

J.A. BERTENS¹, J.A. PASCUAL², R. VAN BEEK³

MODELIZACIÓN HIDROLÓGICA DE UNA CUENCA MEDITERRÁNEA DE MEDIA ESCALA CON EL MÓDULO *PCRASTER DYNAMIC MODELLING*

RESUMEN

En este trabajo se utiliza un modelo hidrológico distribuido para simular el régimen hídrico de una cuenca mediterránea de media escala en el sector oriental de la Península Ibérica. Escrito con el módulo *PCRaster Dynamic Modelling* (VAN DEURSEN & WESSELING, 1997), el modelo crea un hidrograma de caudal con un intervalo temporal mensual. Utilizando un número reducido de variables espaciales (en forma de mapas *raster*) y temporales (en forma de series de datos), el modelo hidrológico permite la creación de caudales mensuales con una capacidad predictiva del 71 %.

ABSTRACT

A deterministic distributed hydrological model is used to simulate the hydrological regime of a medium-scale Mediterranean watershed in eastern Spain. The model is written in the *PCRaster Dynamic Modelling* package (VAN DEURSEN & WESSELING, 1997). The model generates a streamflow hydrograph on a monthly basis. Using a small amount of spatio-dependent (in the form of raster maps) and time-dependent (in the form of data series) input variables, a dynamic hydrological model allows for a prediction of monthly discharge with a predictive capacity of 71%.

INTRODUCCIÓN

Un sistema hidrológico es un espacio capaz de recibir una secuencia de entradas que en parte almacena y en parte convierte en salidas, (DINGMAN, 1994). En el presente trabajo el sistema hidrológico es la cabecera de la cuenca del Río Serpis en el este de España; la entrada es la precipitación mensual y la salida el caudal diario del río.

El objetivo de este trabajo es la construcción de un modelo hidrológico que simule la descarga hídrica, en forma de hidrogramas mensuales, de una cuenca mediterránea que refleje de forma más fiel posible el flujo, identificando los procesos elementales que con-

¹ Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada, Universidad de Cantabria, España.

² Facultat de Geografia i Historia, Universitat de Valencia, España.

³ Faculty of Geographical Sciences, Utrecht University, Netherlands.

tribuyen a su formación. Por tanto, el número de procesos debería ser lo más limitado posible, de manera que se facilite el manejo del modelo y la interpretación de los resultados. Lo mismo debe decirse de la complejidad introducida en la descripción de los procesos. La forma en la que los procesos hidrológicos son incorporados en el modelo tendrá que explicar como mínimo parte de su variabilidad espacial. Aunque no se ha considerado aquí el cálculo de escenarios, el modelo debería permitir predicciones de sucesos que todavía no han ocurrido, dada una situación hipotética. Uniendo estas predicciones a los límites físicos del sistema (máxima descarga de la red de drenaje natural), los resultados del modelo podrían servir de base para la definición de umbrales relacionados con la precipitación (por ejemplo, intensidad y duración).

Al modelizar un sistema con un modelo abstracto (una representación matemática del sistema) es necesario hacer ciertas suposiciones sobre las variables. Estas pueden ser consideradas como variables de espacio y tiempo, pudiendo ser descritas por medio de una distribución probabilística o por una estocástica. El modelo aquí presentado puede de esta manera ser definido como distribuido, determinístico y de flujo variable.

En nuestro caso, el proceso se considera dinámico en espacio y tiempo: se supone que los cambios de una variable se definen por su localización geográfica y por el tiempo (un modelo distribuido). Por tanto, se rechaza la aleatoriedad existente debido a la discrepancia entre el sistema y la resolución de las observaciones. La razón por la cual no se contempla la aleatoriedad se debe a que las salidas del modelo estarán también sujetas a la misma (en este caso se hablaría de un modelo estocástico), la cual complicaría la interpretación de los resultados obtenidos con el modelo así como su calibración. En un modelo determinístico, para un *input* (entrada) dado siempre se obtendrá un mismo *output* (salida).

La variabilidad y heterogeneidad internas gobiernan la dinámica de la descarga de cualquier cuenca de drenaje. Por ejemplo, en ambientes mediterráneos las lluvias convectivas locales pueden repartirse sobre áreas pequeñas no mayores a 10 km² (FRANCÉS GARCÍA & BENITO CASADO, 1995). Tales sucesos tendrán consecuencias, no sólo para esta misma área interna de la cuenca, sino también para su mismo estado. Dada la diversidad espacio-temporal de los componentes (precipitación, infiltración y red de drenaje), sería deseable tener en cuenta la mayor variabilidad posible. La distribución espacial de la precipitación y de los parámetros de infiltración afectarán en gran medida la formación de descarga, su distribución y velocidad (CHOW *et al.*, 1988). Parte de la variabilidad¹ existente se incorpora al dividir la cuenca en celdas o grupos de celdas con condiciones uniformes. Cuando un modelo incorpora la variabilidad espacial puede considerarse como distribuido.

Los cambios en las propiedades ocurrirán de manera continua no sólo en el espacio sino también en el tiempo. Por tanto, al modelizar el comportamiento de la cuenca de drenaje es necesario dejar que el modelo se ajuste por sí solo, o darle propiedades dinámicas, que puedan simular estos cambios (MORE, 1967). Cuando los parámetros de entrada varían con el tiempo, su variación también se incorpora en el modelo, por medio del cálculo actualizado de cantidades de agua después de transcurrido un intervalo de tiempo elegido arbitrariamente (durante el cual tanto los procesos como la precipitación pueden o no haber ocurrido). Semejante modelo de escorrentía se puede considerar como dinámico (VAN DEURSEN & KWADIJK, 1993) o como un modelo de flujo variable (CHOW *et al.*, 1988).

¹ Limitada por la cantidad de datos disponibles y su resolución espacial.

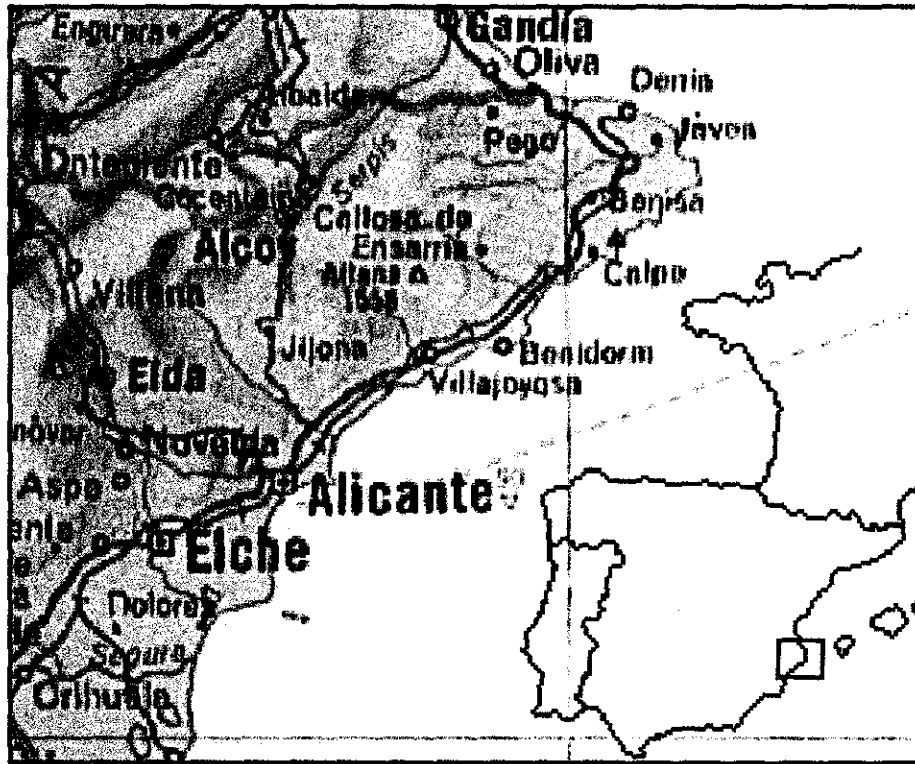


Figura 1. Localización del área de estudio.

