

Modelación hidrológica a paso diario de la cuenca del río Luján, Provincia de Buenos Aires

Aníbal Sánchez Caro¹ y Juan Federico Bianchi².

¹: Universidad Nacional de Luján. ²: Instituto Nacional del Agua

E-mail: jbianchi@ina.gob.ar

RESUMEN: La estimación de los caudales a intervalo de tiempo diario para un curso de agua resulta un dato de relevancia para actividades tan variadas como la mitigación de inundaciones y la modelación de las variables físico-químicas del agua superficial. Desafortunadamente, el río Luján actualmente carece de un registro continuo de esta variable, lo cual obliga a estimarla a través de modelos hidrológicos calibrados a partir de registros históricos de precipitación y caudal, asumiendo la estacionariedad de la respuesta del sistema. Por lo tanto se ajustaron los parámetros de un modelo hidrológico de tipo conceptual con los registros hidrométricos existentes (1988-2006, limnógrafo del Puente vehicular de Jáuregui) utilizando como forzantes los datos pluviométricos de las estaciones meteorológicas Gowland y UNLU y una evapotranspiración potencial climática, para obtener una serie de caudales simulados. Luego se realizó una serie de mediciones de caudal en dicha sección del río y se contrastó con la serie simulada. Tanto la calibración como la contrastación del modelo hidrológico resultaron satisfactorias, pudiéndose simular con un margen de error aceptable el hidrograma de la crecida extraordinaria de octubre-noviembre de 2012. Esto aporta evidencia a favor de la estacionariedad del sistema, posibilitando la utilización de este modelo como una herramienta en el manejo del recurso hídrico.

INTRODUCCIÓN

El caudal transportado por un curso de agua en una determinada sección de interés es una variable clave tanto para el estudio como para la toma de decisiones en el manejo del recurso hídrico y las zonas ribereñas. La medición a intervalos regulares de la altura limnimétrica, junto con mediciones más esporádicas del caudal, es la manera más frecuente de obtener dicho dato. Estas mediciones, aparte de constituir un valioso dato en sí, si además disponemos de mediciones pluviométricas y estimaciones de evapotranspiración, nos permiten estudiar el comportamiento hidrológico de la cuenca y poder anticiparnos a la respuesta del hidrograma a un determinado pulso de lluvia (medido o pronosticado) dadas unas ciertas condiciones de humedad antecedentes. Del mismo modo resulta posible reconstruir la serie de caudales cuando las mediciones se interrumpen.

CUENCA DE ESTUDIO

El río Luján se ubica en el NE de la provincia de Buenos Aires, drena una cuenca de aproximadamente 2600 km², y fluye en dirección SO-NE por unos 135 km hasta confluir con cursos de la cuenca del Paraná, y

posteriormente desaguar en el río de La Plata. En el río Luján pueden distinguirse un curso superior, uno medio y uno inferior. El superior tiene unos 60 km de longitud y va desde las nacientes hasta la localidad de Jáuregui, recibiendo los afluentes más importantes en caudal (arroyos Moyano, Grande, Balta y Ranchos). Presenta un drenaje escaso y una pendiente media de 0,40 m/km. Esta parte de la cuenca correspondería a una llanura alta formada básicamente por sedimentos pampeanos. El curso medio mide unos 35 km y llega hasta la localidad de Pilar. Esta sección tiene una pendiente media de 0,83 m/km, y presenta un mayor drenaje y un desarrollo más notorio en la margen norte. Es la parte de la cuenca que tiene un relieve más acentuado, constituyendo lo que en EASNE (1972) se denomina llanura intermedia. El curso inferior es el que muestra menor pendiente tanto en el cauce principal como en sus afluentes (0,05-0,16 m/km), atraviesa la zona del Delta en Tigre y desemboca en el Río de la Plata.

El régimen de alimentación del río es pluvial -vía capa freática- y su caudal medio es de 5,4 m³/s. Tradicionalmente la mayor parte de la superficie de la cuenca ha sido utilizada para explotación agrícola-ganadera extensiva; sin embargo, asociadas a las zonas urbanas se han establecido también industrias. Actualmente en la cuenca habita más de un millón de personas. Cerca del río se ubican ciudades como Suipacha, Mercedes, Luján (en donde el curso ha sido endicado) y Pilar, áreas que utilizan al río y a sus tributarios para descargar efluentes líquidos urbanos e industriales, con disímil grado de tratamiento previo y potencial efecto sobre el ecosistema. Se trata por lo tanto de una cuenca altamente antropizada, donde acelerada modificación de los usos del suelo y del agua, no siempre debidamente planificada, determina un complejo mapa del riesgo de inundaciones y deterioro del recurso hídrico.

ANTECEDENTES HIDROLÓGICOS EN EL ÁREA DE ESTUDIO

En el año 1989 la Universidad Nacional de La Plata, a través de la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires presentó el informe de un estudio hidrológico realizado luego de las catastróficas inundaciones que sufrió la ciudad de Luján en el año 1985 (UNLP, 1989). Este trabajo se basó en los registros del limnógrafo y los aforos realizados por la Dirección Provincial de Hidráulica desde el año 1971 en puente Jáuregui y otros registros limnimétricos obtenidos por organismos civiles del Municipio, los cuales corresponden casi en su totalidad a eventos de crecida. De la reconstrucción de los hidrogramas de crecida se extrajeron parámetros de hidrogramas unitarios sintéticos asociados a distintas condiciones de humedad antecedente, estas últimas calculadas en base a los métodos API (Antecedent Precipitation Index, EEUU) y PIP (Pérdida Inicial Potencial, URSS). El mismo concluye que para estimar cuantitativamente con suficiente confiabilidad las influencias de largos periodos acumulados precedentes del índice de humedad antecedente en la generación de escorrentía resulta necesario aumentar la densidad de los registros limnimétricos. Por ello se procede a sistematizar un ritmo de lecturas de escala en el balneario de la ciudad de Luján, mientras que se comienza la construcción de una estación limnigráfica en puente Jáuregui. Sin embargo, las lecturas se discontinuaron al corto tiempo, por lo cual en el presente la información disponible sigue estando limitada a eventos de crecidas.

