

MODELACIÓN MATEMÁTICA DE UNA CUENCA DE LLANURA EXTENSA

Mariano Re^{a,b}, Nicolás D. Badano^a, Emilio Lecertúa^{a,b}, Fernando Re^a y Ángel N.
Menéndez^{a,b}

^a*Universidad Tecnológica Nacional, Facultad Regional Avellaneda, Avellaneda, Argentina.*

^b*Programa de Hidráulica Computacional, Instituto Nacional del Agua, Ezeiza, Argentina,
mre@fi.uba.ar, <http://laboratorios.fi.uba.ar/lmm/>*

Palabras Clave: Hidrología de Llanuras, Modelación Integrada, Inundaciones.

Resumen. Se presenta la aplicación de un modelo capaz de representar el balance hídrico vertical de manera precisa y dinámica integrándolo con la modelación del escurrimiento superficial y el subterráneo, aplicado en una cuenca históricamente sometida a grandes inundaciones de 170000 km² de extensión (Río Salado, Buenos Aires, Argentina). El modelo se implementó con el software Mike SHE, que es una herramienta de modelación hidrológica de parámetros distribuidos en el plano y que resuelve el movimiento subterráneo tanto en la zona saturada como la no saturada, y que se acopla con un software 1D para el escurrimiento concentrado (Mike 11). Como instrumento de diagnóstico, además de evaluar la performance del plan de obras planteado para la cuenca y analizar retrospectivamente eventos hidrológicos importantes sucedidos en la región, el modelo validado y calibrado permitió: (a) explicar las causas de las inundaciones extraordinarias y reproducir la historia temporal de las inundaciones sobre el período de análisis en cada subregión; (b) identificar las trayectorias más eficientes para el planteo de canalizaciones de alivio; (c) construir mapas de riesgo de inundación.

1 INTRODUCCIÓN

La modelación hidrológica de una cuenca de llanura extensa requiere la representación precisa del balance hídrico vertical. Actualmente es posible encarar el problema con modelos esencialmente mecanísticos, capaces de calcular ese balance en forma dinámica, integrando al mismo tiempo la modelación del escurrimiento superficial y el subterráneo.

Esta metodología ha sido aplicada para modelar la cuenca del río Salado, de 170000 km² de extensión, ubicada en la Provincia de Buenos Aires, Argentina (Figura 1). Esta cuenca, de gran importancia por su intensa actividad agrícola-ganadera, estuvo sometida a inundaciones catastróficas, que alcanzaron su máximo a principios de este siglo (Herzer, 2003). El objetivo del estudio fue efectuar un diagnóstico sobre las causas de estas inundaciones y analizar, actualizar y optimizar el Plan Maestro Integral de la Cuenca de Río Salado, PMI (Halcrow & Partners, 1999).

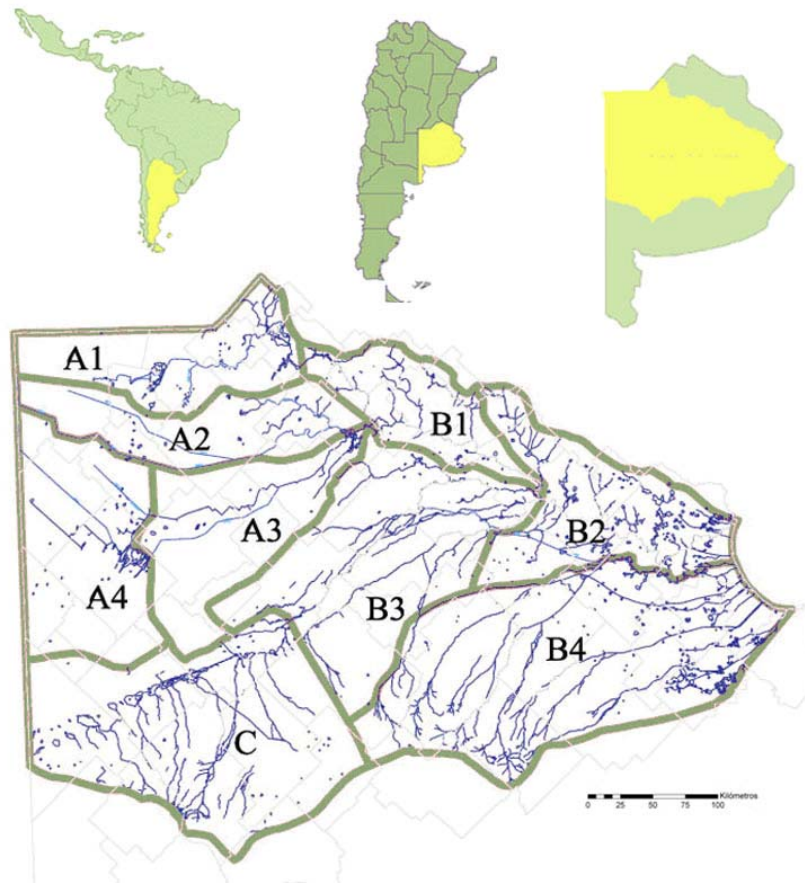


Figura 1: La cuenca del Río Salado y sus subregiones.

2 DESCRIPCIÓN DEL MODELO MATEMÁTICO

El modelo matemático hidrológico-hidráulico implementado es capaz de representar todos los procesos involucrados en el ciclo hidrológico de manera simultánea. En particular, este enfoque integrado permite incluir la interacción entre el agua subterránea y el escurrimiento superficial.

Para esta implementación se utilizó el modelo MIKE SHE, basado en el Sistema Hidrológico Europeo (SHE) (Abbott et al., 1986). MIKE SHE se caracteriza por ser

completamente dinámico e integrado en el intercambio de agua entre todos los principales componentes del ciclo hidrológico (agua superficial, suelo y agua subterránea), con sólida base física (resuelve las ecuaciones básicas que rigen el flujo de los procesos principales dentro del área de estudio) y totalmente distribuido (las variaciones espaciales y temporales de variables meteorológicas, hidrológicas, geológicas e hidrogeológicas se describen a través de una grilla que representa el dominio de modelación). Una gran cantidad de datos y parámetros físicos se necesitan para motorizar este sistema que, acoplado al modelo MIKE 11 (Havno et al., 1996), permitió representar simultáneamente el escurrimiento unidimensional en cauces. La utilización del sistema MIKE SHE representó un avance técnico considerable respecto de los estudios para el PMI, aprovechando las posibilidades de la herramienta para representar de mejor manera las interrelaciones de los subsistemas a modelar. En el caso del PMI, la modelación se llevó a cabo con tres sistemas computacionales distintos: el modelo hidrológico HYSIM (Manley, 1993), el modelo hidrodinámico ISIS Flow (Halcrow y Wallingford, 1997) y el modelo de flujo subterráneo MODFLOW (McDonald y Harbaugh, 1988), en donde cada uno de ellos representaba con cierto detalle algunos componentes del proceso total y simplificando algunos otros, con la comunicación entre sistemas efectuándose como una transferencia unidireccional de información desde el HYSIM hacia los otros dos, que lo tomaban como una condición de borde.

Los principales procesos representados por el sistema MIKE SHE se muestran en la (Figura 2). Entre ellos se destacan el flujo superficial, el flujo concentrado, la evapotranspiración, el flujo en la zona no saturada y el flujo en la zona saturada.