AREA DE ESTUDIO

El área de estudio (figura 1) es algo más de la mitad de los 752,8 km² de la cuenca del Río Serpis (también Río de Alcoi), situada al norte de la provincia de Alicante, en el levante peninsular. Dentro de la cuenca se localiza el embalse de Beniarrés, cuya capacidad es de 32,6 hm³. Debido a la existencia de dicho embalse sólo se utiliza como área de estudio la cuenca de 470 km² aguas arriba del embalse. Por su tamaño, la cuenca de drenaje puede considerarse de dimensiones intermedias.

La red de drenaje del Serpis, hasta su entrada al pantano de Beniarrés (320 m), drena una cuenca intramontana del Prebético valenciano, limitada al N por la Serra del Benicadell (1104 m) y al S por el conjunto de sierras alineadas del Menejador (1352 m), la Carrasqueta (1381 m) y Aitana (cuyo pico de 1558 m queda fuera de la cuenca).

El curso principal discurre por una fosa de dirección N-S, rellena de tap mio-pliocénico y depósitos cuaternarios, que corta las estructuras prebéticas –sierras anticlinales de calizas mesozoicas y valles sinclinales de relleno terciario margoso– de dirección NE-SW.

Sus principales afluentes discurren por esos valles al abrigo de las sierras. Comenzando por el NW, el Riu d'Agres drena el valle de igual nombre al N de la Serra

Mariola (Montcabrer, 1390). Hacia el S, entre ésta y la Serra del Menejador, el Riu de Polop recorre el sinclinal margoso. Siguiendo por el SE, se encuentra el Riu de Penàguila que drena el valle entre Aitana y la Serra de la Serrella (1359 m); el Riu de Ceta en la Vall de Ceta, entre la Serrella al S, la Serra d'Alfaro (1166 m) al E y la Serra d'Almudaina (1013 m) al N, y finalmente el Riu de Planes con sus afluentes que discurre al N de la Serra d'Almudaina y S de l'Albureca.

El caudal medio de entrada en Beniarrés (calculado para el período 1965-1982) es de $0,92 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (MATARREDONA *et al.*, 1989). Esto significa un caudal relativo de $1,94 \text{ l/s/km}^2$ de la cuenca de drenaje. Durante un año el caudal que entra al embalse oscila entre $3,25$ y $0,25 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Dichos valores se corresponden con el carácter mediterráneo del Río Serpis, con un pico de flujo en el período húmedo y una pronunciada caída durante el verano. Después de la regulación, la descarga del embalse muestra una tendencia inversa: valores altos en el período seco y bajos en el húmedo (SEGURA BELTRÁN Y CARMONA GONZÁLEZ, 1991).

La precipitación anual oscila entre los 450 y 1000 mm. El 31 % de la lluvia cae en invierno, otro 25% en primavera, un 35% en otoño y el resto durante un período seco de unos cuatro meses (PÉREZ CUEVA, 1994). Por tanto, se da un pequeño exceso de precipitación desde finales de otoño hasta el inicio de la primavera, mientras que se produce un largo déficit pluviométrico durante los meses más cálidos. Sin embargo, pueden identificarse sistemas climáticos locales en el marco de la cuenca de drenaje. Esa diferenciación es más evidente en la distribución de la precipitación, la cual es muy dependiente de la orientación e hipsometría del relieve. Las alineaciones montañosas de la cabecera, con orientación SSW-NNE, constituyen un obstáculo para las masas de aire húmedas que penetran el área de estudio desde el norte, obligándolas a elevarse. Por tanto, los registros de precipitación son significativamente mayores en el reborde montañoso del área de estudio.

La temperatura media anual oscila entre los 14 y los 16 °C. La amplitud media fluctúa entre 9 y 15 °C en invierno, mientras que en verano su rango está entre 12 y 18 °C. La temperatura media mensual es mayor en julio y en agosto, cuando alcanza hasta los 26 °C. A partir de entonces desciende gradualmente hasta aproximadamente los 9,5 °C de enero.

La evapotranspiración total anual se encuentra entre 750 y 1050 mm (PÉREZ CUEVA, 1994). La distribución entre valores mensuales altos y bajos a lo largo del año se relaciona de manera general con las fluctuaciones de la temperatura.

CARACTERÍSTICAS DEL MODELO

La construcción de un modelo distribuido tiene dos fases. En primer lugar, hay que decidir los procesos que deben ser incorporados y, en segundo, hay que describir tales procesos (ANDERSON & ROGERS, 1987). Los tres procesos considerados como más importantes y que rigen la generación de descarga hídrica son precipitación, infiltración y escorrentía. Así, su descripción forma la base del modelo. En éste, la precipitación se procesa en primer lugar, y a continuación infiltración y escorrentía. La estructura del modelo se muestra en la figura 2.

La descripción de los procesos se realiza utilizando un sistema de modelado dinámico: *PCRaster dynamic modelling language*. Se trata de un lenguaje de programación que se extiende a partir de los principios del álgebra de mapas y de los lenguajes de modelización cartográfica (TOMLIN, 1990) a los que se les han añadido nuevas ideas sobre las

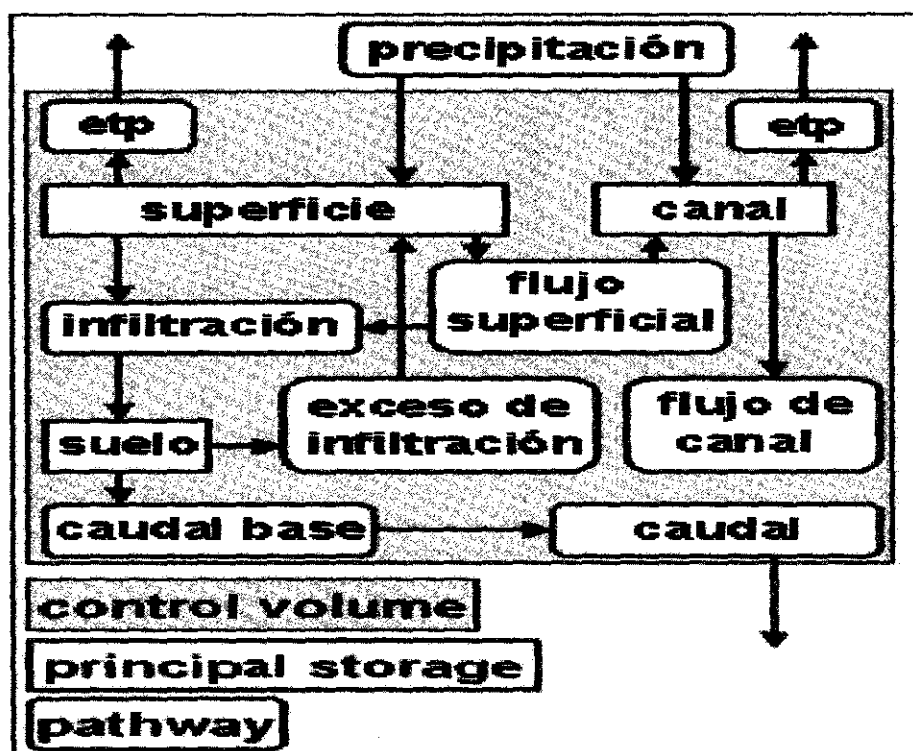


Figura 2. Principales sistemas de reservorios (*principal storage*) y procesos hidrológicos (*pathway*) incorporados en el modelo (etp: evapotranspiración potencial).

interacciones de capas temáticas dentro del contexto de la modelización dinámica. La sintaxis de programación se desarrolla a partir de una serie de ecuaciones, lo cual significa el uso y combinación de diferentes operadores. Cada sistema de ecuaciones calcula un valor para cada variable y cada píxel de un mapa determinado. El protocolo del modelo contiene un número dado de operaciones, las cuales se ejecutan para cada intervalo temporal (un mes). El orden de las operaciones y la forma en las que se interrelacionan se describen más abajo. La rutina del modelo, el protocolo completo, se ejecuta para cada intervalo temporal.

