

# Conceptos y técnicas en ecología fluvial

Edición a cargo de:

**ARTURO ELOSEGI**

Profesor titular de Ecología en la Universidad del País Vasco

**SERGI SABATER**

Catedrático de Ecología en la Universidad de Girona

---

Separata del capítulo 4

## El caudal circulante

**ARTURO ELOSEGI  
ANDREA BUTTURINI  
JOAN ARMENGOL**

Primera edición: abril 2009  
ISBN: 978-84-96515-87-1

© los autores, 2009  
© de la edición en español, Fundación BBVA, 2009



## El caudal circulante

ARTURO ELOSEGI, ANDREA BUTTURINI Y JOAN ARMENGOL

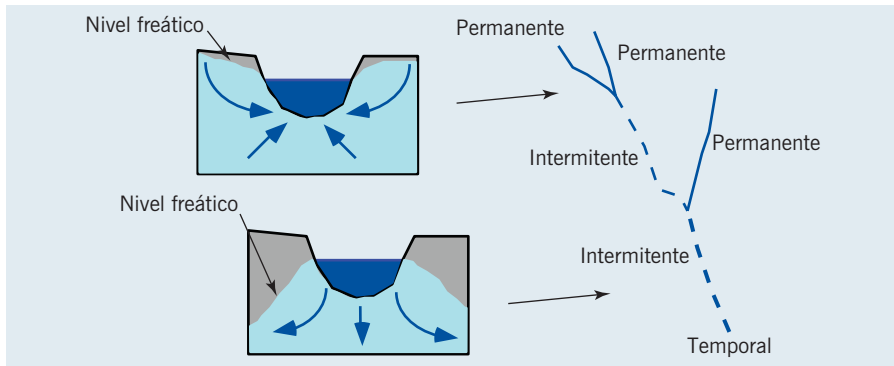
### 4.1. Introducción

El agua que cae en forma de lluvia, nieve o granizo puede seguir tres caminos: evaporarse nuevamente, infiltrarse en la tierra, o si la precipitación excede a la capacidad de infiltración, correr por encima del suelo en forma de escorrentía. La capacidad de infiltración depende de la estructura y humedad del suelo, pero también de su pendiente y de la cobertura vegetal. Los suelos arenosos son muy permeables al agua, mientras que en suelos arcillosos la infiltración es muy baja. Así, una precipitación reducida apenas moja el suelo, ya que la mayor parte del agua vuelve a evaporarse, una cantidad algo mayor moja el suelo, pero los ríos cercanos no cambian su caudal, mientras que un evento de precipitación muy acentuado provoca una fuerte escorrentía y un aumento del caudal fluvial. De todas formas, aparte de la cantidad de lluvia también influye su intensidad: a igual cantidad de precipitación, un chaparrón fugaz produce más escorrentía que una lluvia fina prolongada, ya que las gotas grandes sellan los poros más superficiales del suelo, reduciendo la infiltración.

El caudal de los ríos es alimentado por el agua de lluvia, ya sea directamente, por escorrentía, o bien por flujo subterráneo

Una parte del agua que penetra en el suelo vuelve a la atmósfera mediante la transpiración por la vegetación, que puede ser muy importante, como demuestra lo rápido que disminuye el caudal de los arroyos cuando los árboles se visten de hojas en primavera. El resto se moverá a través de los poros del suelo, a merced de la capilaridad y la gravedad. El agua infiltrada puede atravesar el suelo y la zona vadosa, en

**Figura 4.1:**  
Esquema hipotético de un río árido con la cabecera en clima húmedo, que alterna tramos perennes con otros intermitentes y temporales, y tramos ganadores y perdedores de agua



la que los poros están llenos de aire y sólo hay agua en finas películas alrededor de las partículas, y llegar al nivel freático, que marca el límite superior de los acuíferos, es decir, de los conjuntos rocosos saturados de agua. Si llega mucha agua por infiltración, el nivel freático sube, y la presión hidrostática empuja el agua en el acuífero. En las zonas en las que el nivel freático llega hasta la superficie del suelo encontramos fuentes a través de las cuales se descarga el acuífero a los cauces fluviales. De esta forma, en épocas en las que no ha llovido, la mayor parte del caudal circulante por los ríos proviene directamente del freático. Así, hay ríos o tramos de río que ganan agua directamente del freático, mientras que otros la pierden, y los hay que alternan fases de ganadores y perdedores, conforme el nivel freático sube o baja en función de la climatología de la región. En zonas áridas, por ejemplo, es común que las cabeceras sean zonas más húmedas, con lo que los arroyos pueden ser perennes, mientras que aguas abajo el río se va convirtiendo primero en intermitente, es decir, con alternancia de tramos con agua y tramos secos, y más abajo aún temporal, ya que el agua sólo circula en época de fuertes lluvias en las montañas (fig. 4.1).

A una escala más fina, los patrones de circulación del agua en los cauces cobran gran importancia ecológica. Los cauces fluviales suelen ser sistemas hidrológicos altamente heterogéneos y complejos, en los que numerosas estructuras dificultan y alteran el flujo de las aguas río abajo. El agua retenida de forma transitoria en estas estructuras (*Zonas de Retención Transitoria, ZRT*) se entretiene durante un tiempo superior al tiempo medio de residencia de la masa de agua que se mueve libremente en el cauce. Desde la perspectiva de la morfología fluvial, estas estructuras retentivas corresponden a los relieves del lecho fluvial, la sinuosidad del cauce, las balsas y, sobre todo, a los sedimentos hiporreicos. La importancia de estas zonas de retención momentánea hidráulica en la dinámica de nutrientes y los procesos metabólicos fluviales han impulsado notablemente el estudio de estos compartimentos hidrológicos.<sup>1</sup>

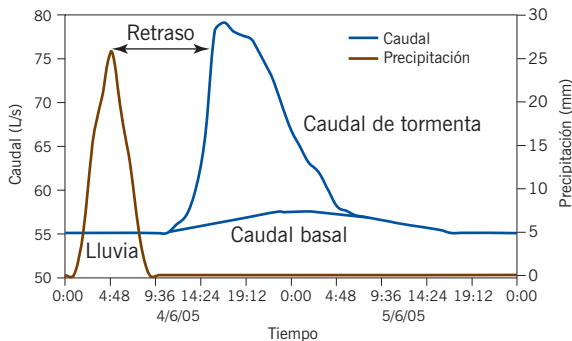
<sup>1</sup> Para una lista de referencias, véase: [http://smig.usgs.gov/SMIG/transtor\\_reader2.html](http://smig.usgs.gov/SMIG/transtor_reader2.html)

