

Empleo de los errores de balance para la modulación de la bondad de ajuste en la modelización hidrológica

Pellicer-Martínez, F^a; Pedro-Monzonís, M^b; Portela MM^c, Martínez-Paz, JM^b

^a Departamento de Ingeniería Civil. Escuela Politécnica Superior. Universidad Católica San Antonio de Murcia (UCAM), Campus de los Jerónimos, Guadalupe 30107 Murcia, España. E-mail: fpellicer@ucam.edu

^b Instituto del Agua y del Medio Ambiente (INUAMA). Universidad de Murcia. Edificio D. Campus de Espinardo, 30100 Murcia, España. E-mail: jmpaz@um.es

^c Universidad de Lisboa, Instituto Superior Técnico, CERis, Lisboa, Portugal. E-mail: maria.manuela.portela@ist.utl.pt

Línea temática B | Hidrología, usos y gestión del agua. Riegos. Energía hidroeléctrica.

RESUMEN

En los modelos hidrológicos de balance una buena bondad de ajuste no siempre implica una correcta simulación de todos los procesos hidrológicos de la cuenca estudiada. Un ejemplo son los modelos que tienden a liberar o almacenar agua de forma artificial a lo largo de la simulación. Para abordar esta problemática, se propone el uso de una función adimensional basada en el error de balance para modular la bondad de ajuste. Esta función se aplica a la modelización de la cabecera del río Tajo con el modelo abcd. Los resultados revelan una buena bondad de ajuste para el coeficiente de eficiencia de Nash en las doce sub-cuencas empleadas, pero se detectan graves errores de balance en ocho de ellas. La incorporación de esta función moduladora en la calibración ha permitido además corregir el error de balance en seis de estas cuencas.

Palabras clave | modelos agregados de balance; cabecera del Tajo; errores de balance.

INTRODUCCIÓN

Para la planificación hidrológica de un territorio es necesario conocer la disponibilidad espacial y temporal de los recursos hídricos de las cuencas hidrológicas sobre las que se extiende (Pedro-Monzonís et al., 2015). Esta tarea se puede llevar a cabo bien mediante la restitución de sus caudales a régimen natural (Wurbs, 2005), bien usando modelos hidrológicos de evaluación de recursos hídricos (Francés et al., 2007) o bien utilizando una combinación de ambos procedimientos. En la actualidad el uso de modelos de evaluación es la práctica más extendida, al posibilitar además la estimación de recursos futuros bajo supuestos de cambios en el clima o en los usos del suelo. Son pues una herramienta de gran utilidad para los organismos responsables en materia de gestión de recursos ya que les permiten ir adaptando la planificación hidrológica a las previsibles fluctuaciones en la disponibilidad de agua (BOE, 2008).

Los modelos hidrológicos de evaluación de recursos recrean el ciclo hidrológico simulando los principales procesos que dominan la hidrología de una cuenca mediante formulaciones matemáticas (Xu y Singh, 1998). Su fundamento es la aplicación de la ecuación de balance hídrico a uno o varios depósitos que representan los almacenamientos naturales de agua (humedad del suelo, vegetación, acuíferos) de los que se especifican sus entradas y salidas (Zhang et al., 2008). Este balance se realiza para un intervalo de tiempo (generalmente a una escala diaria, semanal o mensual) y el resultado final global debe ser próximo a cero de forma que no se esté acumulando agua o liberando más de la que realmente existe en el sistema recreado.

Para la construcción de estos modelos son necesarias diversas series de mediciones reales. Algunas se emplean como datos de entrada al modelo (principalmente variables climáticas, edafológicas y geométricas) y otras se utilizan como series de control (caudales, piezómetros, nivel de lagos, altura de nieve acumulada, entre otras) con las que ajustar los valores de los parámetros que monitorizan las expresiones matemáticas que reproducen los principales procesos hidrológicos de entrada y

salida de los depósitos (**Kizza et al., 2011**). El valor de estos parámetros se ajusta para que la serie o series de control simuladas por el modelo se diferencien lo mínimo posible a las realmente medidas.

Este proceso de ajuste de los parámetros se denomina calibración del modelo y el procedimiento más frecuente es la optimización de una función objetivo en la que se minimizan las diferencias entre la serie real y la simulada (**Criss y Winston, 2008**). En la literatura especializada pueden encontrarse numerosos tipo de funciones objetivo (**Zhang et al., 2008**), siendo las más frecuentemente utilizadas, entre otras, el error cuadrático medio (MSE) (**Gupta y Kling, 2011**), el coeficiente de eficiencia de Nash (NSE) (**Nash y Sutcliffe, 1970**) o la eficiencia volumétrica (VE) (**Criss y Winston, 2008**). El resultado de estas funciones objetivo puede ser empleado para medir la bondad del ajuste que proporcionan los parámetros, como es el caso de los coeficientes NSE y VE.

Una buena simulación de la serie de control por parte del modelo no siempre implica una correcta modelización de la hidrología de la cuenca, ya que el análisis del balance obtenido con dicho modelo puede dar como resultado que se está almacenando o liberando agua de forma artificial, perdiendo su imprescindible fundamento físico. Este hecho sucede cuando no se han considerado todos los procesos hidrológicos relevantes de la cuenca y las series de salida que no han sido contrastadas con series de control durante la calibración carecen de validez. Son ejemplos de esta mala especificación: el no considerar el almacenamiento de agua en forma de nieve (**Pellicer-Martínez y Martínez-Paz, 2014a**); la existencia de flujos subterráneos entre cuencas (**Pellicer-Martínez y Martínez-Paz, 2014b**); la extracción de agua no registrada; el utilizar datos de partida erróneos, como puede ser la sobreestimación o subestimación de la evapotranspiración potencial (**Portela y Santos, 2007**).