DATOS

Las entradas que necesita el modelo consisten en un número de variables temporales (almacenadas en series de datos²) y de variables espaciales (almacenadas como mapas). Todas las variables, excepto la precipitación se pueden considerar como constantes e

² Los archivos de series temporales se utilizan para almacenar datos temporales (p.e. precipitación). Una serie temporal se puede asignar como unidades en un mapa de PCRaster, por lo que a cada unidad se le asigna un valor específico para cada intervalo temporal.

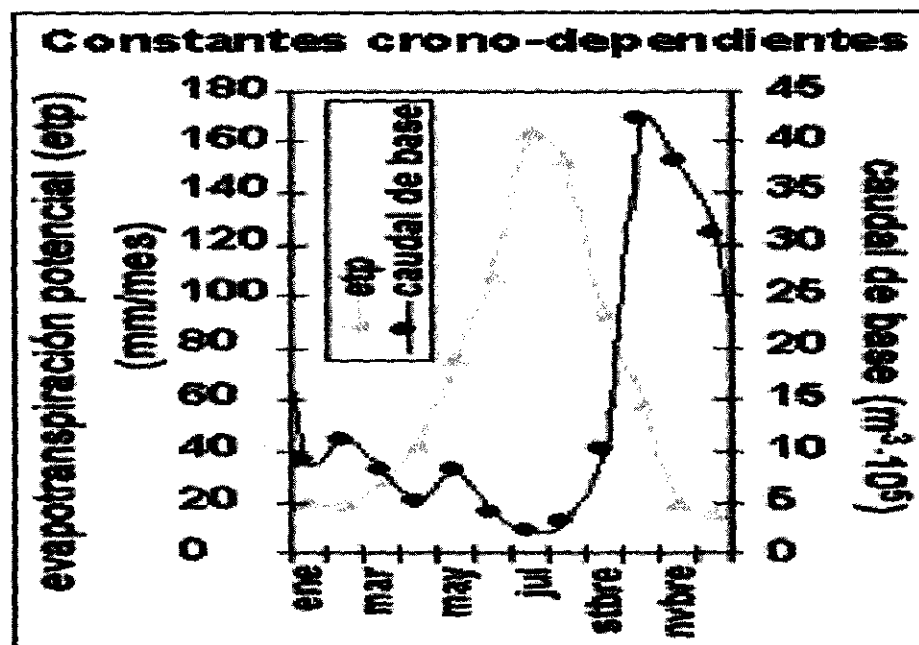


Figura 3. Constantes crono-dependientes.

incorporadas como tales en el modelo. Son las mismas para cada mes, independientemente del año que se considere. Por tanto, para un área y momento concreto, después de calibrado el modelo, la precipitación es la única entrada requerida.

Los datos pluviométricos son los únicos *inputs* verdaderamente crono-dependientes, ya que varían durante el año y a través de los años. Se ha utilizado la precipitación mensual entre los años 1985 y 1990 de las estaciones de Almudaina, Bocairent, Carrícola, Gorgos e Ibi del Instituto Meteorológico Nacional. La lluvia muestra una variabilidad espacial, al igual que los parámetros de infiltración y la estructura de la red de drenaje (FRANCÉS GARCÍA Y BENITO CASADO, 1995). Por ello el modelo crea para cada mes un mapa de precipitación areal, calculada a partir de las series de los cinco observatorios mencionados y promediada con el método de los polígonos de Thiessen. Se han utilizado los datos comprendidos entre 1985 y 1987 para calibrar el modelo, mientras que la serie entre 1988 y 1990 ha servido para validarlo.

El modelo requiere también otros dos parámetros crono-dependientes: la evapotranspiración potencial (ETP) y el caudal de base (figura 3). Para la estimación de la ETP se han utilizado los valores de temperaturas medias mensuales proporcionados por las estaciones de Bocairent y Carrícola. Se ha utilizado el método de Thornthwaite (DINGMAN, 1994), corregido según las horas de insolación, las cuales dependen de la latitud y el número de días del mes considerado. Debido a la falta de estaciones y a la menor variabilidad espacial de la temperatura, ésta se ha tratado como homogénea para toda la cuenca, utilizando las medias de ambas estaciones.

La determinación del caudal de base se realiza mediante separación gráfica. Aunque este método no tiene fundamentos físicos, su uso se justifica por su extrema simplicidad, considerándose como una "ficción conveniente" (FREEZE, 1972).

Además, el modelo requiere para su funcionamiento un Modelo Digital de Elevaciones (DEM) y varias capas de mapas temáticos. Estos atributos espaciales se almacenan como mapas en el SIG. De esta manera, los datos se representan en formato *raster* con un tamaño de celdilla de 100 por 100 m. El modelo digital de elevaciones utilizado (derivado de cartografía a escala 1:50.000) ha sido construido por el Servicio Geográfico del Ejército (1986), el cual ya se ofrece georeferenciado con intervalo altimétrico de un metro.

Los *inputs* temáticos se obtuvieron a partir de versiones digitalizadas de mapas existentes. La versión de los usos del suelo con 12 clases se obtuvo a partir de los originales de usos en formato digital (COPUT, 1991). Los parámetros de infiltración y su variabilidad tienen una gran influencia en la generación del pico de descarga (SIVAPALAN & WOOD, 1986). Sin embargo, sólo estaban disponibles dos mapas de suelos (1:100.000, CONSELLERIA D'AGRICULTURA, PESCA I ALIMENTACIÓ, GENERALITAT VALENCIANA, 1995), cubriendo una parte del área de estudio. Por ello, las unidades de ambos mapas se combinaron con las de los mapas geológicos (escala 1:50.000), que sí cubren la totalidad del área de estudio. La reclasificación cruzada de litologías con las unidades de suelos emparejadas dio lugar a un *pseudo* mapa de suelos.

SIMULACIÓN DE LOS PROCESOS

El modelo simula, para cada mes, una serie de procesos. Algunos de ellos, aunque se consideran como resultantes de la dinámica mensual, son también entradas del proceso que se establece para el mes siguiente; los considerados son precipitación, infiltración, evapotranspiración, escorrentía superficial y flujo en los cauces.

Precipitación

El modelo considera un mes cada vez, pero un promedio mensual de intensidad de lluvia tiene poco significado a esa escala temporal, particularmente en medios mediterráneos con estructuras de precipitación erráticas. Las intensidades altas se promedian a lo largo de todo el mes, lo que conduciría a una significativa minusvaloración de las verdaderas intensidades de lluvia. Para evitar este problema, la precipitación mensual se desagregó en valores totales para aproximar la dinámica de la escorrentía superficial con mayor detalle. Para ello, se calculó el número medio de días de lluvia del período 1985-1990. Este promedio se ha utilizado para relacionar la lluvia mensual con los totales diarios.

