

RELACIONES DE ESCALAMIENTO DE PARAMETROS PARA DIFERENTES NIVELES DE DISCRETIZACIÓN ESPACIAL EN LA MODELACIÓN MATEMÁTICA DISTRIBUIDA DEL ESCURRIMIENTO SUPERFICIAL EN CUENCAS DE LLANURA.

Hernán Stenta⁽¹⁾, Gerardo Riccardi^{(1),(2)} y Pedro Basile⁽¹⁾

(1) Departamento de Hidráulica y CURIHAM. FCEIyA. Universidad Nacional de Rosario.

(2) CIUNR. Departamento de Hidráulica y CURIHAM. FCEIyA. Universidad Nacional de Rosario. Riobamba 245 bis (2000) Rosario, Argentina.-Telefax: +54+341-4808541 – e-mail: hstenta@fceia.unr.edu.ar

RESUMEN

Se realiza el estudio de los efectos del tamaño de grilla (TG) en la modelación matemática del escurrimiento superficial en tres cuencas utilizando un modelo distribuido físicamente basado. Se constituyó el modelo matemático para cuatro tamaños de grilla diferentes y para las tres cuencas. Se analizaron las modificaciones en la topografía y se aplicó un procedimiento propuesto de escalamiento de los parámetros basado en conservar el almacenamiento de equilibrio. Los resultados indican que a medida que aumenta el tamaño de la grilla es necesario incrementar la resistencia del valle (nv) o bien disminuir la pendiente transversal en celdas (ITC – representa la geometría de almacenamiento y conducción dentro de la celda) para obtener similitud hidrológica entre las diferentes discretizaciones. Los menores grados de similitud se observan en términos de alturas de agua en celda mediante el escalamiento de nv. Los mejores resultados se obtienen mediante el escalamiento de ITC para todas las variables analizadas. La agregación del sistema a modelar genera alteraciones tanto de las características derivadas del relieve como de las respuestas hidrológicas. El efecto primario de la agregación sobre las características de la topografía es la de generar una representación más atenuada del relieve, con pendientes locales máximas y medias menores y una reducción de las longitudes de cursos a medida que aumenta el tamaño de grilla. Este efecto produce, a igualdad de todos los demás parámetros, respuestas más lentas en la cuenca. Por el contrario; para la abstracción a nivel de celda considerada (ITC >0); a igualdad de todos los parámetros, el incremento del tamaño de la grilla produce una respuesta más rápida de la cuenca, ya que se modifica la relación entre altura, volumen y caudal en celdas. Esta relación es de fundamental importancia en el proceso propagatorio del flujo superficial. Los resultados evidencian el dominio de los efectos de la agregación de las relaciones entre altura, caudal y volumen en celdas sobre los efectos de agregación del relieve y la red hídrica. Con los resultados obtenidos se realizó el planteo de relaciones experimentales de escalamiento de los parámetros propuestos caracterizando las diferentes cuencas estudiadas.

Palabras Clave: cuencas rurales de llanura, modelación matemática distribuida, escalamiento de parámetros, similitud hidrológica-hidráulica

INTRODUCCION

El tema relacionado a los efectos de escala en el ámbito de la hidrología ha recibido un importante desarrollo en la década de los '80. Por ejemplo, un volumen completo del Journal of Hydrology (Rodríguez-Iturbe y Gupta, 1983) fue dedicado a temas vinculados a efectos de escala. En el año 1986, muchos artículos que componen el Volumen N° 22 de la Revista Water Resources Research (Burgess, 1986) abordan la temática relacionada a los efectos de escala.

A medida que se incrementa el tamaño de grilla en la modelación matemática de una cuenca (se modifica la escala espacial) se produce un efecto de agregación y se obtienen, en general, diferentes representaciones de la topografía de la cuenca; se modifican los atributos derivados de la misma; se modifica la red de drenaje; se modifican datos de entradas y parámetros y se altera la representación de los procesos hidrológicos representados. Estos efectos abarcan todo el rango de sistemas posibles de modelar; desde una pequeña cuenca urbana de pocas hectáreas a una cuenca rural de varios miles de kilómetros cuadrados.