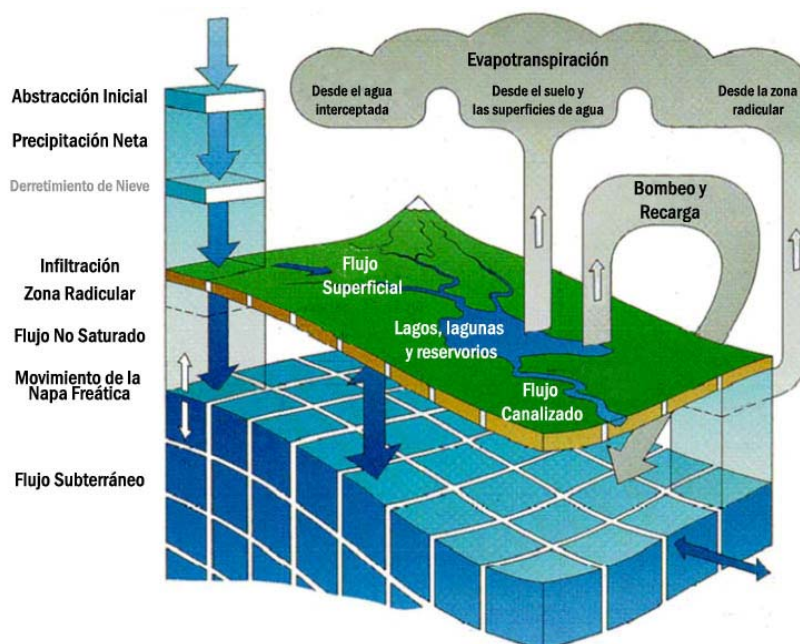


Figura 2: Sistema Mike SHE.

Cuando la tasa neta de precipitación excede la capacidad de infiltración del suelo, queda agua disponible para el escurrimiento superficial. La cantidad y el camino del flujo, están determinados por la topografía, la resistencia al mismo y las pérdidas debidas a procesos de evaporación e infiltración. En MIKE SHE el escurrimiento superficial se calcula utilizando la aproximación de la onda difusiva de las ecuaciones de Saint Venant, Ec. (1).

$$\frac{\partial Z}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \sqrt{-\frac{\partial Z}{\partial x}} h^{5/3} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \sqrt{-\frac{\partial Z}{\partial y}} h^{5/3} \right) = i \quad (1)$$

siendo Z el nivel de agua, h la profundidad de agua superficial, K_x y K_y coeficientes de rugosidad de Strickler (equivalente a la inversa del coeficiente de rugosidad n de Manning) e i la tasa de excedente hídrico. La resolución de esta ecuación se realiza a través de un esquema en diferencias finitas.

El flujo concentrado se resuelve acoplando MIKE 11 al sistema MIKE SHE, permitiendo simular el flujo unidimensional en cauces y los niveles de agua resolviendo las ecuaciones dinámicas completas de Saint Venant, Ec. (2),

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Omega}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} &= q \\ \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial \left(\alpha \frac{Q^2}{\Omega} \right)}{\partial x} + g\Omega \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{gQ|Q|}{C^2\Omega R} &= 0 \end{aligned} \quad (2)$$

siendo Ω el área de la sección transversal, Q el caudal, q el caudal específico lateral, g la aceleración de la gravedad, h el nivel de agua, C el coeficiente de resistencia de Chezy, R el radio hidráulico de la sección transversal y α un coeficiente de distribución de cantidad de movimiento. La solución de estas ecuaciones se realiza con un esquema implícito en diferencias finitas.

Para el cálculo de la evapotranspiración se utiliza información meteorológica y datos sobre la cubierta vegetal. En MIKE SHE, el proceso de evapotranspiración está desdoblado y su modelación está basada en una serie de ecuaciones empíricas planteadas por [Kristensen y Jensen \(1975\)](#).

El flujo en la zona no saturada es uno de los procesos centrales en MIKE SHE. El flujo no saturado es principalmente vertical dado que la gravedad juega un rol fundamental durante la infiltración, por lo tanto, en MIKE SHE, se lo caracteriza como unidimensional en la vertical con varias opciones de solución. La opción más precisa cuando el flujo no saturado es dinámico, aunque computacionalmente la más costosa, es la resolución de la ecuación completa de Richards, Ec. (3),

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} - S(z) \quad (3)$$

donde θ es la humedad volumétrica en el suelo, $\psi(\theta)$ la altura de presión, $K(\theta)$ la función de conductividad hidráulica y el término sumidero S representa la tasa de extracción por las raíces. Para resolver esta ecuación, MIKE SHE utiliza un esquema totalmente implícito en diferencias finitas.

En cuanto al flujo en la zona saturada, en MIKE SHE, las variaciones espaciales y temporales de la altura piezométrica se describen matemáticamente con la ecuación tridimensional de Darcy, Ec. (4),

$$S \frac{\partial Z}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial Z}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial Z}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial Z}{\partial z} \right) - Q \quad (4)$$

donde Z es la altura piezométrica, K_{xx} , K_{yy} y K_{zz} son los coeficientes de conductividad hidráulica según cada dirección, Q representa un término fuente y S es el coeficiente de almacenamiento específico. Esta ecuación también se resuelve numéricamente con un esquema implícito en diferencias finitas.

3 IMPLEMENTACIÓN DEL MODELO MATEMÁTICO

Con el objetivo de implementar herramientas de cálculo eficientes y precisas, se dividió la cuenca del río Salado en una serie de submodelos. Esta división se realizó siguiendo dos premisas principales: a) Respetar las subcuencas superficiales, realizando la partición aproximadamente a lo largo de divisorias de aguas. b) Procurar que las divisorias entre submodelos sean normales a las curvas isofreáticas.

Los ocho submodelos planteados siguen aproximadamente los límites de las subregiones planteados por el PMI, con algunas modificaciones a fin de cumplir los criterios anteriormente enunciados. Los flujos salientes de agua resultantes en cada submodelo se introdujeron en el submodelo de la región inmediatamente aguas abajo como entradas (descargas) (Tabla 1).

Submodelo	Subregiones	Origen de flujos ingresantes
I	A1	-
II	A2	-
III	A3 y A4	-
IV	B1	I, II y III
V	C	-
VI	B3	V
VII	B2	IV y VI
VIII	B4	-

Tabla 1: Submodelos.

3.1 Datos geométricos

El paso espacial de discretización determina la mínima escala de movimiento resuelta por el modelo. Los procesos que ocurren a una escala menor entran en el modelo como un efecto integrado. Por razones de eficiencia computacional se seleccionaron para siete de los submodelos grillas rectangulares con un paso espacial regular de 5000 m, excepto para el submodelo I, donde se utilizó un paso de 2500 m de modo de representarla con algo más de precisión, siendo que se trataba de la zona donde se encontraban implementándose obras al momento del estudio. En la Tabla 2 se presentan los tamaños de grilla de cada submodelo.

