crecida

Hidrogramas registrados

Los sensores de calado de Serraduy y Cabeceira registraron 10 de las 24 crecidas contabilizadas en el río Isábena en el aforo de Capella. Los caudales máximos diarios obtenidos en algunos de los puntos de control se recogen en las figuras 3 y 4. La respuesta de la cuenca fue variada aunque, en general, las crecidas de más de 50 m^3/s debieron gran parte de su caudal a la aportación de las subcuencas de Cabeceira y Villacarli, como sería el caso de los episodios de 23/11/2000 y del periodo 2-7/3/2001 (Figura 6). En ella se aprecia un ligero desfase temporal de picos (entre 1h y 2h según el caudal) entre el hidrograma de Serraduy y el de Capella, pero en cualquier caso el patrón en Capella es muy similar al de Serraduy. Puesto que la curva de gastos en Serraduy no está calibrada para el rango de caudales registrados en este episodio se puede plantear la hipótesis, dada la gran similitud de patrones de caudal, de que la mayor parte de la escorrentía de esta crecida procedió de Serraduy, es decir de las cuencas de Cabeceira y Villacarli, y que el desfase entre picos corresponde al tiempo de tránsito. Como caso contrario, la crecida del 30/4/2000, pese a ser de primera magnitud (91 m^3/s), no tuvo su origen en la subcuenca de Cabeceira, la cual aportó sólo un caudal de algo más de 20 m^3/s de manera prolongada en el tiempo, a modo de caudal base. Crecidas de moderada magnitud (del orden de 20 m^3/s) siguieron un patrón de drenaje en el que sí distingue la aportación de una o varias subcuencas. Es el caso de las crecidas de 13/11/2000, 23/5/2001, y 8 y 11/4/2002. Por ejemplo, durante el episodio de 13/11/2000 se observó la aportación predominante de la cuenca de Cabeceira más un aporte inicial de otra cuenca sin identificar.

La ecuación (10) se utilizó para una estimación del tiempo de tránsito de los caudales máximos modelizados en las diferentes subcuencas, con el fin de hacer comparable su aportación al hidrograma de salida de la cuenca.

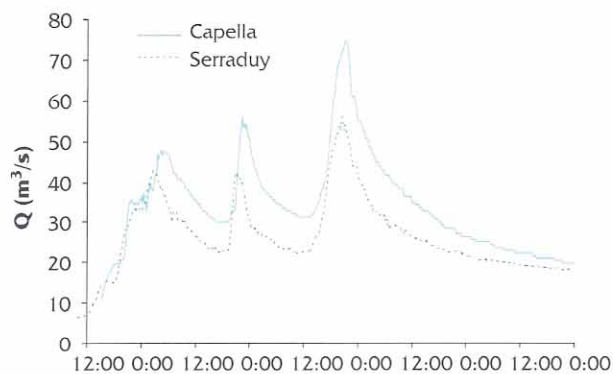


Figura 6. Crecidas del 2/03/2001 al 6/3/2001 en el río Isábena (Estación de aforos de Capella y sección de control de Serraduy).

Modelización de crecidas en las subcuencas

Las crecidas no registradas se modelizaron en cada subcuenca a partir de la precipitación (Verdú et al., 2005), ajustando el NC hasta que los caudales pico modelizados coincidieran con los registrados en campo. Mediante este método se obtuvo un NC ajustado para cada crecida y subcuenca. En las tablas 4 y 5 se observa la media del NC calibrado para cada subcuenca, en comparación con el NC inicial estimado a partir de tablas.

Para realizar la modelización se plantearon dos hipótesis de pérdidas iniciales: 10 y 20% de S (ecuaciones 2 y 3). Todos los NC fueron transformados a condiciones de humedad antecedente tipo II. Se observa cómo, en general, se obtuvie-