Al modificarse el tamaño de la grilla se produce una modificación en la representación del relieve; es decir, los diferentes tamaños de grilla generan representaciones topográficas distintas del mismo sistema, aún partiendo de la misma base de datos. A su vez se modifican todos los atributos derivados de la topografía, como ser, pendientes, curvaturas, áreas de drenaje y sus distribuciones espaciales y de frecuencia. Numerosos trabajos, tales como Moglen y Hartman (2001); Vieux (1993); Wolock y Price (1994); García et al. (2002) coinciden en que a medida que aumenta el tamaño de grilla, la representación de la topografía es resuelta en forma más atenuada y esto se traduce en una disminución de los valores de las pendientes locales dentro del sistema. Al aumentar el tamaño de grilla se pierde la capacidad de reproducir la traza de los cursos; los cursos meandrosos son reproducidos con una longitud menor al disminuir la resolución; lo que se traduce en una disminución de la densidad de drenaje de la cuenca.

Las ventajas de los modelos de parámetros distribuidos se traducen en la posibilidad de la representación espacial de las variables que intervienen en el proceso de transformación lluvia-caudal y propagación de flujo. A su vez estos modelos requieren gran cantidad de información de entrada, tiempo de cálculo y espacio en disco para los resultados. Por lo tanto; si es posible alcanzar un determinado grado de similitud hidrológica-hidráulica entre diferentes niveles de detalle se reduce la cantidad de información de entrada y el tiempo de cálculo; implementando discretizaciones menos detalladas y sobre las cuales se obtienen respuestas similares a la de mayor nivel de detalle.

Dooge (1986) remarcó que a diferencia de la teoría hidráulica, la cual cuenta con los números de Reynolds y Froude; en hidrología no existen principios de similitud para el comportamiento de una cuenca. Una relación de similitud podría permitir que los resultados del modelo sean aplicables a diferentes escalas manteniendo determinadas relaciones sobre un amplio rango de escalas.

Al no existir un criterio único y aceptado para plantear similitud hidrológica entre diferentes discretizaciones de una cuenca se aplicaron numerosos conceptos. Uno de ellos es el de conservar el almacenamiento de equilibrio entre las discretizaciones del sistema en estudio.

El almacenamiento de equilibrio resulta una medida muy eficiente del comportamiento de una cuenca; ya que integra los efectos de las pendientes, convergencia de flujo y rugosidad

hidráulica distribuida espacialmente (Wu et al., 1978). Estos investigadores han sido los primeros en introducir y utilizar el concepto de conservar el almacenamiento de equilibrio para establecer similitud entre un sistema de detalle y otro agregado.

Macor y Pedraza (2001) estudiaron el efecto de la discretización espacial sobre la simulación del escurrimiento en una red de conductos pluviales sobre una cuenca teórica urbana y sobre una cuenca experimental urbana utilizando el modelo SWMM (Metcalf y Eddy, 1971). Concluyen que la escala espacial afecta significativamente los resultados de la simulación. La red de drenaje adiciona almacenamiento al sistema (atenuando y retardando los caudales picos) y a medida que disminuye la resolución una parte de la red es removida y se produce una pérdida de almacenamiento, por lo tanto los caudales pico aumentan y se anticipan en tiempo. Para compensar la pérdida de almacenamiento en la escala mayor se debe disminuir el parámetro ancho de subcuenca (W_c , cociente entre el área y la longitud del plano).

Goodrich et al. (2003) investigaron el efecto de la discretización de la cuenca en la modelación del proceso de transformación lluvia-caudal. Indicaron que una modificación de la rugosidad puede compensar, hasta un determinado punto, la distorsión topográfica de la representación de la cuenca y que más allá de dicho punto la rugosidad no puede compensar dicha distorsión.

Pedraza (2006) utilizó un modelo basado en la ecuación de onda cinemática aplicado en cuencas urbanas. Propone un procedimiento de agregación basado en conservar el almacenamiento de equilibrio y verificando el equilibrio cinemático completo de cada subcuenca a agregar, para ello escala el coeficiente de rugosidad para flujo superficial, definiendo a este parámetro escalado para los esquemas agregados como un parámetro efectivo; el mismo no tiene el significado físico de la rugosidad.

