

DESARROLLO Y CALIBRACIÓN DE UN MODELO HIDROLÓGICO DE SIMULACIÓN MIXTA

Juan F. Weber^a, Clarita M. Dasso^b y Eliana Jorquera^{a,b}

^aLaboratorio de Hidráulica, Dpto. de Ingeniería Civil, Facultad Regional Córdoba, Universidad Tecnológica Nacional, Maestro López Esq. Cruz Roja Argentina, Córdoba, Argentina, jweber@civil.frc.utn.edu.ar, ejorquera@civil.frc.utn.edu.ar, <http://www.frc.utn.edu.ar>

^bInstituto Nacional del Agua, Centro de la Región Semiárida CRSA, Ambrosio Olmos 1142, 1º piso, Córdoba, Argentina, cdasso@ina.gov.ar, ejorquera@ina.gov.ar, <http://www.ina.gov.ar>

Palabras Clave: Hidrología superficial, modelación hidrológica, modelo de balance, proceso lluvia-escorrentía, GNU Octave.

Resumen. Se presenta el desarrollo conceptual de un modelo hidrológico de simulación mixta y su aplicación a la cuenca del río de La Suela (Córdoba) para los años hidrológicos 1977-1978 y 1978-1979. Este modelo permite representar el proceso de transformación lluvia-caudal, el transporte vertical de agua (evaporación, evapotranspiración e infiltración), los almacenamientos temporarios superficiales y la variación del contenido de humedad del suelo de la cuenca, responsable esta última del comportamiento del flujo base. La simulación mixta implica modelar tanto los caudales de estiaje, o flujo base (submodelo continuo), como los caudales de crecida (submodelo de eventos). Los intervalos de tiempo seleccionados para cada submodelo fueron: paso diario para el submodelo continuo y 15 minutos para el submodelo de eventos. En total el modelo propuesto posee 7 parámetros libres: 5 en el submodelo continuo y 2 en el submodelo de eventos. Fueron planteados tres reservorios hipotéticos, el primero, retiene las abstracciones iniciales y la salida de agua es por evaporación. El segundo, simula las variaciones en el contenido de humedad del suelo, donde el ingreso de agua es por infiltración y las salidas son por evapotranspiración y/o percolación. El último reservorio, es el correspondiente al almacenamiento subterráneo, y la salida de agua del mismo es el flujo base. El modelo fue implementado a través del lenguaje GNU Octave y su herramienta de graficación GNUPlot. Se realizó una calibración automática de los 7 parámetros, utilizando el algoritmo de búsqueda univariada con restricciones; para ello se consideraron diversas funciones objetivo que buscaron el mejor ajuste general, de caudales de estiaje, de caudales pico, o de conservación de masa. Los resultados obtenidos se contrastaron con los caudales observados para el período de simulación, mostrándose un ajuste satisfactorio.

1. INTRODUCCIÓN

Un modelo hidrológico, en términos generales, busca representar los diferentes procesos involucrados en la distribución de la lluvia y la generación de caudales en una determinada cuenca. Los modelos pueden ser físicos, donde se representan a escala las cuencas reales, o matemáticos, los cuales parten de ecuaciones empíricas o conceptuales para representar la respuesta de la unidad hidrológica bajo diferentes condiciones hidrometeorológicas.

La modelación hidrológica comienza a principios del siglo XIX utilizándose para el diseño de canales, redes de drenaje, presas, puentes, diques y sistemas de distribución de agua. Hasta mediados del siglo XX, la modelación hidrológica se limitó a tratar de explicar mediante expresiones matemáticas simples, los mecanismos individuales involucrados en los principales procesos del ciclo hidrológico. Entre ellos se pueden nombrar: el método racional, la curva de infiltración de Horton, los trabajos de Thornthwaite y Penman para la estimación de la evapotranspiración, etc.

En la década de los 60, con el advenimiento de la revolución digital, se realizó el primer intento por representar casi en su totalidad al ciclo hidrológico en una cuenca. Surge así el Stanford Watershed Model-SWM de Crawford y Linsley en 1966 (Singh, 1996). A partir de entonces, debido a la aparición de las herramientas informáticas en Hidrología, y al creciente poder de cálculo de las computadoras personales actuales, es posible plantear la modelación de la cuenca hidrológica a lo largo de extensos períodos de tiempo.

Estos modelos, que permiten representar no sólo el proceso de transformación lluvia-caudal, sino también los de transporte vertical de agua (evaporación, evapotranspiración e infiltración), los almacenamientos temporarios y la variación del contenido de humedad del suelo de la cuenca (responsable esta última del comportamiento del flujo base) son denominados modelos continuos.

En los últimos años, se dispone con suma facilidad a través de la Internet de software de licencia libre y/o gratuita para la modelación continua, como es el Sistema de Modelación Hidrológica del Cuerpo de Ingenieros de los Estados Unidos, conocido como HEC-HMS (HEC, 2000, 2006). Este sistema, a través del algoritmo denominado SMA (Soil Moisture Accounting) logra descontar las pérdidas de precipitación y a su vez representar los procesos de transporte vertical del agua, los almacenamientos temporarios y la variación del contenido de humedad del suelo.

Sin embargo, es importante tener en cuenta que en los países en desarrollo es necesario diseñar modelos más simples que puedan proveer una razonable simulación, requieran de pocos datos (Mishra y Singh, 2004) y permitan considerar la diferencia temporal con la que suceden los distintos fenómenos en la cuenca.

En la región semiárida central del país, a la cual pertenece gran parte del sector serrano y noroeste de la Provincia de Córdoba, desde el punto de vista de los recursos hídricos, puede decirse que se caracteriza por la relativa escasez de los mismos. Este hecho, sumado al crecimiento demográfico de las últimas décadas y al aumento de la dotación de agua por habitante, genera la necesidad de tener conocimiento pleno de los procesos hidrológicos dominantes, buscando no sólo representar el comportamiento en aquellos períodos con precipitaciones, responsables de las grandes crecidas, sino también en los períodos de estiaje.

Estas inquietudes motivan la conceptualización y desarrollo de un modelo hidrológico que contemple ambas situaciones en la simulación del proceso lluvia-escorrentía, tendiendo a aportar una herramienta que sea de utilidad para plantear el manejo sostenible de los recursos hídricos. Se considera que los parámetros surgidos de la calibración de un modelo de este tipo

pueden ser de utilidad para un manejo más eficiente del recurso hídrico.

A la fecha, no se dispone de un estudio sistemático actualizado sobre la calibración de los parámetros de un modelo hidrológico continuo para la región, principalmente porque este tipo de estudios requiere de mediciones sistemáticas de alta calidad. Sólo dos cuencas serranas en la provincia de Córdoba disponen de esa tipo de mediciones con densidad areal adecuada: la cuenca experimental del río de La Suela, con información hidrológica e hidrometeorológica histórica y la cuenca del río San Antonio con un Sistema Telemétrico de Mediciones Hidrometeorológicas a Tiempo Real, ambas operadas por el Centro de la Región Semiárida (CIRSA) del Instituto Nacional del Agua (INA). En el desarrollo siguiente se optó por trabajar en base a la cuenca del río La Suela.

2. LA MODELACIÓN HIDROLÓGICA DE CUENCAS

Los fenómenos hidrológicos son extremadamente complejos y es posible que nunca se los entienda en su totalidad. Sin embargo, en ausencia de un conocimiento perfecto, pueden representarse en forma simplificada por medio del concepto de sistema. Un sistema es un conjunto de partes interconectadas entre sí que forman un todo (Chow et al., 1994). Desde este punto de vista, el ciclo hidrológico puede considerarse un *todo* compuesto por: agua atmosférica, agua superficial y aguas subterráneas, entre otros elementos. Este sistema global a la vez puede agrupar parte de sus elementos conformando subsistemas menores que faciliten su comprensión.

Un sistema hidrológico se define como: una estructura o volumen en el espacio, rodeada por una frontera, que acepta agua y otras entradas, opera en ellas internamente y las produce como salidas. El objetivo del análisis de estos sistemas, es estudiar la operación del mismo y predecir su salida.

2.1. Clasificación de los modelos hidrológicos

Según Ponce (1994) los modelos hidrológicos pueden dividirse en dos grandes categorías: modelos físicos o materiales y modelos formales o matemáticos: estos últimos conciben el sistema por medio de un grupo de abstracciones matemáticas que describen fases relevantes del ciclo hidrológico con el objeto de simular la transformación de las entradas en salidas del sistema.

Siguiendo a Ponce (1994), en la práctica, pueden distinguirse cuatro tipos generales de modelos:

1. Determinísticos: son formulados siguiendo las leyes de la física y/o procesos químicos descritos por ecuaciones diferenciales.
2. Probabilísticos: por el contrario, se formulan siguiendo las leyes del azar o probabilidad. Pueden ser de dos tipos: estadísticos o estocásticos.
3. Conceptuales: son representaciones simplificadas de los procesos físicos, usualmente recaen sobre descripciones matemáticas que simulan procesos complejos basándose en unas pocas claves de parámetros conceptuales.
4. Paramétricos: o también conocidos como empíricos o de caja negra. Son los más simples, consisten en una ecuación (o ecuaciones) algebraica que contiene uno o más parámetros a ser determinados por el análisis de datos u otro medio empírico.

Los fenómenos hidrológicos cambian en las tres dimensiones espaciales, pero tener en cuenta toda esta variación, puede hacer que los modelos sean muy complejos. De acuerdo a [Chow et al. \(1994\)](#), los modelos determinísticos y los conceptuales pueden clasificarse en:

1. Modelos agregados: el sistema es promediado en el espacio o considerado como un punto único sin dimensiones.
2. Modelos distribuidos: considera que los procesos hidrológicos ocurren en varios puntos del espacio y define las variables del modelo como funciones de las dimensiones espaciales.

De acuerdo a la escala temporal, los modelos hidrológicos pueden clasificarse en:

1. Modelos de eventos aislados: son de corto plazo, diseñados para simular en eventos individuales la transformación de la lluvia en escurrimiento.
2. Modelos de procesos continuos: toman en cuenta todos los componentes del escurrimiento, incluyendo flujos superficiales, subsuperficiales y subterráneos. El objetivo de este tipo de modelos es tener en cuenta el balance de humedad a largo plazo de toda la cuenca.
3. Modelos de simulación mixta: intentan representar ambas escalas temporales en una forma computacionalmente económica y con un acuerdo razonable con la realidad.