Submodelo	Nx	Ny	Dx=Dy (m)
I	106	58	2500
II	58	22	5000
III	60	46	5000
IV	43	29	5000
V	57	42	5000
VI	55	51	5000
VII	46	36	5000
VIII	73	40	5000

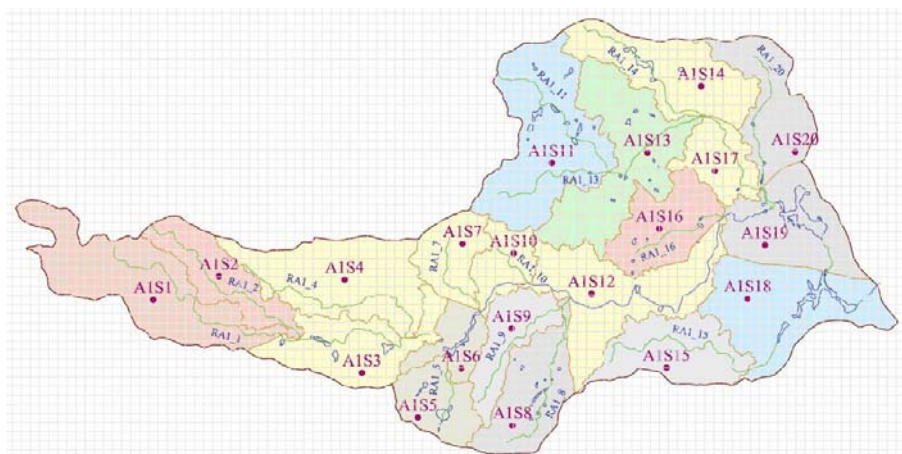
Tabla 2: Características de la grilla de los submodelos.

Para representar la topografía del terreno se tomó como fuente un Modelo Digital del Terreno (MDT de detalle), de 90 m de paso espacial, construido en base a los datos provistos por la *Shuttle Radar Topography Mission*, SRTM (Farr y Kobrick, 2001) ajustados a las curvas de nivel registradas por el Instituto Geográfico Militar, IGM. El nivel topográfico de terreno correspondiente a cada celda se obtuvo como promedio de los valores asociados a los puntos interiores a la celda, generándose así el MDT del modelo. En cuanto a la representación del subsuelo, se identificaron tres capas hidrogeológicas representativas de la región: Post-Pampeanas, Pampeana y Puelche y Araucana (todas sobre una formación Precámbrica considerada impermeable). Se dispuso para cada una de ellas de un Modelo Digital de Elevación con una discretización compatible con la del terreno.

Para cada submodelo se identificaron, para la situación preoperacional (previas a la implementación del PMI), conducciones concentradas principales: ríos, arroyos, cañadas y canales. Su planimetría se obtuvo de mapas y planos de las obras, contándose además con relevamientos de secciones transversales. A medida que se generan excedentes hídricos y estos comienzan a escurrir, tienden a concentrarse en determinadas zonas del terreno que, debido a las bajas pendientes de las cuencas de llanura, a menudo no presentan cauces definidos. La planimetría de estas zonas de concentración de flujo, ramales, se obtuvieron a partir del análisis del MDT de detalle. Los ramales fueron incorporados en el modelo unidimensional acoplado, a fin de representar los flujos durante las crecidas. A continuación, se muestran en la Figura 3, a modo de ejemplo, las conducciones concentradas principales y los ramales y subcuencas asociadas determinados para la subregión A1 (submodelo I).



a) Conducciones concentradas principales.



b) Ramales y subcuencas asociadas.

Figura 3: Submodelo I (Subregión A1)

La cuenca del Salado presenta numerosas cubetas, de origen eólico; comúnmente denominadas bajos. Estos constituyen zonas de almacenamiento no resueltas a la escala del modelo, ya que sus dimensiones son menores al paso de discretización horizontal. En consecuencia, su efecto integrado debe ser representado como una abstracción inicial (volumen por unidad de área), al igual que se hace con los charcos en modelos de menor escala. Dicha abstracción inicial se zonificó por subcuenca, determinándose a igual escala el volumen de bajos a partir del MDT de detalle.

Las redes de comunicación vial y ferroviaria constituyen obstrucciones significativas al escurrimiento de las aguas. Este efecto de obstrucción es mitigado con obras de arte (puentes y alcantarillas). Las rutas y ferrocarriles se representan en el MIKE SHE como contornos unidimensionales impenetrables. El flujo de agua a través de las obras de arte se tuvo en cuenta mediante las conducciones que los atraviesan.

En la [Tabla 3](#) se muestran, a modo de ejemplo, los rangos de pasos espaciales utilizados en el submodelo I observándose las distintas escalas de resolución espacial de los procesos.

Proceso	Discretización	Paso espacial
Escorrentía superficial	Discretización horizontal	2500-5000 [m]
Flujo en cauces	Distancia entre secciones	1000-5000 [m]
Zona no saturada	Discretización vertical	0.2-10 [m]
Zona saturada	Discretización horizontal	2500-5000 [m]
Zona saturada	Discretización vertical	10-240 [m]

Tabla 3: Escalas de resolución espacial.

3.2 Datos de forzantes

Las precipitaciones constituyen el forzante principal del proceso hidrológico para este sistema, representando la entrada de agua al mismo. En segundo lugar, puede considerarse a la evapotranspiración potencial, que consiste en la extracción potencial de agua del sistema.

En el caso de las precipitaciones, se dispuso de 87 series diarias en toda la cuenca. En base a los datos disponibles, se estableció como intervalo de tiempo de la simulación hidrológica

continúa el período 1963-2004. Una cantidad menor de estaciones, 14, permitió obtener, a partir de datos de temperatura, heliofanía, radiación, velocidad del viento y humedad relativa, mediante el método de Penman (Penman, 1956), las series diarias de evapotranspiración potencial. En ambos casos, se construyeron polígonos de Thiessen alrededor de cada estación, asignando a cada uno de ellos una serie temporal.

3.3 Datos de condicionantes

La evapotranspiración real está condicionada por las características del follaje y de las raíces de la vegetación, siendo siempre menor o igual a la evapotranspiración potencial. En el sistema MIKE SHE esas características se representan, respectivamente, por el índice de área foliar y el de profundidad de las raíces.

Las características del suelo, como el tipo, humedad y permeabilidad hidráulica vertical del suelo saturado condicionan el proceso de infiltración. En el modelo matemático, la infiltración a través de la zona vadosa depende de la conductividad vertical, la cual es una función de la saturación efectiva elevada a una potencia, denominada coeficiente de potenciación de Averjanov (Averjanov, 1950), cuyo valor depende del tipo de suelo y que fue determinado correspondiendo los valores del coeficiente de Averjanov y con las categorías de suelo encontradas en la cuenca (INTA, 1995). La humedad del suelo se caracteriza mediante la saturación efectiva que es función de la humedad de saturación y la humedad residual, adoptándose para el modelo valores uniformes representativos de una media para suelos medio finos a gruesos (Wösten, 1999). La permeabilidad hidráulica vertical del suelo saturado también condiciona la capacidad de infiltración (Wagner y Medina, 1988), mientras que la permeabilidad hidráulica horizontal del suelo afecta solamente el escurrimiento del agua subterránea. Dado que ambos flujos son extremadamente lentos debido a las bajas pendientes de la cuenca, y no influyen de manera sustantiva en los resultados, se utilizaron la zonificación y los valores estimados en el PMI.

La discretización vertical condiciona la representación del flujo subterráneo, dado que no es posible, por razones de capacidad de cálculo, hacer que el error de truncamiento se torne despreciable. En general, el subsuelo muestra una zona no saturada en la parte superior y una saturada en la inferior, que requieren discretizaciones diferentes. En base a los datos disponibles de series históricas de niveles freáticos, se tomó un valor de 40 m como cota inferior para el espesor de la zona no saturada, que fue discretizado en 9 celdas. Para representar la zona saturada subyacente, el subsuelo fue discretizado en tres celdas, correspondientes con las principales capas hidrogeológicas. Otra variable que condiciona el flujo subterráneo es la capacidad de almacenamiento en el suelo, representada por el almacenamiento específico (se adoptó un valor uniforme representativo de un suelo arenoso denso (Anderson y Woessner, 1950) y el rendimiento específico (se tomó el campo de valores utilizado en el PMI).