Se evidencia que el efecto de agregación espacial tiene influencia sobre la representación del relieve y las características de la red de cursos, pero que además existen efectos de la agregación espacial sobre los procesos involucrados en la modelación (en este caso transformación lluvia-caudal y propagación de crecidas). El escalamiento de parámetros debe compensar, en la medida de lo posible, los efectos antes mencionados.

Stenta (2008) y Stenta et al. (2011) realizaron un estudio sobre casos de cuencas teóricas simples para analizar los efectos derivados del relieve y de las relaciones entre volumen-altura-caudal y concluyen la agregación del sistema de modelación genera respuestas hidrológicas diferentes (respuestas más rápidas en los esquemas agregados) a igualdad de todos los parámetros (incluida la pendiente) en un caso simple como un plano inclinado ya que en el proceso de agregación no se conservan las relaciones entre caudal y volumen, relaciones que determinan la propagación del flujo en el sistema. En estas condiciones no es posible obtener similitud hidrológica-hidráulica entre las variables de flujo. Respecto a la modificación de la pendiente longitudinal, la reducción de la misma, en los esquemas agregados, puede contrarrestar el efecto de respuestas más rápidas. Al reducirse la pendiente longitudinal en el esquema agregado se incrementan las alturas de agua; se atenúan los caudales y se incrementa el volumen de agua almacenado; lo que se traduce en la modificación de las relaciones entre volumen y caudal de salida. En el esquema agregado estas relaciones ($Vol. vs Q_{sal.}$) pueden conservarse respecto al esquema de detalle modificando la pendiente longitudinal; y en el caso extremo pueden obtenerse relaciones similares entre volumen y caudal sin proceder al escalamiento de parámetros. En estos casos es posible obtener similitud en términos de caudales pero no es posible conservar las alturas

de agua en celda entre el esquema de detalle y el esquema agregado; en este último esquema las alturas resultantes serán mayores a las del esquema de detalle.

Numerosos trabajos utilizan modelos de onda cinemática; y otros en menor medida modelos con aproximación de onda difusiva. Los estudios en general se realizaron sobre cuencas rurales de relieve pronunciado o cuencas urbanas. En las cuencas rurales citadas en la bibliografía en general no existen efectos de presión antrópica, como ser terraplenes, alcantarillas y puentes.

Los efectos del tamaño de grilla se evalúan, generalmente, en términos de hidrogramas en la sección de control; en pocos casos se analizan respuestas en secciones internas o variables de flujo diferentes a caudales, como ser velocidades y alturas dentro de todo el dominio de la cuenca.

El presente trabajo analizan los efectos del tamaño de grilla aplicando un modelo matemático distribuido con aproximación de onda difusiva, sobre cuencas rurales de relieve ondulado y de relieve llano; con existencia de terraplenes, alcantarillas y puentes. Se propone un procedimiento para el escalamiento de parámetros basado en conservar el almacenamiento de equilibrio en la cuenca. Se realiza el análisis de similitud de las variables hidrológica-hidráulicas caudal, velocidades y alturas de agua en celdas; sobre todo el dominio espacial. Se escalan el coeficiente de rugosidad para flujo superficial y la pendiente transversal en celda ITC (define la geometría de almacenamiento y conducción dentro de cada celda del modelo); se compara el grado de similitud obtenido entre los diferentes tamaños de grilla y se obtienen relaciones experimentales de escalamiento de los parámetros propuestos para las cuencas analizadas.

El desarrollo de los trabajos descritos en el presente artículo se realizó en el marco de la Tesis Doctoral: Efectos del Tamaño de Grilla sobre la Modelación Matemática Distribuida del Escurrimiento Superficial en Cuencas de Llanura. (Stenta, 2008).