Desde esta perspectiva, el modelo que se describirá en este trabajo puede ser clasificado como un modelo matemático conceptual, agregado, de simulación mixta.

3. DESARROLLO DEL MODELO

En las siguientes secciones se describirán las hipótesis y formulaciones empleadas para el desarrollo del modelo propuesto. Dado que el mismo es un modelo de simulación mixta, se definen claramente dos submodelos:

- El submodelo continuo: de aplicación a los períodos carentes de precipitación, y
- el submodelo de eventos: de aplicación a los días lluviosos.

El submodelo continuo, en sí mismo, representa un modelo de uso independiente y de aplicación en diversos requerimientos ingenieriles, como por ejemplo el análisis de sequías. Este modelo continuo ya ha sido aplicado a la cuenca en estudio ([Jorquera, 2009](#)) proveyendo dicha aplicación rangos de validez para los parámetros que lo componen.

3.1. Submodelo continuo

Conocidas series simultáneas de lluvia, evaporación potencial y evapotranspiración potencial, así como condiciones iniciales del sistema, este modelo calcula el almacenamiento y las salidas de agua de la cuenca. Para su implementación se adoptó una escala temporal de simulación diaria. La idea general parte de la ecuación de continuidad hidrológica:

$$\frac{dS_t}{dt} = I(t) - O(t) \quad (1)$$

en la cual S_t es el almacenamiento del sistema, $I(t)$ y $O(t)$ representan respectivamente las entradas y salidas del sistema. Si en la ecuación 1 se asume una discretización de la derivada del

miembro izquierdo, y se considera como entrada al sistema la precipitación P y como salidas la evaporación EV , la evapotranspiración EVT (flujos verticales) y el escurrimiento total Q (conformado por el escurrimiento superficial y el flujo base), es posible plantear la denominada ecuación de balance hidrológico:

$$P = Q + EV + EVT \pm \Delta S_t \quad (2)$$

Componentes a modelar

La concepción del modelo está basada en un esquema conceptual general del funcionamiento del ciclo hidrológico, representando los almacenamientos en la cuenca por reservorios ficticios con diferentes procedimientos conceptuales para regular las entradas y salidas de los mismos. En este sentido, se continúa la línea de modelos definidos generalmente como modelos ESMA (explicit soil moisture accounting) (Beven, 2001).

El modelo continuo propuesto, representa la cuenca mediante un conjunto de almacenamientos o depósitos temporarios, como se muestra esquemáticamente en la Figura 1 en la que se pueden ver también las conexiones o flujos de agua existentes entre los mismos.

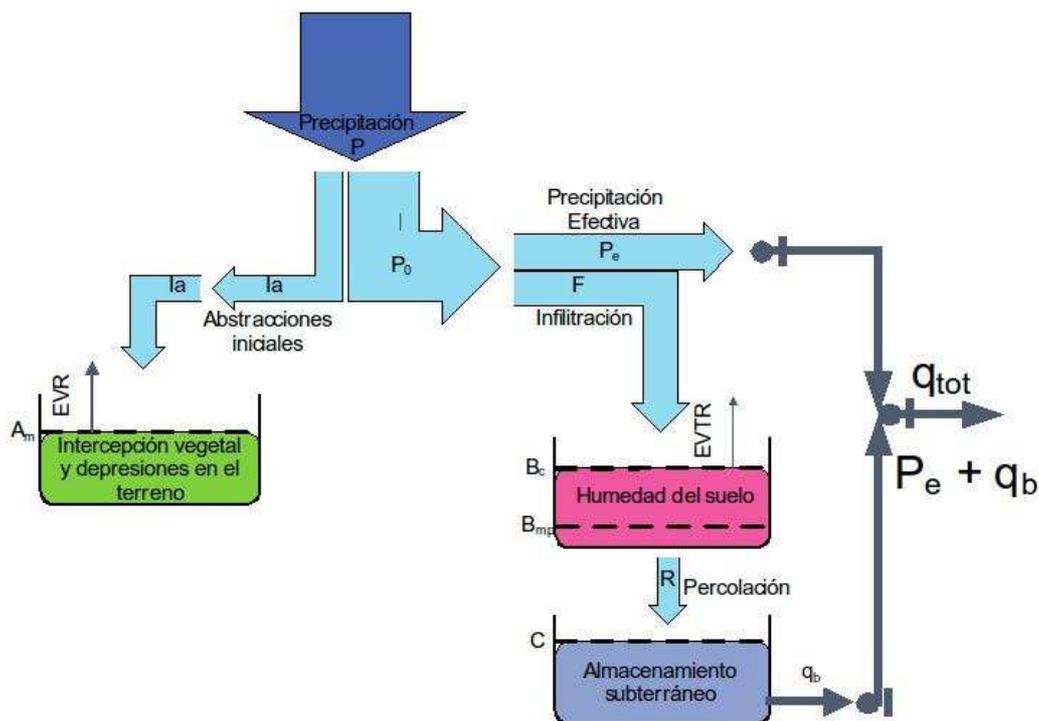


Figura 1: Esquema conceptual del submodelo continuo

El primero de los depósitos de almacenamiento que se muestran en la citada figura (reservorio A) representa la parte de precipitación que es interceptada por la vegetación y el almacenamiento de agua en la superficie del terreno en pequeñas depresiones. El segundo de ellos (reservorio B), trata de representar el fenómeno complejo de almacenamiento de agua en la capa superior del suelo. Y el depósito subterráneo (depósito C), sirve para representar los acuíferos o napas de la cuenca, responsables de generar el flujo base.

Las salidas de agua de la cuenca vienen dadas por la evaporación desde el reservorio A, por evapotranspiración desde el reservorio B, y por los escurrimientos efluentes de la cuenca, o sea

los flujos superficial y base.

El escurrimiento superficial es producto de la precipitación que no es interceptada, ni almacenada en la superficie del terreno y que no infiltra en el suelo. El escurrimiento base resulta de la salida del reservorio subterráneo propagado hasta la salida mediante un embalse lineal simple.

En concordancia con el esquema conceptual propuesto, es posible desglosar el último término de la ecuación 2 en función de la variación de los tres depósitos temporarios propuestos, es decir:

$$\Delta S_t = \pm \Delta A \pm \Delta B \pm \Delta C \quad (3)$$

donde ΔA , ΔB y ΔC representan la variación de almacenamiento en los depósitos A, B y C respectivamente.

Procesos de cálculo

El modelo calcula los flujos hacia y desde los depósitos antes indicados y entre los depósitos B y C, siendo muy importante resaltar que la secuencia del proceso de cálculo es diferente, según que se consideren períodos con o sin precipitación. Tomando como base el esquema conceptual (Figura 1) se observa que el mismo puede desdoblarse en dos esquemas o fases: una fase de recarga (representada por el mismo esquema de la figura 1) en los días lluviosos y una fase de recesión en los períodos en que no hay precipitaciones (Figura 2).

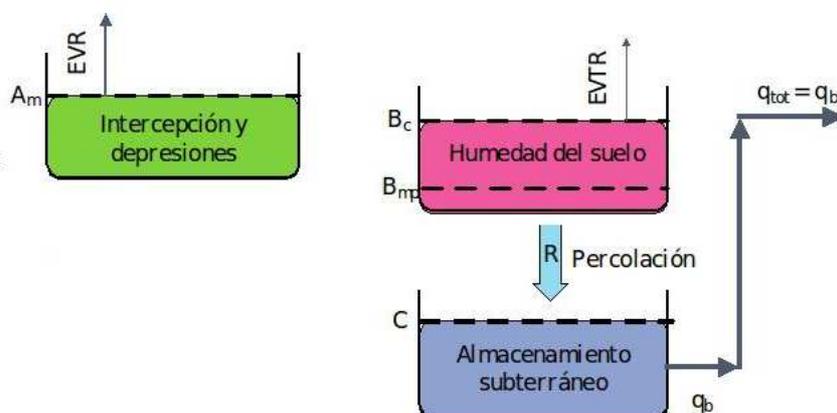


Figura 2: Esquema conceptual del submodelo continuo - fase de recesión

En la fase de recesión los procesos predominantes son los de evaporación, evapotranspiración, percolación y descarga del almacenamiento subterráneo. En la fase de recarga, además de estos procesos se incorpora la distribución de la precipitación entre los almacenamientos A y B y el escurrimiento superficial. La demanda de evaporación se satisface desde el reservorio A. Si el agua en este reservorio no resulta suficiente, la evaporación real se reduce respecto a la potencial, pudiendo incluso ser nula. En función de la cantidad de agua disponible en el almacenamiento B, se satisface total o parcialmente la demanda de evapotranspiración y si las condiciones son propicias hay percolación hacia el depósito C (agua libre o gravífica). Los caudales simulados en la fase de recarga son el resultado de la suma del escurrimiento directo más

el flujo base. En la fase de recesión la única componente del caudal es la correspondiente al flujo base.

Flujos salientes del sistema

Para cuantificar las pérdidas por evaporación real, se debe partir de datos de evaporación potencial. A partir de éstos y del almacenamiento en el depósito A, se calcula la evaporación real, contemplando las siguientes situaciones:

- Existe agua disponible en el reservorio para satisfacer la demanda potencial de evaporación, es decir: $A_i - EVP_i > 0$, siendo A_i el almacenamiento en el depósito A en el día i y EVP_i la evaporación potencial para el mismo día.
- Existe agua en el reservorio, pero no se puede satisfacer la totalidad de la demanda, por lo que la evaporación real (EVR) será menor a la potencial (EVP), por lo que $EVR_i = A_i$.
- Si no hay agua disponible en el reservorio, la evaporación real será nula.

Para determinar la evapotranspiración real se debe considerar que sólo será mayor a cero si existe agua libre o gravífica disponible en el segundo reservorio. Por lo tanto, es necesario definir dos niveles de significación para el modelo:

Nivel de almacenamiento del reservorio B correspondiente a la capacidad de campo B_c : cantidad máxima de agua almacenable en el suelo sin existencia de agua libre o gravífica.

Nivel de almacenamiento del reservorio B correspondiente al punto de marchitez permanente B_{mp} : almacenamiento mínimo que permite la subsistencia de la vegetación.