Un segundo esfuerzo hacia la mitigación de eventos de gran magnitud, surgido de la Universidad de Luján (Goldberg, 2005), analiza diez eventos entre 1984 y 2001. Mediante ajustes estadísticos relaciona las alturas máximas y la variación temporal de la altura de estos diez hidrogramas con la precipitación antecedente entre 1 y 5 días y la intensidad diaria media máxima de precipitación. Los autores concluyen que las variables analizadas constituyen buenos predictores de la altura del río pero que las relaciones poseen una elevada dispersión debido a la utilización de la precipitación en un único punto de la cuenca. Por lo tanto, proponen la utilización de la precipitación areal de la cuenca para mejorar el pronóstico. Actualmente la UNLU está llevando a cabo una campaña de medición e integración de la información de pluviómetros de diversas instituciones y particulares (Goldberg, 2011).

En el año 2007 el Instituto Nacional del Agua realizó un estudio hidrológico e hidráulico de la cuenca del río Luján con sección de cierre en el cruce con el puente de la Ruta Nacional N° 9, con el fin de determinar zonas con riesgo de inundaciones por desbordes (Brea, 2007). Para ello utilizaron el modelo HEC-HMS distribuido por subcuencas, alimentado con datos pluviométricos y una base cartográfica de topografía y suelos. Este modelo de eventos, basado en el método del Número de Curva y el método del hidrograma unitario adimensional, ambos desarrollados por el SCS (Soil Conservation Service, EEUU), se utilizó para simular la generación de escorrentía de la cuenca (condición de borde del sistema). A la salida del mismo se acopló el modelo hidrodinámico MIKE11, el cual en base a información planialtimétrica de detalle del valle fluvial evalúa los niveles, caudales y velocidades de escurrimientos unidimensionales en diferentes secciones transversales a la dirección principal del flujo del tramo de estudio, para distintas recurrencias de precipitación propuestas.

Se calcularon los hidrogramas característicos para lluvias de diseño de 2, 5, 25, 50 y 100 años de tiempo de retorno, a partir de los cuales se corrió el modelo hidrodinámico para obtener los niveles de agua asociados a distintas recurrencias, construyendo mapas de las zonas con distintos niveles de peligro de inundación. La calibración consistió en el ajuste del coeficiente de rugosidad “n de Manning” del modelo hidrodinámico en base a la comparación de los hidrogramas simulados con los registros hidrométricos de una tormenta acontecida en 1984, para la cual también se poseían registros pluviométricos de suficiente densidad. El informe concluye que a pesar de que se elaboró un producto útil para la gestión, es necesario instalar elementos de medición de las distintas variables hidrológicas e hidráulicas que permitan explicar mejor los procesos y mejorar la información de entrada en el modelo de simulación propuesto.

OBJETIVOS

Generar una serie de caudales simulados a paso diario para el río Luján en la sección Puente Jáuregui para el periodo 1988-2013, para lo cual es necesario:

☞ recopilar información hidrométrica y pluviométrica preexistente,

- ☞ calibrar y validar un modelo hidrológico con dichos datos, y
- ☞ realizar mediciones de caudal para contrastar la salida del modelo.

METODOLOGÍA

Delimitación de la cuenca

Se utilizó un modelo digital de elevación de 90 metros de resolución horizontal y 1 metro de resolución vertical (USGS, 2004) para determinar los límites de la cuenca definiendo como punto de cierre el puente vehicular sobre el río Luján en la localidad de Jáuregui. Se utilizó el software libre GRASS 6.4 para obtener en primer lugar un mapa de la dirección de drenaje (con el comando **r.watershed**) y a partir del mismo, el recorte de la cuenca (con **r.water.outlet**). La cuenca resultante, con un área de 1984 km², se muestra en la figura 1.

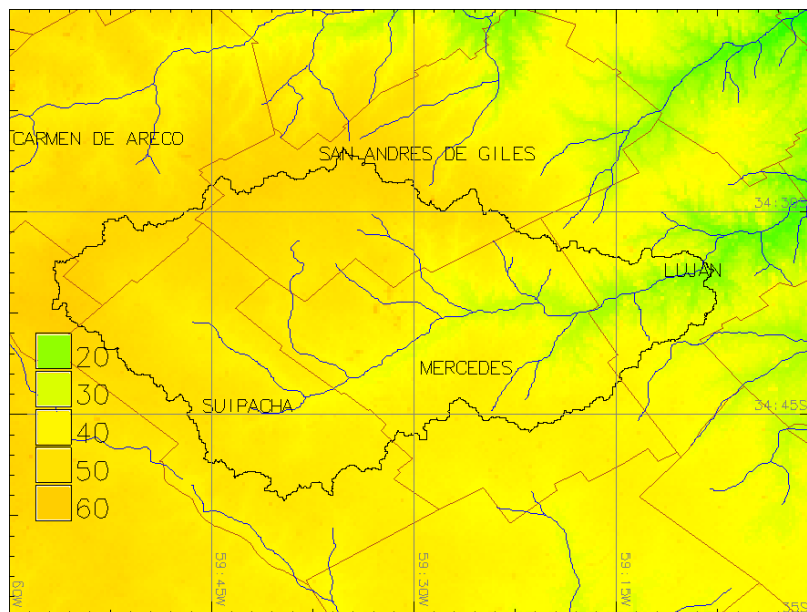


Figura 1.- Cuenca del río Luján con cierre en Jáuregui.