DESCRIPCIÓN DEL MODELO MATEMÁTICO Y PARAMETRIZACIÓN A NIVEL DE CELDA

En el presente estudio se utilizó el modelo matemático hidrológico-hidráulico, físicamente basado y espacialmente distribuido cuasi-bidimensional denominado CTSS8 (Riccardi, 2001). El sistema de modelación está basado en los esquemas de celdas originalmente propuestos por Cunge (1975). En sucesivas investigaciones se ha ampliado el campo de aplicación original (Riccardi, et al, 1995 y 2002; Riccardi, 1997). Actualmente, el sistema permite la simulación de escurrimiento superficial multidireccional en ambientes rurales y urbanos. En cada unidad de la capa superficial es posible plantear el ingreso de flujo proveniente de precipitación neta, aporte de caudales externos e intercambio de caudales con celdas adyacentes. Para la información necesaria de lluvia neta en cada celda se plantea la utilización de las metodologías reconocidas de Green y Ampt o del Servicio de Conservación del Suelo de EEUU (Chow, et. al, 1994). El escurrimiento resultante puede ser propagado mediante un espectro de leyes de descarga desde aproximaciones cinemáticas a difusivas de la ecuación de momento, permitiendo el tránsito por ríos, canales y valles de inundación. Para contemplar alternativas puntuales de flujo se incorporaron leyes de descarga para puentes, vertederos y alcantarillas. Las ecuaciones gobernantes consideradas son la de continuidad y distintas simplificaciones de la ecuación de cantidad de movimiento transformadas en formulaciones de descarga entre celdas. La distribución espacial de los parámetros y variables hidrológicas se realiza mediante la subdivisión de la cuenca en celdas de igual tamaño (cuadrangulares) interconectadas entre sí que definen el dominio del sistema hídrico a modelar. Las

celdas son tipo Valle con predominio de flujo mantiforme y tipo Río con un sector de flujo concentrado (cauce principal) y un sector de valle de inundación (flujo mantiforme).

Modelo Conceptual de Conducción y Almacenamiento a Nivel de Celda

Variabilidad a nivel de celda.

La representación del flujo superficial se puede plantear adecuadamente particionando en forma conveniente la variabilidad topográfica en variabilidad resuelta explícitamente y variabilidad parametrizada a nivel de celda (Grayson et al., 1995). La variabilidad resuelta en forma explícita (es decir variabilidad entre celdas) se representa por medio de las formas, pendientes y aspectos de las celdas individuales y su configuración relativa. La variabilidad parametrizada se representa por medio de una ecuación concentrada.

El modelo matemático utilizado contempla ambas situaciones. Incorpora la resolución del escurrimiento superficial con variabilidad resuelta explícitamente entre celdas, planteada por medio de las ecuaciones de descargas entre celdas resultantes de la utilización de la ecuación de cantidad de movimiento de Saint Venant; determinando el tránsito de flujo por medio de los niveles de agua entre celdas; y la variabilidad parametrizada a nivel de celda por medio de la pendiente transversal en la misma (ITC), que define la relación entre niveles, volúmenes y caudales. Dicha abstracción contempla el efecto de concentración de flujo en surcos; micro canales o pequeños canales como representación de los procesos de escurrimiento superficial en el terreno real.

Conducción y almacenamiento en celdas tipo “valle”.

El modelo conceptual utilizado por el modelo hidrológico-hidráulico CTSS8 parametriza la variabilidad de la morfología del terreno dentro de la celda (Figura 1.a variabilidad a nivel de sub-grilla o celda) considerando una sección triangular con un punto bajo central y pendientes laterales ITC (Figura 1.b). La sección transversal efectiva de almacenamiento y conducción es, entonces, representada por una aproximación triangular, en la que la pendiente transversal es el parámetro geométrico ITC. El ancho de la celda y la pendiente transversal (ITC) en celda definen la altura máxima, h_{max} . Si la altura de agua en la celda supera el valor máximo h_{max} , el ancho ocupado en la sección es el ancho de la celda.

En este tipo de celdas es necesario definir la cota representativa del fondo de la celda, ancho de la celda (Tamaño de grilla de cálculo), pendiente transversal en celda (ITC) y coeficiente de resistencia para flujo superficial.

Conducción y almacenamiento en celdas tipo “río”.