En función de estos niveles y del valor de B_i (almacenamiento en el reservorio B) se puede inferir que hay tres situaciones posibles:

- Zona 1 ($B_i > B_c$): existe agua gravífica en el suelo, la evapotranspiración real será igual a la potencial.
- Zona 2 ($B_{mp} < B_i < B_c$): sólo existe agua capilar, la evapotranspiración real $EVT R_i$ será menor a la potencial $EVT P_i$ y se determina por medio de la siguiente ecuación:

$$EVT R_i = EVT P_i \frac{B_i}{B_c} \quad (4)$$

- Zona 3 ($B_i < B_{mp}$): no hay agua disponible en el reservorio, se anula la evapotranspiración real. Dado que además el modelo no contempla la evapotranspiración desde el acuífero, y que este volumen B_i no fluye por acción gravitatoria, se asume que el mismo permanece como volumen residual inalterado hasta el siguiente paso temporal.

La relación entre la evapotranspiración real y potencial puede observarse en la Figura 3.

Flujo base

El escurrimiento subterráneo por unidad de área (q_b) se obtiene de propagar las salidas del reservorio subterráneo mediante un embalse lineal simple (Tucci, 1998) con tiempo de retardo K :

$$q_{b_i} = C_i (1 - e^{-K}) \quad (5)$$

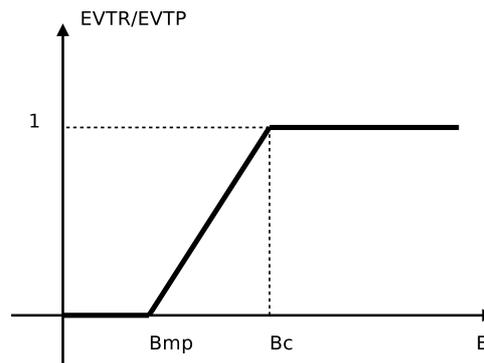


Figura 3: Relación entre evaporación real y potencial como función del almacenamiento en el reservorio B

donde q_{b_i} es flujo base por unidad de área (en mm), C_i el almacenamiento en el reservorio C para el día i de simulación y K el parámetro de la curva de recesión exponencial negativa.

Modelo de pérdidas y escurrimiento directo

En los períodos en que existen precipitaciones debe calcularse la distribución de la lluvia en los distintos reservorios, y el escurrimiento directo. Desde el punto de vista hidrológico, se denominan pérdidas a aquellas fracciones de la precipitación que no generan escurrimiento directo. En el modelo propuesto, a los efectos de lograr una mejor representación del proceso, se consideran las pérdidas divididas en dos componentes: las Abstracciones iniciales y la Infiltración. Se agrupa bajo el término de abstracciones iniciales a la lluvia que queda retenida en la vegetación y/o en las pequeñas depresiones del terreno. Para cuantificar éstas pérdidas se utilizó una modificación al método de la Curva Número propuesto por el Soil Conservation Service (SCS-CN) (Chow et al., 1994), ya que el método original fue propuesto para descontar pérdidas en eventos aislados y no para modelación continua. Cabe destacar que el modelo de pérdidas tiene influencia directa en los dos primeros depósitos descriptos.

El Soil Conservation Service en 1972 desarrolló un método para calcular las abstracciones iniciales de la precipitación de una tormenta. Para la tormenta como un todo, la precipitación efectiva o escorrentía directa P_e es siempre menor o igual a la precipitación P ; de manera similar, después de que la escorrentía se inicia, el volumen adicional de agua retenido en la cuenca F_a es menor o igual a una retención potencial máxima S . Existe una cierta cantidad de precipitación I_a (abstracción inicial antes del encharcamiento) para la cual no ocurrirá escorrentía, luego la escorrentía potencial es $P - I_a$. La Hipótesis del SCS consiste en que las relaciones de las dos cantidades reales y las dos cantidades potenciales son iguales:

$$\frac{F_a}{S} = \frac{P_e}{P - I_a} \quad (6)$$

Resolviendo para P_e , y en función de las definiciones anteriores:

$$P_e = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S} \quad (7)$$

El valor de S se relaciona con el número de curva CN a través de:

$$S[mm] = \frac{25400}{CN} - 254 \quad (8)$$

El valor de CN pertenece al rango $0 < CN \leq 100$ y se estima en función del tipo y uso del suelo. Este valor debe ser corregido, en el método original, para tener en cuenta las condiciones de humedad antecedentes en la cuenca. Para ello, se aplican fórmulas correctivas en base a la lluvia total caída en los 5 días anteriores y a la estación del año. Para más detalles, ver, por ejemplo, [Chow et al. \(1994\)](#).

El método original propone que el valor de I_a se calcule a partir de la relación empírica:

$$I_a \approx 0,2 \cdot S \quad (9)$$

De este modo, el método SCS-CN es un modelo de dos parámetros: S (o CN) e I_a , aunque asumiendo la ecuación 9, se reduce a un único parámetro S .

En este trabajo se plantea la modificación del método SCS-CN en dos puntos fundamentales: la determinación del valor de las abstracciones iniciales (I_a) y la cuantificación de la humedad antecedente.

En el caso de las abstracciones iniciales, las mismas son calculadas en función del espacio disponible en el primer reservorio, cuya capacidad máxima A_m es uno de los parámetros a calibrar, por lo que las mismas serán función del contenido de agua en el primer depósito para el día en cuestión: $I_a = f(A_i)$. En función del estado del mismo pueden darse dos situaciones:

- El espacio disponible en el reservorio A es menor a la precipitación, es decir: $A_m - A_{i-1} < P_i$, por lo tanto se tiene:

$$I_{a_i} = A_m - A_{i-1} \quad (10)$$

Este caso contempla que si el reservorio está lleno, las abstracciones iniciales serán nulas.

- El espacio disponible en el mencionado reservorio es mayor a la precipitación, por lo tanto el total de la lluvia queda retenido en el mismo.

$$I_{a_i} = P_i \quad (11)$$

El exceso de precipitación sobre la citada capacidad de almacenamiento se denomina P_0 , y es el volumen de agua disponible que podrá infiltrar y/o escurrir en función de las condiciones de humedad en la cuenca, representadas por el parámetro de retención potencial S :

$$P_0 = P_i - I_{a_i} \quad (12)$$

La segunda modificación comienza a aplicarse a partir del segundo intervalo de simulación. El modelo propone que la retención potencial para el día i , S_i , sea calculada por balance de masas en función de las condiciones del intervalo anterior $i - 1$.

$$S_i = S_{i-1} - F_{i-1} + R_{i-1} + EVTR_{i-1} \quad (13)$$

donde F_{i-1} es la infiltración, R_{i-1} la percolación y $EVTR_{i-1}$ la evapotranspiración real. Para el primer día de simulación el valor de la retención potencial se calcula convencionalmente por el método del SCS-CN.

El exceso de precipitación para el día i , P_{e_i} , se determina con la fórmula del método SCS-CN (ecuación 7). La infiltración F_i será el resultado del balance de masas entre el volumen de agua disponible P_0 y lo escurrido:

$$F_i = P_{0_i} - P_{e_i} \quad (14)$$

Variación de los almacenamientos

El ingreso de agua al reservorio A, desde el punto de vista hidrológico, se considera una pérdida de la precipitación, ya que esta parte no producirá escurrimiento superficial. En función del modelo de pérdidas propuesto, el ingreso está dado por las abstracciones iniciales (I_a) el cual depende del estado en este reservorio como indican las ecuaciones 10 y 11. La salida de agua desde este depósito se produce por evaporación. Una vez determinadas las entradas y salidas del reservorio puede plantearse la ecuación de balance para el mismo:

$$A_i = A_{i-1} + I_{ai} - EVR_{i-1} \quad (15)$$

El ingreso de agua al depósito B se produce debido a la fracción de la lluvia que infiltra en el terreno. La infiltración es el resultado de un balance de masas entre lo precipitado, las abstracciones iniciales y el escurrimiento directo, como muestra la ecuación 14. A los efectos de expresar el balance de este reservorio en términos de almacenamiento es necesario definir una relación entre retención potencial S y almacenamiento B:

$$B_i = V_v - S_i \quad (16)$$

donde V_v es el volumen de vacíos por unidad de área y es uno de los parámetros a definir por el modelo, B_i y S_i representan el estado del reservorio B en términos de almacenamiento y de retención potencial respectivamente para el día i . Se asume que el volumen de vacíos será mayor a la retención potencial en marchitez permanente. Aplicando la ecuación 16 se definen: S_c , retención potencial en capacidad de campo; y S_{mp} , retención potencial en el punto de marchitez permanente.

La evapotranspiración real produce una de las salidas de agua desde este reservorio. La otra salida corresponde a la percolación R , que se propone dependiente de la relación entre B_c y B_i o lo que es equivalente entre S_c y S_i . Por lo que R será distinto de cero, sólo si existe agua libre en el reservorio B, o lo que es lo mismo si $S_c - S_i > 0$. El valor de la percolación R_i para el día i vendrá dado por:

$$R_i = S_c - S_i \quad (17)$$

Por lo tanto, en términos de retención potencial el balance del segundo reservorio puede expresarse por medio de la ecuación 13 y en función del almacenamiento:

$$B_i = B_{i-1} + F_{i-1} - R_{i-1} - EVTR_{i-1} \quad (18)$$

Finalmente, la entrada de agua al reservorio C es la percolación R , y el flujo base constituye la salida del mismo; en función de éstos, el balance de este almacenamiento puede expresarse como:

$$C_i = C_{i-1} + R_i - q_{bi-1} \quad (19)$$

donde C_i es el estado del depósito C para el día i y C_{i-1} para el día anterior, R_i la percolación para el día de cálculo y q_{bi-1} el flujo base del día anterior.

Programación del algoritmo

La secuencia de operación del programa puede observarse en el diagrama de bloques de la Figura 4. Como se ha expuesto, el modelo calcula el flujo hacia y desde los depósitos A, B y C y entre los depósitos de humedad del suelo (B) y almacenamiento subterráneo (C) por percolación, siendo muy importante resaltar que la secuencia del proceso de cálculo es diferente, según que se consideren períodos de precipitación (recarga) o de ausencia de precipitación (recesión), tal como se indica en los dos esquemas mostrados en las Figuras 1 y 2.