Obtención de datos: Medición de variables hidrométricas

Se utilizaron los registros de nivel hidrométrico de un limnógrafo que funcionó intermitentemente entre 1988 y 2005, ubicado sobre el puente vehicular de la localidad de Jáuregui, a 6 km río arriba de Luján. Actualmente dicho instrumento se encuentra fuera de servicio. Durante los periodos en que funcionó, la frecuencia de muestreo fue entre 1 lectura diaria (12hs) para estiajes y 4 lecturas diarias (0, 6, 12 y 18 hs) en crecidas.

Entre el 17/8/2012 y el 9/1/2013 realizamos 35 aforos en la sección de interés. Se midió la velocidad superficial mediante flotadores dividiendo la sección del río bajo el puente vehicular en varias secciones parciales. Con un cronómetro, se midió el tiempo de traslado de los flotadores entre las secciones correspondientes a los bordes aguas arriba y aguas abajo del puente, cuyo ancho se midió. La velocidad superficial en cada sección parcial se calculó como el cociente entre el ancho del puente y el tiempo de traslado promedio de los flotadores. Para convertir la velocidad superficial en velocidad promedio en la vertical comúnmente se utiliza un coeficiente de 0,85 (OMM, 2011). En las mismas secciones parciales se midió la profundidad para calcular el área de cada sección parcial. Las descargas parciales se calculan multiplicando la velocidad promedio de cada sección parcial por su área. El caudal total se calcula sumando las descargas parciales. Con una cinta métrica suspendida desde la baranda del puente, de cota conocida (B), se midió la distancia a la superficie del agua (d). Sustrayendo ésta a la cota de la baranda se obtuvo la cota de la superficie del agua, a la cual se sustrajo la cota del cero de escala del limnógrafo (Z) para obtener una medida de nivel homóloga a los registros de dicho instrumento: $H=B-d-Z$, donde $B=22,95$ msnm, $Z=12,64$ msnm.

Se obtuvo una serie de datos para diferentes fases hidrológicas del río: crecientes, recesiones, caudal base. A partir de estos datos observamos que la relación entre nivel y caudal en espacio logarítmico se aproxima a un único segmento de línea recta (véase Figura 2). Mediante regresión simple se obtuvo la expresión $H=0,09348Q^{0,79}$ con un coeficiente de regresión de $R^2=0,98$. Invertiendo la relación, obtenemos

$$Q = 20,086H^{1,266} \quad (1)$$

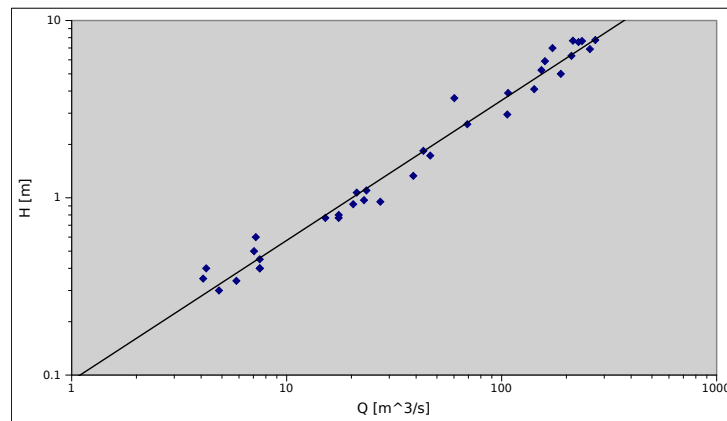


Figura 2.- Pares altura-caudal (agosto 2012 a enero 2013; n = 35) y curva de gasto.

Utilizando la expresión 1 y a partir de los registros de altura del limnógrafo de Puente Jáuregui, obtuvimos los caudales para la sección de interés (véase figuras 3 y 4). Luego mediante interpolación lineal obtuvimos una serie de caudales instantáneos correspondiente a las 9 AM de cada día con al menos un registro, para dar un total de 4613 valores de caudal.

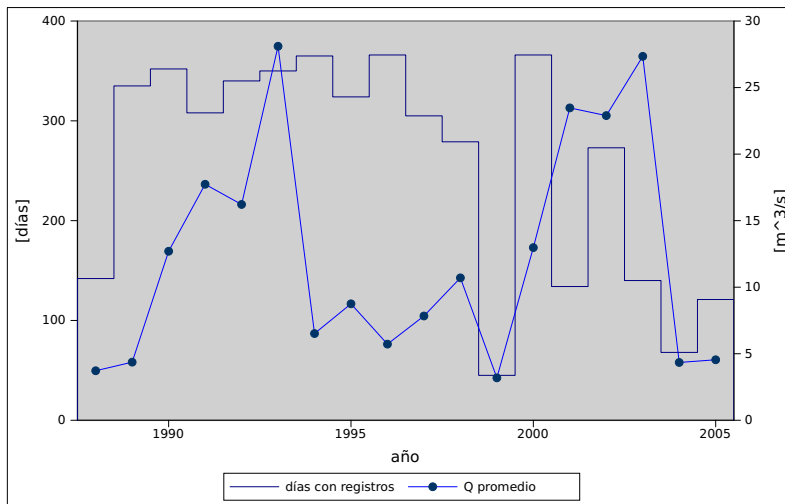


Figura 3.- Días con registros limnimétricos por año y caudal promedio anual, Limnógrafo Puente Jáuregui.