Infiltración

Una vez generados los mapas de precipitación mensual, se calcula la infiltración con el modelo de Green y Ampt (1911; CHOW *et al.*, 1988). Se supone que se da infiltración cuando existe precipitación. Por tal razón la infiltración potencial diaria se multiplica por el número medio de días con precipitación, de manera que se obtenga la infiltración potencial total de todo el mes. En el caso de que el suelo contenga ya una cierta hume-

dad, la infiltración potencial se limita a ocupar la parte seca del suelo. Utilizando la cantidad de agua precipitada, se calcula la infiltración total del mes (cuando la precipitación sea mayor que la infiltración potencial, la infiltración será igual a la potencial; si la lluvia es menor que la infiltración potencial, la infiltración será igual que la precipitación).

El agua que no infiltra se considera precipitación excedente. Si, durante un intervalo de tiempo, no puede infiltrar toda la lluvia, parte del excedente se utiliza en el siguiente como un *input* adicional. En este caso –con excedente de precipitación del mes anterior– la infiltración para el mes en curso será igual a la suma del exceso de precipitación y la precipitación de ese momento.

El agua acumulada en el suelo se calcula añadiendo la nueva infiltrada a la existente del momento anterior. Debido a la corrección de la infiltración potencial asociada a la capacidad de almacenamiento, la infiltración acumulada no puede exceder la capacidad total de almacenamiento del suelo. Sólo si esta última es igual o mayor que la infiltración acumulada, el suelo contendrá el agua infiltrada.

Cuando la infiltración acumulada exceda la capacidad de almacenamiento, se dará escorrentía por exceso de infiltración. Una diferencia negativa entre infiltración y almacenamiento (el excedente de infiltración considerado como una lámina de agua con una profundizada h en cm), no resultará en una cantidad excedentaria igual a la diferencia entre infiltración y almacenamiento. Se ha calculado la diferencia teniendo en cuenta la porosidad, y en el caso de un lámina de agua no existirá porosidad. Así, para estimar un valor más realista de la cantidad de exceso de infiltración, se utiliza un valor promedio para la porosidad. El exceso de infiltración se usa entonces en el modelo para calcular la escorrentía superficial.

Evapotranspiración

La evapotranspiración se obtiene a partir del nuevo estado del agua. La evapotranspiración potencial media se calcula según el modelo mensual de Thornthwaite (THORNTHWAITE & MATHER, 1957; DINGMAN, 1994). La evapotranspiración es necesaria para determinar el balance hídrico de los suelos. El valor potencial obtenido se convierte en evapotranspiración real al compararlo con el almacenamiento disponible en el suelo. La capacidad de almacenamiento hídrico del suelo ha sido calculada como la diferencia entre porosidad y capacidad de campo; esto resulta en un porcentaje que es a su vez multiplicado por la profundidad de la unidad de suelo considerada, de manera que se exprese la capacidad de almacenamiento en profundidad. Por tanto, el almacenamiento real queda determinado por la evapotranspiración, así como la infiltración y la percolación.

Rutas y direcciones de flujo

El Modelo Digital de Elevaciones se utiliza como base para la derivación de mapas con variables morfométricas. Éstas incluyen la pendiente, la dirección preferente de flujo, la red de drenaje y el mapa con los polígonos Thiessen, que se utiliza para la representación de los valores mensuales de precipitación (de las cinco estaciones meteorológicas) en las cinco unidades del mapa.

El mapa de pendientes se ha obtenido mediante un algoritmo incluido en el módulo *PCRaster Dynamic Modelling*, el cual considera la elevación y la distancia en el plano del píxel x y sus 8 vecinos en las direcciones cardinales. La misma información se usa para la

obtención de un mapa de direcciones de flujo (*LDD-map*) que se emplea para conducir el agua a través de la cuenca siguiendo los gradientes topográficos más elevados. Este mapa es un entramado dendrítico continuo de direcciones de flujo.

La red hidrográfica, a partir del *LDD-map*, se obtuvo excluyendo todas las celdas que estaban por debajo de un umbral de drenaje mínimo (o una cantidad mínima de celdillas aguas arriba del nodo de drenaje). Probando diferentes umbrales, se ha trazado un mapa que se corresponde con la red de drenaje perenne³. La distribución espacial del ancho de los cauces se midió en diferentes lugares y posteriormente se extrapoló para el resto de la red de drenaje, dependiendo del número de píxeles tributarios aguas arriba. Los anchos de cauce obtenidos van desde decímetros hasta los cinco metros a la entrada del embalse de Beniarrés.

El mapa de usos del suelo y el de suelos fueron utilizados para definir unidades a las que se les asignaron diversos valores de la n de Manning (CHOW *et al.*, 1988), capacidad de campo, potencia de los suelos, conductividad hidráulica y porosidad. Los valores para tales variables se obtuvieron basándose en publicaciones (CHOW *et al.*, 1988 y DINGMAN, 1994), en las memorias de los mapas de suelos y en observaciones de campo.

Escorrentía superficial y flujo en cauces

Los procesos de escorrentía superficial (*overland flow*) y de flujo en cauces (*channel flow*) funcionan de manera diferente y, por tanto, se incorporan en el modelo como dos procesos separados (AMARU, 1995). La escorrentía superficial se da cuando se produce exceso de infiltración, calculándose en el modelo con la ecuación de la onda cinemática. Para que pueda ser utilizada, el área de estudio ha de satisfacer una serie de criterios. La escorrentía superficial normalmente cumple tales criterios (WOOLHISER & LIGGETT, 1967; WOOLHISER, 1981). La solución de la ecuación de la onda cinemática para escorrentía superficial se obtiene utilizando el método propuesto por DINGMAN (1994). Se calcula un nuevo volumen de agua para cada píxel e intervalo de tiempo acumulando la descarga de los píxeles de aguas arriba y transfiriéndola a un píxel inferior, siguiendo la línea de drenaje.

El caudal se calcula por medio de la cantidad de agua en el cauce y la velocidad de flujo, la cual se deriva con la ecuación de Manning. El nuevo volumen en cada píxel se determina al substraer la cantidad de agua que entrará en el píxel aguas abajo del viejo volumen y añadiendo la cantidad que entrará el píxel desde los píxeles aguas arriba. Consiguientemente, el volumen de agua calculado por píxel se utiliza como el volumen antecedente para el siguiente intervalo de tiempo en el proceso de modelización. El caudal total de la cuenca está formado por flujo rápido y de base. El flujo de base se alimenta de los acuíferos y los aportes del sistema cárstico presente en el área de estudio.

Presentación de resultados

Incluidos todos los procesos y ejecutado el modelo, los resultados pueden visualizarse como mapas, con un volumen de agua para cada píxel, y en forma de hidrograma. La entrada del embalse es el punto donde se controla la descarga de la cuenca modelizada, requiriéndose un mapa con la localización de dicho punto.

³ Basada en el trazado de la red de drenaje del mapa topográfico (SERVICIO GEOGRÁFICO DEL EJÉRCITO, 1986) y en observaciones de campo.

CALIBRACIÓN

Por calibración se entiende la mejora selectiva de las estimaciones de los parámetros iniciales por medio de la comparación de los valores simulados con los medidos (BEVEN & O'CONNEL, 1982). Una consecuencia lógica de la naturaleza física del modelo es que se puede calibrar un amplio número de parámetros (todos los mapas que describen la distribución espacial de las propiedades de los suelos, de los cauces de la red de drenaje y las constantes de las series de datos). En nuestro caso, se utilizó un análisis de sensibilidad para estimar los parámetros que tenían mayor influencia cuantitativa sobre los resultados del modelo (o descarga).

En la tabla 1 puede verse el cambio porcentual en los resultados del modelo relacionado con los resultados de la desviación estándar⁴. Los parámetros están clasificados de acuerdo a la desviación estándar de los porcentajes obtenidos⁵. Un cambio en los valores de la *n* de Manning, ancho de los cauces y contribución de flujo base tendrá las máximas diferencias cuantitativas en el caudal calculado. Antes de seleccionar los parámetros para la calibración del modelo, también se observaron los cambios cualitativos que podrían producirse como consecuencia del cambio de los valores de los parámetros (tabla 2).