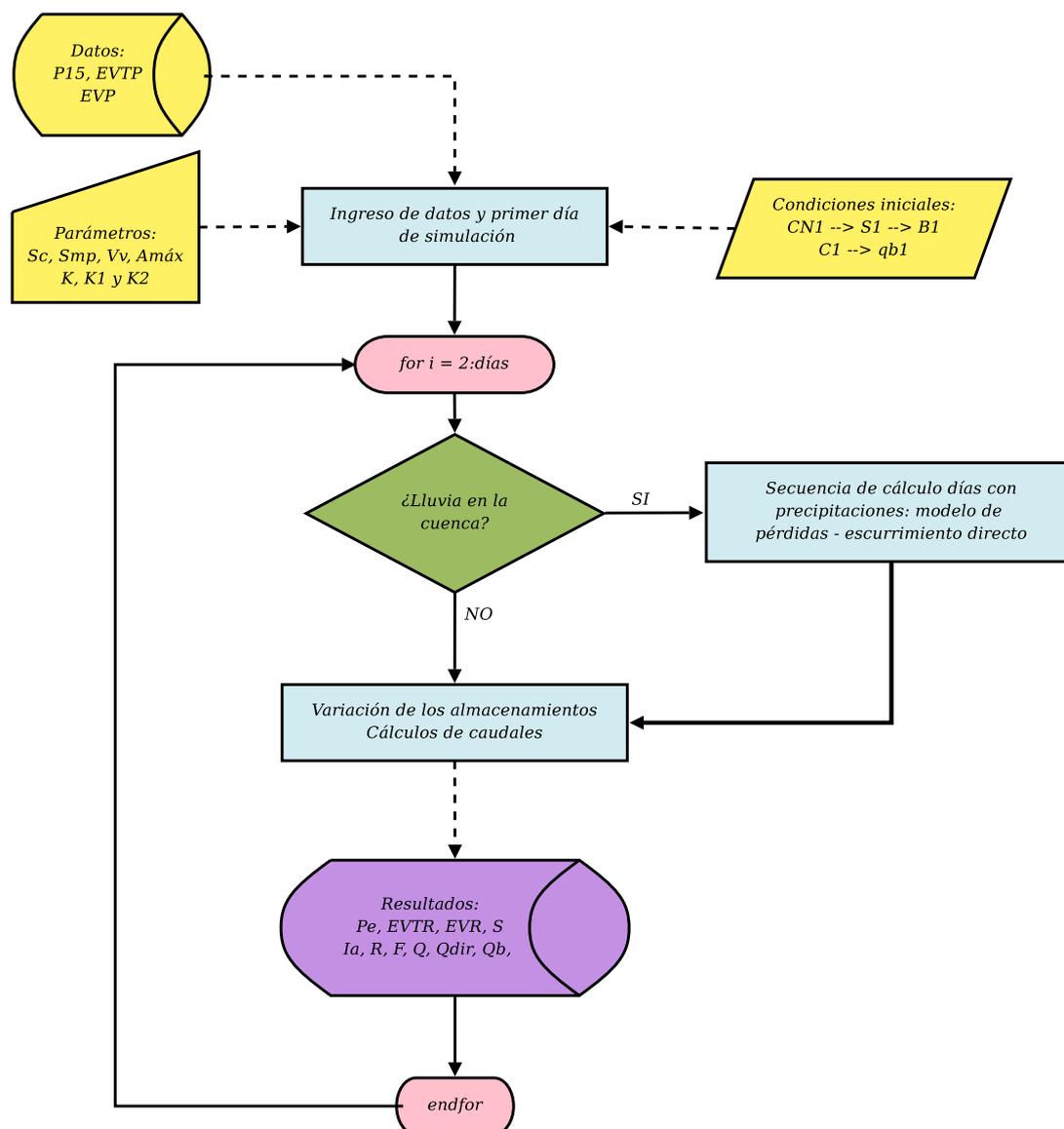


Figura 4: Diagrama de bloques del submodelo continuo

Dentro del diagrama de bloques pueden apreciarse tres subesquemas de cálculo, siendo éstos:

- Ingreso de datos y primer día de simulación
- Secuencia de cálculo fase de recesión
- Secuencia de cálculo fase de recarga

3.2. Submodelo de eventos

El principal objetivo de este submodelo es obtener una mayor discretización temporal de los caudales. Al igual que en el submodelo continuo, se distinguen dos subesquemas o fases: fase de recarga y fase de recesión (figuras 1 y 2). En la fase de recesión, debido a la escala temporal de los procesos intervinientes: evapotranspiración, evaporación, flujo base y percolación, se consideró que no era necesario incrementar la discretización temporal del cálculo, con lo cual los procesos de este subesquema no se modifican. Por otra parte, teniendo en cuenta las características de las cuencas de esta región, cuencas de montaña, de respuestas rápidas, se consideró que en la fase de recarga era necesario reducir la escala temporal. En función de los datos disponibles, el paso de tiempo se adoptó en 15 minutos. Esta reducción implica la necesidad del cálculo de la distribución temporal de las abstracciones, a los efectos de obtener un hietograma efectivo, y la incorporación de un modelo de transformación para computar el escurrimiento superficial. La primera modificación afecta a algunos de los procesos relacionados con el ingreso de agua a los distintos almacenamientos y la segunda al cálculo del escurrimiento.

Modelo de pérdidas: distribución temporal de las abstracciones

En términos generales, el modelo de pérdidas sigue siendo el mismo que el del submodelo continuo, sólo que se aplica sucesivamente a los distintos episodios lluviosos que pueden ocurrir en un día. Se define el comienzo de un episodio lluvioso con el primer intervalo registrado de precipitación no nula, y el mismo se extiende hasta el cese de la lluvia, siendo la duración de dicho episodio igual a Δt . Cada uno de los intervalos tiene una duración δt , por lo tanto:

$$\Delta t = x \cdot \delta t \quad (20)$$

donde x es la cantidad de intervalos que componen el episodio lluvioso. Si luego de un intervalo con precipitación nula comienza a llover nuevamente se considera un episodio distinto (Figura 5). Los procesos de cálculo a realizar se repiten sucesivamente para cada uno de los episodios lluviosos que hay en un día.

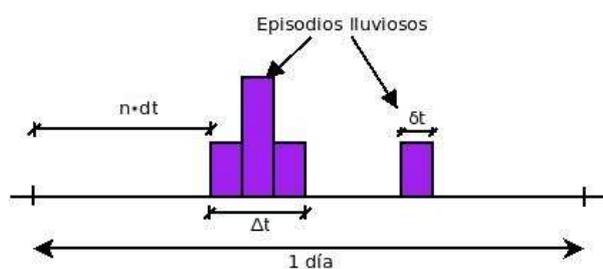


Figura 5: Definición de episodios lluviosos

En el modelo de balance, se calculaba la precipitación efectiva para la tormenta en su conjunto. Extendiendo el método del SCS – CN se puede calcular la distribución temporal de las abstracciones en términos acumulados aplicando la siguiente ecuación para cada intervalo δt :

$$F_j = \frac{S_i P_{0j}}{S_i + P_{0j}} \quad (21)$$

Donde F_j es la infiltración acumulada al intervalo δt_j , P_{0j} es la lluvia acumulada menos las abstracciones iniciales acumuladas al intervalo j y S_i la retención potencial al comienzo del

episodio. Al final del episodio lluvioso la infiltración acumulada F_k será:

$$F_k = \frac{S_i P_{0k}}{S_i + P_{0k}} \quad (22)$$

siendo P_{0k} la lluvia total menos las abstracciones iniciales acumuladas para todo el episodio lluvioso. El valor de S_i dependerá de la posición relativa del inicio del episodio lluvioso, respecto al comienzo del día. En función de esto último se pueden distinguir tres situaciones o casos:

1. Primer episodio del día comienza en el día de cálculo
2. Primer episodio del día es la continuación de un evento que comenzó el día anterior
3. Segundo a último episodio del día

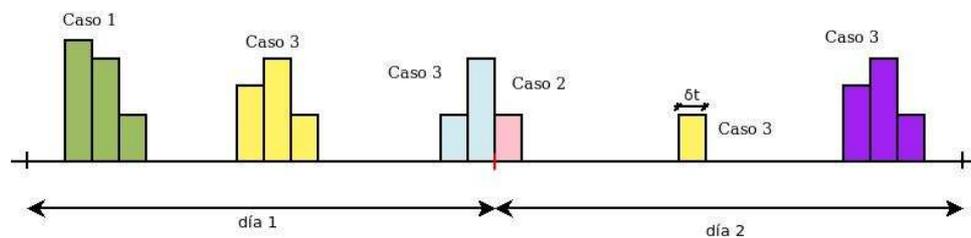


Figura 6: Distintos casos de episodios lluviosos

La lluvia efectiva acumulada, P_{ek} será, de acuerdo al principio de conservación:

$$P_{ek} = P_{0k} - F_k \quad (23)$$

Esta lluvia en exceso acumulada se desagrega en precipitación efectiva incremental, la cual a su vez debe ser transformada en caudales de escurrimiento directo mediante un modelo de transformación.

Modelo de transformación: hidrograma triangular del SCS

Para la generación de los caudales instantáneos a partir de la precipitación efectiva producto del modelo de pérdidas, se utilizó el hidrograma sintético del Soil Conservations Service (SCS).

El hidrograma adimensional SCS es un hidrograma sintético en el cual el caudal se expresa por la relación del caudal q con respecto al caudal pico q_p y el tiempo t en relación al tiempo de ocurrencia del pico T_p (Chow et al., 1994). Dados el caudal pico y el tiempo de retardo para la duración de exceso de precipitación, el hidrograma unitario puede estimarse a partir del hidrograma sintético adimensional para la cuenca dada. O bien, los valores q_p y T_p pueden calcularse utilizando un modelo simplificado, conocido como hidrograma triangular.