ron NC calibrados más bajos para el caso de un 10% de pérdidas iniciales. Este hecho indica que al haber menos pérdidas iniciales no se requiere tanta impermeabilidad del suelo para alcanzar un mismo caudal pico. Teniendo en cuenta sólo el valor medio, los valores para un 10% de pérdidas iniciales se acercan más a los valores iniciales de NC sin calibrar. Por el contrario, los valores calibrados para un 20% de pérdidas iniciales son mayores, lo cual implica que las cuencas se deben modelizar como más impermeables que en el caso para obtener un mismo caudal. En cuanto a la dispersión, resulta una mayor desviación estándar en el caso de considerar pérdidas iniciales del 10%, lo cual indica que la modificación de este factor no ayuda a explicar suficientemente la variabilidad de comportamiento hidrológico. En este sentido, cabe comentar algún caso puntual en el que la dispersión del NC ha sido bastante importante, como el 8/3/2001 para Lascuarre. En este episodio la elección de una humedad antecedente tipo II en lugar de tipo I hubiera comportado un Número de Curva ajustado de 68,5 (para $P_0 = 20\%$), más cercano a la media de la cuenca, con lo cual la desviación estándar pasaría de 16,5 a 13,0. En otras palabras, los factores pérdidas iniciales y humedad antecedente, de base física dudosa, afectan de manera negativa a la homogeneidad de la calibración. En cualquier caso, los valores de NC ajustados fueron siempre superiores a los NC iniciales. Es decir, para que el modelo pudiera predecir los caudales esperados en los eventos registrados, se debió considerar las subcuencas más impermeables de lo que inicialmente se había previsto a partir de la metodología clásica.

Tabla 4. Resumen de Números de Curva calibrados por subcuenca para un 20% de pérdidas iniciales

Subcuenca Isábena	NC ponderado medio	Desviación estándar	NC inicial	Incremento (%)
Lascuarre	74,9	16,5	58,3	28,5
Ceguera	79,0	17,7	60,2	31,2
Carrasquero	79,2	15,9	58,2	36,2
Villacarli	77,6	18,3	66,6	16,1
Cabecera	82,4	15,5	54,4	51,4

Tabla 5. Resumen de Números de Curva calibrados por subcuenca para un 10% de pérdidas iniciales

Subcuenca Isábena	NC ponderado medio	Desviación estándar	NC inicial	Incremento (%)
Lascuarre	65,5	20,6	58,3	12,3
Ceguera	72,6	21,1	60,2	20,5
Carrasquero	73,3	20,8	58,2	25,9
Villacarli	70,1	23,1	66,6	5,2
Cabecera	75,4	18,6	54,4	38,5

Este hecho indica que la aplicación de la metodología clásica en estas subcuencas hubiera generado un error por defecto en la estimación de caudales punta, especialmente en casos de humedad antecedente seca o normal (tipos I y II). En zonas de poco espesor de suelo, la asignación de NC correspondiente a humedad antecedente tipo III, o bien la asignación de un grupo hidrológico tipo D podría usarse como solución metodológica para aumentar en la modelización el coeficiente de escorrentía de zonas de alta infiltración con poco espesor de suelo. De esta manera se conseguiría mejorar las previsiones en zonas de flujo superficial o subsuperficial por saturación de la reserva.

Para el análisis hidrológico final, se optó finalmente por el criterio de 20% de pérdidas iniciales ya que la dispersión de resultados en relación al NC era menor. Por comparación, López y Batalla (2001) obtuvieron un valor de NC ponderado medio de 56 para la cuenca mediterránea de Arbucies (110 km²) en la que también se observó una gran dispersión, ya que el rango de NC osciló entre 41 y 81 para los 22 episodios estudiados. Los NC calibrados en la cuenca del río Isábena han resultado superiores. Este hecho se puede atribuir a la baja intensidad de precipitación de los eventos estudiados; si se hubieran producido eventos de menor recurrencia el NC calibrado hubiera sido posiblemente menor, de acuerdo con López y Batalla (2001).

La tabla 6 presenta los valores medios y las desviaciones estándar de las principales variables que definieron los caudales netos de cada crecida en cada uno de los hidrogramas modelizados. El tiempo base en todos ellos fue muy variable puesto que este factor depende de la duración del evento de lluvia. Asimismo se observó un gradiente de menor duración en las subcuencas del sur a una mayor duración en las subcuencas del norte que, por otra parte, tienen una superficie mayor. El tiempo base fue incluso mayor a la salida de la subcuenca de Cabecera que en Capella a la salida de la cuenca del Isábena. El tiempo del caudal pico fue muy similar en la cuenca del Isábena y en la subcuenca de Cabecera, lo cual puede indicar un predominio del hidrograma de la subcuenca en la producción del hidrograma de salida de la cuenca. En cuanto al caudal pico se repitió el gradiente norte-sur, de manera que el caudal pico de las subcuencas principales de la parte baja apenas representó como promedio un 10% del registrado en Capella.

Las lluvias fueron, en general, más intensas en la parte central de la cuenca, es decir en las subcuencas de Carrasquero y Villacarli. Esto hizo que sus coeficientes de escorrentía medios (12-15%), pese a ser zonas más secas, fueran comparables a los de la subcuenca de Cabecera, que solió tener condiciones antecedentes de humedad superiores (mayor altitud y temperaturas inferiores). En esta subcuenca la lluvia anual fue superior y más homogéneamente distribuida (Verdú *et al.*, 2007). Jones (1997) cita valores típicos del 18% para escorrentía superficial *hortoniana* en cuencas de 10 km², superior a las cuencas del Isábena, seguramente debido a la escasa torrencialidad de los eventos registrados, que fueron como máximo de un periodo de retorno de 1,7 años.