La rugosidad del terreno condiciona la velocidad de la escorrentía. Esta se caracteriza a través del coeficiente de rugosidad n de Manning del terreno, asignándose al mismo un valor uniforme de 0.033 (Chow, 1959).

Las condiciones iniciales constituyen un condicionante significativo de la evolución de este sistema. En particular, el nivel freático inicial es muy determinante de esa evolución, ya que para reproducir correctamente las mayores inundaciones registradas en la cuenca (primeros años de las décadas de 1990 y del 2000) es necesario que las fuertes precipitaciones que las generaron se encuentren en presencia de niveles freáticos muy cercanos a la superficie del terreno, y esto se logra partiendo de niveles iniciales adecuados. Adicionalmente, para evitar un largo transitorio durante el arranque, que inutilizaría varios años iniciales de la

corrida, es necesario que la condición inicial represente una condición de régimen, con el balance vertical bien establecido. Esta condición se generó mediante una simulación de estabilización, bajo un régimen de lluvias y evapotranspiración potencial con periodicidad anual.

Como condición de borde para el agua subterránea, se adoptó un contorno impermeable conociéndose que las curvas isofreáticas en la cuenca son aproximadamente perpendiculares a la fronteras elegidas para los submodelos, En los tramos particulares de las fronteras en que no se cumple dicha condición se adoptó como condición de borde un gradiente piezométrico fijo, obtenido de las curvas isofreáticas medias conocidas.

3.4 Discretización temporal

El paso temporal para los procesos de infiltración a través de la zona no saturada, escorrentía superficial y evapotranspiración los elige el propio modelo mediante un criterio automático, de modo de garantizar la precisión de los resultados. El usuario especifica sólo un paso temporal máximo, lo que constituye un criterio adicional de precisión. Este se fijó en 24 horas. Lo mismo sucede con el paso temporal para el proceso de flujo subterráneo a lo largo de la zona saturada. Se especificó un paso temporal máximo de 7 días.

El paso temporal para el proceso de flujo superficial en las conducciones debe ser provisto por el usuario. Por razones de precisión, este debe especificarse de modo que las ondas de inundación (que se trasladan con una velocidad del orden de la del flujo) viajen aproximadamente un paso espacial (intervalo entre secciones transversales) por paso de tiempo. De todos modos, por razones de estabilidad es necesario, en general, tomar un paso menor. Este varió, de una región a otra, entre 2 y 10 minutos.

A modo de ejemplo, en la [Tabla 4](#) se presentan los rangos de pasos temporales utilizados en el submodelo I observándose las distintas escalas de resolución temporal de los procesos.

Proceso	Paso Temporal
Flujo Superficial	10-24 [horas]
Flujo Concentrado	2-10 [minutos]
Zona No Saturada	10-24 [horas]
Zona Saturada	3-7 [días]

Tabla 4: Escalas de resolución temporal.

4 VALIDACIÓN Y CALIBRACIÓN DEL MODELO

4.1 Criterios

Como criterio general de aceptabilidad, el modelo debe ser capaz de proveer resultados que muestren un acuerdo cuantitativo satisfactorio con las mediciones disponibles de niveles y caudales de aguas superficiales y niveles freáticos. Al mismo tiempo, se apuntó a lograr un acuerdo cualitativo satisfactorio entre los mapas de inundación asociados a las grandes crecidas, provistas por el modelo y los registrados satelitalmente.

En primer lugar, el modelo se validó verificando la reproducción de las grandes tendencias; en particular, los momentos de ocurrencia y orden de magnitud de los mayores excedentes hídricos, y la modulación de los niveles freáticos.

En segundo lugar, el modelo se calibró tratando de reproducir lo más fielmente posible los valores registrados, en un sentido global. Para ello se ajustaron el nivel freático inicial (a través de factores de ajuste de la precipitación del año 1963, por estación, que fue la base del

este forzante para las corridas de estabilización de la condición inicial) y la evapotranspiración potencial (mediante un factor selectivo por estación, que siempre resultó inferior a 1 y al que no se le permitió bajar de 0,85, lo que significa asumir una incertidumbre de a lo sumo el 15%, en general, orden de magnitud de este tipo de datos).

4.2 Ensayos de sensibilidad

Previo a la etapa de calibración, el submodelo I fue utilizado para efectuar un análisis de sensibilidad de los resultados a variaciones en distintos parámetros del modelo. Se utilizó como base de comparación el caudal calculado en la estación Junín, en el punto de salida de la subregión. Las variables analizadas fueron aquellas que presentaban un grado de incertidumbre importante en su determinación de cara al proceso de calibración del modelo. Se destacan los resultados de los ensayos de sensibilidad al espaciamiento entre secciones transversales y al paso de discretización espacial horizontal:

Espaciamiento entre secciones transversales: Se compararon los resultados utilizando un espaciamiento medio de 2000 m para las conducciones principales y 5000 m para las secundarias, con los de un modelo con espaciamiento medio de 1000 m para ambos tipos de conducciones. Se observó poca diferencia entre los resultados; el afinamiento del espaciamiento produce caudales picos algo menores, no llegando a superar una variación del 10 %. Esto demuestra que no es necesario incluir en el modelo todas las secciones transversales relevadas para las conducciones primarias (el espaciamiento mínimo entre secciones es muy pequeño en relación a las escalas de movimiento resueltas por el modelo), por lo que resulta suficiente utilizar mucha menos información. Además, tampoco es conveniente utilizar todas las secciones, porque entonces se requiere un paso de cálculo temporal demasiado pequeño para calcular la traslación de las ondas en la conducción, tornando muy alto el tiempo de procesamiento.

Paso de discretización espacial horizontal: Se evaluó un paso espacial horizontal de 2500 m y uno de 5000 m, pero ambos con el mismo MDT (de 5000 m). Se observó un poco variación entre ellos, indicando que la discretización adoptada no constituye una fuente de error considerable.

Los ensayos de sensibilidad realizados para otras variables como la humedad de saturación del suelo, la conductividad hidráulica vertical y el almacenamiento específico mostraron variaciones significativas, de modo que estos parámetros ameritarían algún tipo de determinación a través de mediciones. Por otro lado, la humedad residual del suelo, la conductividad hidráulica horizontal, el rendimiento específico y el coeficiente de rugosidad de Manning del terreno mostraron muy poca sensibilidad en los resultados. En la [Tabla 5](#) se muestra un resumen de algunos de los valores de los parámetros utilizados en el modelo.

Proceso	Parámetro	Valores	Unidad	Variación Temporal	Variación Espacial
Flujo superficial	Rugosidad del terreno (n de Manning)	0.033	s.m ^{-1/3}	No	No
Flujo concentrado	Rugosidad en cauces (n de Manning)	0.025 - 0.080	s.m ^{-1/3}	No	Si
Zona no saturada	Humedad de Saturación (θ_s)	0.405	-	No	No
	Humedad Residual (θ_r)	0.015	-	No	No
	Permeabilidad vertical saturada (Kvs)	$3 \cdot 10^{-6}$ - $6 \cdot 10^{-4}$	m/s	No	Si
	Parámetro de Averjanov (n)	5 - 16	-	No	Si
Zona saturada	Permeabilidad horizontal saturada (Kh)	1 - 20	m/día	No	Si
	Rendimiento Específico (Sy)	0.005 - 0.100	-	No	Si
	Coefficiente de Almacenamiento (Sc)	$2 \cdot 10^{-4}$ - $8 \cdot 10^{-4}$	1/m	No	Si
Evapo-transpiración	Índice de Área Foliar (LAI)	2 - 5	-	Si	Si
	Profundidad Radicular (RD)	0.10 - 0.85	m	Si	Si

Tabla 5: Resumen de parámetros.