El objetivo de este trabajo es proponer un procedimiento que determine el ajuste de un modelo hidrológico teniendo en cuenta el error de balance global cometido por el mismo, permitiendo pues detectar malas especificaciones en el modelo. Dicho procedimiento se fundamenta en el uso de una función adimensional $\phi(\epsilon)$ (entre 0-1) que penaliza a la calidad del ajuste según el error de balance cometido a lo largo de la simulación, expresado este último en términos relativos respecto al caudal de salida (ϵ). Esta función $\phi(\epsilon)$, que permite modular el grado de penalización que se le quiera asignar al error relativo cometido, cuando se aplica directamente a la función objetivo de calibración hace que el modelo reduzca sus errores de balance y para los casos en que esta reducción no sea posible sería indicativo de que el modelo está mal diseñado para la cuenca en cuestión.

En este trabajo, el uso de esta función de penalización se ha puesto en práctica en el proceso de modelización hidrológica de la cuenca de cabecera del río Tajo (España). Esta es una de las cuencas más importantes de la Península Ibérica en cuanto a los procesos de planificación se refiere ya que, además de ser la cabecera de uno de sus ríos más importantes, es origen del mayor transvase intercuenas de España, el Transvase Tajo – Segura, siendo determinante el conocer los procesos que rigen su hidrología para la correcta planificación de ambas demarcaciones hidrográficas (**Pedro-Monzonis et al., 2015**).

METODOLOGÍA

En esta sección se presenta en primer lugar el modelo hidrológico de balance utilizado. A continuación se detalla el proceso de calibración-validación, los criterios de bondad de ajuste aplicados y la función de penalización empleada $\phi(\epsilon)$.

Modelo hidrológico

Para la selección del modelo hidrológico a emplear se han estimado los caudales de la zona de estudio aplicando cinco de los modelos de balance agregados más frecuentes (**Xu y Singh, 1998**), reteniendo el que mejor bondad de ajuste inicial proporcionaba. Así se han aplicado el modelo WAPABA (**Wang et al., 2011**), WASMOD (**Kizza et al., 2011**), GR2 (**Makhlouf y Michel, 1994**), Thortwaite-Mather (**Alley et al., 1984**) y el modelo abcd (**Thomas, 1981**). Entre estos cinco modelos, el modelo abcd es el que mejor reproduce los caudales en la zona de estudio según el criterio del coeficiente de eficiencia de Nash (NSE), y es el utilizado en este trabajo.

El modelo abcd, que necesita cuatro parámetros (a, b, c y d), simplifica el ciclo hidrológico en dos depósitos, uno que simula el balance de humedad del suelo (S), y otro desde el que se producen las descargas de agua subterránea (G). La entrada de agua al modelo es la precipitación (P), y las salidas son evapotranspiración real (ET) y caudal superficial (Q) (Figura 1). En V Jornadas de Ingeniería del Agua. 24-26 de Octubre. A Coruña

su formulación matemática (Thomas, 1981), los parámetros a y b son los que rigen las ecuaciones que transforman la precipitación en humedad del suelo (S), evapotranspiración (ET) y escorrentía superficial (Qs). El tercer parámetro (c) divide la infiltración que percola (ΔG) hacia los acuíferos (G) y el flujo superficial (Qs), mientras que el último (d) determina la descarga desde el acuífero (Qg).

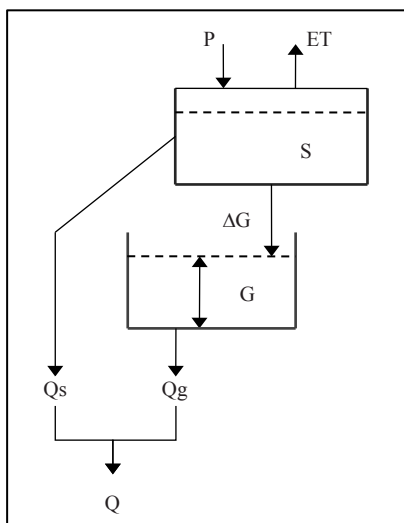


Figura 1 | Diagrama del modelo abcd.

Calibración y validación del modelo hidrológico

Para la fijación de los parámetros se ha empleado la calibración en cascada (Xue et al., 2016), que consiste en ir ajustando los parámetros desde aguas arriba hacia aguas abajo. Para el conjunto de la cuenca, una vez calibradas las sub-cuencas de aguas arriba, el valor de sus parámetros es un dato fijo a la hora de calibrar las sub-cuencas de aguas abajo. Para todas las sub-cuencas, los primeros datos disponibles de caudales se usan para el calentamiento del modelo, mientras que las restantes observaciones se dividen en dos tramos: un primer tramo para la calibración con dos tercios de las observaciones y el un segundo tramo para la validación formado por el tercio final (Klemes, 1986).

Así los parámetros se han determinado minimizando la suma de los errores al cuadrado (Ecuación (1)), a partir de los caudales simulados (Q_i) y los caudales medidos ($Q_{m,i}$) restituidos a su régimen natural (Wurbs, 2005). Los errores obtenidos en la modelización, u_t , son estocásticamente independientes, y distribuidos como una normal de media cero (Ecuación (1)) (Vandewiele et al., 1992).

$$\left. \begin{array}{l} q_i = \sqrt{Q_i} \\ q_{m,i} = \sqrt{Q_{m,i}} \end{array} \right\} \quad q_{m,i} = q_i + u_t \quad ; \quad u_t = N[0; \sigma^2] \quad ; \quad E[u_t; u_{t-1}] = 0 \quad (1)$$

Una vez calibradas las sub-cuencas, se han calculado dos métricas para evaluar la bondad de ajuste de las simulaciones realizadas, tanto en el proceso de calibración como en el de validación:

1. El coeficiente de eficiencia NSE (Ecuación (2)), que es el criterio más empleado para medir la bondad de ajuste de los modelos hidrológicos (Nash y Sutcliffe, 1970; Ritter y Muñoz-Carpena, 2013). Este criterio cuantifica la calidad del ajuste con valores entre $]-\infty$ y 1]; cuanto más cerca de 1 es el valor resultante, mejor es el comportamiento del modelo (Gupta y Kling, 2011). En la Ecuación (2), q_i and $q_{m,i}$ son las mismas variables definidas en la Ecuación (1), y q_M es la media de $q_{m,i}$.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (q_{m,i} - q_i)^2}{\sum_{i=1}^n (q_{m,i} - q_M)^2} \quad (2)$$

2. La eficiencia volumétrica (VE), que representa la fracción de agua que se simula adecuadamente en el tiempo (Criss y Winston, 2008). El rango de variación de este indicador es $[0, 1]$, siendo los valores cercanos a 1 los que indican una buena reproducción de los caudales del modelo (Ecuación (3)).

$$VE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n |q_i - q_{m,i}|}{\sum_{i=1}^n q_{m,i}} \quad (3)$$

Además de estas dos métricas, también se calcula el error de balance global a lo largo del periodo simulado ε , que es el ratio entre la variación de volumen en el modelo y el caudal total anual medido. Su cálculo se realiza a lo largo de un periodo de tiempo, siendo la precipitación (P_i) la variable de entrada mientras que la evapotranspiración real (ET_i) y los caudales de simulados (Q_i) son las de salida. Este valor se compara con el caudal real que ha salido de la cuenca (o sub-cuenca) a partir de los caudales medidos ($Q_{m,i}$) (Ecuación 4). El valor de ε indica la cantidad de agua que se almacena ($\varepsilon > 0$) o se libera ($\varepsilon < 0$) de la cuenca respecto al caudal medio drenado en la misma.

$$\varepsilon = 100 \cdot \frac{\sum_{i=1}^n P_i - \sum_{i=1}^n ET_i - \sum_{i=1}^n Q_i}{\sum_{i=1}^n Q_{m,i}} \quad (4)$$

A partir del error de balance global se define la función $\phi(\varepsilon)$ de penalización. Esta función toma valores entre 0-1 para así estandarizar el error de balance y modular la bondad de ajuste obtenida. $\phi(\varepsilon)$ se expresa con una función exponencial de dos parámetros (α y β) que toma el valor de 1.00 cuando el error es nulo y va disminuyendo conforme aumenta el error relativo del modelo en valor absoluto (Ecuación (5)).

$$\phi(\varepsilon) = \exp^{-\alpha \cdot |\varepsilon|^\beta} \quad (5)$$

Los parámetros (α y β) son mayores que 0 y son ajustables por el usuario (por ejemplo, estableciendo uno o dos puntos de referencia) en función de la sensibilidad que se le quiera dar a la función $\phi(\varepsilon)$ (Figura 2). Al multiplicar esta función con las dos métricas especificadas (NSE y VE) se modula el valor final que proporcionan y permite identificar las sub-cuencas en las que existe un fuerte error de balance hídrico. Asimismo, a partir de $\phi(\varepsilon)$ se podrían definir otras funciones objetivo mixtas creadas multiplicando $\phi(\varepsilon)$ con otros criterios de bondad de ajuste que buscan un máximo, como es el caso de NSE o VE. Así, al maximizar la función objetivo mixta se está maximizando el criterio de bondad de ajuste, y al mismo tiempo se está minimizando el error de balance (ε).

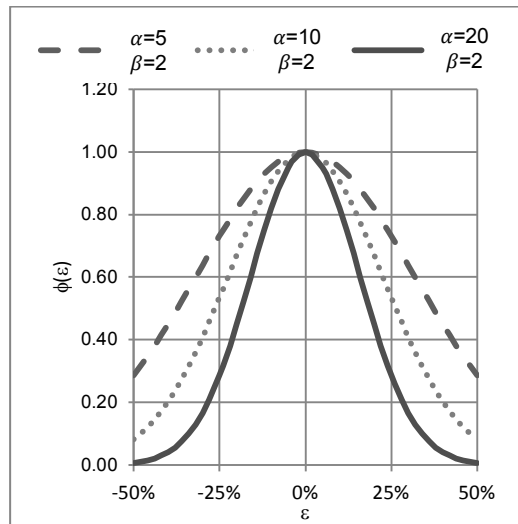


Figura 2 | Ejemplo de valores de función de ponderación $\phi(\varepsilon)$ según tres pares de α y β .

CASO DE ESTUDIO: CABECERA DEL TAJO.

Descripción General.

Como ya se señaló en la introducción, la metodología descrita se aplica en la cuenca de cabecera del río Tajo (**Lorenzo-Lacruz et al., 2010**), ubicada en el centro de la Península Ibérica (Figura 3). Esta cuenca, con una extensión de unos $10 \cdot 10^3$ Km², presenta una climatología de alta montaña mediterránea con una marcada estacionalidad entre los meses de verano e

invierno. La precipitación media anual es de 620 mm, siendo mínima en los meses de verano. Mientras que la temperatura media es de 11°C, alcanzando mínimas menores que cero en el invierno y siendo frecuentes las nevadas en las cuencas de mayor altitud (Lobanova et al. 2016). La hidrogeología está dominada por acuíferos carbonatados que están compartidos con las cuencas de otros ríos, como son la cuenca del Guadiana y la del Júcar (CHT, 2008). Los usos consuntivos, como el abastecimiento urbano e industrial y el regadío, representan un bajo porcentaje de sus recursos disponibles, siendo también poco importante su uso en producción eléctrica. Sin embargo los recursos generados dentro de esta cuenca son básicos para los usos ubicados aguas abajo: generación de energía eléctrica, agricultura, abastecimiento (incluyendo la ciudad de Madrid), y el mantenimiento de caudales ecológicos. Asimismo, un parte importante de estos mismos recursos se destina hacia la cuenca del río Segura mediante un trasvase, siempre y cuando el volumen almacenado en los embalses de Entrepeñas y Buendía (Figura 3 y Tabla 1) es superior a 240 hm³ (CHT, 2015).