## 4.2. El régimen hidrológico

La variabilidad estacional habitual en el caudal de un río se denomina régimen hidrológico. Como hemos visto, hay ríos perennes que nunca se secan, otros temporales, que se secan prácticamente todos los años, incluso los hay efímeros, que sólo llevan agua muy de vez en cuando. Aparte de la presencia o ausencia de agua, su cantidad puede variar mucho temporalmente, en función del origen del agua. Así, los ríos alimentados por agua subterránea tienden a presentar una variabilidad temporal muy reducida; los ríos con régimen nival, es decir, alimentados por nieve, suelen presentar caudales máximos en primavera o verano, coincidiendo con el deshielo; los ríos bajo glaciares tienen caudales mínimos en invierno, y en verano presentan grandes fluctuaciones entre el día (deshielo y crecida) y la noche (menor caudal), etc. Esta clasificación simple raramente es suficiente, y encontramos en la naturaleza gran variedad de situaciones intermedias, como algunos arroyos alimentados por acuíferos en los que el caudal puede ser virtualmente constante durante años, y que río abajo se hacen más variables conforme incorporan afluentes alimentados por agua de lluvia. Además, la distribución de épocas lluviosas y secas durante el año cambia mucho en función del clima. En zonas de clima marítimo es habitual la ausencia de estación seca, mientras que el clima mediterráneo se caracteriza por fuertes sequías estivales, lo que produce regímenes hidrográficos y funcionamientos ecológicos marcadamente diferentes (Sabater et al. 2008).

El régimen hidrológico es la variabilidad estacional en el caudal de un río. Tiene gran importancia ecológica

Igual que el conocer el clima de una región dice poco del tiempo que hará un día, el régimen hidrológico general de un río tiene poco que ver con el caudal que circula en un momento determinado. De vez en cuando se producen tormentas o fuertes chaparrones que producen crecidas en los arroyos. En una crecida, típicamente se observa un aumento rápido del caudal, y una disminución más lenta conforme el agua de escorrentía va desapareciendo. Los hidrogramas de tormenta (fig. 4.2) muestran la variación de caudal durante una crecida y cómo circula el agua en la cuenca. En los ríos se pueden distinguir dos tipos de caudal: el *caudal basal*, que es el que circula cuando hace tiempo que no ha llovido,



**Figura 4.2:** Hidrograma de tormenta idealizado. Una tormenta produce un evento de lluvia en una cuenca, y el agua llega con un retraso determinado a la estación de aforo, donde produce un aumento rápido del caudal y una disminución más pausada hasta volver al caudal basal

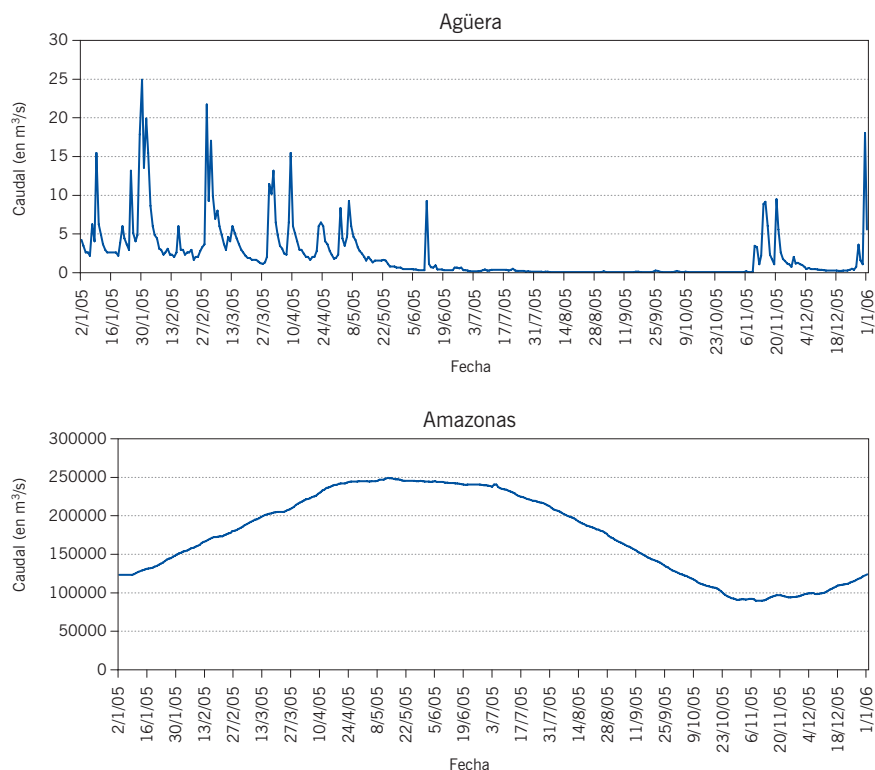
y está constituido fundamentalmente por agua freática, y el *caudal de tormenta*, que llega directamente por escorrentía en momentos de fuertes lluvias o de fusión de las nieves. Por supuesto, el caudal circulante en un momento determinado puede ser una combinación de ambas fuentes.

Las crecidas en los arroyos arrastran organismos y materiales aguas abajo. En los grandes ríos son más predecibles y definen los cambios estacionales en el funcionamiento del ecosistema

El papel ecológico de las crecidas puede ser bastante diferente en arroyos y en grandes ríos. Las cuencas pequeñas y pendientes suelen ser muy torrenciales, y mostrar crecidas repentinas que desaparecen en cuanto cesan las lluvias, mientras que los grandes ríos de llanura suelen tener un ciclo de crecidas mucho más predecible (fig. 4.3). Los hidrogramas de los grandes ríos suelen ser más complicados que los de arroyos pequeños, ya que en estos últimos cuando llueve lo hace en toda la cuenca que, por tanto, presenta una respuesta más homogénea. Como consecuencia de ello, el efecto principal de las crecidas en los arroyos es perturbar las comunidades, arrastrando organismos y recursos aguas abajo, aunque también son cruciales para algunas especies, como por ejemplo, para peces que sólo pueden migrar a sus zonas de freza en aguas altas. Por otro lado, en los grandes ríos de llanuras aluviales, éstos tienen un ciclo de expansión y contracción asociado a su hidrograma, que es a la vez muy acentuado y predecible, y al que se han adaptado los ciclos de vida de numerosos organismos. En estos ríos, el pulso de nutrientes que ocurre cada vez que se inunda la llanura aluvial adquiere gran importancia para muchas especies, como es el caso de peces frugívoros en grandes ríos tropicales. En un sentido más general, gran parte del funcionamiento del ecosistema está condicionado por este ciclo de expansión y contracción (Junk et al. 1989).