Con base en la revisión de un gran número de hidrogramas unitarios, el SCS sugiere que el tiempo de recesión puede aproximarse como $\frac{5}{3}T_p$. Como el área bajo el hidrograma unitario debería ser igual a la escorrentía directa, es decir 1 mm, el caudal puede expresarse como:

$$q_p = \frac{2 \cdot \Omega}{t_b} \quad (24)$$

Operando algebraicamente:

$$q_p = \frac{0,208 \cdot \Omega}{T_p} \left[\frac{m^3}{s \cdot mm} \right] \quad (25)$$

donde Ω es el área de la cuenca en Km^2 , y T_p el tiempo al pico en horas. El factor 0,208 surge debido a la conversión de unidades. Otra forma de expresar la relación respecto al tiempo de recesión, es términos del tiempo base, es decir:

$$t_b = \frac{8}{3}T_p \quad (26)$$

Adicionalmente, un estudio de los hidrogramas unitarios de muchas cuencas rurales grandes y pequeñas indica que el tiempo t_p al pico del hidrograma, desde el centro de gravedad de la tormenta, es aproximadamente $3/5$ del tiempo de concentración de la cuenca t_c , entonces:

$$T_p = \frac{t_r}{2} + \frac{3}{5}t_c \quad (27)$$

Donde t_r es el tiempo de duración de la tormenta.

A los efectos de este trabajo, se propone que tanto la relación entre el tiempo al pico desde el centro de gravedad de la tormenta t_p y el tiempo de concentración, como la relación entre el tiempo al pico y el tiempo base, sean función de dos parámetros a optimizar:

$$t_p = K_1 t_c \quad (28)$$

$$t_b = K_2 T_p \quad (29)$$

donde K_1 y K_2 son los mencionados parámetros, con lo cual q_p será:

$$q_p = \frac{2 \cdot \Omega}{K_2 T_p} \quad (30)$$

Dado el hidrograma de precipitación efectiva, discretizado en intervalos de 15 minutos, se realiza una convolución entre éste y el hidrograma unitario anteriormente descrito, para obtener el hidrograma de escurrimiento directo.

Procesos de cálculo y programación del algoritmo

En términos generales, los procesos de cálculo al igual que en el modelo de balance pueden agruparse en tres conjuntos:

1. Ingreso de datos y primer día de simulación
2. días con precipitación: Fase de recesión
3. Días con precipitación: Fase de recarga

En la Figura 7 se presenta el diagrama de bloques del algoritmo y luego se realiza una descripción de las modificaciones incorporadas en cada uno de los mencionados conjuntos.

En la Tabla 1 se presentan los 7 parámetros del modelo mixto así definido, junto con sus unidades de medida.

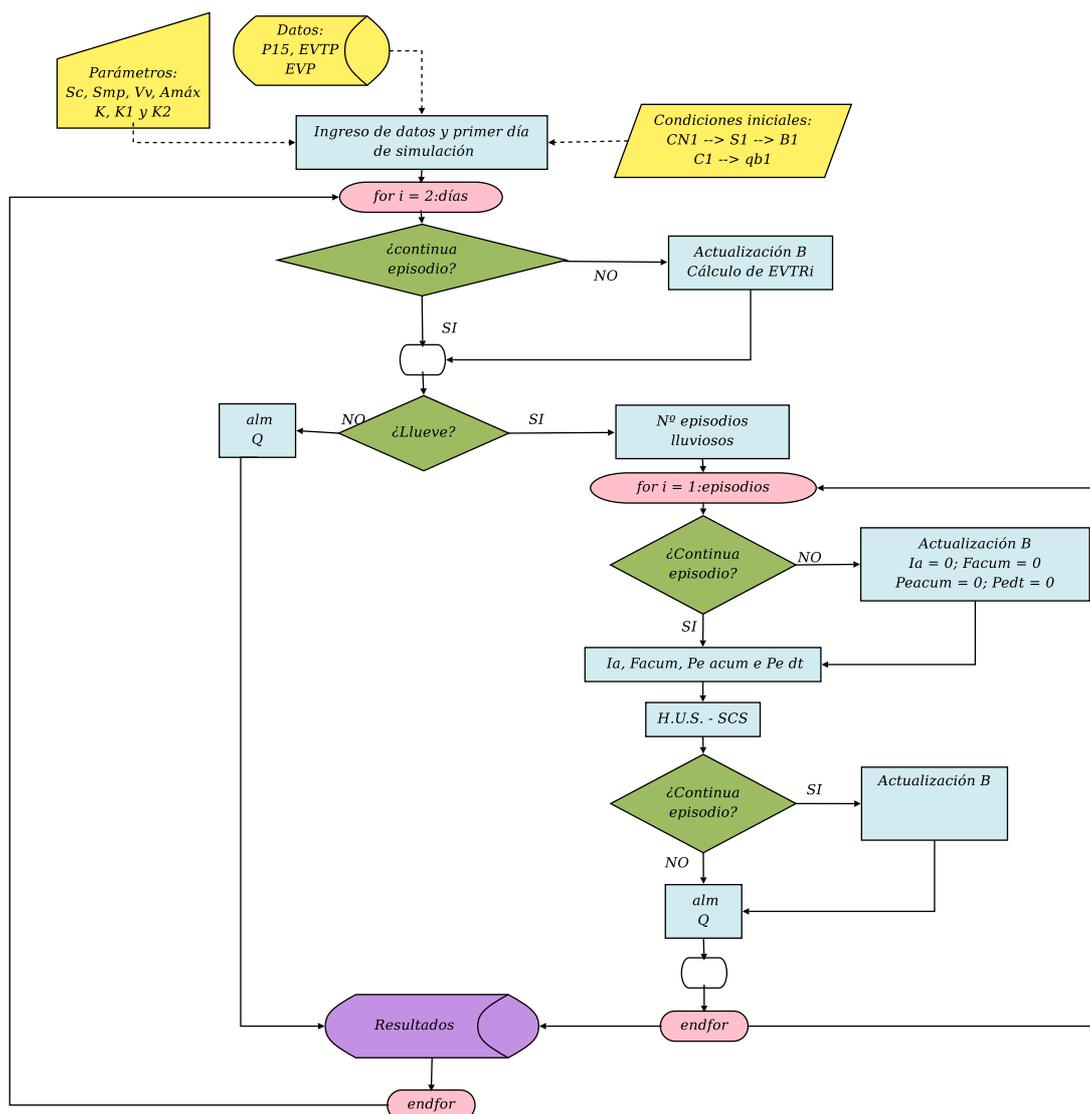


Figura 7: Diagrama de bloques modelo hidrológico mixto

4. CASO DE ESTUDIO

El proceso de selección de la cuenca fue realizado teniendo en cuenta que para el desarrollo e implementación de un modelo hidrológico de tipo continuo se requiere contar con información hidrometeorológica con continuidad temporal. En ese sentido, la cuenca del río de La Suela reúne dichos requisitos en su carácter de haber sido una de las ocho cuencas piloto-representativas instaladas en distintas regiones como parte del Programa de Investigación sobre Cuencas Pilotos y Experimentales desarrollado en nuestro país a través de la UNESCO durante el Decenio Hidrológico Internacional (1960-1970) declarado por Naciones Unidas (Bustamante, 1978). El equipamiento instrumental y la medición sistemática de los procesos del ciclo hidrológico en estas cuencas, permitieron el desarrollo de metodologías con base científica y tecnológica en el área de la hidrología y los recursos hídricos. La alta densidad areal de su red histórica de estaciones de lluvia, de observaciones meteorológicas (temperatura, viento, humedad y otras variables) y de mediciones hidrológicas (niveles hidrométricos y caudales), hacen posible la implementación y experimentación de algoritmos que permitan simular, ya sea en forma total o parcial, los componentes y procesos del ciclo hidrológico. Los estudios específicos en aspek-

Parámetro	Significado	Unidad
A_m	Almacenamiento máximo en el reservorio A	mm
S_c	Retención potencial máxima en capacidad de campo	mm
S_{mp}	Retención potencial máxima en marchitez permanente	mm
V_v	Volumen de vacíos por unidad de área	adimensional
K	Parámetro de curva de recesión exponencial negativa	adimensional
K_1	Relación tiempo al pico / tiempo de concentración	adimensional
K_2	Relación tiempo base / tiempo al pico	adimensional

Tabla 1: Parámetros del modelo mixto

tos climáticos, geológicos, geomorfológicos, de suelos, vegetación, infiltración, escurrimientos entre otros, brindan por su parte, antecedentes importantes para la modelación hidrológica.

4.1. Ubicación geográfica y aspectos fisiográficos

La cuenca del río de La Suela se encuentra ubicada totalmente en la provincia de Córdoba, al sur de la localidad de Villa Carlos Paz accediendo a ella por la Ruta Nacional 20 (Figura 8). Tiene una superficie de 131,8 Km² comprendida entre los 900 y los 2200 metros sobre el nivel del mar. La cuenca está localizada en el núcleo central de las Sierras Pampeanas, entre los 31° 40' y 31° 30' de latitud sur y los 64° 30' y 64° 45' de longitud oeste, sobre el cordón de las Cumbres de Achala y sus estribaciones orientales. Hidrográficamente el río de La Suela es tributario del Anizacate, afluente a su vez del Xanaes o Río Segundo.