Tabla 1. Desviaciones medias (- o +, en %) de los resultados del modelo sobre los resultados estándar tras multiplicar los valores de los parámetros por 50, 75, 125 y 150%.

Parámetro	Desviaciones estándar	50%	75%	125%	150%
		(desviaciones del valor estándar)			
1 mannings n	42,92	-63,04	-15,17	12,7	36,94
2 ancho del cauce	30,69	40,42	9,44	-8,76	-32,32
3 aporte de caudal base	6,88	7,50	1,61	-1,89	-8,96
4 porosidad	2,44	0,98	0,31	-0,51	-4,47
5 capacidad de campo	1,21	-2,01	-0,48	0,30	0,73
6 conductividad hidráulica	1,10	0,13	0,05	-0,16	-2,18
7 evapotranspiración	0,47	0,92	-0,03	-0,09	0,06
8 capacidad de almacenamiento	0,19	0,16	-0,09	0,08	-0,28
9 psi/theta	0,03	-0,05	-0,08	-0,10	-0,13

Cuando un parámetro ejerce una influencia cuantitativa en los resultados del modelo, no significa que automáticamente los cambios del parámetro resulten en una mejora o deterioro de la correlación entre dichos resultados y los valores observados. Ésto podría deberse a un retardo, pues los efectos debidos a cambios en los parámetros podrían reflejarse en el siguiente intervalo de tiempo de la modelización, lo que podría causar tanto una mejora como un deterioro de los resultados del modelo. En segundo lugar, cuando se incorpora un parámetro como una función más o menos lineal del modelo, los efectos en la correlación serán limitados. Finalmente, un parámetro podría ejercer una gran influencia durante períodos secos, cuando el efecto sobre la descarga será limitado, ya que la descarga total será también limitada.

⁴ Los resultados obtenidos al ejecutar el modelo sin calibrar.

⁵ La desviación estándar se usa aquí como una medida de la variabilidad de la descarga calculada; p.e. la modificación de un parámetro podría resultar en grandes o pequeños cambios cuantitativos al predecir la descarga.

Tabla 2. Nuevos valores de R² utilizando el 50, 75, 125 y 150% de los valores originales de los parámetros (R² del modelo sin calibrar =0,775)

Parámetro	Desviaciones estándar	50% (desviaciones del valor estándar)	75%	125%	150%
1 porosidad	0,0367	0,7579	0,7654	0,7856	0,8392
2 capacidad de almacenamiento	0,0197	0,7804	0,7768	0,7485	0,7414
3 conductividad hidráulica	0,0124	0,7486	0,7619	0,778	0,7689
4 capacidad de campo	0,00981	0,7483	0,7707	0,7643	0,7556
5 evapotranspiración	0,00591	0,7685	0,7827	0,7753	0,7778
6 ancho de cauce	0,00453	0,7813	0,7774	0,7729	0,7713
7 psi/theta	0,00049	0,7754	0,7751	0,7746	0,7743
8 mannings n	0,00021	0,7746	0,7747	0,7749	0,7744
9 aporte de caudal base	0,00015	0,7746	0,7747	0,7749	0,7749

Algunos de los parámetros de la tabla 1 considerados como más determinantes no ejercen gran influencia en la correlación entre resultados obtenidos y observaciones medidas. Los cambios de los mismos pueden mejorar o no las predicciones del volumen de agua y no resultar en un cambio de las relaciones entre predicciones y mediciones. Las modificaciones de porosidad, capacidad de almacenamiento y conductividad hidráulica dan como resultado los mayores cambios cualitativos (en la forma en que los resultados del modelo y las mediciones se relacionan entre sí).

La selección de parámetros se ha hecho siguiendo los criterios arriba mencionados⁶, lo que reduce a cinco los parámetros a calibrar. Puesto que tienen significado físico, es posible introducir mejoras en las predicciones (ROGERS *et al.*, 1985). Esto se realiza cambiando el valor de un parámetro dentro del rango de sus límites físicos (p.e. rectificando su valor al multiplicar todas las celdas del mapa por 1,25 ó 0,75), de manera que se pueda establecer si el cambio impuesto mejora los resultados del modelo. El modelo, en esta fase, se ejecuta haciendo cambios en un solo parámetro cada vez. Después de obtenidos una serie de cambios individuales que mejoran los resultados del modelo, se realizan distintas combinaciones de éstos, de manera que la que se observa como óptima es seleccionada como la versión final del modelo (figura 4).

Anderson & Rogers (1987) resaltan que diferentes combinaciones de parámetros (o diferentes valores de los parámetros) podrían dar resultados casi idénticos del modelo. Claramente, los procesos incorporados en el modelo no son todos los que ocurren dentro del área de estudio (como el karst) y la incorporación de los procesos no es siempre la más realista desde el punto de vista físico.

Basándose en la relación entre las series de datos de calibración y los resultados obtenidos con el modelo, se obtuvo un factor de corrección. Éste se expresa como un polinomio de segundo orden que escala los resultados del modelo. Debe entenderse como un instrumento para contemplar la parte de los efectos de los procesos no incorporados. En esencia, el factor de corrección no afecta la correlación entre la serie de datos y los resultados del modelo, pero permite su mejor visualización e interpretación cuando son contrastados con los valores medidos. En la figura 4 se ofrecen los resultados del modelo, así

⁶ Porosidad, capacidad de almacenamiento, capacidad de campo, conductividad de campo y evapotranspiración.

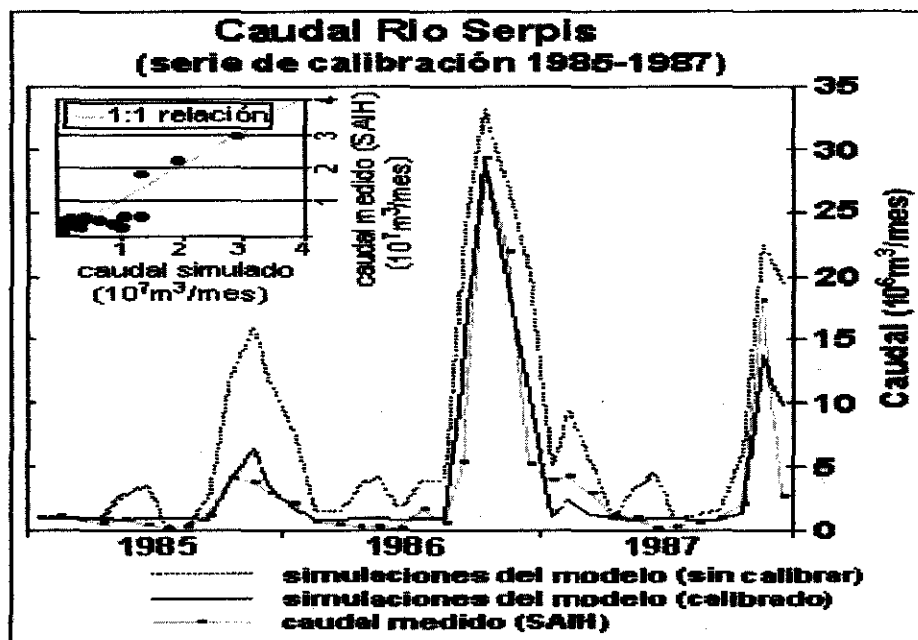


Figura 4. Caudales medios y simulados (predicciones) para las series de calibración del modelo.

como los caudales observados. La gráfica de la parte superior izquierda de la figura muestra el ajuste entre las descargas medidas y estimadas⁷. Puede verse que el modelo sobreestima los valores en algunas ocasiones, aunque en su conjunto éstos se distribuyen de manera bastante ajustada sobre una relación lineal. La capacidad predictiva del modelo aumenta de 0,78 a 0,84 una vez se ha calibrado.