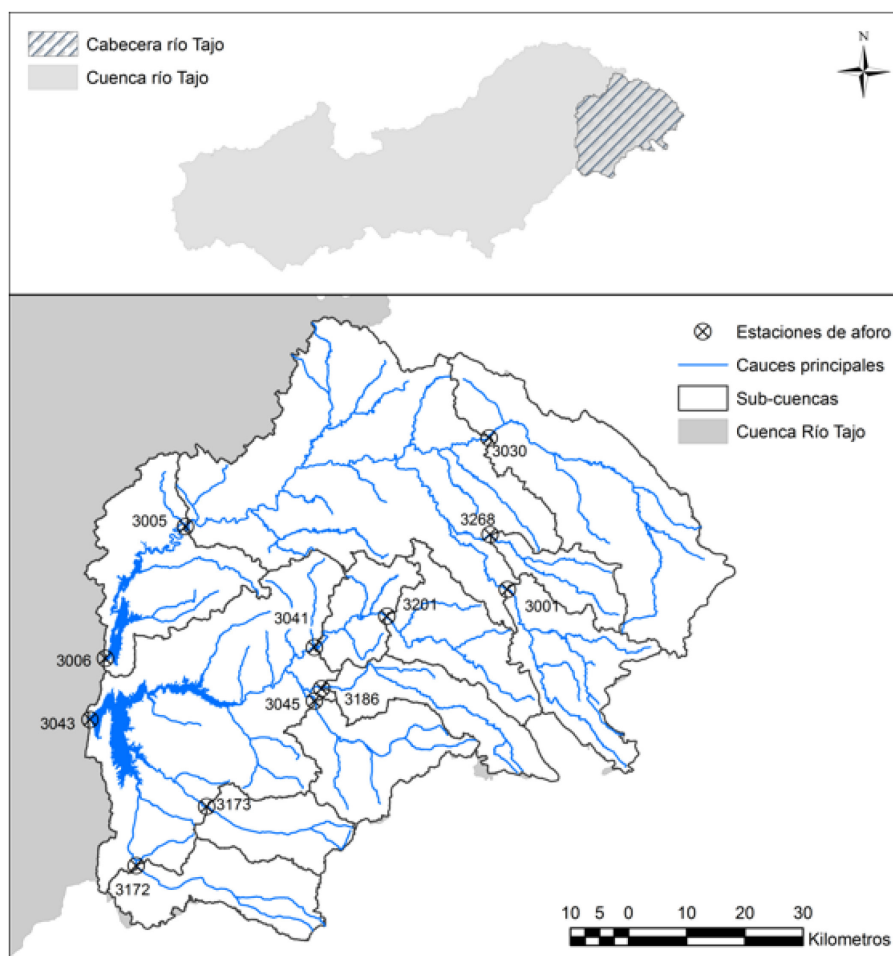


Figura 3. Localización y descripción gráfica de la cuenca de la cabecera del Tajo.

Datos y especificaciones de la modelización.

Los datos utilizados en la modelización provienen de diversas fuentes oficiales españolas: 1) el modelo digital de elevaciones con el que se han definido las cuencas pertenecen al Centro Nacional de Información Geográfica (www.cnig.es); 2) las coordenadas de las estaciones de aforo y las mediciones reales con las que se han calculado los caudales medidos en régimen natural, proceden del Centro de Estudios Hidrográficos (CEDEX) de España (hercules.cedex.es/anuarioaforos/default.asp); 3)

las series climáticas usadas en los modelos se obtuvieron a partir de mapas ráster mensuales creados por el Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente (<http://servicios2.magrama.es/sia/visualizacion/descargas/>).

Los valores de las series de precipitación y evapotranspiración potencial se han obtenido como el valor medio de las celdas localizadas dentro de los límites de cada una de las sub-cuencas. A partir de estos datos se ha descompuesto la cabecera del Tajo en doce sub-cuencas, que son los puntos de drenaje de las estaciones de aforo con series de caudales disponibles lo suficientemente largas para un mismo periodo temporal. El periodo simulado comprende desde oct-82 hasta sep-2010, contando por tanto con 336 observaciones. Las superficies de cada sub-cuenca, junto con los valores medios de las principales variables climáticas para ese periodo temporal, se recogen en la Tabla 1, siendo la variable código la reflejada en la Figura 3.

Tabla 1 | Principales características de las sub-cuencas modelizadas.

	Peralesjos	Ventosa	Taravillas	Trillo	Entrepeñas	Priego Escabas	Huete	La Peralaja	Priego Trabaque	Molino de Chíncha	Alcantud	Buendía
Código	3001	3030	3268	3005	3006	3045	3172	3173	3186	3201	3041	3043
Río	Tajo	Gallo	Cabrillas	Tajo	Tajo	Escabas	Mayor	Guadamejud	Trabaque	Guadiela	Guadiela	Guadiela
Area (Km ²)	412	943	183	1720	570	327	360	257	388	363	211	1416
Precipitación (mm/año)	792	552	696	624	576	768	540	516	636	816	708	528
ETP (mm/año)	588	660	624	648	708	648	780	780	720	624	648	756
Temperatura media (°C)	10	10	9	11	12	11	13	13	12	10	11	13
Q (mm/año)	325	53	170	134	49	330	38	28	38	234	397	58

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Modelización hidrológica sin modulación del ajuste.