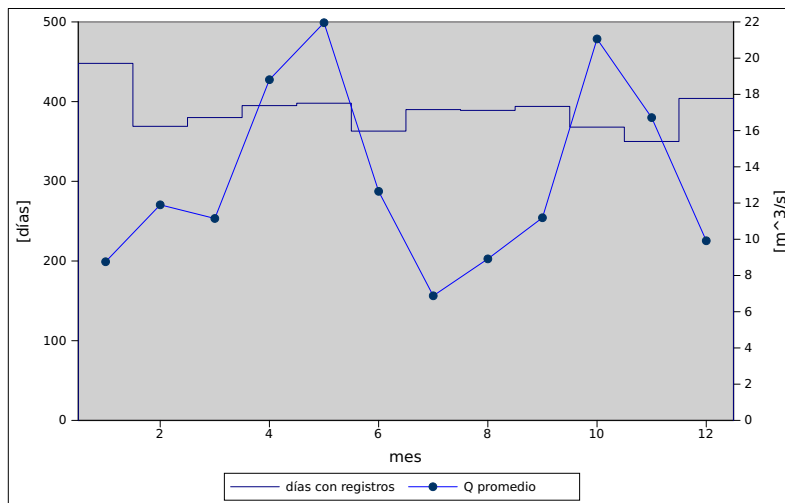


Figura 4.- Días con registros limnimétricos por mes y caudal promedio mensual (1988-2005), Limnógrafo Puente Jáuregui.

Obtención de datos: Medición de las precipitaciones

Para el periodo de interés completo se dispone del registro continuo de precipitaciones diarias de dos pluviómetros (Gowland, en el partido de Mercedes y UNLU, en el partido de Luján). Para transformar los datos puntuales en un valor areal se utilizó el método del vecino más próximo, según el cual se asigna a cada punto dentro de la cuenca el valor de precipitación registrado por el pluviómetro más cercano. De este modo, la media areal resulta de un promedio ponderado de los valores registrados por los pluviómetros. En el cuadro 1 se muestra el área de influencia de cada pluviómetro, la cual determina el peso de cada uno en el cálculo de la precipitación media areal. En la figura 5 se muestran los promedios mensuales junto con los cuartiles de cada mes para el periodo 1989-2012, evidenciándose un cierto grado de estacionalidad en el régimen pluvial con mayores precipitaciones entre octubre y abril.

Tabla 1.- Ubicación de las estaciones pluviométricas utilizadas

	longitud	latitud	área	%
UNLU	-59,07	-34,6	74,42 km ²	3,73
Gowland	-59,58	-34,63	1919,86 km ²	96,27

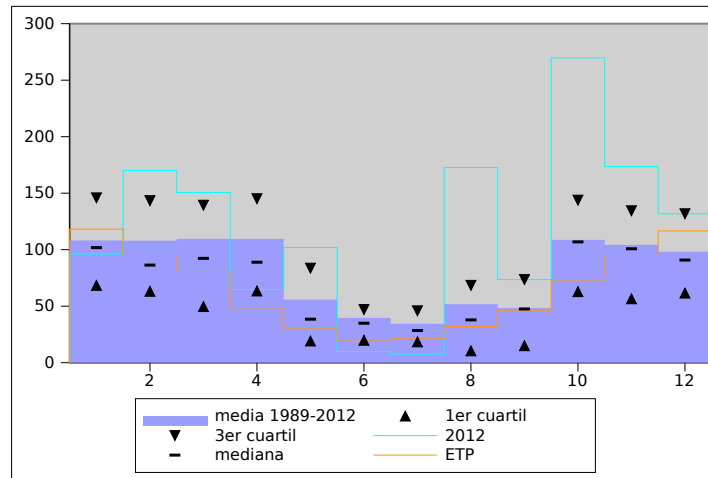


Figura 5.- Promedios mensuales de precipitación media areal

Desde comienzos de 2012, la disponibilidad de registros de precipitación suministrados por la red de observadores pluviométricos coordinada desde la Universidad Nacional de Luján (Goldberg, 2011), nos ha posibilitado calcular una tasa de precipitación media areal más precisa, debido a la mayor densidad de mediciones a lo largo y ancho de la cuenca de estudio. Por lo tanto, para el periodo de contrastación del modelo (1-2012 a 1-2013), obtuvimos la forzante de precipitación a partir de dicha fuente, utilizando la misma técnica de interpolación espacial. No todos los pluviómetros funcionaron durante todo el periodo de contrastación, por lo cual el área de influencia de cada uno varía de mes a mes. En la figura 5 se muestra la serie de totales mensuales de 2012.

Obtención de datos: Evapotranspiración potencial

Se calculó la evapotranspiración potencial media anual mediante el método de Thornthwaite (Thornthwaite, 1955). Luego se distribuyó el total anual en valores diarios utilizando el modelo basado en Jensen-Haise y McGuinness, el cual utiliza como datos de entrada las temperaturas medias diarias climáticas y la radiación extraterrestre (Oudin, 2005). La fórmula utilizada fue:

$$PE = \frac{E_0 - \Delta T}{K_1 + K_2} + K_2 > 0; \text{ caso contrario } PE = 0 \quad (2)$$

Donde: PE : Tasa de evapotranspiración potencial (mm/día), R_e : Radiación extraterrestre ($MJm^{-2}día^{-1}$), que depende de la latitud y el día Juliano, ρ : Flujo de calor latente (se tomó el valor $2,45 MJkg^{-1}$), ρ_w : Densidad del agua (kgm^{-3}), T_a : Temperatura media diaria del aire ($^{\circ}C$), K_1 ($^{\circ}C$) y K_2 ($^{\circ}C$): Parámetros para ajustar el modelo. Los datos de temperaturas medias diarias climáticas se tomaron de la estación meteorológica de Gowland. En la figura 5 se muestran los valores mensuales de evapotranspiración potencial, mostrando un predominio de los excesos hídricos (febrero-noviembre) y un corto periodo de déficit (diciembre-enero).