En las celdas donde se debe definir un curso de agua, el modelo permite la adopción de secciones de tipo triangular, rectangular o trapezoidal. El curso se ubica en el centro de la celda y para el valle, al igual que en el caso anterior, debe definirse la pendiente lateral en celda ITC (Figura 1.c). En este caso deben definirse las dimensiones geométricas del curso (ancho de fondo; taludes laterales y profundidad), la pendiente lateral del valle (ITC) y los coeficientes de resistencia para flujo superficial y en canal.

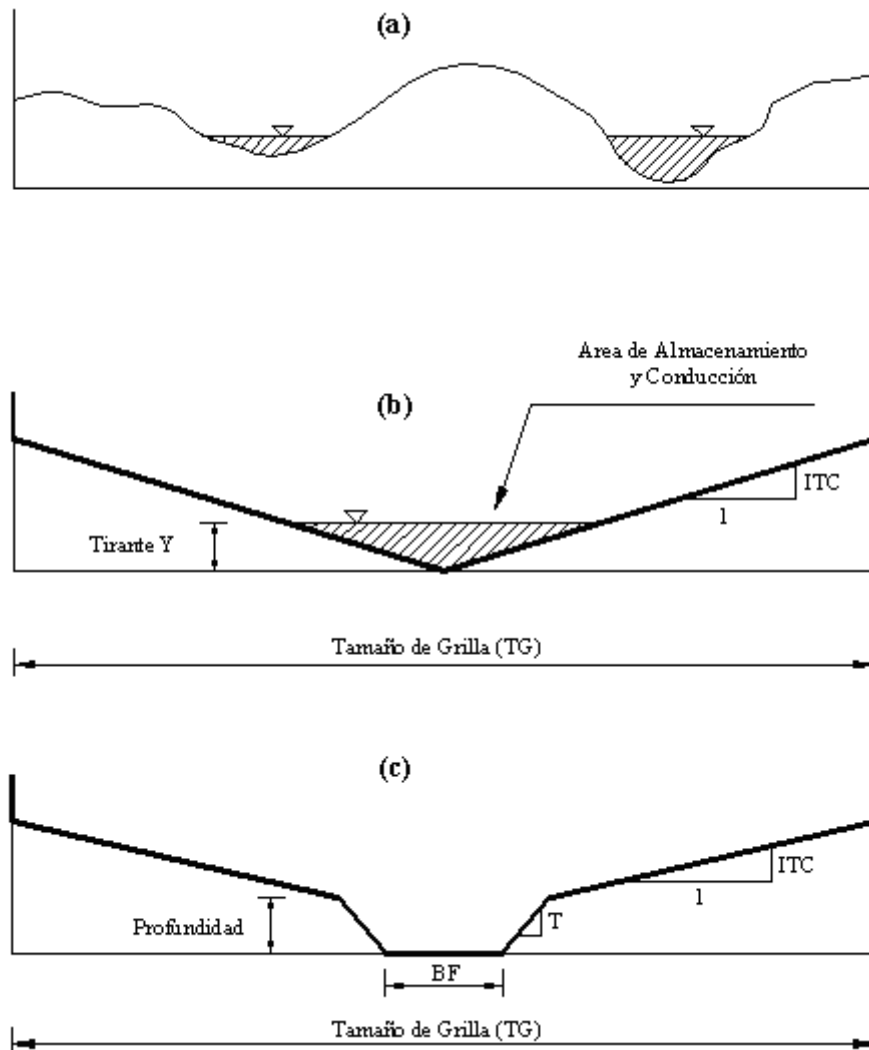


Figura 1. a) Relieve dentro de la celda; b) Parametrización en celdas tipo “valle” y c) Parametrización en celdas tipo “río”.

PROCEDIMIENTO PROPUESTO PARA EL ESCALAMIENTO DE PARÁMETROS

Se describe el procedimiento para el escalamiento de parámetros (Figura 2) entre el esquema de mayor detalle y los restantes esquemas con la finalidad de obtener similitud hidrológica-hidráulica de las variables de flujo caudal, velocidad y altura de agua (Stenta, 2008).

Los pasos propuestos para el escalamiento de parámetros son:

1) Constituir el modelo matemático de la cuenca para el esquema de mayor detalle (menor TG). En este sentido las limitaciones principales pueden ser principalmente debidas a la información disponible (topografía; distribución espacial de parámetros, etc) y a la capacidad de procesamiento de la información.