En la modelización hidrológica, el proceso de calibración en cascada se ha llevado a cabo mediante el algoritmo de optimización no lineal GRG2 (Fylstra et al., 1998), que busca los valores extremos de las funciones por el método del gradiente reducido generalizado (Lasdon et al., 1978). En la Tabla 2 se recogen los valores de bondad de ajuste obtenidos de las tres métricas definidas en la metodología (VE, NSE y ε) para cada sub-cuenca y para los periodos de calibración y validación.

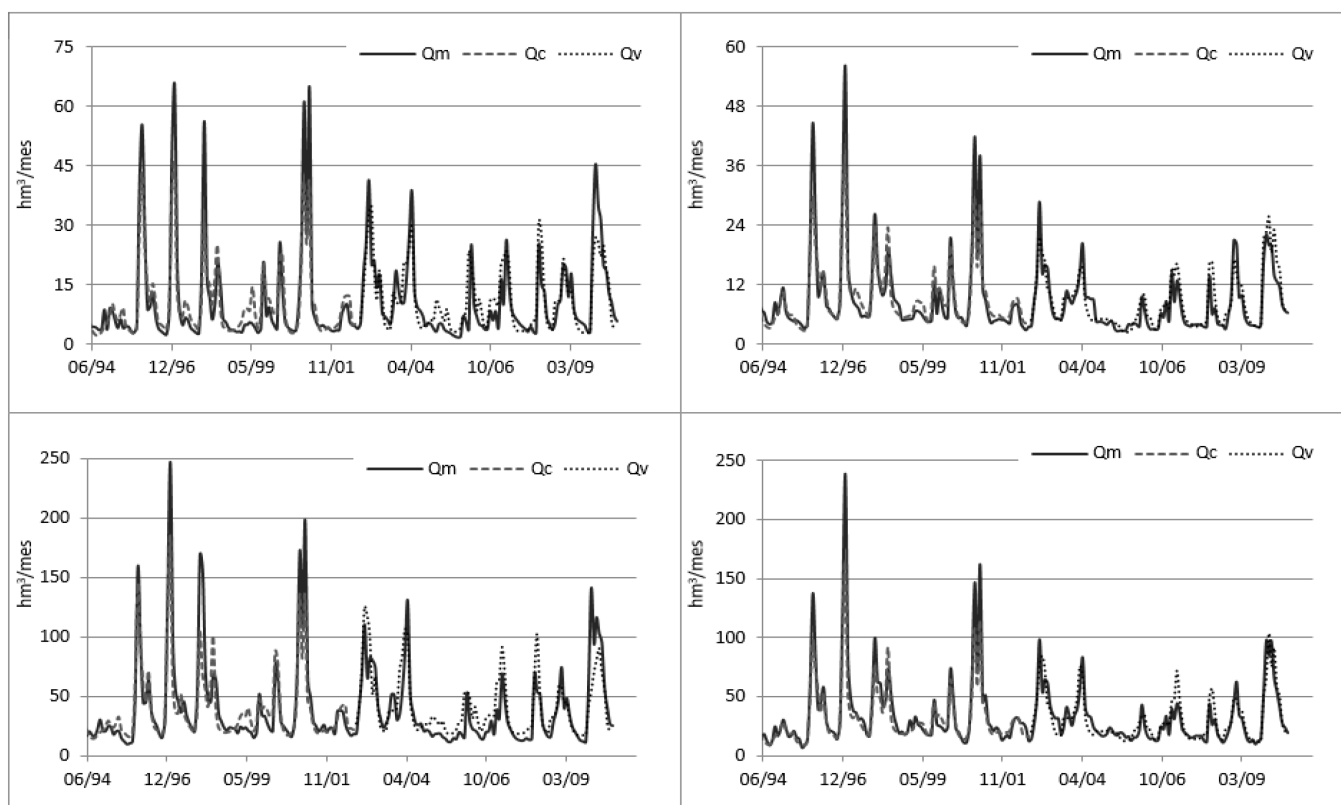
Considerando el valor del NSE, en la mayoría de las sub-cuencas se han obtenido cifras superiores a 0.60, incluso en algunas se han llegado a valores superiores a 0.80 para ambos periodos. Sólo es inferior a 0.50 en una sub-cuenca (Ventosa). Con el fin de verificar estos resultados, se ha comprobado que son similares o superiores a los obtenidos con modelos agregados de balance en otras zonas geográficas (Mouelhi et al., 2006; Wang et al., 2011; Pellicer-Martínez y Martínez-Paz, 2014) pudiendo afirmar que la modelización llevada a cabo representa adecuadamente los caudales superficiales de la zona estudiada (Ritter y Muñoz-Carpena, 2013; Mouelhi et al., 2006). Cabe señalar que la simulación de las series de entrada a los embalses de Entrepeñas y Buendía, que son básicas para la gestión del agua generada, arroja valores de NSE elevados (Tabla 2).

Los valores de VE no hacen sino confirmar la buena simulación proporcionada por el modelo abcd para la cabecera del Tajo, ya que este criterio superar el valor de 0.80 en la mayoría de las sub-cuencas estudiadas, es decir reproduce en el momento adecuado más del 80% del volumen generado en las cuencas.

Tabla 2 | Resultados de las tres métricas de bondad de ajuste calculadas: NSE, VE y ε .