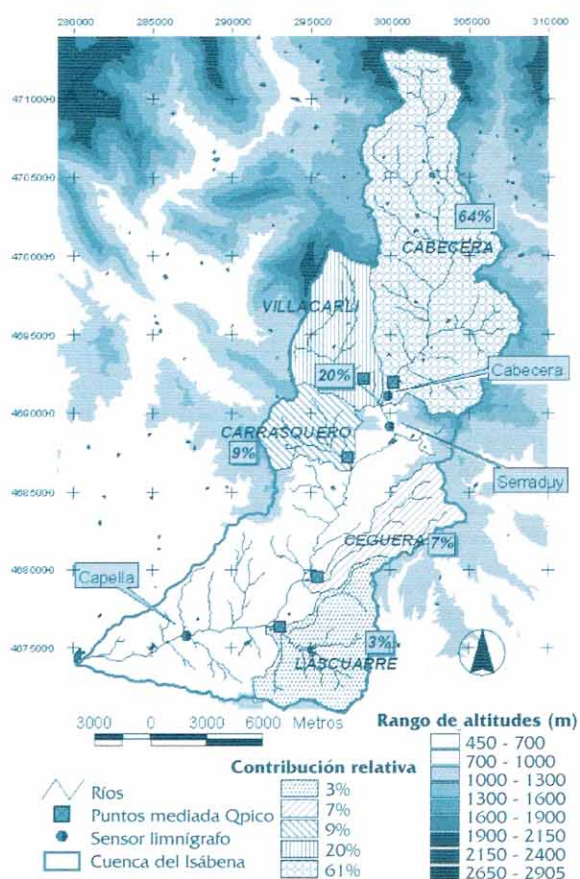


Figura 7. Contribución relativa de escorrentía de las diferentes subcuencas del Isábena (coordenadas UTM 31N).

Finalmente, la figura 7 muestra la contribución media (volumen de escorrentía) de las distintas subcuencas del Isábena. En ella se observa el predominio de la subcuenca de Cabecera. Cabe señalar que el dato medio de contribución que se muestra en la tabla 6 no suma 100% ya que se trata de una media del dato registrado en cada evento

para cada subcuenca. Asimismo, el porcentaje de contribución en el valor del Isábena debería ser superior al total de la suma de las subcuencas de estudio, ya que éstas no cubren completamente toda la superficie de la cuenca. Sin embargo, pese a ser variable, el dato resultó menor de 100%, lo cual constituye una indicación del error volumétrico cometido en el proceso de la modelización.

CONCLUSIONES

Este trabajo ha permitido conocer la respuesta hidrológica de la cuenca y las subcuencas del río Isábena durante el período de estudio 2000 - 2002, a partir de datos de campo (pluviometría y caudales) y de modelización hidrológica. Dicho comportamiento era hasta ahora desconocido, ya que únicamente se disponía de un aforo a la salida de la cuenca así como de escasos datos de pluviometría. En el conjunto de la cuenca las crecidas aportan el 14% de la escorrentía total. Se observó, además, una estacionalidad marcada en la ocurrencia de las crecidas que, en general, son predominantes en primavera, escasas en verano, y variables en otoño y invierno, de acuerdo con el patrón de precipitación observado. Las crecidas registradas fueron de bajo periodo de recurrencia (máximo 1,7 años) y tuvieron coeficientes de escorrentía superficial directa de entre el 2 y el 15%. El tiempo de concentración resultó variable, entre 5 y 11 horas, dependiendo de la velocidad de tránsito. En cuanto a las subcuencas, la de Cabecera es la que aporta mayor escorrentía en crecida (64%), seguida de la de Villacarli con un 20%. Este patrón se presenta siempre ligado al patrón espacial de la precipitación, por lo que se puede ver alterado por tormentas convectivas de verano, que afectaron en mayor medida a la parte media de la cuenca. Las subcuencas de la parte media y alta, más húmedas, presentaron mayores coeficientes de escorrentía