VALIDACIÓN

El proceso de validación conduce a la aceptación del modelo como un simulador fiable del sistema físico. Esto no significa que sus resultados deban aceptarse como estrictamente verdaderos, sino que su estructura está limpia de errores obvios y lógicos (ORESQUES *et al.*, 1994), sugiriendo un buen grado de coherencia entre el sistema físico y el modelo.

Sin embargo, la cuestión es de qué manera se demuestra que el modelo refleja con fiabilidad el comportamiento de la cuenca. El método más común es la comparación entre la respuesta medida (obtenida con observaciones *in situ*) y los resultados ofrecidos por el modelo. Estos mismos resultados conllevan la suposición de que están siendo verificados (DAVIS *et al.*, 1991).

En la figura 5 se muestran las predicciones del modelo resultantes de las series de validación junto con los caudales medidos para el mismo periodo (1988-1990). Cuando la descarga es menor de $5 \cdot 10^6$ m³/mes, el modelo simula adecuadamente la realidad. Sin embargo, el pico de descarga se desvía sustancialmente de los datos medidos, normal-

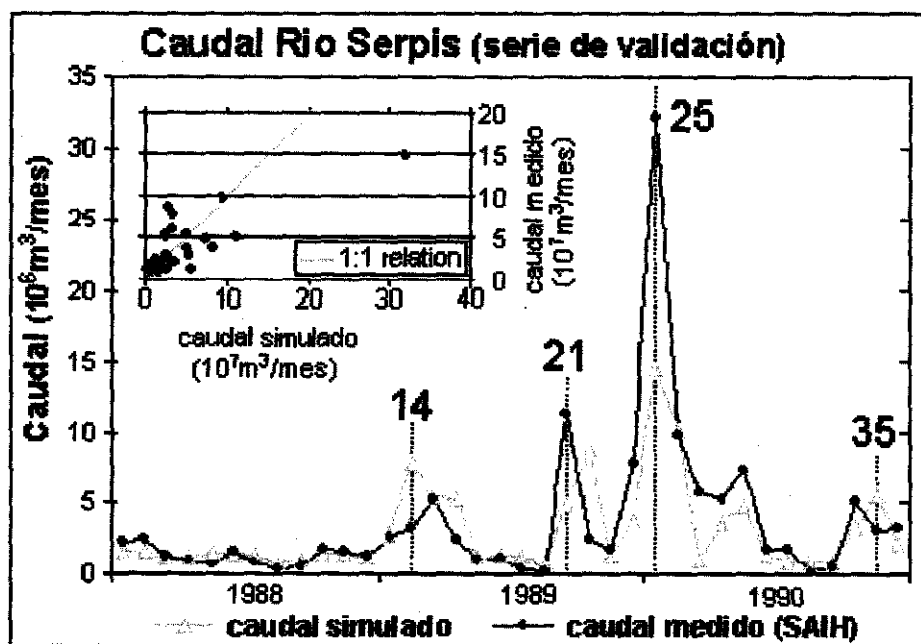


Figura 5. Descarga medida y predicciones del modelo en la fase de validación.

mente en forma de retraso temporal. El pico para el mes 21 (septiembre 1989) se retrasa en un intervalo de tiempo. La misma situación se establece en el mes 35 (noviembre 1990). Por lo que se refiere a las cantidades, los picos están en consonancia con la serie de datos medidos. Para el mes 24 (febrero 1989) el pico real se mide en el siguiente mes.

La mayor discrepancia entre los datos predichos y medidos se detecta en el mes 25 (enero 1990). En todas las versiones del modelo la descarga simulada para dicho mes se minusvalora en aproximadamente un 50%. En el gráfico de puntos (parte superior izquierda de la figura 5) los valores predichos y observados se concentran sobre todo sobre la línea de relación 1:1, sin mostrar tendencias claras de desviación; las sobrevaloraciones parece que ocurren tanto como las minusvaloraciones. La capacidad predictiva del modelo de las series de calibración decrece ahora al 71%, una vez ejecutado con las series de validación; su capacidad de predicción decrece en un 13% cuando se comparan con la capacidad predictiva de las series de calibración.

DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

El objetivo de la investigación aquí presentada ha sido elaborar un modelo hidrológico que generase el hidrograma de descarga de una cuenca mediterránea, de manera que se aproximara a la real de la forma más fiel posible por medio de la identificación de los procesos elementales que contribuyen a la formación de la misma.

⁷ Con el modelo calibrado.

La modelización de cuencas de drenaje se justifica por la necesidad de comprender mejor la fase terrestre del ciclo hidrológico. Es importante destacar que existe una gran diferencia entre la compleja realidad hidrológica y la percepción personal del sistema (la cual depende de observaciones, experiencia y bibliografía). La combinación de parámetros seleccionados se hace de manera que representen significativamente el conjunto de propiedades físicas reales de los mismos. Parece improbable que dicha combinación se pueda lograr con técnicas de calibración (BEVEN & BINLEY, 1991). Por tanto, una combinación de parámetros como la que se ha utilizado en este trabajo debería entenderse como el mejor ajuste estadístico, más que un conjunto con significado físico.

Antes de la validación, el modelo se calibró con la serie temporal de 1985/1987. Esto significa que la versión resultante es óptima para esa serie; es decir, el modelo simulará mejor con tales datos. Sin embargo, algunos fenómenos, como ciertas secuencias específicas de sucesos de precipitación que no ocurrieron durante el período utilizado para la calibración, sí pudieron acontecer en otros momentos. El modelo no ha sido calibrado teniendo en cuenta dicha eventualidad. El caso contrario también podría darse. Los fenómenos con los cuales el modelo ha sido calibrado no necesariamente tienen que estar presentes en otros períodos.

Los resultados obtenidos sugieren una buena capacidad predictiva (71% para la serie de validación). Sin embargo, esto no tiene que ser exactamente el resultado de la capacidad predictiva del modelo. Si las mismas predicciones pudieran realizarse usando una función que describa solamente la relación entre la precipitación y el caudal, sería superflua la aplicación de un modelo distribuido. Así, la predicción de la descarga basándose solo en precipitación da como resultado un valor de R^2 de 0,48 para la serie 1988-1990. Por tanto, el modelo ofrece una capacidad predictiva adicional del 23%. Para la serie 1985-87, la predicción basada en datos de precipitación se ajusta sólo al 24%. En consecuencia, la precipitación por sí sola explica sólo una parte de las fluctuaciones de la descarga, lo que a su vez puede servir como una validación adicional del modelo.

López Gómez & Rosselló Verger (1978) mencionan, en primer lugar, como el factor más importante que genera la descarga pico la existencia de una cantidad suficiente de precipitación; en segundo, la existencia de un sistema cárstico del Cretácico-Eoceno. Se apela al karst como factor regulador del régimen hídrico. Aunque su presencia se ha observado a lo largo de casi toda el área de estudio, poco se conoce de sus efectos sobre el caudal.

Becker & Pfuetzner (1991) destacan que, para pequeñas escalas, se necesitan modelos complejos con un alto grado de detalle, mientras que para áreas más grandes puede ser suficiente estructuras de modelización menos complicadas (la paradoja hidrológica). Grayson *et al.* (1992), refiriéndose a la tendencia a elegir modelos complejos, señalan que para casi todas las aplicaciones, independientemente de la complejidad del modelo, la descripción de los procesos será demasiado grosera para obtener predicciones muy afinadas. De tal manera que Hillel (1986) menciona como principio rector de la futura modelización hidrológica la minimización del número de los parámetros de entrada requeridos. Los resultados presentados en este trabajo parecen apoyar su punto de vista. Añadir componentes o ampliar las descripciones matemáticas incrementarán los datos de entrada y el manejo del modelo, lo que restringirá su uso. En nuestra opinión, el aumentar el número de datos de entrada requeridos e incrementar la descripción de los procesos debería ser siempre proporcional a la mejora resultante en la actuación del modelo (en lo que se refiere a los objetivos del modelo). Además, se dan situaciones donde no todos

los datos deseados pueden obtenerse, p.e. en la aplicación de modelos medioambientales utilizados en estudios de reconocimiento o de impacto ambiental.