Nombre	NSE		VE		ε	
	Calibración	Validación	Calibración	Validación	Calibración	Validación
Peralejos	0.749	0.684	0.829	0.824	23%	18%
Ventosa	0.329	0.296	0.847	0.817	405%	398%
Taravillas	0.657	0.500	0.851	0.802	85%	61%
Trillo	0.706	0.603	0.872	0.835	-77%	-110%
Entrepeñas	0.727	0.663	0.874	0.843	13%	15%
Priego Escabas	0.830	0.789	0.904	0.892	-2%	9%
Huete	0.730	0.484	0.861	0.744	237%	262%
La Peraleja	0.685	0.509	0.764	0.627	226%	251%
Priego Trabaque	0.577	0.641	0.715	0.762	331%	512%
Molino de Chíncha	0.843	0.785	0.869	0.842	170%	251%
Alcantud	0.551	0.676	0.805	0.815	55%	73%
Buendía	0.842	0.794	0.901	0.888	-8%	22%

A modo de ejemplo se representan en la Figura 4 los caudales simulados y medidos en cuatro sub-cuencas, dos de las sub-cuencas de aguas arriba (Peralejos y Priego Escabas) y otras dos en la salida de la cabecera (Buendía y Entrepeñas).

**Figura 4** | Simulación en cuatro sub-cuencas. Q_m : caudal medido en régimen natural. Q_c : caudal simulado en el periodo de calibración. Q_v : caudal simulado en el periodo de validación. Unidades: eje vertical hm^3/mes y eje horizontal mes/año.

A pesar de los buenos resultados de las métricas NSE y VE, y que llevarían a dar por buenas las modelizaciones utilizando estos dos criterios de ajuste, en la Tabla 2 se puede observar como en seis de las doce cuencas el error de balance cometido es superior al caudal simulado ($\varepsilon > \pm 100\%$), y en otras dos la desviación es superior al $\pm 50\%$.

Estos elevados errores en el balance revelan que el modelo hidrológico no representa adecuadamente la hidrología de la zona en muchas de sus sub-cuencas ya que en ellas almacena o libera agua de forma continuada en ambos periodos. Este hecho se constata al estudiar la variable de volumen almacenado en los acuíferos (G) a lo largo de los periodos de calibración y validación en cualquier sub-cuenca en la que $\varepsilon > \pm 100\%$. Para el caso de Molino de Chinchá, que es una de las sub-cuencas con los mayores valores de bondad de ajuste (Tabla 1), la variación del volumen en el depósito G a lo largo del periodo de calibración ($\varepsilon = 170\%$) y validación ($\varepsilon = 251\%$) es de 1838 hm^3 , lo que supone una acumulación media anual de 74 hm^3 . Es decir, supone una acumulación superior al caudal real generado en dicha cuenca, lo que evidencia que el modelo no está recreando correctamente sus principales procesos hidrológicos.

Modelización hidrológica con modulación del ajuste.

Vista la importancia del error de balance en los modelos estimados, se pasa a aplicar la función $\phi(\varepsilon)$, obteniendo los valores de NSE y VE penalizados por el error de balance (denominados ahora por NSE* y VE*) para los periodos de calibración y validación. Para la ecuación de penalización $\phi(\varepsilon)$, se han fijado los valores para los parámetros α y β en 20 y 2 respectivamente, de forma que un error en el balance que suponga un volumen una variación constante en el caudal de $\pm 50\%$ se le penaliza con un 100%, errores de $\pm 25\%$ suponen una penalización también del 25%, y errores de $\pm 5\%$ suponen una penalización también del 5% (Figura 2).

Como se puede observar en la Tabla 3, en las sub-cuencas que tenían un elevado error en su balance a lo largo de la simulación, los valores de NSE* y de VE* se reducen muy significativamente. Ahora, dichos criterios ya no indican que la simulación de los caudales sea buena, revelando que la hidrología no se está reproduciendo adecuadamente.

Tabla 3 | Resultados de las métricas de bondad de ajuste moduladas con la función $\phi(\varepsilon)$: NSE* y VE*.

Nombre	NSE*		VE*	
	Calibración	Validación	Calibración	Validación
Peralejos	0.406	0.305	0.542	0.367
Ventosa	0.000	0.000	0.000	0.000
Taravillas	0.000	0.000	0.000	0.000
Trillo	0.003	0.000	0.004	0.000
Entrepeñas	0.586	0.373	0.807	0.475
Priego Escabas	0.828	0.738	0.902	0.835
Huete	0.000	0.000	0.000	0.000
La Peraleja	0.000	0.000	0.000	0.000
Priego Trabaque	0.000	0.000	0.000	0.000
Molino de Chinchá	0.000	0.000	0.000	0.000
Alcantud	0.002	0.000	0.003	0.000
Buendía	0.799	0.440	0.856	0.492

Ahora sólo cuatro sub-cuencas son las que reproducen correctamente los caudales y cierran de forma satisfactoria el balance a lo largo del periodo de tiempo. Así, se evidencia que si bien el modelo es bueno para predecir los caudales de la cuenca estudiada, no sirve para comprender el funcionamiento real de su hidrología.

Incorporación de la función de penalización $\phi(\varepsilon)$ a la función objetivo NSE.

Como se ha señalado previamente la función $\phi(\varepsilon)$ se puede incorporar a una función objetivo con el fin de tener en cuenta tanto la bondad de ajuste como el error de balance (ε). Para ello, se vuelve a calibrar el modelo abcd para todas las sub-

cuencas empleando como función objetivo la multiplicación de NSE (Ecuación (2)) con la función $\phi(\epsilon)$ (Ecuación (5)). De este modo los parámetros se van a ajustar para que se maximice NSE y se minimice el error de balance.

En este caso los valores utilizados para α y β en la función de penalización son determinantes ya que sirven para ponderar el peso que se le está dando a cada componente. Por ejemplo, si se emplean valores elevados, la función priorizará el error del balance frente a NSE, y si se le da un valor a α próximo a cero la función $\phi(\epsilon)$ toma un valor próximo a 1 y no se le daría ninguna prioridad a reducir el error de balance. Para el caso que se viene modelando se han fijado α y β en 5 y 2 respectivamente, buscando un equilibrio entre ambos efectos.