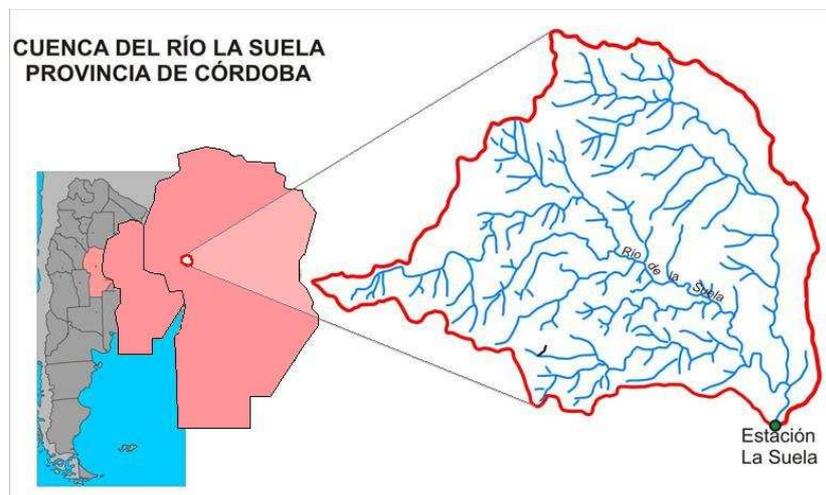


Figura 8: Ubicación geográfica cuenca del río de La Suela

Geología y geomorfología

De acuerdo a un trabajo antecedente de [Barbeito y von Müller \(1981\)](#), los materiales de superficie de la Cuenca, corresponden a un basamento cristalino antiguo compuesto por: un 66 % de rocas graníticas y un 25 % de metamorfitas, correspondiendo el 9 % restante a sedimentos aluvionales modernos asentados en pequeños valles. Las fuerzas orogénicas que actuaron a lo largo de la evolución geológica de acuerdo a la rigidez de las rocas, resolvieron dos ambientes diferenciales: las cumbres propiamente dichas y sus estribaciones escalonadas. El primero, es

producto de una intensa fracturación y posterior sobre elevación del basamento o zócalo que alcanzó los 2.200 m.s.n.m y el segundo, en respuesta a una tectónica menos intensa, adoptó una morfología escalonada con descenso hacia el este. Las cumbres de Achala en su conjunto, constituyen desde el punto de vista estructural, un Pilar Tectónico o “Horst”, limitado por dos fallas transversales de rumbo meridional. Sobre estas, en el sector occidental de la Cuenca, comienza a organizarse el drenaje a través de un paisaje con predominio de formas abruptas, que evidencian un estado de juventud morfológica. Los interfluvios son angostos y de vertientes generalmente empinadas en donde aflora con frecuencia la roca granítica. Las pendientes medias varían desde un 30 % hasta un 50 % en los sectores de mayor intensidad tectónica (Quebradas - Abruptos de Falla) y las formas planas son escasas y limitadas casi con exclusividad a las máximas altitudes.

Hacia el este, las estribaciones de la unidad estructural adquieren una fisonomía más suavizada. El paisaje aquí se representa por la abundancia de colinas convexas con gradientes medios entre 10 % y 15 %. Los interfluvios son más amplios y de laderas menos enérgicas en donde es mayor el asentamiento de suelos, disminuyendo por ende la rocosidad. La escasez de formas accidentadas limitadas a la acción erosiva lineal de los cursos de agua o a la tectónica, evidencia una cierta madurez morfológica. Estas dos grandes áreas geomorfológicas, influyen de acuerdo a sus medios físicos en las condiciones ecológicas con implicancia en la distribución de la vegetación.

Hidrografía e hidrología

La cuenca del río de La Suela constituye desde el punto de vista hidrográfico, la naciente norte de la cuenca imbrífera del río Segundo o Xanaes con desagüe en el sistema endorreico de la Laguna de Mar Chiquita o de Ansenúza. Dos subcuencas de carácter bien definidas que unen sus aportes a menos de 2 Km del cierre de la cuenca conforman el drenaje: la subcuenca del río de La Suela propiamente dicha que localiza sus nacientes en el Cordón de Achala a 2.200 m.s.n.m y la subcuenca del Arroyo de la Estancia, que lo hace a 1.500 m.s.n.m sobre las estribaciones de este, en la localidad de Copina.

La subcuenca La Suela (60 % del área) ubicada en el sector sudoeste de la cuenca, con nacimiento en el borde oriental de las Sierras Grandes. Su punto de mayor altitud se encuentra en las nacientes del arroyo del Carnero, uno de sus principales afluentes (Dasso, 1983). Se pueden nombrar varios arroyos perennes que aportan sus aguas a este tributario como: el arroyo del Carnero, el arroyo del Hinojo, el arroyo del Colgado, luego colecta las aguas del arroyo intermitente El Durazno y los últimos aportes los recibe del arroyo de Las Moras y el arroyo Puma Huasi. La subcuenca La Estancia es de menor altitud y respuestas más lentas (pendiente 2 %), está conformada por un arroyo de curso permanente: el arroyo San Bernardo que luego continúa como arroyo de La Estancia, y varios arroyos menores de escurrimientos intermitentes.

En la Figura 9 se muestra una imagen satelital con la delimitación de la cuenca y la red hidrográfica principal de ambas subcuencas. La longitud del río principal (Carnero – La Suela) desde sus nacientes, hasta la estación de cierre es de 28,92 Km, con una pendiente media uniforme del 4 % alcanzando una pendiente máxima en el escalón tectónico del 13 %.

Las crecidas en el río de La Suela presentan generalmente uno o más picos bien diferenciados, con tiempos de subida entre 15 y 30 minutos y de permanencia de 7 a 8 horas. El análisis de los hidrogramas evidencia el aporte de tiempos de retardo diferentes que incrementan el volumen y la permanencia de las crecidas (Caamaño y Dasso, 1990).

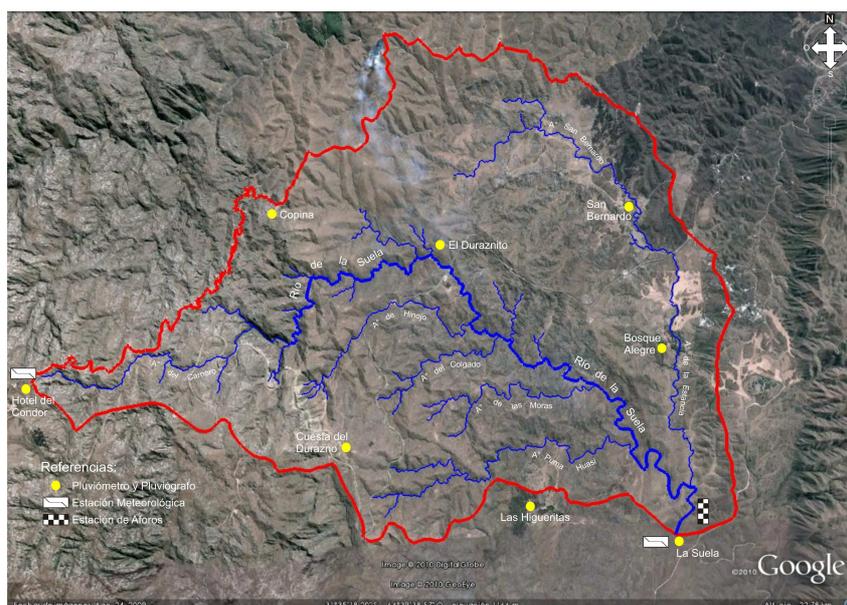


Figura 9: Imagen satelital de la cuenca del río de La Suela

Tipos y uso del suelo

Se ajustan a las características de suelos azonales (litosólicos y regosólicos), cuya particularidad se traduce en la falta de horizontes definidos y a su reducido espesor. Derivan, de la alteración directa de la roca y su profundidad está supeditada a la posición topográfica que ocupen. En general, son suelos superficiales a muy superficiales, de buena permeabilidad, textura arenosa a franco arenosa y con regular cantidad de materia orgánica. Estas aptitudes permiten el paso de las raíces hasta el material originario, hecho que explica el por qué, de la presencia de ejemplares arbóreos donde hay suelos de poca profundidad (Barbeito y von Müller, 1981).

Un perfil típico con buen grado de desarrollo puede describirse con: un horizonte superficial (hasta aproximadamente 2 m) con restos orgánicos parcialmente descompuestos, uno o dos horizontes de colores oscuros de textura arenosa con abundantes raicillas en la parte superior y gravas y cantos de roca parcialmente alterada asentados sobre la roca madre granítica o basamento.

Vegetación

Según Barbeito y von Müller (1981) la cobertura vegetal de la cuenca está caracterizada como vegetación de Las Sierras, la que se distribuye en tres pisos: monte serrano, arbustal o romerillal y pastizales y bosquecillos de altura, cuya existencia, amplitud densidad y elevación, están en función de la altitud, latitud y orientación geográfica. La diferencia de altitud de la cuenca del río de La Suela, determinó la existencia de estos tres pisos distribuidos según dos grandes ambientes; Sub-andino: corresponde a las cumbres por encima de los 1.600 m.s.n.m y el Pedemontano por debajo de esta altitud.

4.2. Información hidrometeorológica de base

La red histórica existente en la cuenca, operada desde 1971 al 1995 estaba integrada por once estaciones pluviométricas – pluviográficas con una densidad aproximada de 1/12 km², dos estaciones meteorológicas completas ubicadas una en la parte alta (estación El Cóndor) y

la otra en el cierre de la cuenca (estación La Suela) y una estación de aforo en el cierre de la misma (Figura 9).

Mediciones de precipitación: se dispuso de datos de ocho estaciones pluviográficas – pluviométricas distribuidas en el área de la cuenca. Los datos pluviográficos utilizados para la preparación de las series de lluvias provienen del BDC (Banco de Datos de CIRSA). El procesamiento de las fajas pluviográficas se realizó originalmente en forma automática mediante el uso de un digitalizador, leyendo los registros cada cambio de pendiente.

Mediciones de caudales: por las características geológicas y fisiográficas de la cuenca del río de La Suela y el carácter permanente de su curso principal, se presume que la totalidad de los diversos tipos de escurrimiento dados en el área de aporte, pasan por la estación hidrométrica La Suela, considerada como cierre de la cuenca. Esto significa que el caudal medido en dicha estación corresponde al caudal total, o sea la sumatoria de los componentes superficial, subsuperficial y de drenaje subterráneo o de base.

Esta estación de medición de caudales tiene la misma ubicación geográfica que la homónima para lluvia, constaba de un muro verificador de caudales y una sección de aforos. Las mediciones de niveles de agua se realizaban a través de un limnógrafo de precisión de tipo neumático y registro continuo y de una batería de escalas limnimétricas que posibilitaban mediciones hasta una altura de nivel de 6 (seis) metros. En la sección de aforos, ubicada unos 100 metros aguas arriba del muro, se realizaban aforos de aguas bajas por vadeo, con molinetes de alta precisión y aforos continuos en crecientes, con tornos de orilla y molinetes de precisión que soportan contrapesos de hasta 50 Kg.

La transformación de los niveles en caudales se llevó a cabo mediante la utilización de una curva llave o de descarga, calibrada para el período seleccionado en función de más de 200 aforos. La definición de la curva altura-caudal se realizó por métodos analíticos de regresión de valores aforados. La curva de mejor ajuste ($R= 0,9901$) responde a una función potencial:

$$Q = 7,8359 \cdot h^{2,5975} \quad (31)$$

donde Q es el caudal en m^3/s y h es el nivel del río en metros.