4.3 Resultados

En general se obtuvieron acuerdos satisfactorios al comparar los datos históricos registrados con los resultados simulados por el modelo. A título ilustrativo, se presentan algunos resultados obtenidos con el submodelo I.

La Figura 4 muestra la comparación entre los aforos y los caudales calculados para la situación preoperacional en el Río Salado a la salida de la subregión y se comparan los registros de nivel en la Laguna de Gómez con los resultados del modelo.

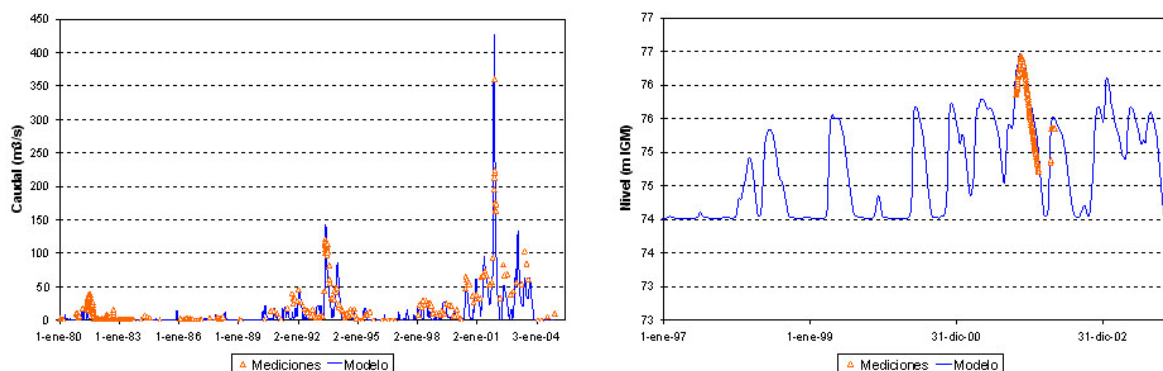


Figura 4: Calibración - Caudales en Junín y Niveles en Laguna de Gómez.

En la **Figura 5** se muestra la comparación entre registros freaticos y niveles calculados en dos estaciones. El acuerdo se considera muy satisfactorio en términos generales, ya que el modelo es capaz de reproducir la modulación temporal de los registros.

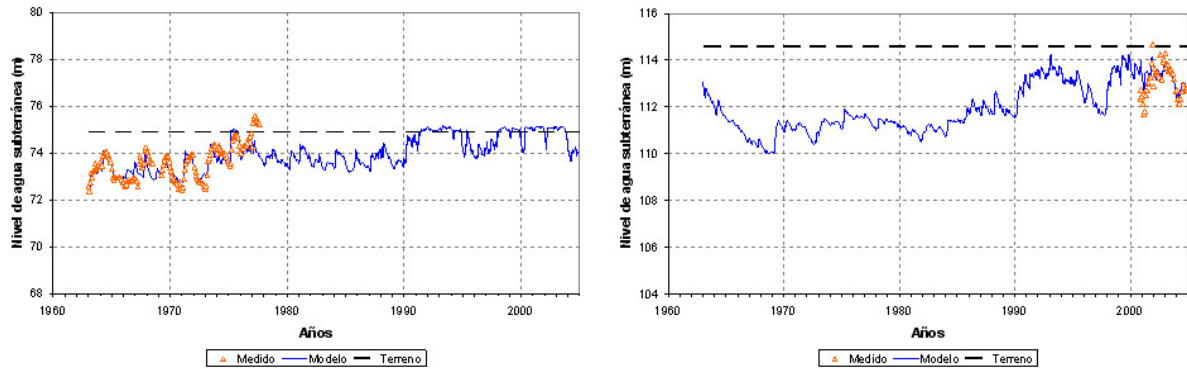
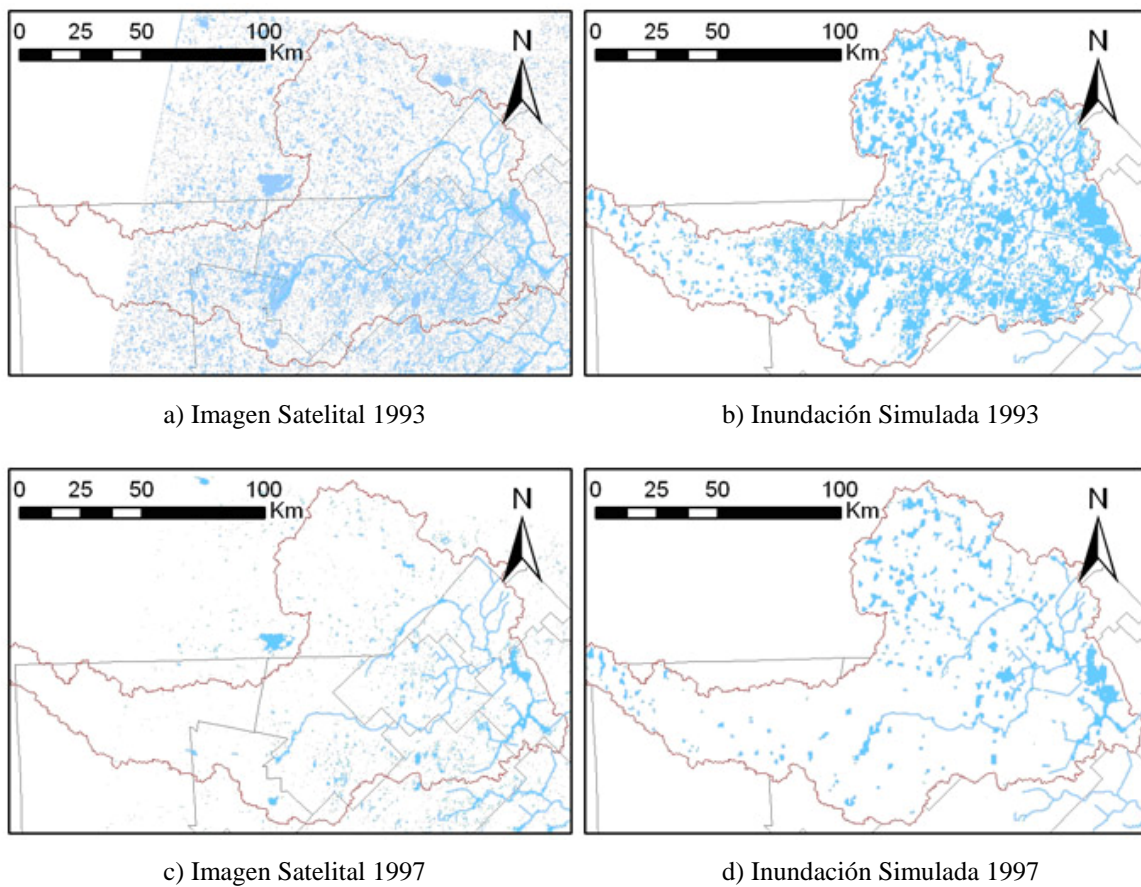


Figura 5: Calibración - Niveles freaticos en Junin y Gral. Villegas.