Tal y como se puede observar de los valores presentados en la Tabla 4, al aplicar esta función objetivo se reduce el error de balance (ϵ) en seis de las ocho sub-cuencas, quedando ahora entre -1% y 14%, a costa de reducir levemente el valor final de NSE en las mismas. En dos sub-cuencas no es posible eliminar el error de balance que sigue siendo muy elevado, 306% y 405% respectivamente (Ventosa y Priego Trabaque). Respecto a la métrica VE, no hay cambios significativos y siguen indicando una buena reproducción de los caudales en volumen y tiempo. Así, la aplicación de la función $\phi(\epsilon)$ ha servido para forzar al modelo a que reduzca los errores de balance en las sub-cuencas en las que es posible, identificando dos en las que sería necesario cambiar la especificación del modelo ya que algún proceso hidrológico de salida de caudales (al acumular agua en el depósito de los acuíferos G) no se ha tenido en cuenta.

Tabla 4 | Resultados de las métricas de bondad de ajuste y error de balance determinadas con las funciones objetivo SSQ y la mixta creada multiplicando NSE con $\phi(\epsilon)$ (NSE*).

Función Objetivo	NSE		VE		ϵ	
	SSQ	NSE*	SSQ	NSE*	SSQ	NSE*
Peralesjos	0.749	0.761	0.829	0.840	23%	0%
Ventosa	0.329	0.329	0.847	0.847	405%	405%
Taravillas	0.657	0.442	0.851	0.808	85%	14%
Trillo	0.706	0.708	0.872	0.867	-77%	0%
Entrepeñas	0.727	0.762	0.874	0.884	13%	2%
Priego Escabas	0.830	0.830	0.904	0.904	-2%	-1%
Huete	0.730	0.488	0.861	0.816	237%	9%
La Peralesja	0.685	0.411	0.764	0.676	226%	13%
Priego Trabaque	0.577	0.581	0.715	0.718	331%	306%
Molino de Chíncha	0.843	0.620	0.869	0.794	170%	3%
Alcantud	0.551	0.739	0.805	0.862	55%	0%
Buendía	0.842	0.860	0.901	0.907	-8%	0%

CONCLUSIONES

En el presente estudio se ha realizado la modelización hidrológica de la cabecera del río Tajo mediante el modelo de balance abcd. La calibración de los parámetros minimizando los errores al cuadrado, ha proporcionado unos valores de bondad de ajuste elevados según las métricas NSE y VE. Por tanto, el modelo en su versión original puede ser utilizado en la zona de estudio con aplicaciones prácticas, como puede ser la propia evaluación de recursos hídricos, predicción de caudales a corto plazo o rellenado de series de caudales. Sin embargo, el análisis del balance hídrico que realiza el modelo en su interior ha revelado que en algunas sub-cuencas existe un elevado error nada despreciable, llegando a suponer en algunas una acumulación de más de cuatro veces el caudal de salida.

La función de penalización propuesta, que transforma dicho error en una variable adimensional con la que reducir la calidad de ajuste VE y NSE, ha servido para identificar de forma sencilla en qué cuencas no se está cerrando correctamente el balance hídrico y no se está recreando adecuadamente el ciclo hidrológico. Además, el uso de una nueva función objetivo creada mediante la unión de NSE y la función de penalización ha proporcionado una buena reproducción de los caudales de la zona, solucionando el error de balance en casi todas las cuencas. La imposibilidad de cerrar bien el balance hídrico en dos sub-cuencas, en las que se acumula agua de forma sistemática, indica que la conceptualización del modelo en ellas no es correcta y sería necesario cambiar el modelo o incluir procesos hidrológicos que permitieran la salida de agua de ellas (Pellicer-Martínez et al., 2015).

En este trabajo se demuestra que en las modelizaciones hidrológicas no sólo hay que fijarse el resultado que proporciona una o varias métricas de bondad de ajuste, sino que hay que realizar más comprobaciones, como es el simple estudio del balance hídrico aquí realizado, o incluso análisis más complejos como la determinación de la incertidumbre de los parámetros y su correlación (Mirzae et al., 2015). En su conjunto, estos análisis son una herramienta con la que poder validar, o más bien invalidar, la estructura del modelo empleado evitando que procesos hidrológicos determinantes en la zona de estudio queden fuera de la simulación. Esta información es crucial para así reducir la incertidumbre asociada al propio modelo y mejorar el conocimiento hidrológico de la zona estudiada con lo que se mejoraría a su vez la gestión de sus propios recursos hídricos.

AGRADECIMIENTOS

Este artículo es resultado del proyecto de investigación 19342/PI/14 financiado por la “Fundación Séneca-Agencia de Ciencia y Tecnología de la Región de Murcia” en el marco de PCTIRM 2011-2014.