(15%) y tiempos base más largos (de 10 a 25 h), mientras que en las subcuencas meridionales, más secas, el coeficiente de escorrentía medio fue del 4%, y el tiempo base, de 8 horas (máximo). Se ha constatado que la modelización hidrológica con el método del Número de Curva conlleva notables errores en estudios de crecidas de bajo periodo de retorno y que resulta de vital importancia calibrar alguno de sus parámetros con medidas de campo (e.g. caudal pico). Los NC calibrados resultaron manifiestamente superiores a los obtenidos inicialmente a partir de tablas en base a los parámetros físicos de la cuenca. Este hecho se explica tanto por la gran variabilidad de condiciones de contorno que afectan al proceso de infiltración de agua en el suelo (e.g. humedad antecedente), como por la incertidumbre ligada a la distribución espacial y temporal de la precipitación. En casos de suelos con tasas de infiltración elevadas pero poco espesor, como en algunas zonas del presente estudio, sería recomendable para posteriores estudios ajustar alguna variable (como tipo de humedad antecedente III o grupo hidrológico de suelo tipo D) para disminuir el valor de S (capacidad de la reserva del suelo) e incorporar de alguna manera escorrentía superficial o subsuperficial por saturación.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue realizado cuando el primer autor era alumno de doctorado gracias a una beca de Formación de Personal Investigador de la Generalitat de Catalunya. El Instituto de Estudios Altoaragoneses aportó una ayuda económica para la realización de la investigación. La Confederación Hidrográfica del Ebro y el SAIH facilitaron los datos de caudales de la estación de Capella. Los autores agradecen especialmente la colaboración en el trabajo de campo de Jordi Valls, Damià Vericat y Núria Garcia.

Tabla 6. Resumen de las principales variables de las crecidas registradas en las diferentes subcuencas (media \pm desviación estándar)

	Isábena	Lascuarre	Ceguera	Carrasquero	Villacarli	Cabecera
t_{base} (h)	22,0 \pm 10,7	5,7 \pm 7,3	8,5 \pm 7,9	10,4 \pm 7,4	13,4 \pm 6,7	25,2 \pm 3,9
t_{pico} (h)	8,5 \pm 4,5	2,6 \pm 4,6	3,2 \pm 4,1	3,9 \pm 5,1	5,4 \pm 4,2	8,5 \pm 4,3
Q_{pico} (m ³ /s)	29,8 \pm 26,8	2,0 \pm 3,1	4,2 \pm 6,9	7,8 \pm 3,8	13,6 \pm 10,8	16,6 \pm 9,0
Volumen (10 ³ m ³)	730,0 \pm 567,1	37,3 \pm 68,6	92,8 \pm 194,8	87,3 \pm 60,1	201,5 \pm 157,3	533,9 \pm 271,1
Lluvia (mm)	36,1 \pm 18,3	21,3 \pm 24,7	22,9 \pm 25,6	37,8 \pm 25,7	38,6 \pm 27,4	27,9 \pm 19,9
CE	0,047 \pm 0,013	0,022 \pm 0,031	0,063 \pm 0,087	0,164 \pm 0,204	0,132 \pm 0,091	0,153 \pm 0,071
% contribución	64,2 \pm 42,8	3,0 \pm 4,7	7,2 \pm 13,7	9,6 \pm 7,4	20,5 \pm 9,5	64,5 \pm 15,3
nº episodios	8	11	11	9	11	12

LISTA DE SÍMBOLOS

%	Porcentaje
A:	Área de la cuenca de estudio (en km ²)
CE:	Coefficiente de escorrentía
D:	Duración de los intervalos de tiempo del hidrograma unitario (en h)
E:	Escorrentía acumulada, método del NC (en mm)
km:	Kilómetros
J:	Pendiente media del tramo más largo de flujo concentrado de la cuenca de estudio (adimensional)
L:	longitud máxima de flujo concentrado de la cuenca de estudio (en km)
m:	Metros
mm:	Milímetros
n:	Número de repeticiones
NC:	Número de Curva
P:	Precipitación (en milímetros)
P ₀ :	Pérdidas iniciales, método del NC (en mm)
Q:	Caudal (en m ³ /s)
Q _p :	Caudal máximo para el hidrograma unitario (en m ³ /s)
Q _{pico} :	caudal máximo instantáneo (en m ³ /s)
R:	Infiltración acumulada, método del NC (en mm)
r ² :	Correlación (grado de ajuste de regresión lineal) (en tanto por uno)
S:	Capacidad máxima de almacenamiento, método del NC (en mm)
t _{base} :	duración de la crecida (en h)
t _c :	Tiempo de concentración de la cuenca (en h)
t _{ing} :	Tiempo de retardo al pico (en h)
t _{pico} :	Tiempo desde el inicio de la crecida hasta el caudal máximo (en h)
V _{media} :	Velocidad media de tránsito (en m/s)
X:	Coordenada longitudinal UTM huso 30n zona T (en m)
Y:	Coordenada latitudinal UTM huso 30n zona T (en m)
Z:	Altitud sobre el nivel del mar (en m)