Modelación hidrológica

La simulación de caudales a partir de datos pluviométricos se realiza usualmente a través de modelos matemáticos, los cuales pueden ser determinísticos o probabilísticos, agregados o distribuidos, de base física o empíricos, continuos o de eventos. La decisión acerca de qué tipo de modelo adoptar debe basarse tanto en las características de la cuenca que se pretende modelar, el tipo de producto de salida requerido, como de la disponibilidad de datos en relación a las demandas del modelo. En este estudio se utilizó un modelo determinístico, agregado, conceptual y continuo. El paso del modelo se fijó de acuerdo con los objetivos del estudio y las características de la cuenca, en diario.

Los modelos hidrológicos conceptuales de inspiración física realizan el balance de la humedad del suelo para evaluar la relación entre precipitación y escurrimiento (Georgakakos, 1996). Normalmente dividen al suelo en varias capas (componente de balance hídrico), las cuales presentan flujos de carga y descarga entre sí, con la atmósfera, los acuíferos y la red hidrográfica. El flujo que ingresa a la red hidrográfica atraviesa un componente de atenuación y retardo para dar forma al hidrograma de salida. Existen muchos modelos de este tipo, los cuales varían en cantidad de parámetros y requerimientos de datos. Uno de los más difundidos es el Sacramento Soil Moisture Accounting (Burnash, 1973), del cual se deriva la versión simplificada (Georgakakos, 1996) que se utiliza en este trabajo.

La estructura del modelo utilizado consta de dos componentes con una formulación diferencial para modelar la secuencia de procesos de precipitación-escurrimiento y traslación del hidrograma. El primer componente es de balance hídrico del suelo, conceptualizado como dos capas, en el cual se lleva cuenta de la humedad contenida en el mismo en función de la precipitación y la evapotranspiración potencial. La fracción de escurrimiento directa es una función potencial del estado de saturación de la capa superficial de suelo, mientras que la escurrimiento subterránea depende linealmente del estado de la capa inferior. La percolación de la primer capa hacia la segunda es una función no lineal del estado de ambas capas. Todos los coeficientes y exponentes de las funciones son parámetros libres del modelo.

El segundo componente simula el proceso de traslación y atenuación del hidrograma a lo largo de la red de drenaje por medio de una cascada de dos embalses lineales conceptuales de igual tasa de recesión, la cual es un parámetro libre del modelo. La entrada a la cascada es la salida del primer componente (la suma de la escurrimiento directa y subterránea). El hidrograma de salida de la cascada es la salida final del modelo.

Las ecuaciones que gobiernan los procesos, siguiendo la nomenclatura de Guetter (2000), son las siguientes:

$$\frac{dX_1}{dt} = P - SR - PC - ET_1 - INT \quad (3)$$

$$\frac{dX_2}{dt} = PC - ET_2 - GW \quad (4)$$

$$\frac{dX_3}{dt} = (SR + BF) - \alpha X_3 \quad (5)$$

$$\frac{dX_4}{dt} = \alpha X_3 - \alpha X_4 \quad (6)$$

donde: dX_1/dX_2 : Contenido de agua en la capa superior/inferior del suelo [L] (variables de estado), X_3 y X_4 : Almacenamientos en los embalses lineales [L] (variables de estado), P : Intensidad de la precipitación [L/T], SR : Escurrimiento superficial [L/T], PC : Tasa de percolación [L/T], ET_1/ET_2 : Tasa de evapotranspiración de la capa superior/inferior del suelo [L/T], INT : Aporte al flujo base desde la capa superior del suelo [L/T], GW : Aporte al flujo base y recarga del acuífero desde la capa inferior del suelo [L/T], \square : Inversa de la constante de recesión de los embalses lineales [1/T], y BF : Flujo base [L/T]. Una descripción exhaustiva de las ecuaciones de los procesos involucrados puede encontrarse en Goniadzi (2012). En la figura 6 se presentan en forma esquemática las relaciones funcionales que componen el modelo.

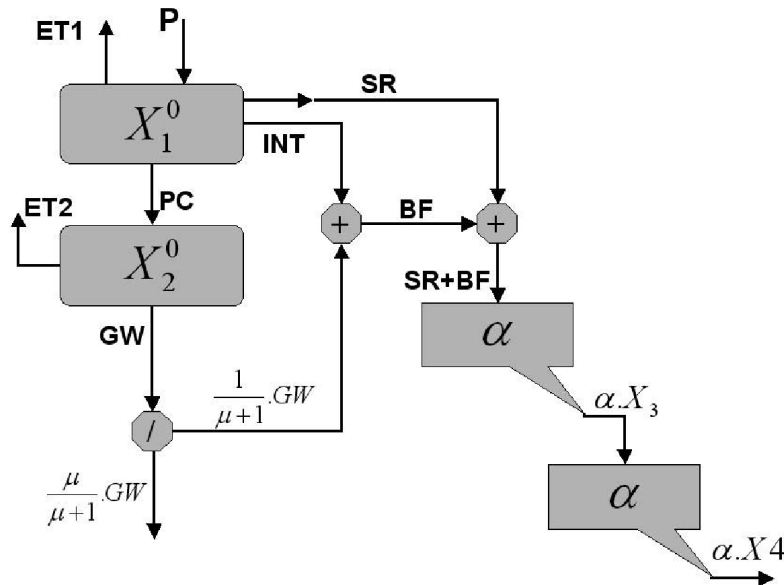


Figura 6.- Representación esquemática del modelo Sacramento

Modelación hidrológica en sistemas semi-típicos

Los sistemas hidrológicos, según el grado de integración del drenaje, pueden clasificarse según Zimmerman (2000) en:

⑩ **típicos**: los límites del sistema, que se trazan siguiendo las divisorias de aguas, están bien definidos y ningún flujo superficial puede atravesarlos, salvo por la salida. Existe una red de drenaje jerarquizada que integra el escurrimiento superficial y lo conduce hacia una única salida sobre el curso principal. Se dan cuando la pendiente es apreciable y el clima húmedo. Es la cuenca hidrográfica en sentido estricto.