REFERENCIAS

- Alley, W.M. 1984. On the Treatment of Evapotranspiration, soil-moisture accounting, and aquifer recharge in monthly water-balance models. *Water Resources Research*, 20(8), 1137-1149.
- BOE. 2008. Orden ARM/2656/2008, de 10 de septiembre, por la que se aprueba la *Instrucción de Planificación Hidrológica*. Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino. Boletín Oficial del Estado. nº 71. Madrid. pp. 12820-12821.
- Confederación Hidrográfica del Tajo (CHT). 2008. *Esquema Provisional de Temas Importantes de la parte española de la Demarcación Hidrográfica del Tajo*. Memoria. Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. España. Madrid.
- Confederación Hidrográfica del Tajo (CHT). 2015. *Plan Hidrológico de la parte española de la Demarcación Hidrográfica del Tajo*. Memoria. Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. España. Madrid.
- Criss, R.E., Winston, W.E., 2008. Do Nash values have value? Discussion and alternate proposals. *Hydrological Processes*, 22(14), 2723-2725.
- Frances, F., Velez, J.I., Velez, J.J. 2007. Split-parameter structure for the automatic calibration of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology*, 332(1-2), 226-240.
- Fylstra, D., Lasdon, L., Watson, J., Waren, A. 1998. Design and use of the Microsoft Excel Solver. *Interfaces*, 28(5), 29-55.
- Gupta, H.V., Kling, H. 2011. On typical range, sensitivity, and normalization of Mean Squared Error and Nash-Sutcliffe Efficiency type metrics. *Water Resources Research*, 47.
- Kizza, M., Rodhe, A., Xu, C.Y., Ntale, H.K. 2011. Modelling catchment inflows into Lake Victoria: uncertainties in rainfall-runoff modelling for the Nzoia River. *Hydrological Sciences Journal-Journal des Sciences Hydrologiques*, 56(7): 1210-1226.
- Klemes, V. 1986. Operational testing of hydrological simulation-models. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques*, 31(1): 13-24.
- V Jornadas de Ingeniería del Agua. 24-26 de Octubre. A Coruña

- Lasdon, L.S., Waren, A.D., Jain, A., Ratner, M. 1978. Design and testing of a generalized reduced gradient code for nonlinear programming. *ACM Transactions on Mathematical Software*, 4(1), 34-50.
- Lobanova, A., Koch, H., Liersch, S., Hattermann, FF., Krysanova, V. 2016. Impacts of changing climate on the hydrology and hydropower production of the Tagus River basin. *Hydrological Processes*, 30(26), 5039-5052.
- Lorenzo-Lacruz, J., Vicente-Serrano, S. M., Lopez-Moreno, J. I., Begueria, S., Garcia-Ruiz, J.M., Cuadrat, J.M. 2010. The impact of droughts and water management on various hydrological systems in the headwaters of the Tagus River (central Spain). *Journal of Hydrology*, 386(1-4), 13-26.
- Makhlouf, Z., Michel, C. 1994. A 2-parameter monthly Water-Balance Model for french watersheds. *Journal of Hydrology*, 162(3-4), 299-318.
- Mirzae, M., Huang, Y.K., El-Shafie, A., Shatirah, A. 2015. Application of the generalized likelihood uncertainty estimation (GLUE) approach for assessing uncertainty in hydrological models: a review. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 29(5), 1265-1273.
- Mouelhi, S., Michel, C., Perrin, C., Andreassian, V. 2006. Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model. *Journal of Hydrology*, 318(1-4): 200-214.
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V. 1970. River flow forecasting through conceptual models part I - A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3): 282-290.
- Pedro-Monzonis, M., Ferrer, J., Solera, A., Estrela, T., Paredes-Arquiola, J. 2015. Key issues for determining the exploitable water resources in a Mediterranean river basin. *Science of the Total Environment*, 503, 319-328.
- Pellicer-Martínez, F. and Martínez-Paz J.M., 2014a. Constrast and transferability of parameters of lumped water balance models in the Segura River Basin (Spain). *Water and Environment Journal*, 29, 43-50.
- Pellicer-Martínez, F., Martínez-Paz, J.M. 2014a. Assessment of interbasin groundwater flows between catchments using a semi-distributed water balance model. *Journal of Hydrology*, 519, 1848-1858.
- Pellicer-Martínez, F., González-Soto, I., Martínez-Paz, J.M. 2015. Analysis of incorporating groundwater exchanges in hydrological models. *Hydrological Processes*, 29, 4361-4366.
- Portela, M.M., Santos, J.F. 2007. Estimation of monthly stream flows based on the sequential water budget technique applied to the Thornthwaite potential evapotranspiration. In: Brebbia, C.A., Katsifarakis, K.L. (Eds.), *River Basin Management Iv*. WIT Transactions on Ecology and the Environment, pp. 159-168.
- Ritter, A., Munoz-Carpena, R., 2013. Performance evaluation of hydrological models: Statistical significance for reducing subjectivity in goodness-of-fit assessments. *Journal of Hydrology*, 480, 33-45.
- Thomas, H.A. 1981. Improved Methods for National Water Assessment. Report, contract WR 15249270. U.S. *Water Resources Council*, Washington, DC.
- Vandewiele, G.L., Xu, C.Y., Larwin, N. 1992. Methodology and comparative-study of montly Water-Balance Models in Belgium, China and Burma. *Journal of Hydrology*, 134(1-4), 315-347.
- Wurbs, R.A. 2005. Modeling river/reservoir system management, water allocation, and supply reliability. *Journal of Hydrology*, 300(1-4), 100-113.
- Xu, C.Y., Singh, V.P. 1998. A Review on Monthly Water Balance Models for Water Resources Investigations. *Water Resources Management*, 12(1), 31-50.

- Xue, X.W., Zhang, K., Hong, Y., Gourley, J.J., Kellogg, W., McPherson, R.A., Wan, Z.M., Austin, B.N. 2016. New Multisite Cascading Calibration Approach for Hydrological Models: Case Study in the Red River Basin Using the VIC Model. *Journal of Hydrology Engineering*, 21:2.
- Wang, Q. J., Pagano, T.C., Zhou, S.L., Hapuarachchi, H.A.P., Zhang, L., Robertson, D.E. 2011. Monthly versus daily water balance models in simulating monthly runoff. *Journal of Hydrology*, 404(3-4), 166-175.
- Zhang, L., Potter, N., Hickel, K., Zhang, Y., Shao, Q. 2008. Water balance modeling over variable time scales based on the Budyko framework - Model development and testing. *Journal of Hydrology*, 360(1-4), 117-131.