La frecuencia, magnitud, y duración de las crecidas y sequías, así como su predecibilidad, constituyen una de las variables ambientales de mayor importancia biológica en los ríos. De hecho, tanto las crecidas como las sequías están entre las principales perturbaciones para la biota fluvial, por lo que buena parte de los rasgos vitales observables en las comunidades de organismos se pueden interpretar como modeladas por este componente del hábitat físico a través de la evolución (Townsend et al. 1997). Por ejemplo, numerosas especies adaptan sus ciclos vitales al ciclo hidrológico, evitando que sus fases vitales menos resistentes (por ejemplo, primeros estadios larvarios) coincidan con las épocas de mayor riesgo de perturbación por avenidas (Lytle y Poff 2004). Por otra parte, desde un punto de vista más aplicado, puede ser crucial determinar la probabilidad de que un edificio sea inundado en un período determinado, o la incidencia de las sequías en una región agrícola, lo que ha hecho que se desarrollen numerosas técnicas estadísticas para analizar el hidrograma, es decir, la distribución temporal del caudal de un río (Knight y Shamseldin 2006).

Por todo lo dicho, el régimen hidrológico es fundamental a la hora de estructurar los ecosistemas fluviales, y modela tanto sus comunidades como su funcionamiento. Sin embargo, numerosas actividades amenazan con alterar ese régimen. Un gran



**Figura 4.3:**  
Caudales diarios durante 2005 de dos ríos muy diferentes: Agüera, pequeño río en la península Ibérica, y Amazonas en Óbidos, Brasil, la mayor estación de aforo del mundo

*Nota:* Obsérvese la mayor torrencialidad del Agüera, como corresponde a su menor superficie de cuenca (145 frente a 4 622 624 km<sup>2</sup>) y a su menor longitud (32 frente a 3869 km). Datos cedidos por la Confederación Hidrográfica del Norte (España) y por la Agencia Nacional del Agua (Brasil).

porcentaje de los ríos del mundo están afectados por grandes embalses, que perjudican de manera drástica el régimen hidrológico aguas abajo (Nilsson et al. 2005). Los embalses para abastecimiento urbano o agrícola detraen gran cantidad de agua, contrayendo el hábitat fluvial y, además, eliminan la mayor parte de las crecidas, con lo que frenan la movilidad de peces y alteran el ciclo biológico de otros organismos. Los embalses para producción hidroeléctrica alternan grandes crecidas en las horas de demanda punta de electricidad con sequías repentinas fuera de esas horas, creando un hábitat especialmente difícil. Además, las extracciones de agua subterránea han hecho disminuir el nivel freático en muchas zonas, con lo que ríos que eran ganadores de agua se convierten en perdedores, y en algunos casos llegan a secarse. A todas estas presiones hay que añadirles el efecto del cambio climático, que amenaza con modificar seriamente el balance hídrico de muchas zonas y cambiar la torrencialidad en otras. Por si eso fuera poco, en algunas regiones está aumentando la torrencialidad como consecuencia de la impermeabilización de las cuencas por infraestructuras humanas (carreteras, edificaciones, etc.). Todo ello ilustra claramente el complejo efecto del cambio global sobre los ecosistemas fluviales.

La macro 4.1 permite calcular algunos parámetros de retención hidráulica en base a adiciones

## Técnica 2. Retentividad hidráulica

Como hemos mencionado, los patrones de circulación del agua en los cauces, la distribución de sus velocidades y la capacidad del cauce de retener agua tienen gran importancia ecológica, tanto en la distribución de organismos (como se abordará en los capítulos 11 a 15), como en procesos ecológicos (por ejemplo, retención de nutrientes, en el capítulo 8). En esta sección se describe una técnica para identificar la importancia de las ZRT en un tramo fluvial y los pasos necesarios para estimar un conjunto de parámetros hidrológicos que permiten cuantificarla.

### MATERIAL

- Cinta métrica.
- Estacas o cinta adhesiva y rotulador para marcar los puntos de muestreo.
- Bidón de 20-50 L para preparar la solución.
- Probeta de 2 L para preparar la solución.
- Reactivos de adición: sal común de cocina (NaCl) o tinta fluorescente (por ejemplo, fluoresceína).
- Bomba peristáltica con batería.
- Cronómetro.
- Probeta de 25-50 mL para medir el flujo de adición.
- Conductivímetro; mejor si tiene *datalogger*.
- Frascos para muestrear agua.

### TIPO DE ADICIÓN

La técnica de campo consiste en una adición controlada de un trazador hidrológico (un soluto totalmente inerte) en un punto del cauce y en seguir la dinámica temporal de su concentración en uno o más puntos aguas abajo. El trazador se puede verter al río bien haciendo una *adición en pulso*, bien una *adición a flujo constante* durante un determinado período. Con ambos tipos de adición se puede obtener la información requerida, pero en esta sección nos centraremos especialmente en las adiciones a flujo constante, que son idénticas a las que se utilizan para estimar la retención de nutrientes (véase capítulo 8). En cualquier caso, en el apartado «Procedimiento» también se describen los pasos para ejecutar una adición en pulso.

En una adición a flujo constante, la concentración de trazador en el río aumenta gradualmente hasta aproximarse a un valor de equilibrio (meseta). Esto implica que, si no hay entradas laterales, en todo el tramo de estudio habrá la misma concentración de trazador. A partir de este momento, la adición se interrumpe para poder seguir la caída temporal de la concentración del trazador, hasta que



vuelva a los valores basales previos a la adición. El seguimiento detallado de la cola de esta curva es fundamental para estimar la ZRT (fig. 4.4).

La gráfica de la dinámica temporal del trazador en el punto de observación tiene la forma aproximada de un pulso rectangular. El grado de alejamiento de la curva observada respecto de esta forma primaria refleja la influencia de a) la dispersión longitudinal ( $D$ , en  $\text{m}^2\text{s}^{-1}$ ) del soluto en su transporte aguas abajo, y b) la cantidad de soluto que se entretiene de forma transitoria en las de ZRT. Por comodidad denominaremos a esta gráfica la *curva de ADRT (advección-dispersión y de retención transitoria)*; véase fig. 4.4).

Matemáticamente, la curva de ADRT se puede simular mediante un sistema de dos ecuaciones. Una (ecuación 4.1) describe la dinámica temporal del soluto que fluye libremente en el canal y la otra (ecuación 4.2) fija el soluto retenido transitoriamente en la ZRT:

$$\frac{\partial C_s}{\partial t} = -v \frac{\partial C_s}{\partial x} + D \frac{\partial^2 C_s}{\partial x^2} + k_1(C_{ZRT} - C_s) \quad (4.1)$$

$$\frac{\partial C_{ZRT}}{\partial t} = k_2(-C_{ZRT} + C_s) \quad (4.2)$$

donde  $C_s$ : concentración del soluto en el cauce;  $C_{ZRT}$ : concentración del soluto en la ZRT;  $v$ : advección del agua (m/s);  $D$ : dispersión ( $\text{m}^2/\text{s}$ ); y  $k_1$  y  $k_2$ : tasas de intercambio de agua ( $\text{s}^{-1}$ ) entre el cauce fluvial y la ZRT; parámetros que permiten cuantificar la retentividad hidráulica.