⑩ **no típicos**: se apartan del esquema típico por presentar una o varias anomalías, como: pluralidad de puntos de salida, fronteras indefinidas, ausencia de una red de cursos jerarquizados (predominancia de flujos epidérmicos y/o alternancia del sentido de escurrimiento). Se dan en regiones muy planas, donde la energía morfogénica resulta insuficiente para labrar la red de escurrimiento.

⑩ **semi-típicos**: presentan características de ambos esquemas.

En las herramientas clásicas de la hidrología subyace el modelo conceptual de los sistemas típicos. Allí el flujo superficial puede analizarse unidimensionalmente. Por lo contrario, los sistemas no típicos requieren otro modelo conceptual para describirlos, ya que el flujo es básicamente bidimensional y difuso, y la acumulación es importante, lo cual favorece los intercambios verticales (evaporación e infiltración), reflejándose esto en una notable reducción del coeficiente de escorrentía.

En base a lo afirmado en la literatura y al análisis de la información hidrométrica y la geomorfología se evidencia que la cuenca de estudio posee características de ambos esquemas, pudiendo clasificarse como un **sistema hidrológico semi-típico**. Entre sus características 'típicas' se encuentran su punto de cierre único y su divisoria bien definida. Sus aspectos 'no típicos' son su escasa pendiente longitudinal, la presencia de grandes áreas sin red de escurrimiento lineal y su bajo coeficiente de escorrentía (0,087). La predominancia de procesos arreicos y endorreicos se evidencia principalmente en la alta cuenca, donde se observan numerosas cubetas de deflación eólica que albergan cuerpos de agua lénticos permanentes y temporarios, en gran parte desconectados del drenaje regional, salvo en épocas de excesos extraordinarios. Estas grandes áreas de comportamiento no típico pueden estar explicando por un lado el bajo coeficiente de escorrentía de la cuenca, y por otro, los elevados picos de crecida observados en épocas de grandes excesos.

Siguiendo esto último, resultó necesario modificar el esquema de simulación de la generación de escorrentía debido a la presencia de un elemento hidrológico no típico. Por lo tanto se introduce el concepto de **área de aporte efectiva** ($0 < A_e \leq 1$), que se define como la fracción del área total de la cuenca que en un momento dado se encuentra hidrológicamente integrada y conectada con la salida. De este modo, el caudal simulado se representa mediante la siguiente ecuación:

$$Q_{sim} = \alpha X_4 A A_e \quad (7)$$

donde X_4 [L] es el almacenamiento en el segundo embalse de la cascada de propagación, A [L^2] es el área de la cuenca y A_e [1] es la fracción de área de aporte efectiva. Según el modelo perceptual planteado en el párrafo precedente el área de aporte varía según la condición de humedad del sistema. Sin embargo, no existe en la literatura un modelo conceptual que refleje esta relación entre área de aporte y estado de humedad del

sistema. Por lo tanto hemos optado por un valor fijo de A_e para el periodo de simulación. El mismo se obtuvo empíricamente mediante calibración considerándolo un parámetro más del modelo. Por lo tanto, no debe darse una interpretación física directa del valor obtenido de A_e sino que debe entenderse que, dadas ciertas forzantes, el hidrograma observado se explica mejor considerando un área de aporte igual a A_e veces el área total de la cuenca.

Calibración y validación

La calibración se realizó en forma automática utilizando el algoritmo de optimización numérica Downhill Simplex (Nelder & Mead, 1965). La función objetivo a minimizar fue la sumatoria del cuadrado de las diferencias entre los valores de caudal observado y simulado para el periodo de simulación.

$$F_{obj} = \sum_{i=1}^N (Q_{obs} - Q_{sim})^2 \quad (8)$$

Adicionalmente se calcularon otros indicadores del grado de ajuste del modelo (véase tabla 2).

Tabla 2.- índices de eficiencia del modelo hidrológico

$dif.med. = \frac{Q_{sim} - Q_{obs}}{Q_{obs}} \quad (9)$ <p>Q_{obs}, Q_{sim}: caudales observado y simulado</p>
$dif.dev. = \frac{S_{Q_{sim}} - S_{Q_{obs}}}{S_{Q_{obs}}} \quad (10)$ <p>S: desvío estándar</p>
$r_{Pearson} = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{obs})(Q_{sim,i} - Q_{sim})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{obs})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{sim,i} - Q_{sim})^2}} \quad (11)$ <p>$1 \leq i \leq n$: observaciones</p>
$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{sim,i})^2}{n}} \quad (12)$
$SPEDS = \frac{100}{n} \sum_{i=1}^n b_{t,i} b_{t+1} \quad b_{t,i} b_{t+1} = 1 \text{ para } (Q_{obs,t} - Q_{obs,t-1})(Q_{sim,t} - Q_{sim,t-1}) \geq 0; b_{t,i} b_{t+1} = 0 \text{ caso contrario} \quad (13)$
$R_{Nash} = 1 - \frac{\sum_{j=1}^J (Q_{obs,j} - Q_{sim,j})^2}{\sum_{j=1}^J (Q_{j,obs} - Q_{obs})^2} \quad (14)$ <p>$1 \leq j \leq J$: paso del modelo</p>

La validación se realizó calculando la función objetivo y los demás índices para un conjunto de datos independiente.

RESULTADOS

Calibración y validación

Se calibró y se validó el modelo hidrológico utilizando la serie de caudales de Puente Jáuregui entre el 9/6/1988 y el 31/8/2005 (discontinua). En la Tabla 3 se detallan aspectos de la calibración y se muestran los indicadores de eficiencia. En la Tabla 5 se muestran los parámetros obtenidos.