Para la determinación de la serie de caudales instantáneos se utilizaron los registros limnográficos e hidrométricos (escalas) según la disponibilidad de los mismos. Los datos provenientes del limnógrafo cada 15 minutos representaron aproximadamente el 50 % de la muestra. Siendo el resto provistos por las escalas. Los valores de escala eran leídos tres veces al día (9, 15 y 21 horas) en jornadas donde no se registraba variación del nivel, incrementándose la lectura en los momentos de crecidas (Caamaño y Zamanillo, 1991).

Selección del período y procesamiento de la información

En función de la información histórica revisada, su disponibilidad y acceso digital, se seleccionó para implementar el modelo, tanto para la etapa de calibración como la de verificación, un período continuo de cinco años hidrológicos comprendidos entre 1977-1978 al 1981-1982.

Para el procesamiento de datos pluviográficos, se contó con planillas en soporte papel provenientes de la digitalización de fajas pluviográficas cada cambio de intensidad de lluvia. Las mismas debieron ser redigitalizadas manualmente. Se desarrolló una aplicación que transformase los datos originales registrados cada cambio de intensidad de lluvia (pendiente del pluviograma) en datos cada paso de tiempo constante. El programa interpola linealmente cada paso de tiempo constante (15 minutos) en función de la intensidad conocida.

Para llevar los valores puntuales medidos en cada estación a valores medios areales de la cuenca se identificaron en cada estación los días con ausencia de información y en la cuenca los días con ausencia de precipitaciones. En función de ambos se establecieron los períodos con datos válidos por estación para calcular la precipitación media areal. Como método de ponderación espacial se utilizó el de los diagramas de Thiessen (Chow et al., 1994). Este método de naturaleza objetiva, si bien no tiene en cuenta las características fisiográficas de la cuenca, puede considerarse como satisfactorio para áreas con la densidad y homogeneidad de observación que presenta esta cuenca.

Se desarrolló una aplicación que permitió identificar las distintas configuraciones de polígonos de Thiessen. Se pudo observar que para más del 90 % de los días con lluvia del período de estudio (1977-1982) hubo como mínimo cuatro estaciones registrando los eventos y que para el 73 % de los días con lluvia las precipitaciones medias areales pueden ser calculadas con cinco o más estaciones; debido a esto se optó por no completar los registros pluviográficos a partir de datos de pluviómetros a los efectos de no introducir mayores incertidumbres.

En total resultaron 98 configuraciones con conjuntos de ocho a dos estaciones. Las representaciones gráficas se realizaron a través de un programa de dibujo asistido. En la figura 10 se muestra la configuración de máxima, correspondiente a las 8 estaciones.

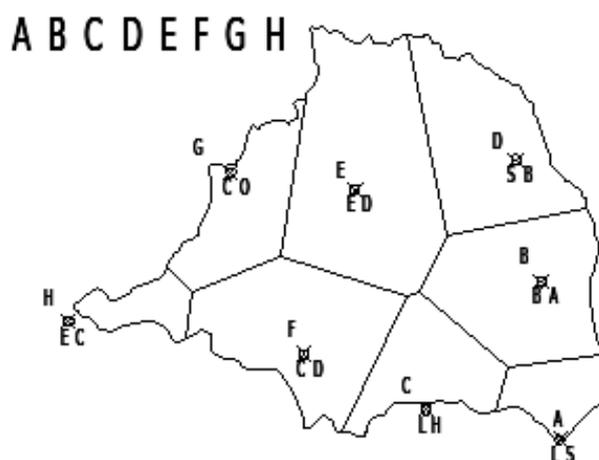


Figura 10: Polígonos de Thiessen para 8 estaciones

Finalmente, mediante otra aplicación desarrollada *ad hoc*, se generó la serie de precipitaciones medias areales de la cuenca.

Para determinar la evaporación potencial diaria, se confeccionó una serie a partir de datos diarios medidos en tanque evaporimétrico. Se realizó una estimación lineal entre el promedio mensual de los datos del tanque en función de valores medios mensuales de temperatura, velocidad de viento a 2 m de altura y humedad relativa, con un coeficiente de determinación R^2 igual a 0,80. A partir de estos valores medios mensuales obtenidos con las variables promedios mensuales para los años correspondientes, se supuso que la evaporación potencial era igual para cada uno de los días del mes, utilizando éstos como datos de entrada para el modelo.

5. APLICACION Y RESULTADOS

Se describen a continuación el procedimiento de calibración de los parámetros del modelo mixto a los datos disponibles en la cuenca del río La suela, y los resultados obtenidos.

5.1. Calibración

En una primera etapa se realizó una calibración manual de los cinco parámetros del submodelo de balance. Éstos fueron el punto de partida para la calibración automática de los siete parámetros del modelo mixto. A este proceso de calibración automática se lo denomina optimización.

Según Tucci (1998), la optimización es la búsqueda del valor de una variable o de n variables, que proporcionen el mejor resultado para una función objetivo obedeciendo ciertas restricciones. Las técnicas iterativas de optimización son utilizadas para ajustar los parámetros de los modelos hidrológicos porque normalmente la función objetivo resultante del uso de estos modelos es implícita, es decir los parámetros a ser optimizados no forman parte explícitamente de la función objetivo.

Existen numerosos métodos de optimización, en este caso se utilizó el método de búsqueda univariada con restricciones (Tucci, 1998). Dada una función dependiente de n parámetros, éstos definirán n ejes ortogonales, el método establece inicialmente como dirección de búsqueda uno de los ejes citados, modificando el valor de uno de los parámetros dentro de un determinado intervalo y manteniendo los otros constantes. Recorrido todo el intervalo se fija el valor del parámetro que produce el mínimo o máximo valor de la función objetivo (de acuerdo a la función elegida) y se escoge otra dirección de búsqueda. Si el parámetro fijado la dirección anterior coincide con el borde del intervalo, los límites de éste se redefinen de modo que el valor quede en el centro del mismo. Después de que todos los parámetros fueron optimizados se completa el primer ciclo. Este proceso se repite hasta que la diferencia del valor de la función objetivo de dos ciclos sucesivos sea menor a una determinada tolerancia, o se haya llegado a un máximo de iteraciones preestablecido.

Definición de funciones objetivo y restricciones

Las funciones objetivo que se utilizaron son no lineales y miden el desvío entre los caudales calculados o simulados y observados.

La selección del tipo de función objetivo es siempre materia subjetiva y el optar por una u otra es una decisión que depende del tipo de problema a resolver (Caamaño y Zamanillo, 1991). En la calibración del modelo mixto se plantearon cuatro funciones objetivo, denominando como Q_{oi} a los caudales observados para el intervalo i y Q_{si} a los caudales simulados para el mismo período se tiene:

1. Error cuadrático (a minimizar): esta función da mayor peso a los caudales de crecidas.

$$F_1 = \sum_{i=1}^n (Q_{oi} - Q_{si})^2 \quad (32)$$

2. Error modulado (a minimizar): en esta función se le da más relevancia a los caudales de estiaje.

$$F_2 = \sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{Q_{oi}} - \frac{1}{Q_{si}} \right)^2 \quad (33)$$

3. Coeficiente de determinación R^2 (a maximizar): mientras mayor es el caudal mayor relevancia tiene en la función objetivo.

$$F_3 = 1 - \frac{F_1}{\sum_{i=1}^n (Q_{oi} - \bar{Q}_{oi})^2} \quad (34)$$

donde \bar{Q}_{oi} es la media de los caudales observados.

4. Ajuste volumétrico (a minimizar): busca la igualdad de los volúmenes escurridos calculados y observados.

$$F_4 = \sum_{i=1}^n |Q_{oi}\Delta t_i - Q_{si}\Delta t_i| \quad (35)$$

Las restricciones impuestas a los parámetros fueron fijadas en relación con la física del problema. Para más detalles, ver la referencia (Jorquera, 2009).

Período de calibración y programación del algoritmo

El período de calibración seleccionado comprende los años hidrológicos 1977 a 1980, que resultó representativo de distintas condiciones de humedad en la cuenca. Se consideró tanto cada año por separado, como el periodo completo. Es decir, se trabajó con 4 series temporales de ajuste.

5.2. Resultados obtenidos

Como resultado de estas calibraciones se obtuvieron dieciséis juegos de parámetros, o sea cuatro juegos por cada función objetivo. En las tablas 2 a 5 se presentan agrupados por función objetivo y ordenados por año hidrológico.

AÑO	Sc	Smp	Vv	Amax	K	K1	K2
1977 – 1978	270	350	360	8.00	0.0275	2.95	5
1978 – 1979	75	265	268	0.25	0.0275	2.75	5
1979 – 1980	260	310	315	0.25	0.0575	1.85	5
1977 – 1980	260	275	289	7.00	0.0550	2.95	5

Tabla 2: Parámetros calibrados - función objetivo 1

AÑO	Sc	Smp	Vv	Amax	K	K1	K2
1977 – 1978	185	304	354	6.00	0.0100	2.95	5
1978 – 1979	255	320	339	1.50	0.0250	2.95	5
1979 – 1980	345	393	400	2.00	0.0050	2.95	5
1977 – 1980	295	365	374	8.00	0.0025	2.95	5

Tabla 3: Parámetros calibrados - función objetivo 2

Como ejemplo, en la Figura 11 se presenta la contrastación del hidrograma calibrado y simulado para el año hidrológico 1979–1980 con la función objetivo 4, ajuste volumétrico. En