## LOS TRAZADORES

La elección de los trazadores es fundamental para el desarrollo de estos experimentos. Los más utilizados son el cloruro de sodio (NaCl) y las tintas fluorescentes. El NaCl tiene la ventaja de ser detectado casi al instante mediante un conductivímetro, permitiendo así estimar rápidamente los parámetros hidrológicos básicos (caudal, velocidad, tiempo de residencia). Sin embargo, tiene la desventaja de que se necesita mucha cantidad para las adiciones a flujo constante, resultando inviable en ríos con caudales que superen los centenares de litros por segundo. Por otro lado, las tintas fluorescentes necesitan un fluorímetro de campo (mucho más caro que el conductivímetro), pero tienen la ventaja de su bajo límite de detección (Kilpatrick y Wilson 1989). Esta condición es básica para trabajar en ríos grandes, y es muy importante para poder detectar pequeñas ZRT.

Aquí detallaremos el protocolo que hay que seguir para ejecutar una adición de sal común. Si se opta por otro tipo de trazador, el protocolo es casi idéntico.

## SELECCIÓN DEL TRAMO

En el punto de adición es esencial que haya turbulencia, y que el trazador se mezcle rápidamente con el agua fluvial. Este requisito es indispensable cuando el trazador es NaCl, porque la densidad del agua de adición puede ser tan alta que en lugar de ser arrastrada por la corriente se quede casi inmóvil en el lecho fluvial, invalidando así cualquier resultado. La distancia que tiene que recorrer el trazador para que se mezcle perfectamente con el agua fluvial depende de la turbulencia, y se puede calcular mediante formulas empíricas (Kilpatrick y Wilson 1989).

Se deben evitar tramos fluviales con evidentes entradas laterales. Si el interés se centra en las ZRT, es importante integrar un tramo suficientemente largo que las pueda incluir (del orden de centenares de metros). Obviamente, eso implica que, aunque técnicamente la adición dure unas pocas horas, el seguimiento de la curva puede durar mucho más.

## REQUISITOS HIDROLÓGICOS

Además de los límites impuestos por el caudal y la elección del trazador, es importante que el caudal sea estable durante las adiciones, ya que las ecuaciones 4.1 y 4.2 asumen que los flujos de agua entre el cauce y la ZRT están en equilibrio. Formalmente esto significa que:

$$k_1 V_S = k_2 V_{ZRT} \quad (4.3)$$

donde  $V_S$ : volumen de agua de agua en el cauce; y  $V_{ZRT}$ : volumen de agua en la ZRT.

Siendo en el tramo de estudio:

$$V_S = A_{Sup} x \quad (4.4)$$

$$V_{ZRT} = A_{ZRT} x \quad (4.5)$$

donde  $A_{Sup}$ : sección transversal del agua superficial en el cauce;  $A_{ZRT}$ : sección transversal del agua en la ZRT; y  $x$ : longitud del tramo de estudio.

De aquí que la ecuación 4.3 se modifica en:

$$k_1 A_{Sup} = k_2 A_{ZRT} \quad (4.6)$$

La ecuación 4.6 es válida únicamente si el caudal no varía durante la adición. En esta ecuación el único parámetro que se conoce es  $A_{Sup}$  (que se obtiene midiendo

el caudal y la velocidad de la corriente). La estima indirecta de  $k_1$  y  $k_2$  que se detalla a continuación permite estimar  $A_{ZRT}$  y cuantificar así el tamaño de la ZRT.

### ELABORACIÓN DE LOS DATOS. ESTIMA DE LOS PARÁMETROS DE RETENTIVIDAD

Se pueden utilizar dos aproximaciones metodológicas para estimar las tasas  $k_1$  y  $k_2$ ; ambas necesitan tener toda la curva de ADRT.

Una aproximación consiste en intentar simular las ecuaciones 4.1 y 4.2 hasta que se ajusten lo mejor posible a los datos reales. El programa OTIS (Runkel y Chapra 1993), elaborado expresamente con esta finalidad, se puede descargar gratuitamente desde la página web del Servicio Geológico de Estados Unidos (<http://webserver.cr.usgs.gov/otis/>) con toda la información necesaria para su uso. Brevemente, en esta aproximación el primer paso es ajustar el valor de  $v$ , sucesivamente el de  $D$  y finalmente se cambia el parámetro  $k_1$  hasta ajustar la cola de la curva ADRT simulada lo mejor posible a la cola de la curva real.

La segunda aproximación fue propuesta por Hart (1995). Su ventaja es que permite estimar  $k_1$  y  $k_2$  sin necesidad de ajustar visualmente una curva teórica a los datos empíricos. Este método omite la estima de la dispersión  $D$ , que en algunos casos puede ser muy laboriosa.

Según Hart, el valor de  $k_2$  se estima utilizando exclusivamente los datos reales de la parte final de la cola de la curva ADRT, que se obtienen a partir del tiempo ( $t^*$ ):

$$t^* > T + x/v \quad (4.7)$$

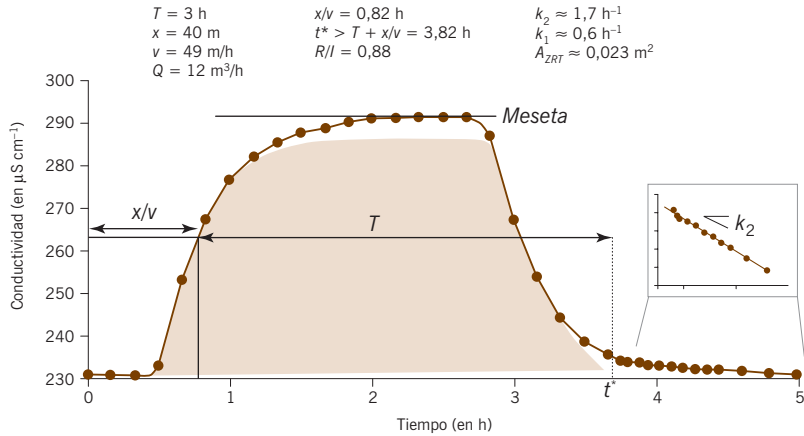
donde  $T$ : duración de la adición (s);  $x$ : longitud del tramo de estudio (distancia entre el punto de seguimiento y el punto de adición, en m);  $v$ : velocidad del agua en el cauce (m/s; luego  $x/v$  es el tiempo de residencia del agua en el tramo de estudio).