Con índices de eficiencia de Nash-Sutcliffe de 0,68 en calibración y 0,57 en verificación, consideramos satisfactorio el ajuste. El índice *SPEDS* indica que el modelo acompaña satisfactoriamente las fases de ascenso y descenso del caudal. La diferencia en la media señala que globalmente el modelo produce una salida de caudal similar a la observada. Observando los hidrogramas se puede apreciar que el modelo reproduce satisfactoriamente una alta proporción de los hidrogramas de crecida observados, mientras que la proporción de falsos positivos de intensidad significativa (picos en el hidrograma simulado no observados en la realidad) es reducida.

Contrastación

A partir de los parámetros obtenidos mediante calibración, se simularon los caudales para el periodo sin registros (9-2005 a 1-2013, figuras \ref{plot12} a \ref{plot15}). Comparando la salida del modelo con los valores registrados durante 2012, podemos ver que el modelo reproduce satisfactoriamente la señal observada, siendo de especial interés el pico de la crecida ocurrida entre fines de octubre y principios de noviembre, la cual anegó amplias zonas de la ciudad de Luján (6 km río abajo de la sección de cierre del modelo) y forzó la evacuación de más de 400 personas. Esto nos aporta evidencia a favor de la hipótesis de estacionariedad de la dinámica del río en la sección estudiada entre el periodo de calibración y la actualidad, lo cual apoya la validez del modelo. Adicionalmente, esto indica que los registros de la red de observadores pluviométricos de la cuenca del Luján permiten obtener una tasa diaria de precipitación media areal fiable.

CONCLUSIONES

El ajuste del modelo hidrológico Sacramento Simplificado para la cuenca del río Luján con cierre en Puente Jáuregui demuestra que, si se dispone de registros pluviométricos, es posible reproducir satisfactoriamente la dinámica diaria del caudal y, dado que el tiempo de concentración de la cuenca es aproximadamente 30 hs, anticiparse a situaciones de peligro de inundación debido a crecidas. Se demostró además que para lograr una simulación satisfactoria del caudal es suficiente con un pequeño número de estaciones pluviométricas. Es importante también destacar que en el presente esquema de modelación no resulta necesario obtener ni estimar otras variables estáticas o dinámicas de la cuenca (salvo la temperatura diaria climática y el área de la cuenca, ambas fácilmente adquiribles), ya que el ajuste del modelo se apoya por completo en la calibración automática contra valores de caudal observado. Por ello, cabe destacar la importancia de haber

contado con una serie lo suficientemente larga de registros de altura limnimétrica acompañados de un número significativo de aforos representativos de todo el rango de alturas observadas. Esto no quiere significar que no resulta necesario volver a medir sistemáticamente los caudales, sino que, por el contrario, dicha información es irremplazable a la hora de ajustar un modelo fiable a una sección de interés.

En cuanto a la no tipicidad de la cuenca de estudio, el valor obtenido de área efectiva de 0,7 resulta verosímil teniendo en cuenta la falta de integración de la red de avenamiento que se observa mediante imágenes satelitales, principalmente en la cuenca alta. Estudios más detallados pueden aportar evidencia empírica que mejore la definición del área efectiva e incluso permita avanzar hacia un modelo de área efectiva dinámica.

Tabla 3.- Datos e indicadores de eficiencia de la calibración.

	calibración	validación
Periodos	01/11/1988-01/01/1995 01/01/2000-01/01/2005	09/06/1988-31/10/1988 02/01/1995-31/12/1999 02/01/2005-31/08/2005
número de observaciones	3050	1563
diferencia media	13,9%	9,00%
diferencia desvío estándar	-3,1%	6,6%
$RMSE$ [m ³ /s]	16,9	10
$r_{Pearson}$	0,84	0,80
R_{Nash}	0,68	0,58
$SPEDS$	75,3	80,9

Tabla 4.- Parámetros del modelo Sacramento Modificado.

parámetro	unidad	valor	parámetro	unidad	valor
X_1^0	[mm]	110.56	\square	[1]	0.11
X_2^0	[mm]	264.14	\square	[1/día]	0.81
m_1	[1]	0.77	m_2	[1]	5.73
c_1	[1/día]	$6,8054 \cdot 10^{-2}$	m_3	[1]	10^{-9}
c_2	[1]	570.94	A_e	[1]	0.7
c_3	[1/día]	$3,4676 \cdot 10^{-3}$			