La **Figura 6** presenta la comparación entre las zonas inundadas de acuerdo a imágenes satelitales y al modelo, para los instantes de mayor inundación correspondientes a las crecidas de 1993, 1997 y 2001. Se observa un acuerdo cualitativo satisfactorio.



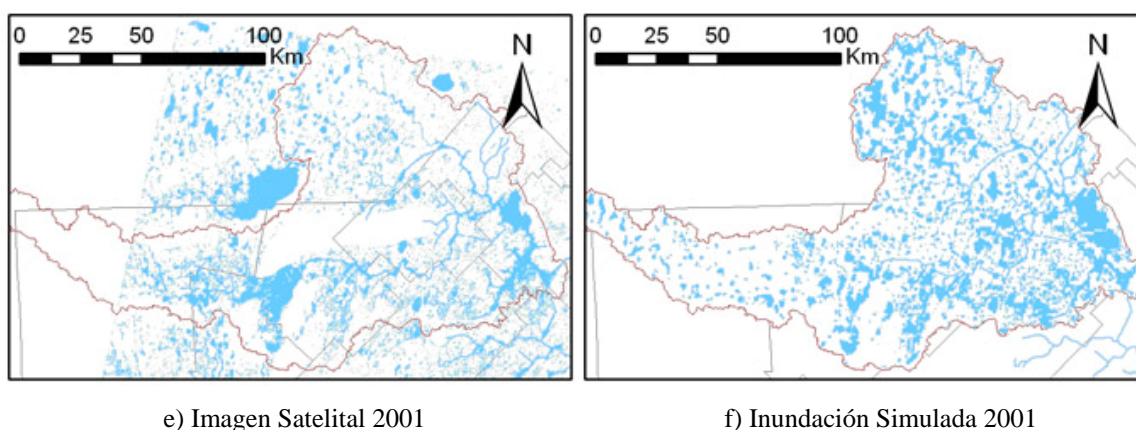


Figura 6: Comparación entre zonas inundadas registradas y calculadas.

Si bien el flujo de agua subterránea fue modelado por subregión, el ensamble de las isofreáticas resultó compatible entre subregiones, tal cual surgió de efectuar una comparación con resultados del modelo regional de agua subterránea obtenidos en el PMI. Esto fue considerado como una validación adicional de la metodología de modelación utilizada.

5 UTILIZACIÓN DE LA HERRAMIENTA

Un modelo matemático de un sistema hídrico tiene tres usos principales:

- diagnosticar (comprender como funciona el sistema)
- predecir (uso como herramienta de gestión)
- efectuar análisis retrospectivos (desentrañar relaciones causa-efecto en eventos que resultaron en conflictos)

Como herramienta de diagnóstico el modelo validado y calibrado de la cuenca del río Salado permitió: (a) explicar las causas de las inundaciones extraordinarias y reproducir la historia temporal de las inundaciones sobre el período de análisis en cada subregión; (b) identificar las trayectorias más eficientes para el planteo de canalizaciones de alivio; (c) construir mapas de riesgo de inundación. Además, el modelo permitió estudiar de la performance del plan de obras planteado para la cuenca y analizar retrospectivamente eventos hidrológicos importantes sucedidos en la región.

5.1 Inundaciones

Para entender los causantes de las inundaciones extraordinarias en la cuenca del río Salado es necesario distinguir entre dos tipos de inundación: la *inundación en bajos no drenados* que es la que se produce en los bajos que no poseen un drenaje y, en consecuencia, almacenan agua básicamente estanca, que se acumula hasta infiltrar o evaporarse; y la *inundación a lo largo de las conducciones* que es la que se produce en una conducción concentrada (río, arroyo, cañada) o a través de una serie de bajos conectados por canales, donde existe un drenaje hacia una zona controlada.

Debido a que en el modelo el efecto de almacenamiento en bajos está incorporado en forma agregada, como una abstracción inicial, la inundación en bajos no drenados no es un valor directamente accesible de los resultados, sino que fue necesario desarrollar una metodología de *recuperación* de esa información. Se planteó una ley para relacionar el

volumen de agua acumulada en superficie, que constituye una variable de salida del modelo, versus el área de bajos no drenados inundada.

Combinando la información provista por las series temporales de niveles de agua a lo largo de todas las conducciones concentradas (principales y ramales) con los datos de perfiles transversales, es posible determinar las series de áreas instantáneas de inundación asociadas a los distintos tramos.

En la *Figura 7* se presentan, a título ilustrativo, las series temporales de área total inundada de bajos no drenados y de inundación a lo largo de conducciones obtenidas del submodelo I (subregión A1). En ambos casos se observa una clara tendencia creciente del área inundada en el período de estudio. También se observa que las áreas inundadas a lo largo de las conducciones son, en general, un orden de magnitud menor a las correspondientes a bajos no drenados.

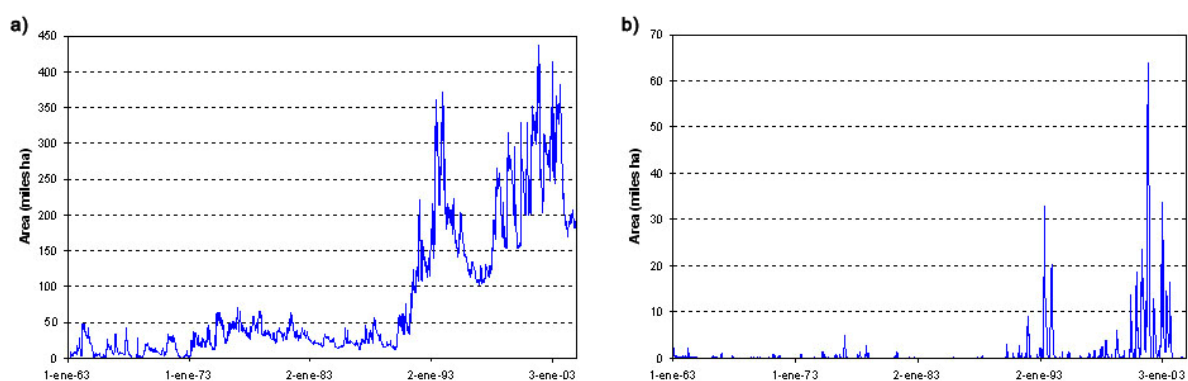


Figura 7: Áreas inundadas parciales para la subregión A1: (a) de bajos no drenados- (b) a lo largo de conducciones.

Una pregunta relacionada al diagnóstico, que la utilización del modelo pudo responder, fue la siguiente: *¿Por qué la cuenca del Salado entró en crisis de inundaciones desde fines de los 80 hasta principios de los 2000?* Mediante análisis estadísticos que han evidenciado una tendencia al aumento de la frecuencia de las precipitaciones intensas en esta región (Re et al., 2006), el modelo muestra que se produjo, en concomitancia, una casi continua elevación del nivel de la napa freática, lo que en algún momento puso en crisis la capacidad de infiltración de los suelos, dando lugar a la generación de relativamente grandes excedentes hídricos (superficiales).

5.2 Identificación de trayectorias eficientes

Para identificar las más eficientes trayectorias del agua superficial en cada una de las subregiones, es necesario entender el funcionamiento de los ramales (donde se colectan excedentes hídricos de una subcuenca asociada).