Se supone que a partir del tiempo  $t^*$  la presencia del trazador en el agua fluvial se debe exclusivamente a la entrada de agua proveniente de la ZRT, que sigue llevando un poco de trazador. La relación entre el logaritmo de las concentraciones del trazador en el cauce respecto al tiempo  $t^*$  debería ajustarse a una recta con una pendiente  $k_2$ . Si la concentración del trazador en el tiempo  $t^*$  es nula,  $k_2$  será cero.

El valor de  $k_1$  se estima mediante la ecuación 4.8, utilizando toda la curva ADRT:

$$k_1 \approx -\frac{v}{x} \ln\left(\frac{R}{I}\right) \quad (4.8)$$

**Figura 4.4:**  
Ejemplo de una curva de advección-dispersión y de retención transitoria (ADRT) obtenida durante una adición a flujo constante y utilizada para estimar los valores de los parámetros de retentividad ( $k_1$ ,  $k_2$  y  $A_{ZRT}$ )



*Nota:* En el recuadro se detalla la caída temporal del trazador durante la cola de la curva de ADRT. Para más detalles, véase el texto.

*T:* duración de la adición; *x:* longitud del tramo de estudio; *v:* velocidad de la corriente; *Q:* caudal del río; *I:* área total de la curva de ADRT; *R:* porción del área de la curva ADRT (sombreada) que no ha estado en contacto con la ZRT.

donde *I:* área de la curva ADRT ( $g L^{-3} s$ ); *R:* una porción del área *I* ( $R \leq I$ ), que describe la cantidad de trazador que fluye en el cauce sin haber estado en contacto con la ZRT. El área *I* se calcula integrando la curva de ADRT:

$$I = \int_{i=0}^{\infty} C_t dt \tag{4.9}$$

El punto crítico es estimar la subárea *R*. Según Hart, los límites del área *R* se diferencian de los límites del área *I* en los puntos en que la curva ADRT presenta cambios de pendiente (fig. 4.4). Si estos cambios de pendiente no se detectan,  $R = I$ , y en consecuencia  $k_j = 0$ .

**METODOLOGÍA DE CAMPO**

Para ejecutar una adición a flujo constante, una vez elegido el tramo de estudio y determinados los puntos de la adición y de monitorización, hay que seguir estos pasos:

1. Preparar la bomba peristáltica y calcular su flujo mediante un cronómetro y una probeta graduada.
2. Preparar la solución madre disolviendo la sal en un depósito de unos 10-20 L de agua del río.
3. Recoger tres partes alícuotas (20 mL) de la solución madre y ponerlas en tres viales de vidrio. Anotar el valor de la conductividad, que tiene que ser de tres órdenes de magnitud mayor que la conductividad basal del río.

4. Poner el tubo de succión de la bomba en el depósito con la solución madre y el de inyección en medio del cauce, donde haya turbulencia.
5. Medir la distancia entre el punto de adición y el de monitorización. Esta distancia (del orden de centenares de metros) depende de las características hidrológicas y morfológicas, tal como se ha detallado anteriormente.
6. Colocar en el punto de monitorización un conductivímetro conectado a un *datalogger* y recoger unas cuantas muestras de agua.
7. Poner en marcha, simultáneamente, la bomba peristáltica, el conductivímetro y un cronómetro (se necesitan al menos dos personas).
8. Esperar, en el punto de muestreo a que la conductividad llegue a un valor constante (meseta). Mientras tanto, ir vigilando que la bomba peristáltica funcione correctamente.
9. Recoger unas cuantas muestras de agua fluvial en la meseta.
10. Interrumpir la adición y anotar su duración.
11. Esperar a que la conductividad en el punto de muestreo vuelva al valor basal previo a la adición.

Las muestras recogidas sirven para analizar la concentración de cloruros, y así convertir la curva de conductividad en curva de cloruro y estimar la masa de cloruro vertida al río.

### Técnica 3. Medición del caudal

#### Técnica 3a. Medición mediante adiciones

Las técnicas de dilución de un soluto inerte en un punto del cauce y el posterior análisis de su transporte y dispersión río abajo permiten calcular el caudal y la velocidad de la corriente de los arroyos. Se pueden utilizar indistintamente las adiciones a flujo constante y las adiciones en pulso. A continuación se detallarán los pasos metodológicos de una adición en pulso porque es mucho más rápida, simple y económica. El cálculo del caudal mediante una adición a flujo constante se puede encontrar en Hauer y Lamberti (2006).

La macro 4.2 permite calcular el caudal en función de las adiciones

En las adiciones en pulso se vierte una solución con una alta concentración de un trazador (NaCl) de forma instantánea en un punto turbulento del cauce. El trazador se diluirá, transportará y dispersará gradualmente aguas abajo. En el punto de monitorización, situado aguas abajo, se registran los cambios de conductividad eléctrica generados por el pulso de trazador. De esta manera se obtiene la gráfica de la dinámica temporal del trazador (denominada gráfica de AD), que tiene la forma aproximada de un triángulo. Matemáticamente, la curva de AD se puede simular mediante la ecuación 4.1 de advección y dispersión,

ilustrada anteriormente (véase la primera ecuación del sistema en el que se asume que  $k_i = 0$ ).

### SELECCIÓN DEL TRAMO

En el punto de la adición tiene que haber turbulencia para favorecer la mezcla inmediata entre la solución y el agua fluvial. Si no se encuentra un punto con estas características, se puede agitar enérgicamente el agua fluvial con las manos en el momento de echar la solución madre al río. A diferencia del método de la retentividad hidráulica, es preferible que en el tramo seleccionado no haya zonas en que el agua se pueda almacenar de forma transitoria. De aquí la preferencia por tramos cortos (de unas decenas de metros) y sin entradas laterales (Kilpatrick y Wilson 1989).

### ELABORACIÓN DE LOS DATOS. ESTIMA DEL CAUDAL

Una vez obtenida la curva AD de conductividad en el punto de monitorización y convertidos los valores de conductividad de la solución y de la curva AD en concentraciones de cloruros, la estima del caudal (L/s) se obtiene mediante la relación entre la masa de  $\text{Cl}^-$  vertida al río ( $M_{SM}$ ) y el área de la curva AD:

$$Q = \frac{M_{SM}}{\int_{i=0}^{\infty} Cl_i dt} + \frac{M_{SM}}{\sum_{i=0}^{\infty} Cl_i \Delta t} \quad (4.10)$$

donde  $Cl_i$ : concentración de cloruros en el punto de monitorización en el instante  $i$ ; y  $\Delta t$ : frecuencia de recogida de datos mediante el *logger* (del orden de unos pocos segundos).

De la ecuación 4.10 se deduce que para calcular  $M_{SM}$  hay que conocer la concentración de cloruros y el volumen de la solución madre.