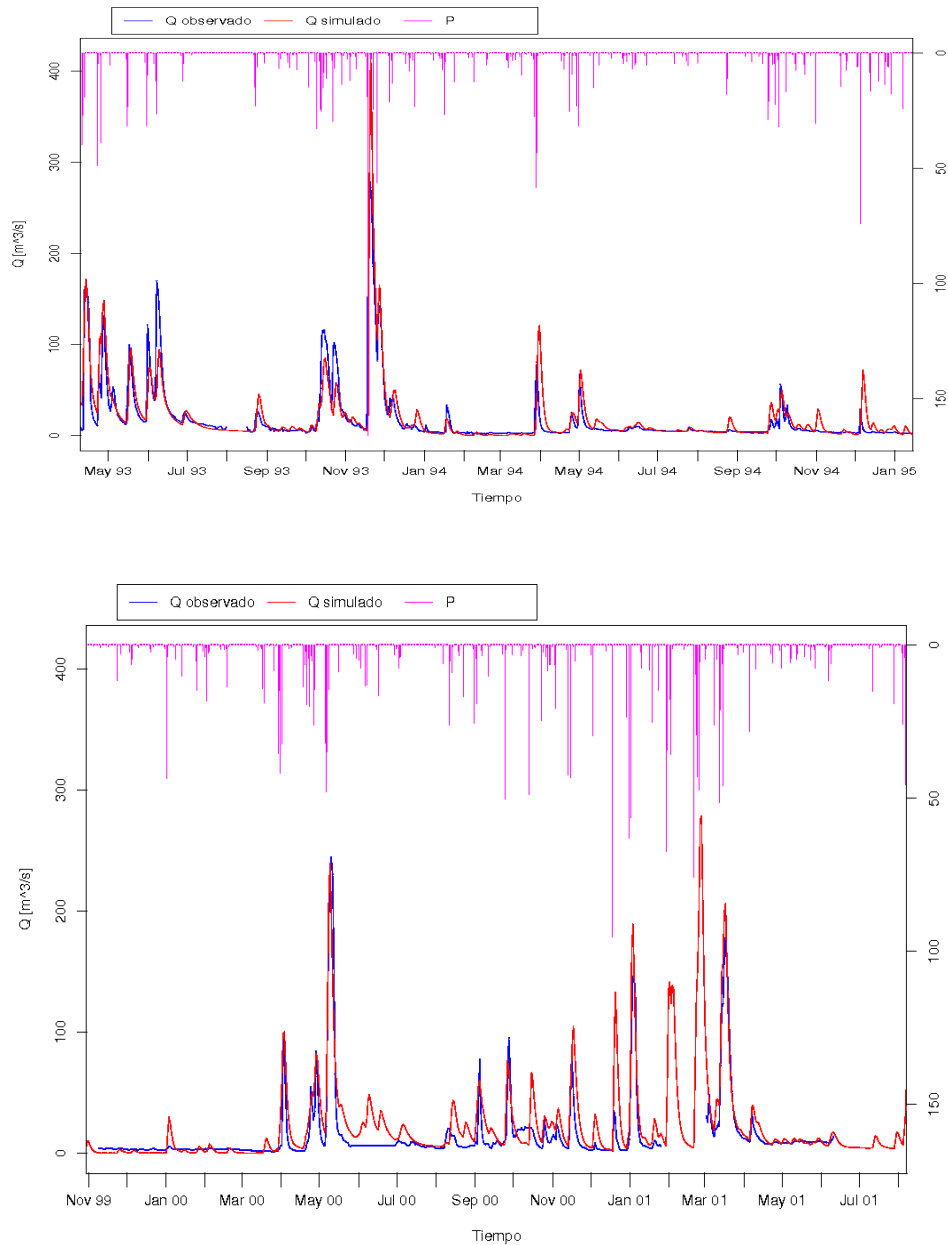


Figura 7.- Caudales observados y simulados

REFERENCIAS

- Brea, J. D., Reyna, J. y Spalletti, P., 2007. *Diagnóstico del funcionamiento hidrológico hidráulico de la cuenca del río Luján, Provincia de Buenos Aires. Delimitación de las zonas bajo riesgo hídrico*. Laboratorio de Hidráulica aplicada. Instituto Nacional del Agua. Argentina.
- Burnash, R.J.C., Ferral, R.L. y McGuire, R.A., 1973. *A Generalized Stream-flow Simulation System - Conceptual Modeling for Digital Computers*. Technical report, U.S. Department of Commerce, National Weather Service and State of California, Department of Water Resources.
- EASNE, 1972. *Contribución al estudio geohidrológico del Noreste de la Provincia de Buenos Aires*. Consejo Federal de Inversiones (CFI). La Plata, Argentina.
- Georgakakos, K. P. y Baumer, O. W., 1996. Measurement and utilization of on-site soil moisture data. *J. Hydrol.*, (184):131–152.
- Goldberg, S., de Garín, A. B. y Berjarán, R. A., 2005. Análisis de la predictibilidad de inundaciones en la ciudad de

- Luján, Buenos Aires. Congreso Nacional del Agua (CONAGUA) 2005. Argentina.
- Goldberg, S., 2011. Proyecto de Extensión Ámbito Social: Sistema de alerta de inundaciones de la ciudad de Luján. Universidad Nacional de Luján. Luján, Argentina.
- Goniadzki, D. y Bianchi, J., 2012. Modelación hidrológica de la cuenca del río Gualeguay para pronóstico y alerta hidrológico utilizando información de sensores remotos de microondas. *Actas del Ier Encuentro de Investigadores en Formación en Recursos Hídricos* (IFRH 2012). Instituto Nacional del Agua. Ezeiza, Argentina.
- Gore, J. A., 2007. Discharge measurements and streamflow analysis. *Methods in Stream Ecology*, p 877.
- Guetter, A. K., 2000. Hydrological Modeling and Hydrological Warning Systems. Lecture Notes. Advanced Course in Numerical Modeling. Hydrological Modeling, Lima, Peru, 03-14/julio/2000.
- Nelder, J.A. y Mead, R., 1965. A simplex method for function minimization. *Computer Journal*, 7:308–313.
- OMM, 2011. *Guía de prácticas hidrológicas, sexta edición*. Organización Meteorológica Mundial.
- Oudin, L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., Anctil, F. y Loumagne, C., 2005. Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? Part 2-Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall-runoff modelling. *Journal of Hydrology*, (303):290–306.
- Thornthwaite, C.W. y Mather, J.R., 1955. The water balance. *Publications in Climatology*, 8(1):104.
- UNLP, 1989. *Investigación paramétrica de pérdida inicial potencial. Cuenca del río Luján*. Universidad Nacional de La Plata, Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, Facultad de Ingeniería, Departamento de Hidráulica, Area Hidrología. Argentina.
- USGS, 2004. Shuttle Radar Topography Mission, 3 Arc Second scene 058-158. Global Land Cover Facility, University of Maryland.
- Zimmerman, E., Orsolini H. y Basile, P., 2000. *Hidrología: Procesos y Métodos*. UNR editora. Rosario, Argentina.