REFERENCIAS

- ABBOTT M.B., REFSGAARD J.C. (1996). *Distributed hydrological modelling*. Kluwer Academic, Dordrecht.
- AGÈNCIA CATALANA DE L'AIGUA (2003). *Recomanacions tècniques per als estudis d'inundabilitat d'àmbit local*. Documents tècnics_1. Agència Catalana de l'Aigua, Generalitat de Catalunya.
- ASCE. 1996. *Hydrology Handbook*. ASCE Press. New York. 784 pp
- CHOW, V.T., MAIDMENT, D.R., MAYS, L.W. (1988). *Applied hydrology*. McGraw Hill, New York.
- FERRER, M., 2002. *Análisis de nuevas fuentes de datos para la estimación del parámetro número de curva del modelo hidrológico del SCS: Datos de perfiles de suelos y teledetección*. Tesis Doctoral. Departamento de Geografía, Universidad de Salamanca. Documento inédito.
- GARCÍA, N. (2002). *Modelización de la respuesta hidrológica del río Isábena*. Proyecto Final de Carrera, Ingeniería de Montes. Universitat de Lleida. Documento inédito.
- HEC (2000). *Hydrologic Modeling System, HMS. Technical Reference Manual*. US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center.
- HEC (2002). *HEC RAS River Analysis System. Hydraulic Reference Manual*. US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center.
- HORTON, R.E. (1933). The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Trans. Am. Geophys. Union*, 14: 446-460.
- JONES, J.A. (1997). *Global hydrology: processes, resources and environmental management*. Longman, London.
- LOAGUE K.M., KYRIAKIDIS P.C. (1997). Spatial and temporal variability in the R-5 infiltration data set: déjà vu and rainfall-runoff simulations. *Water Resources Research*, 33: 2883- 2896.
- LÓPEZ, R. (2001). Consideraciones acerca de los límites de aplicación del método del número de curva del Soil Conservation Service. *Revista Montes*, 66
- LÓPEZ, R., BATALLA, R.J. (2001). Análisis del comportamiento hidrológico de la cuenca mediterránea de Arbúcies antes y después de un incendio forestal. *Actas III Congreso Forestal Español*: 547- 553.
- MARTÍNEZ-CASASNOVAS J.A., POCH R.M. (1998). Estado de conservación de los suelos de la cuenca del embalse de Joaquín Costa. *Limmética*, 14: 83- 91.
- MOORE R.J., CARRINGTON D.S., JONES D.A., STEWART E.J. (1994). The UK Hyrex experiment. *Ann. Geophys.*, 12 (suppl. II): C402.
- PARKIN G., O'DONNELL G., EWEN J., BATHURST J.C., O'CONNELL P.E., LAVABRE J. (1996). Validation of catchment models for predicting land-use and climate change impacts. 2. Case study for a Mediterranean catchment. *Journal of Hydrology*, 175: 595- 613.
- PONCE, V. M., HAWKINS, R. H. (1996). Runoff curve number: Has it reached maturity? *Journal of Hydrologic engineering*, 1(1).
- SOIL CONSERVATION SERVICE - SCS (1972). *Hydrology. Sec 4 En: National Engineering Handbook*. U.S. Department of Agriculture, Washington, D.C.
- SOIL SURVEY STAFF. (1996) *Keys to soil taxonomy*, 7th ed Washington, DC: U.S. Gov. Print. Office, 1996.
- TODINI, E. (1996). The Arno rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology*, 157: 339-382.
- TRAGSA (1994). *Restauración hidrológico forestal de cuencas y control de la erosión*. Ediciones Mundi-Prensa, Madrid.
- VERDÚ, J.M., BATALLA, R., MARTÍNEZ, J.A. (2007). Estudio hidrológico de la cuenca del río Isábena (Cuenca del Ebro). I: Variabilidad de la precipitación. *Ingeniería del Agua* (en revisión).

VISSMAN, W., LEWIS G.L. (1995). *Introduction to Hydrology*, 4a ed., HaperCollins College Publishers.

WOODS, R. A., SIVAPALAN, M. (1999). A synthesis of space-time variability of storm response: Rainfall, runoff generation and routing. *Water Resources Research*, 35 (8): 2469-2486.

Páginas web:

Confederación Hidrográfica del Ebro: www.onh.chebro.es