Si se conoce la distancia entre el punto de la adición y el de medición ( $\Delta X$ ) y está bien sincronizada la curva AD respecto al instante en que empieza la adición, se puede calcular fácilmente la velocidad media ( $V_m$ , en m/s) de la corriente en el cauce:

$$V_m = \frac{\Delta X}{\Delta t} \quad (4.11)$$

donde  $\Delta t$  es el intervalo de tiempo que necesita la conductividad eléctrica para llegar al pico de la curva AD.

## METODOLOGÍA DE CAMPO

Una vez elegido el tramo de estudio con los puntos de la adición y de monitorización, hay que seguir los siguientes pasos:

1. Preparar la solución madre disolviendo la sal en una botella de unos 2-5 L de agua del río.
2. Recoger tres partes alícuotas (20 mL) de la solución madre y ponerlas en tres viales de vidrio. Anotar el valor de la conductividad (tiene que ser de tres órdenes de magnitud mayor que la conductividad del río).
3. Calcular el volumen exacto de la solución que se tirará al río y ponerla en un cubo.
4. Seleccionar los puntos de la adición y el punto de monitorización e instalar el conductímetro con el *logger*.
5. Medir la distancia entre el punto de adición y de monitorización. Esta distancia (de unas decenas de metros) depende de las características hidrológicas y morfológicas del tramo de estudio.
6. Verter de golpe la solución al río en el punto de adición y simultáneamente poner en marcha el conductímetro y el cronómetro (se necesitan dos personas como mínimo).
7. Esperar en el punto de muestreo que la conductividad llegue a un valor máximo y recoger unas cuantas muestras de agua.
8. Esperar a que la conductividad en el punto de muestreo vuelva al valor inicial.

Material	Tipo de adición	
	A flujo constante	En pulso
Bomba peristáltica de campo (a 12 V)	✓	
Batería <sup>1</sup> de 12 V	✓	
Cronómetro	✓	
Conductímetro <sup>2</sup>	✓	✓
Sal (NaCl) 2-4 kg	✓	✓
Depósito de 10-30 L	✓	✓ <sup>3</sup>
<i>Datalogger</i> conectado a un conductímetro	✓	✓
Probeta graduada <sup>4</sup>	✓	
Cinta métrica	✓	✓

**Cuadro 4.1:**

*Lista de material necesario para la ejecución de una adición a flujo constante y a pulso*

<sup>1</sup> El número de baterías depende de la duración de la adición. Si se puede alimentar la bomba peristáltica con la red eléctrica, la batería es superflua.

<sup>2</sup> Si no dispone de un *logger* es necesario apuntar los valores de conductividad a mano. En este caso el cronómetro es indispensable también en la adición instantánea.

<sup>3</sup> En este caso el depósito puede ser un simple cubo de unos 5 litros.

<sup>4</sup> Necesaria para calcular in situ el flujo de la bomba peristáltica.

La macro 4.3 está diseñada para facilitar el cálculo del caudal mediante correntímetro

### Técnica 3b. Medición mediante correntímetro

La corriente del agua es una de las variables ambientales que más influyen sobre los organismos fluviales (capítulo 9), por lo que el correntímetro es un instrumento de gran uso en ecología de ríos. Una de sus aplicaciones más inmediatas es la medición directa de caudal. Hay numerosos modelos de correntímetros, de distinto tamaño, precio y prestaciones, pero los más habituales son los de hélice. En éstos, es crítico elegir el tamaño apropiado de hélice: las hélices grandes son más precisas a velocidades bajas y funcionan mejor en ríos profundos, las hélices pequeñas permiten mayor precisión en arroyos rápidos y someros. En los arroyos vadeables y a caudal basal, éste es relativamente fácil de medir, pero para ríos profundos es necesario utilizar embarcaciones y correntímetros de mucho peso y sujetos mediante fuertes cables.

#### MATERIAL

- Cinta métrica.
- Correntímetro.
- Regla o bastón para medir profundidades.

#### PROCEDIMIENTO DE CAMPO

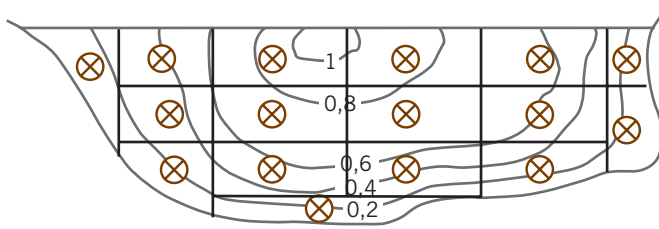
##### *Selección del punto de medida*

La precisión en las determinaciones de caudal mediante correntímetro depende mucho de la selección del punto de medida. Los correntímetros habituales tienden a dar más problemas a velocidades bajas que a altas, por lo que conviene buscar zonas de rápidos, a ser posible en las que el cauce esté constreñido por orillas bien marcadas, y donde el agua fluya con flujo más o menos laminar. En algunos ríos una buena parte del caudal puede circular por el hiporreos, por lo que convendría seleccionar puntos en los que aflora la roca madre. A ser posible, deben evitarse zonas en las que haya remolinos en el cauce (por ejemplo, debajo de grandes bloques o en la entrada a una poza). En ríos pequeños, realizar un poco de trabajo de acondicionamiento (por ejemplo, quitar unas piedras que crean remolinos) puede hacer mejorar ostensiblemente la precisión de la medida.

##### *Realización del aforo*

1. Medir la anchura húmeda del cauce con la cinta métrica.
2. A intervalos regulares, medir la profundidad. Para arroyos muy estrechos (menos de 4 m) conviene tomar medidas cada 0,25 m, para ríos más anchos cada metro.
3. Medir la corriente a intervalos regulares con el correntímetro. Las determinaciones pueden coincidir exactamente con las de profundidad, pero eso no



**Figura 4.5:**

Ejemplo de sección fluvial en la que se han tomado 16 medidas de velocidad (círculos con aspa), y asignación de la superficie a cada medida (m/s)

siempre es necesario. Si la profundidad supera en más de cinco veces el diámetro de la hélice, conviene determinar la velocidad a dos o más profundidades.