Para efectuar una categorización de ramales, que contribuya a definir un criterio de prioridades en cuanto a construcción de canales colectores secundarios, se estableció un indicador de su capacidad de captación. Se eligió como índice el caudal medio asociado al período 1990-2004, que es el que capta los mayores excedentes y evita los grandes períodos sin caudales. A partir de este tipo de resultados se pudo construir directamente un ranking de capacidad de captación.

El modelo ha permitido generar un orden prioritario de los ramales en términos de su actividad (volumen de agua conducido), lo que contribuye a conformar un criterio para encarar futuras canalizaciones secundarias, respondiendo a la pregunta acerca de cuál debería

ser la estrategia de construcción de canales secundarios.

5.3 Construcción de mapas de riesgo

El excedente hídrico es el agua que queda en superficie, luego del balance vertical, y, superando la abstracción inicial, escurre. Es una variable secundaria que representa el efecto neto de las precipitaciones, ya que tiene en cuenta los efectos del nivel de la napa freática y de la inundación superficial. Esta variable es la que ha sido utilizada para caracterizar el nivel de recurrencia (medida de la probabilidad de que un evento de una determinada magnitud sea igualado o excedido por lo menos una vez durante un período determinando), tratándolo a un nivel de agregación de subcuenca.

Para construir los mapas de inundación, se cortó la superficie constituida por el MDT de detalle con la superficie de inundación obtenida del modelo para cada nivel de recurrencia. En la [Figura 8](#) se presenta el mapa de inundación de toda la cuenca del río Salado para los eventos de 2, 5 y 10 años de recurrencia.

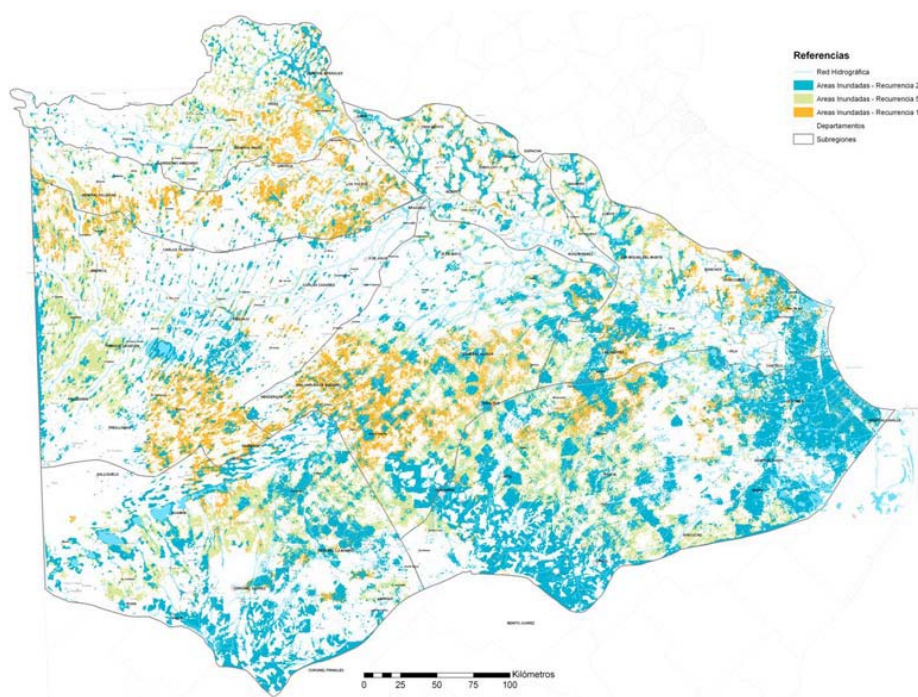


Figura 8: Mapa de riesgo de inundación.

5.4 Performance de obras

Las obras hidráulicas contempladas en el PMI se podrían clasificar en tres tipos: canalizaciones, drenajes de bajos y obras de control. Las canalizaciones tienen como función colectar excedentes hídricos y transportarlos hacia zonas controladas; su implementación computacional es relativamente sencilla, modificándose la geometría de las secciones transversales de la conducción original y asignándole al fondo del canal la rugosidad correspondiente. Los drenajes de bajos son canales cortos y de relativamente baja capacidad que drenan agua desde los bajos hacia alguna canalización cercana; su representación en el modelo no es explícita, por un problema de escala y de información, teniéndose en cuenta sus efectos agregados (reducción del volumen de bajos no drenados asociado a la correspondiente celda reduciendo la abstracción inicial de esa celda). Las obras de control, que se implantan

en las canalizaciones o aguas abajo de las lagunas, tienen como función controlar el caudal pasante; en el modelo se representan sus efectos, a través de la especificación de una ley de funcionamiento que relaciona el caudal y los niveles de agua a ambos lados de la estructura en forma paramétrica (en el caso de las compuertas se impone una política de operación de las partes basada en la situación hidráulica o hidrológica del sistema).

Para la evaluación de la performance del plan de obras hidráulicas, en cada submodelo se definieron distintos escenarios. Estos escenarios, representativos de la situación de la cuenca sin obras (preoperacional) y con obras, fueron definidos incorporando efectos de a uno en función de las características de las obras. A modo de ejemplo, en la [Figura 9](#) se presentan las obras hidráulicas estudiadas con el submodelo I, donde se incorporaron una serie de tramos canalizados, incluyendo en algunos de ellos obras de control.

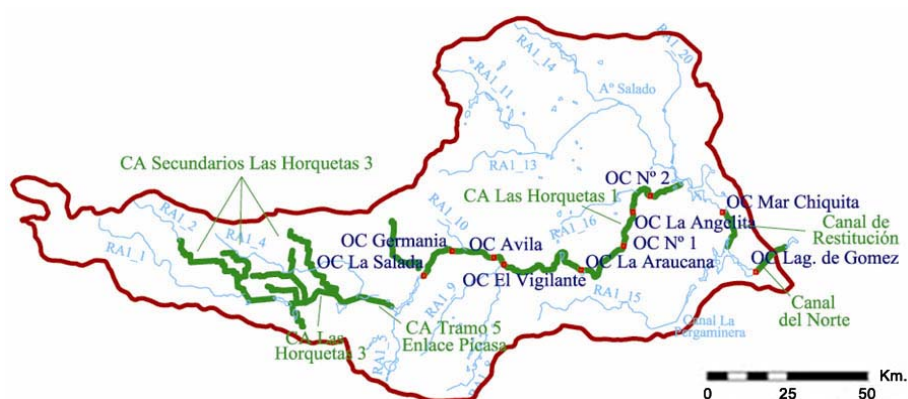


Figura 9: Obras hidráulicas en la subregión A1 (CA: canalización; OC: obra de control).

Las preguntas que respondió el modelo, respecto del comportamiento de las obras, tuvieron que ver con las comparaciones de los resultados obtenidos con los distintos escenarios. En la [Figura 10](#) se presenta la comparación de áreas inundadas en la subregión A1 con y sin las obras durante la crecida de 1993. En este caso se observa que la presencia de las obras se manifiesta en una reducción muy importante del área inundada, con una duración de la crecida muy inferior a la de la situación preoperacional.