Burrough (1996) afirma que la resolución espacial de un modelo puede mejorarse utilizando un tamaño de píxel menor. La suposición de que un parámetro (p.e. conductividad hidráulica) es representativo para todo el píxel será menos realista a medida que se aumente el tamaño del píxel; en teoría, sería posible hacer suficientes observaciones para determinar la distribución del mismo. Sin embargo, en la práctica el número de observaciones requerido sería demasiado grande para abordarlas (GRAYSON *et al.*, 1993). Grayson *et al.* (1992) afirman que en la variabilidad de áreas suficientemente grandes se escondería la variabilidad de escalas más pequeñas. En la modelización de una cuenca mediterránea con una superficie de 477km². Francés García & Benito Casado (1995) utilizan un tamaño de píxel de 250 por 250 m.

La elección del tamaño del píxel depende en gran manera de limitaciones prácticas, como el tamaño de la celdilla determinada en la creación del modelo digital de elevaciones y el tiempo necesario para el cálculo. También la resolución de los atributos espaciales tiene que coincidir con el tamaño del píxel. Incrementar el tamaño implica el riesgo de pérdida de información, mientras que tamaños pequeños no necesariamente añaden información. En este trabajo se han utilizado píxeles con un tamaño de 100 metros de lado, lo cual significa que la unidad más pequeña posible en cualquiera de los formatos (el mismo tamaño se utiliza en todos los mapas) será como mínimo una hectárea. La cantidad total para toda el área de estudio alcanza la cifra de 47.040 píxeles.

La elección del intervalo de tiempo utilizado en la ejecución del modelo tiene también consecuencias en el mismo. En él una serie de procesos quedan descritos de manera que conllevan pequeñas semejanzas con el proceso real al que representan. Por ejemplo, el agua estimada por intervalo de tiempo (flujo en cauces o escorrentía) atravesará sólo un número limitado de píxeles. Teniendo éstos un tamaño de 10.000 m², el resultado es una velocidad muy lenta comparada con la real. Cuando el agua atraviese toda el área de estudio en un mes, la velocidad máxima calculada no será mayor de 6,5 m por hora.

En el modelo se establece la distinción entre los cursos y la superficie que no pertenece a éstos. Con la intención de incorporar la red de drenaje se realizó un mapa de la misma, el cual se utilizó para cada intervalo de tiempo utilizado para ejecutar el modelo. Posiblemente, la incorporación de la transición entre escorrentía superficial y sobre elevación del agua por encima de los límites de los cursos podría investigarse, puesto que existe una gran diferencia en los anchos de los cursos y en factores tales como las propiedades físicas de los suelos y la vegetación.

Con el fin de incorporar las variaciones temporales de la anchura del perímetro mojado de los cauces deberían estudiarse las características del río Serpis y su llanura de inundación. Así, en vez de trabajar con un solo mapa de la red de drenaje con la distribución de anchos de los cauces, podría obtenerse, basándose en mediciones de sus variaciones, una distribución de anchos de caudal crono-dependiente. Estrechamente relacionado con los efectos de las llanuras de inundación está el posible desarrollo, para la red de drenaje, de una función de densidad dependiente del tiempo. La red de drenaje está formada por cursos en parte perennes y en parte intermitentes. Después de la elección de un red de drenaje perenne, es importante tener en cuenta la variación en el tiempo de la densidad del conjunto de la red (en función de que se incorporen o no a ésta ciertos cursos intermitentes). Esto podría conducir a una redistribución de algunos píxeles, dentro y fuera de los cauces, a lo largo del año.

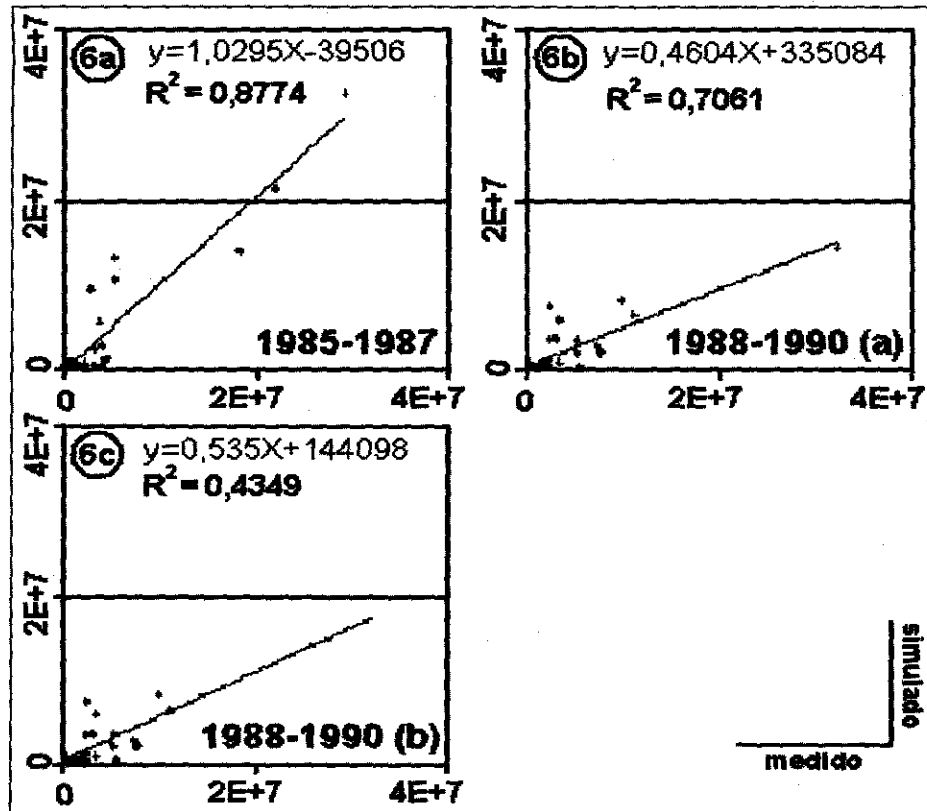


Figura 6. Gráficos de dispersión con la descarga medida (eje X) y las predicciones del modelo (eje Y): 6a) Serie de calibración; 6b) Serie de validación; 6c) Serie de validación con la descarga pico de enero 1990 considerado como valor perdido.