### Cálculos

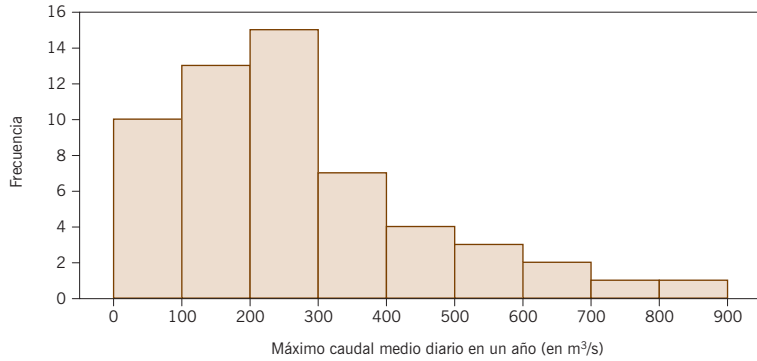
1. Sobre la base de los datos de anchura y profundidad, se calcula la sección del río. Esto se puede hacer gráficamente, en papel milimetrado, o mediante una hoja de cálculo.
2. Partir la sección del río en tantos trozos como determinaciones de caudal tengamos (fig. 4.5).
3. Calcular la sección de cada trozo, y multiplicándola por la velocidad, calcular el caudal de agua que circula por esa sección.
4. Sumar el caudal de todas las secciones para obtener el caudal total del punto.
5. Si se va a estudiar una estación repetidamente, conviene realizar una *curva de gastos*, es decir, analizar la relación entre el nivel del agua y el caudal. Para ello se puede fijar una regleta a la estación, anotar el nivel cada día que midamos el caudal, y realizar una regresión para calcular el caudal a partir del nivel. Posteriormente se puede utilizar sólo el dato de nivel basado en la regleta, siempre que la geometría del cauce no haya variado.

## Técnica 4. Análisis de frecuencia de avenidas

Una de las aplicaciones de las series temporales de caudal en ríos es predecir la intensidad o la probabilidad de que se produzcan crecidas de una magnitud determinada. Esta información se puede calcular mediante el análisis de frecuencias de series temporales de caudales extremos, máximos o mínimos anuales, según los casos. Su aplicación más sencilla consiste en asignar una probabilidad a cada evento de una determinada magnitud. Así, la probabilidad de que en un año determinado ocurra una crecida de magnitud  $Q$  de tiempo de recurrencia  $T$  es:

$$p = 1/T \quad (4.12)$$

**Figura 4.6:**  
 Histograma de frecuencias de los máximos caudales medios diarios que han pasado durante un año natural por la estación de aforo de Roda de Ter, en el río Ter (España), durante el período 1950-2007



Fuente: Datos proporcionados por la Confederación del Ebro.

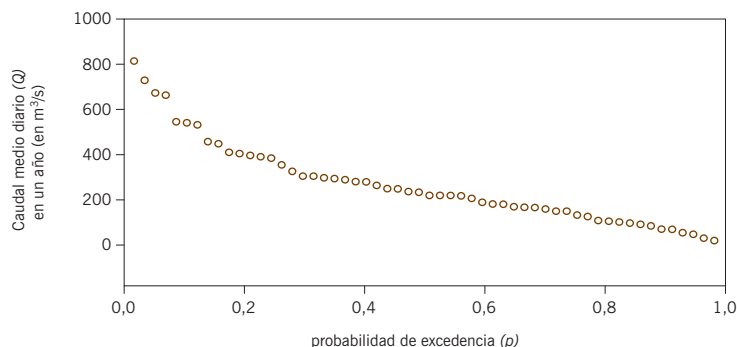
El valor de  $p$  indica la probabilidad de que se alcance o exceda un determinado caudal. Es muy importante destacar que el método se basa en la asignación de probabilidades a cada evento, puesto que una crecida con un período de retorno de 50 años no indica, necesariamente, que se produzca cada 50 años sino que tiene una probabilidad de  $1/50 = 0,02$  de producirse en un año determinado. Aunque en un año se produzca una crecida de esta magnitud, al año siguiente vuelve a haber una probabilidad de  $0,02$  de que vuelva a producirse, y así sucesivamente para todos los años. Por este motivo, el método se basa en la construcción de una curva de frecuencias de eventos hidrológicos para un determinado intervalo de tiempo (fig. 4.6) a la que se ajusta una función de distribución.

Aunque se han propuesto diferentes funciones, como la de Gumbel y Cunnane, entre otras (Gordon et al. 2004), en ecología se ha utilizado preferentemente la función de Weibull, que parece ser la más adecuada cuando se trabaja en ríos de poco caudal y con valores mínimos anuales. Según dicha función, la probabilidad de que se produzca un evento que iguale o supere un caudal  $Q$  es:

$$p = m / (n + 1) \quad (4.13)$$

donde  $n$ : longitud de la serie;  $m$ : número de rango, siendo el caudal de mayor magnitud igual a 1, y así sucesivamente hasta el mínimo valor de la serie, que valdrá  $n$ .

En la figura 4.7 se puede observar la distribución de probabilidades obtenida según la ecuación 4.13 y para una serie de máximos caudales medios diarios para cada año en una serie de 58 años (1950 a 2007). Aunque este tipo de series no sigue una función estadística determinada se ha intentado ajustarla a alguna de las más conocidas, a efectos de realizar inferencias. La forma más simple es el método gráfico utilizando papel probabilístico o, aún más sencillo, hacer interpolaciones entre eventos. No obstante, se han realizado aproximaciones a algunas de las



**Figura 4.7:** Función de distribución de probabilidad de excedencia de un determinado caudal máximo anual para la serie de valores medios diarios en un año natural, para el período 1950-2007 en el río Ter, a la entrada del embalse de Sau

distribuciones estadísticas más comunes, y cómo no, entre ellas la distribución normal o de Gauss. Como se puede ver en la figura 4.7, las funciones de distribución raramente tienen la forma de campana de Gauss, entre otras cosas porque difícilmente se tienen valores máximos anuales de cero y porque los eventos extremos son raros y confieren a la función de distribución una forma fuertemente asimétrica hacia el lado derecho. De todas formas, cuando se obtienen ajustes estadísticamente significativos con alguna función de distribución, el nivel de predictibilidad aumenta con respecto a métodos gráficos o de interpolación entre eventos.

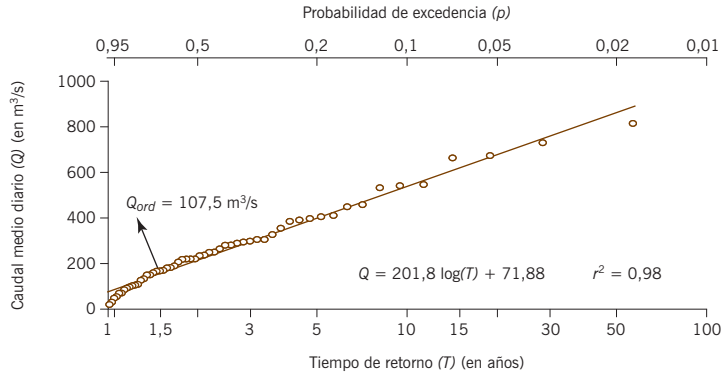
La investigación sobre ajustes entre funciones de distribución de caudales con funciones estadísticas conocidas es un campo abierto y en continuo debate, entre otras razones porque las características hidrológicas de cada río se ajustan mejor a unas o a otras. A modo de ejemplo, en Estados Unidos y Australia las agencias federales utilizan la distribución *log Pearson III*, la cual incluye la distribución *log-normal* como caso especial. Por el contrario, en el Reino Unido y en ingeniería civil, parece tener mayor predicamento la *distribución general de valores extremos (GEV)*, dentro de la cual la distribución de Gumbel, o de doble distribución exponencial, es un caso particular (Gordon et al. 2004). Como se ha señalado anteriormente, en ecología se ha aplicado de forma preferente la distribución de Weibull (Allan 1995, Hauer y Lambertí 2007) y ésta es la distribución aplicada a la serie de datos del río Ter para el período 1950-2007 (fig. 4.7).