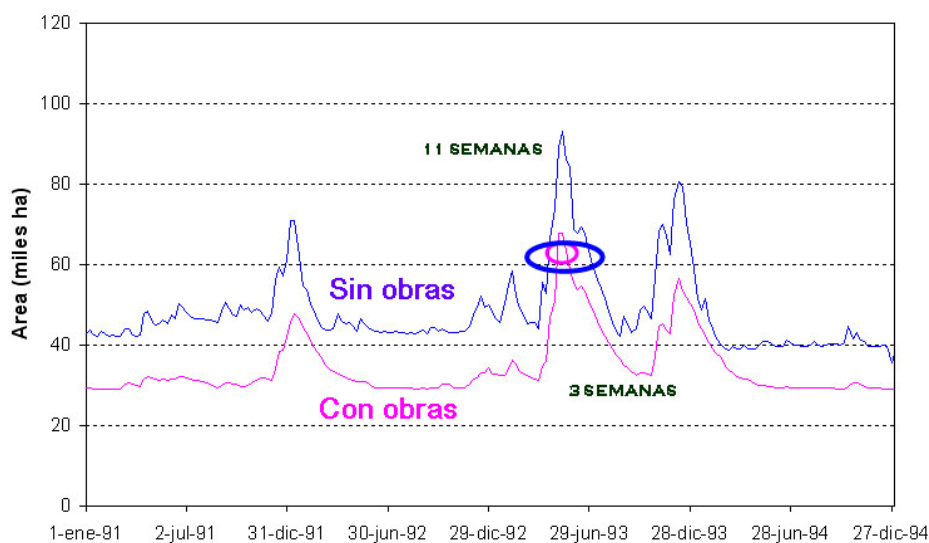


Figura 10: Comparación de áreas inundadas en la subregión A1.

5.5 Análisis retrospectivo

En cuanto a las posibilidades de análisis retrospectivo con el modelo, aquí se presenta una de las preguntas más interesantes que tuvieron una respuesta con la explotación del modelo. Esta se relaciona con la inundación de la localidad de Villa Lago Epecuen de 1985-1987, a saber: *¿Qué hubiera sucedido si hubiera estado cerrado el Canal Ameghino?* El Canal Ameghino fue construido en esa región a fines de la década del 70 para derivar aguas del río Salado al sistema de Lagunas Encadenadas. Esta situación hipotética fue representada con el submodelo V y se plantearon dos escenarios preoperacionales: Base y Antiguo. El primer escenario se considera representativo de la situación histórica y el segundo apunta a comprender la incidencia de la construcción del Canal Ameghino sobre la inundación de 1985. En la [Figura 11](#) se observa que las respuestas se diferencian claramente a partir de diciembre de 1985, indicando que el exceso de caudal aportado a la zona provino del Canal Ameghino. Se concluye, entonces, que la inundación no sólo hubiera sido menor, sino de mucho menor duración.

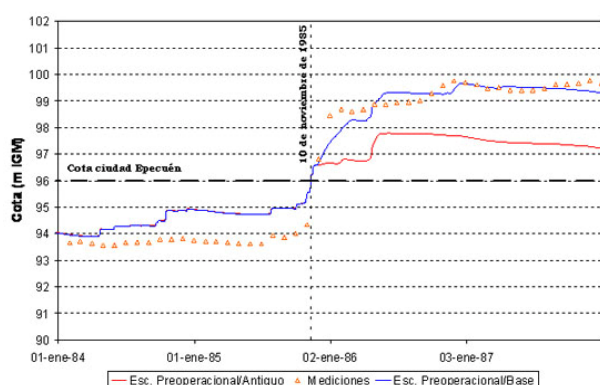


Figura 11: Inundación en Villa Lago Epecuen.

6 CONCLUSIONES

Los modelos hidrológicos integrados para flujo superficial y subterráneo ya han alcanzado un nivel de madurez suficiente, es decir, han logrado una buena representación física de los procesos y sus interrelaciones como para ser utilizados como herramienta práctica. Este trabajo demuestra que son posibles de aplicarlos a escala de cuenca, posibilitando la resolución simultánea de fenómenos de diversas escalas. En particular, su aplicación a la cuenca del río Salado ha permitido un avance técnico destacable respecto de experiencias anteriores.

El tratamiento de una cuenca extensa mediante la implementación de submodelos, aseguró un manejo óptimo de la modelación permitiendo contar con resultados lo suficientemente precisos obtenidos de simulaciones computacionalmente eficientes con la poca y la mejor información de base disponible.

La aplicación de una herramienta de estas características a una cuenca como la del río Salado ha requerido del manejo de una importante cantidad de datos y de la elección de varios parámetros para la modelación. Un correcto diseño de ensayos de sensibilidad, en el marco de una estrategia conjunta de calibración y validación, ha posibilitado la detección de aquellas variables de mayor importancia relativa permitiendo su adecuada definición.

REFERENCIAS

- Abbott, M., Bathurst, J., Cunge, J., O'Connell, P. y Rasmussen J., An Introduction to the European Hydrological System, *Système Hydrologique Européen, SHE, 2: Structure of a Physically-Based, Distributed Modelling System*, volume 87. *Journal of Hydrology*, 1986.
- Anderson, M.P. y Woessner, W.W., *Applied Groundwater Modeling*, Academic Press, San Diego, 1950.
- Averjanov, S., *About permeability of subsurface soils in case of incomplete saturation*, in English Collection, Vol. 7., *The theory of ground water movement*, Princeton University Press, Princeton, NJ, 1950.
- Chow, V., *Open-Channel Hydraulics*, McGraw-Hill, 1959.
- Farr, T. y Kobrick, M., The Shuttle Radar Topography Mission, Volume 82, *Eos Trans. American Geophys. Union*, 2001.
- Halcrow & Partners, *Plan Maestro Integral de la Cuenca de Río Salado*, Ministerio de Obras y Servicios Públicos de la Provincia de Buenos Aires, La Plata, Argentina, 1999.
- Halcrow & Wallingford, *ISIS Flow User Manual*, Sir William Halcrow & Partners Ltd y HR Wallingford Ltd., 1997.
- Havno, K., Madsen, M. y Dorge, J., MIKE 11 - A generalised river modelling package, in *Computer Models of Watershed Hydrology*, Singh, V.P., Ed., Water Resources Publications, Colorado, USA, 1996.
- Herzer, H., *Flooding in the Pampean Region of Argentina: The Salado Basin*, Chapter 10 in *Building Safer Cities: The Future of Disaster Risk*, Kreimer, Arnold y Carlin Eds., The World Bank, Washington, USA, 2003.
- INTA, *Atlas digital de suelos de la República Argentina*, Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, Argentina, 1995.
- Kristensen, K.J. y Jensen, S.E., A model for estimating actual evapotranspiration from potential evapotranspiration, *Nordic Hydrology*, Royal Veterinary and Agricultural University, 6, pp. 170-188, 1975.
- Manley, R., *HYSIM Reference Manual*, Manley Consultancy, Cambridge, 1993.
- McDonald, M. y Harbaugh, A., *A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model*, U.S. Geological Survey, Techniques of Water Resources Investigations, Book 6, Chapter A1, 1988.
- Penman, H., Evaporation: An introductory survey, *Netherlands Journal of Agricultural Sciences*, Serie A, 4:9-29, 1956.
- Re, M., Saurral, R. y Barros V., *Extreme precipitations in Argentina*, Proceedings of the 8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, 24-28 abril 2006, Foz do Iguaçu, Brasil, INPE, 1575-1584, 2006.
- Wagner, M. y Medina, G., *Técnicas de evaluación de compactación de suelos*, Volumen 33. Fondo Nacional de Investigaciones Agropecuarias, Centro Nacional de Investigaciones Agropecuarias, Venezuela, 1988.
- Wösten, J., *METADATA - Hypres Database of Hydraulic Properties of European Soils 1.0.*, DLOWinand Staring Centre for Integrated Land, Soil and Water Research, The Netherlands, 1999.