CONCLUSIONES

El análisis de sensibilidad demuestra que porosidad, capacidad de almacenamiento, capacidad de campo, conductividad hidráulica saturada y evapotranspiración son los factores que cualitativamente más influyen en los resultados del modelo. Por esta razón dichos parámetros formaron la base de la calibración del modelo, conduciendo a su versión final con una capacidad predictiva del 71%. Sin embargo, el pico de descarga no parece seguir en todos los casos los mecanismos establecidos en la serie de calibración. En la figura 5 se muestra que la descarga era también alta en los meses precedentes a enero de 1990 (particularmente el mes 21, septiembre 1989). Los suelos en el área de estudio habrían estado más húmedos de lo normal después de la estación seca. Por tanto, esto habría obstaculizado la infiltración y favorecido la formación de escorrentía directa. Así, el pico de descarga en enero de 1990 se explicaría (al menos en parte) por una fracción de la capacidad de almacenamiento ya ocupada por humedad antecedente. Por lo que respecta al modelo, esto implica una cierta incertidumbre en la representación de las condi-

ciones de humedad de los suelos. En la figura 6 se muestra la relación entre el caudal medido y las predicciones del modelo. En la serie de validación se pierde parte de la estrecha relación existente entre ambos en la serie de calibración del modelo. Sin embargo, en los gráficos 6b y 6c se aprecia que –si se descarta el pico de 1990 (6c)–, aunque disminuye la fuerza de su relación, mejora el sentido de la misma (la minusvaloración estructural de la descarga se aminora). Lo que implica que, aunque las dimensiones de la descarga predicha están minusvaloradas, el sentido de su relación sí se estima de manera satisfactoria. La mayor limitación del modelo es la dificultad con la que simula la temporización de la descarga de manera consistente. La causa hay que buscarla en la resolución temporal del modelo, que resulta en adelantos o retardos de las predicciones. Sin embargo, si se utiliza el modelo para la simulación de escenarios, la magnitud del suceso será en general de mayor interés que su temporización exacta.

Agradecimientos: Este trabajo se realizó en el marco del proyecto “*Sistemas de información geográfica y simulación hidrológica de crecidas*” financiado por la Generalitat Valenciana (GV96-D-RN-12-127). Los autores quieren expresar su agradecimiento a Neus La Roca Cervigón, Francisco J. Barba Regidor y Antonio Cendrero Uceda por sus comentarios y sugerencias aportados para la realización de este trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

- AMARU, M. (1995): *The use of G.I.S. Technic in hydrological modelling*. Dep. physical geography, Utrecht.
- ANDERSON, M.G. & ROGERS, C.C.M. (1987): Catchment scale distributed hydrological models: a discussion of research directions. *Progress in Physical Geography*, 11, 28-51.
- BECKER, A. & PFUETZNER, B. (1991): Larger-scale hydrological modelling for regional transferring of hydrological information. In: *Regionalization in Hydrology (proceedings of the Ljubljana Symposium, April 1990)*. IAHS Publ. n° 191, 1990.
- BEVEN, K. & BINLEY, A. (1991): The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological processes*, Vol 6, 279-298.
- BEVEN, K. & O'CONNEL, P.E. (1982): *On the role of physically based distributed modelling in hydrology*. Institute of hydrology, report n° 81.
- BURROUGH, P.A. (1996): *Introduction to geographical information systems*. Faculty of Geographical Sciences, Utrecht University, The Netherlands.
- CHOW, V.T., MAIDMENT, D.R. & MAYS, L.W. (1988): *Applied hydrology*. McGraw-Hill.
- CONSELLERIA D'AGRICULTURA, PESCA I ALIMENTACIÓ (GENERALITAT VALENCIANA) (1995): *Mapa de suelos de la Comunidad Valenciana 1:100 000*. Hoja Onteniente (n° 820).
- COPUT (Consellería de Obras Públicas, Urbanismo y Transportes, aproximadamente 1991), Hojas de usos del suelo en formato digital 1:50 000. Hojas de Játiva (n° 795), Onteniente (n° 820), Alcoy (n° 821), Castalla (n° 846) y Villajoyosa (n° 847)).
- DAVIS, P.A., OTAGUE, N.E. & GOODRICH, M.T. (1991): *Approaches for the validation of models used for performance assessment of high-level nuclear waste repositories*. Sandia National Laboratories, Albuquerque. NM.
- DINGMAN, S.L. (1994): *Physical hydrology*. Prentice Hall, Inc.
- FRANCÉS GARCÍA, F. & BENITO CASADO, J. (1995): La modelación distribuida con pocos parámetros de las crecidas. *Ingeniería del Agua*. Vol 2, n° 4.

- FREEZE, R.A. (1972): Rol of subsurface flow in generating surface runoff: 2. Upstream source areas. *Water Resources Research*, 8, 1272-1283.
- GRAYSON, R.B., MOORE, I.D. & MCMAHON, T.A. (1992): Physically based hydrologic modelling: Is the concept realistic?. *Water Resources Research* 26, 2659-2666.
- GRAYSON, R.B., BLÖSCHL, G., BARLING, R.D. & MOORE, I.D. (1993): Process, scale and constraints to hydrological modelling in GIS. *HydroGIS 93: Application of geographic information systems in hydrology and water resources (proceedings of the Vienna conference, april 1993)*. IAHS publ. n° 211: 83-92.
- GREEN, W.H. & AMPT, G.A. (1911): Studies on soil physics, part 1, the flow of air and water through soils. *Journal Agricultural Science*, Vol. 4 (1), 1-24
- HILLEL, D. (1986): Modelling in soil physics: a critical review. *Future developments in soil science research*. pp. 35-42. Soil Science Society of America. Madison. Wis.
- LÓPEZ GÓMEZ, A. & ROSSELLÓ VERGER, V. M. (1978): *Geografía de la provincia de Alicante*. Excm. Diputacion Provincial de Alicante, pp. 107-108.
- MATARREDONA, E., PÉREZ, A. & ARMENGOT, R. (1989): *Los Ríos Valencianos y su Régimen. Guía de la naturaleza de la Comunidad Valenciana*, t.II, cf.pp. 491-520, Levante-IVEI.
- MORE, R.J. (1967): hydrological models and geography. Chorley, J.R. & Haggett, T.P. (eds) *Models in geography*. Methuen & Co. Ltd.
- ORESQUES, N., SCHRADER-FRECHETTE, K. & BELTZ, K. (1994): Verification, Validation and confirmation of numerical models in the earth sciences. *Science* 263, 641-646.
- PÉREZ CUEVA, A., (coord.) (1994): *Atlas Climático de la Comunidad Valenciana*. Generalitat Valenciana, Valencia.
- ROGERS, C.C.M., BEVEN, K., MORRIS, E.M. & ANDERSON, M.G. (1985): Sensitivity analysis, calibration and predictive uncertainty of the Institute of Hydrology Distributed Model. *Journal of hydrology*, 81, 179-191.
- SEGURA BELTRÁN, F. & CARMONA GONZÁLEZ, P. (1991): *Estudio Geomorfológico de la Safor*. Trabajo inédito.
- SERVICIO GEOGRÁFICO DEL EJÉRCITO (1986): Mapa general, Serie L, 1:50000 (Alcoy, Hoja n° 821)
- SIVAPALAN, M. & WOOD, E.F. (1986): A comparative analysis of techniques for spatial interpolation of precipitation. *Water Resources Bulletin*, Vol. 21 (3), 365-380.
- THORNTHWAITTE, C.W. & MATHER, J.R. (1955): *The water balance*. Philadelphia, PA: Drexel Institute of Technology, Climatological Laboratory Publication n° 8.
- TOMLIN, D. (1990): *Geographic Information systems and cartographic modeling*, Prentice Hall, New Jersey.
- VAN DEURSEN, W.P.A. & KWADIJK, J.C.J. (1993): RHINEFLOW: an integrated GIS water balance model for the river Rhine. Kovar K. and Nachnebel H. P. (eds.) *HydroGIS 93: Application of geographical information systems in hydrology and water resources management*. Wallingford, IAHS Publication n° 211:507-18.
- VAN DEURSEN, W.P.A. & WESSELING, C.G. (1997): *PCRaster Software*. Department of Physical Geography, University of Utrecht.
- WOOLHISER, D.A. (1981): Physically based models of watershed runoff. In V.P. SINGH (ed.), *Rainfall runoff relationships*. Fort Collins, CO: Water Resources Publications.
- WOOLHISER, D.A. & LIGGETT (1967): Unsteady one-dimensional flow over a plane - the rising hydrograph. *Water Resources Research* 3, 753-771.