El punto de partida de un análisis de frecuencia de caudal es una serie temporal de eventos extremos, ya sean máximos o mínimos anuales. En el caso de los máximos, es preferible utilizar el valor del pico de la máxima crecida que se ha producido en un año, y cuando no se dispone de esta información se puede sustituir por el máximo caudal medio diario, también para un año, como se ha hecho con la serie de caudales del río Ter. Hay que señalar que ambas series no dan resultados iguales para ríos de bajo número de orden o cuencas pequeñas, como es el caso del Ter, y tienden a converger cuando la superficie de la cuenca aumenta.

La macro 4.4 muestra cómo realizar el análisis de frecuencia de caudales sobre la base de los datos históricos del río Ter

**Figura 4.8:**

Análisis de frecuencias para los valores máximos de caudales medios diarios medidos durante un año natural en Roda de Ter, durante el período 1950-2007



Nota: La distribución se ha ajustado de forma significativa ( $p < 0,001$ ) a una función semilogarítmica, lo que permite realizar inferencias, tanto de la probabilidad de excedencia como del período de retorno, dentro del rango de variación de los caudales medidos. A modo de ejemplo se ha calculado el caudal ordinario ( $Q_{ord}$ ).

Es conveniente que una vez obtenida una función de distribución, a partir de una serie de datos, se intente buscar ajustes estadísticos significativos. Cuando se consigue, se puede realizar una generalización de los resultados dentro del rango temporal estudiado y, con ciertas limitaciones, su extrapolación a períodos un poco más largos. En el caso de la serie de datos del río Ter, y utilizando el método de Weibull, se ha obtenido un ajuste estadístico significativo ( $p < 0,001$ ) mediante una transformación semilogarítmica (fig. 4.8), lo que permite utilizar la recta de regresión obtenida para algunas aplicaciones, como el cálculo del caudal ordinario o *bankfull*.

El método de predecir tiempos de retorno está lejos de ser perfecto, independientemente de cuál sea el utilizado para obtener la función de probabilidad. Algunas de las críticas se centran en la dificultad de tener series largas, que además incluyan los eventos puntuales, el pico de la crecida, y no la media diaria. También hay que tener en cuenta que los eventos de baja probabilidad son raros y esto hace difícil que las series usadas los incluyan. Otras veces ocurre lo contrario, nuestra serie tiene un acontecimiento extremo con período de retorno mucho más largo que la que hemos acumulado, y esto altera la función de probabilidad. En los últimos años la actividad humana en muchas cuencas ha sido drástica, con deforestación, incremento de la superficie agrícola, así como cambios en la morfología del río por encauzamientos, puentes, embalses, etc. De todos modos, en la cuenca del río Ter ha ocurrido el caso contrario. El abandono de campos de cultivo o de la explotación forestal ha facilitado el desarrollo de la masa forestal. En este caso el efecto ha sido el de disminuir la escorrentía superficial y aumentar la evapotranspiración, dando lugar a una reducción en el caudal del río, que en los últimos 40 años ha disminuido en torno al 40%.

En los últimos años la posibilidad de disponer de información detallada de la cuenca a través de sistemas de información geográfica ha abierto las puertas a la modelización hidrológica. Cuando se dispone de modelos con los que simular los efectos de un amplio rango de precipitaciones, buena parte de los inconvenientes de las series temporales más o menos largas desaparecen y el problema se limita a realizar una buena calibración del modelo para la cuenca. En el caso de la cuenca del río Ter se han obtenido excelentes resultados mediante la utilización del modelo *Hydrological Simulation Program-Fortran* (HSPF) (Marcé et al. 2008).

### 4.3. Bibliografía

- ALLAN J.D., y CASTILLO M.A. *Stream ecology: Structure and function of running waters*. Dordrecht: Springer, 2007.
- GORDON N.D., MCMAHON T., FINLAYSON B.L., GIPPEL C.J., y NATHAN R.J. *Stream hydrology, an introduction for ecologists*. Chichester: Wiley, 2004.
- HART D.R. «Parameter estimation of stochastic interpretation of the transient model for solute transport in streams». *Water Resources Research* 31 (1995): 323-328.
- HAUER F., y LAMBERTI G. *Methods in stream ecology*. Londres: Elsevier Academic Press, 2006.
- JUNK W., BAYLEY P., y SPARKS R. «The flood pulse concept in river-floodplain systems». *Dodge DP: Can Spec Publ Fish Aquat Sci* 106 (1989): 110-127.
- KILPATRICK F.A., y WILSON JR. J.F. «Measurement of time of travel in streams by dye tracing: Techniques of water-resources investigations of the United States Geological Survey». En *Book 3. Applications of hydraulics*, 1989: 27.
- KNIGHT D.W., y SHAMSELDIN A.Y., eds. *River basin modeling for flood risk mitigation*. Londres: Taylor and Francis, 2006.
- LYTLE D.A., y POFF N.L. «Adaptation to natural flow regimes». *Trends in Ecology and Evolution* 19 (2004): 94-100.
- MARCÉ R., RUIZ C.E., y ARMENGOL J. «Using spatially distributed parameters and multiresponse objective functions to solve parametrization of complex applications of semi-distributed hydrological models». *Water Resources Research* 44 (2008): W02436, doi: 10.1029/2006WR005785.
- NILSSON C., REIDY C.A., DYNESIUS M., y REVENGA C. «Fragmentation and flow regulation of the world's large river systems». *Science* 308 (2005): 405-408.
- RUNKEL R.L., y CHAPRA S.L. «An efficient numerical solution of the transient storage equations for solute transport in small streams». *Water Resources Research* 29 (1993): 211-215.
- SABATER S., ELOSEGI A., ACUÑA V., BASAGUREN A., MUÑOZ I., y POZO J. «Effect of climate on the trophic structure of temperate forested streams. A comparison of Mediterranean and Atlantic streams». *The Science of the Total Environment* 390 (2008): 475-484.
- TOWNSEND C., DOLÉDEC S., y SCARSBROOK M. «Species traits in relation to temporal and spatial heterogeneity in streams: A test of habitat templet theory». *Freshwater Biology* 37 (1997): 367-387.