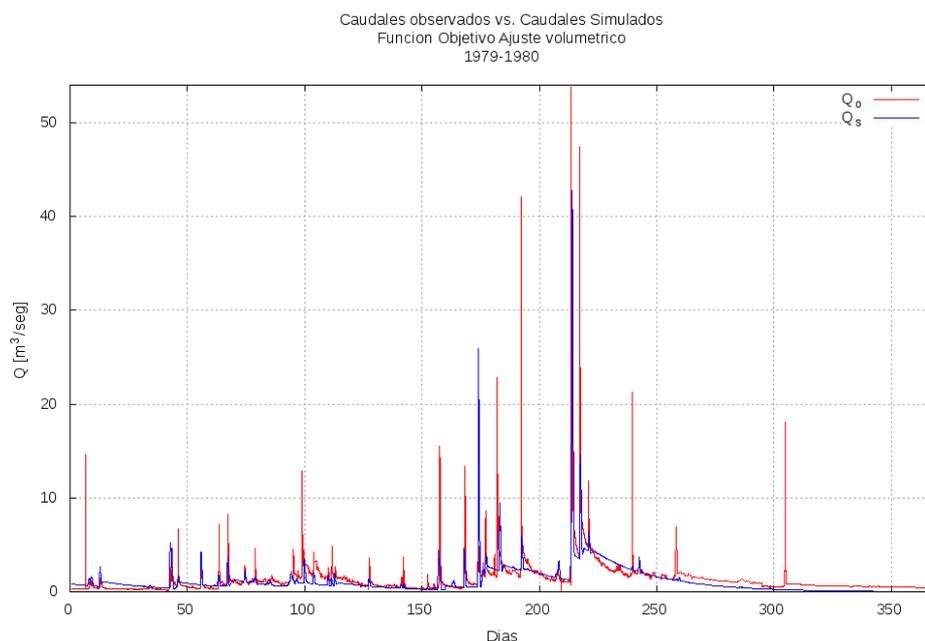
AÑO	Sc	Smp	Vv	Amax	K	K1	K2
1977 – 1978	470	542	549	8	0.0100	0.8	2.75
1978 – 1979	295	342	342	6.5	0.0400	1.5	5
1979 – 1980	260	295	295	0.25	0.0475	1.8	5
1977 – 1980	320	385	389	1	0.0525	2.3	5

Tabla 4: Parámetros calibrados - función objetivo 3

AÑO	Sc	Smp	Vv	Amax	K	K1	K2
1977 – 1978	160	269	278	1.00	0.0275	1.55	3.75
1978 – 1979	195	280	310	3.50	0.0150	0.2	1.75
1979 – 1980	245	278	280	0.25	0.0375	1.8	4.75
1977 – 1980	205	280	298	1.00	0.0100	0.2	4

Tabla 5: Parámetros calibrados - función objetivo 4

la misma puede observarse la respuesta hidrológica de la cuenca en períodos de crecida y de estiaje. En las figuras 12 y 13 puede observarse la respuesta del modelo para los cuatro juegos de parámetros ante dos situaciones de detalle típicas: la crecida del 16/10/1979 y el periodo de estiaje de julio - agosto de 1980, respectivamente. Como se puede apreciar, la crecida fue mejor representada por el juego de parámetros obtenido a partir de la función objetivo 1 (error cuadrático) mientras que el estiaje fue ajustado más adecuadamente por el conjunto de parámetros optimizado a partir de la función objetivo 2 (error modulado).

Figura 11: Hidrograma observado (Q_o) y simulado (Q_s) - parámetros ajustados función objetivo 4

6. CONCLUSIONES

Se ha logrado representar el comportamiento hidrológico de una cuenca de la Región Semi-árida en las Sierras de Córdoba a través de un modelo conceptual de simulación mixta. Dicho

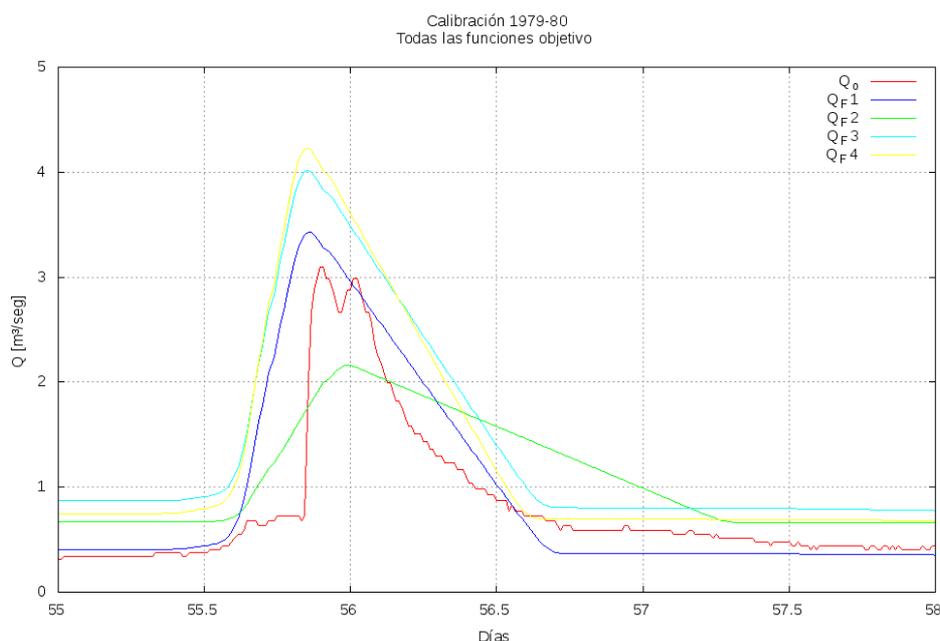


Figura 12: Crecida del 16/10/1979 simulada con el modelo mixto

modelo simula el proceso de transformación lluvia-caudal, los procesos de transporte vertical de agua (evaporación, evapotranspiración e infiltración), los almacenamientos temporarios y la variación del contenido de humedad del suelo de la cuenca; permitiendo además considerar las diferencias en las escalas temporales de respuesta del sistema ante estos distintos fenómenos. Este modelo fue calibrado y validado para la cuenca del río de La Suela produciendo un buen ajuste de los procesos hidrológicos tanto en estiajes como en crecidas, destacándose la relativamente poca cantidad de parámetros involucrados, en relación a otros modelos con similares prestaciones, y la simplicidad conceptual de los mismos.

7. AGRADECIMIENTOS

A la Secretaría de Ciencia y Tecnología de la Universidad Tecnológica Nacional por el apoyo recibido a través del subsidio al Proyecto de I+D Consolidado 25/E111, al Ministerio de Ciencia y Tecnología de la provincia de Córdoba y al Centro de la Región Semiárida dependiente del Instituto Nacional del Agua (INA – CIRSA).

REFERENCIAS

- Barbeito O.L. y von Müller N.B. Estudios de erosión cuenca experimental del río de la suela – reconocimiento y mapeo de la cubierta vegetal. Informe Técnico, CIHRSA - INA, 1981.
- Beven K.J. *Rainfall-Runoff modelling. The Primer*. John Wiley & Sons, 2001.
- Bustamante E. Cuencas piloto representativas y experimentales – programa de investigación en argentina. Informe Técnico, CIHRSA - INA, 1978.
- Caamaño G. y Dasso C. Relaciones paramétricas en el modelo exponencial infiltración - percolación generalizado. incidencia de la distribución espacial de la lluvia. In *Actas del XIV Congreso Latinoamericano de Hidráulica*, volumen 2, páginas 627–638. IAHR, Montevideo, Uruguay, 1990.
- Caamaño G. y Zamanillo E. Desarrollo de modelos hidrológicos de simulación para planeamiento y proyecto. Informe Técnico, CONICOR, 1991.

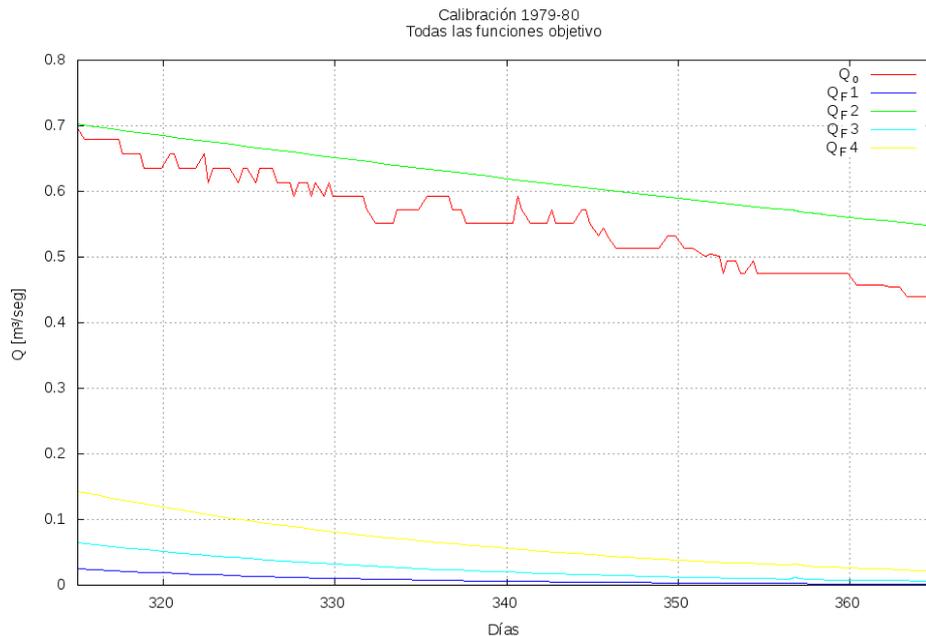


Figura 13: Estiaje de julio-agosto de 1980 simulado con el modelo mixto

Chow V.T., Maidment R., y Mays L. *Hidrología Aplicada*. Mc Graw-Hill, 1994.

Dasso C.M. Cuenca piloto experimental del río de la suela: caracterización geométrica y topológica de su sistema de drenaje. Informe Técnico, CIHRSA - INA, 1983.

HEC. *Hydrologic modeling system HEC-HMS: Technical reference manual*. Hydrologic Engineering Center, U.S. Army Corps of Engineers, 2000.

HEC. *Hydrologic modeling system HEC-HMS: User's manual (Version 3.1.0)*. Hydrologic Engineering Center, U.S. Army Corps of Engineers, 2006.

Jorquera E. Desarrollo e implementación de un modelo hidrológico de simulación continua. Informe Técnico, Laboratorio de Hidráulica, Fac. Córdoba, Universidad Tecnológica Nacional, 2009.

Mishra S.K. y Singh P.V. Long-term hydrological simulation based on the soil conservation service curve number. *Hydrological Processes*, 18(7):1291–1313, 2004.

Ponce V.M. *Engineering Hydrology. Principles and practices*. Prentice Hall, 1994.

Singh P.V. *Computer models of watershed hydrology*. Water Resources Publications, 1996.

Tucci C.E.M. *Modelos Hidrológicos*. Editora da Universidade. Universidade Federale do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, Brasil, 1998.