2) Calibrar y Validar el modelo para el esquema de mayor detalle. Se requiere contar con eventos observados; información básica en toda la cuenca de lluvia total; estado de humedad

antecedente; características de los suelos y cobertura; así como también de hidrogramas y/o limnigramas en la sección de control y en secciones internas de interés.

3) Simular lluvia neta de modo de alcanzar el estado de equilibrio completo para el esquema de mayor detalle. Se requiere simular una lluvia neta uniforme temporal y espacialmente; de larga duración. La duración de la lluvia debe ser mayor al tiempo de equilibrio de la cuenca. Se adopta como criterio para la determinación de la intensidad de lluvia neta aquella que genera en la sección de control un caudal de equilibrio similar a los caudales máximos de los eventos observados utilizados en el proceso de calibración y validación del modelo.

4) Obtener el almacenamiento de equilibrio (una vez alcanzado el equilibrio completo en la cuenca) para el esquema de mayor detalle y el hidrograma en la sección de control (hidrograma en “S”).

5) Obtener para los restantes esquemas, por aproximaciones sucesivas mediante simulaciones; los parámetros de: a) coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda y b) pendiente transversal en celda (ITC). Se adoptan como criterios para la obtención de los parámetros escalados en los restantes esquemas: i) conservar el almacenamiento de equilibrio entre el esquema de detalle y los restantes esquemas; ii) maximizar el coeficiente RN^2 (Nash-Sutcliffe, 1970) entre los hidrogramas en “S” del esquema de detalle y los restantes esquemas. Las diferentes simulaciones en los restantes esquemas se realizan con las mismas condiciones iniciales; condiciones de borde y lluvia neta que las del esquema de mayor detalle. En función de los resultados obtenidos es posible obtener las relaciones experimentales que vinculan un nivel de detalle dado (TG) y los valores del parámetro escalado, para las diferentes cuencas que se analizan.

6) Simular eventos reales (utilizados en la calibración y validación del modelo) y eventos sintéticos utilizando el esquema de mayor detalle y los restantes esquemas agregados. Estos eventos generan, para cuencas rurales de meso-escala, estado de equilibrio parcial en la cuenca. Dicho estado de equilibrio parcial es el que usualmente se presenta en este tipo de cuencas.

7) Cuantificar el grado de similitud hidrológica-hidráulica alcanzado mediante el escalamiento de los parámetros. Para la cuantificación se adoptó el coeficiente RN^2 de Nash-Sutcliffe (1970). Se comparan las variables hidrológicas-hidráulicas: Caudal máximo y velocidad máxima en vinculaciones entre celdas y altura de agua máxima en celda en todo el dominio espacial de la cuenca entre el esquema de detalle y los restantes esquemas agregados.

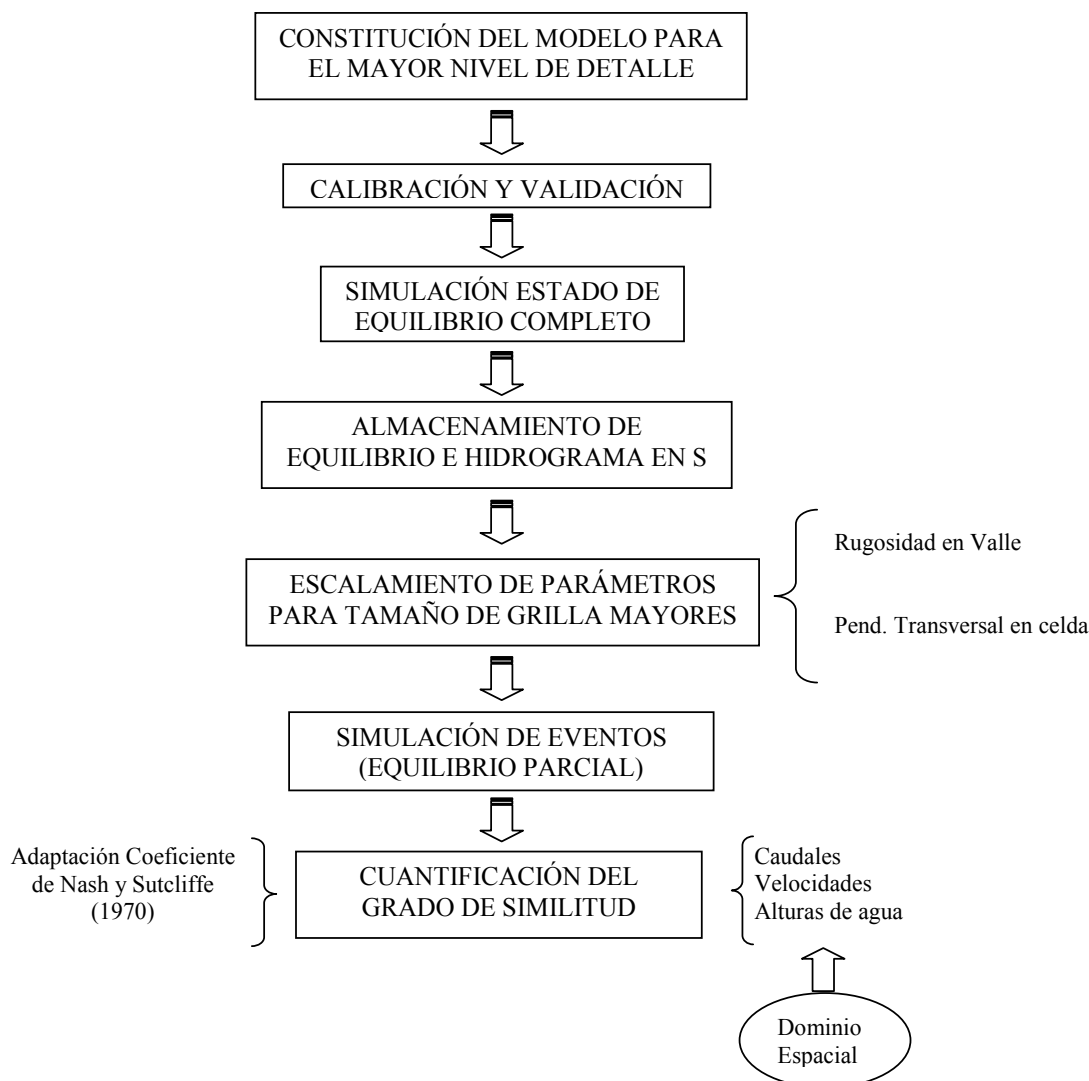


Figura 2. Esquema del procedimiento propuesto para el escalamiento de parámetros.

DESARROLLO DE LOS TRABAJOS

Aplicación en la Cuenca del A° Ludueña

La cuenca del A° Ludueña se encuentra situada entre los paralelos 32° 45' S y 33° 08' S y los meridianos 61° 04' O y 60° 39' O (Provincia de Santa Fe, Argentina, Figura 3). El área de aporte es de 700 Km² y la elevación varía entre 71.5 m y 16 m sobre el nivel del mar. Su pendiente media es del orden del 0.11 %. La región se encuentra atravesada por importantes terraplenes tanto viales como ferroviarios. En la Tabla 1 se detallan las características y parámetros generales de la cuenca. La red hídrica principal está constituida por el A° Ludueña y los canales Ibarlucea y Salvat, mientras que en épocas de lluvia se adicionan numerosos y pequeños cursos naturales (cañadones) y artificiales que aportan al escurrimiento, generando una red de aproximadamente 130 Km de cursos. La precipitación media anual sobre la región es de 980 mm. El caudal base del arroyo es de 0,50 m³/s, en tanto que en crecidas ordinarias se alcanzan los 80 m³/s y en extraordinarias (R > 50 años) caudales superiores a 400 m³/s (Riccardi et al., 2002). La sección de control corresponde al cruce del arroyo Ludueña con

un gran puente carretero correspondiente a la Avenida de Circunvalación de Rosario. Allí se ha impuesto la condición de borde del modelo, correspondiendo a una relación H-Q en esa sección.

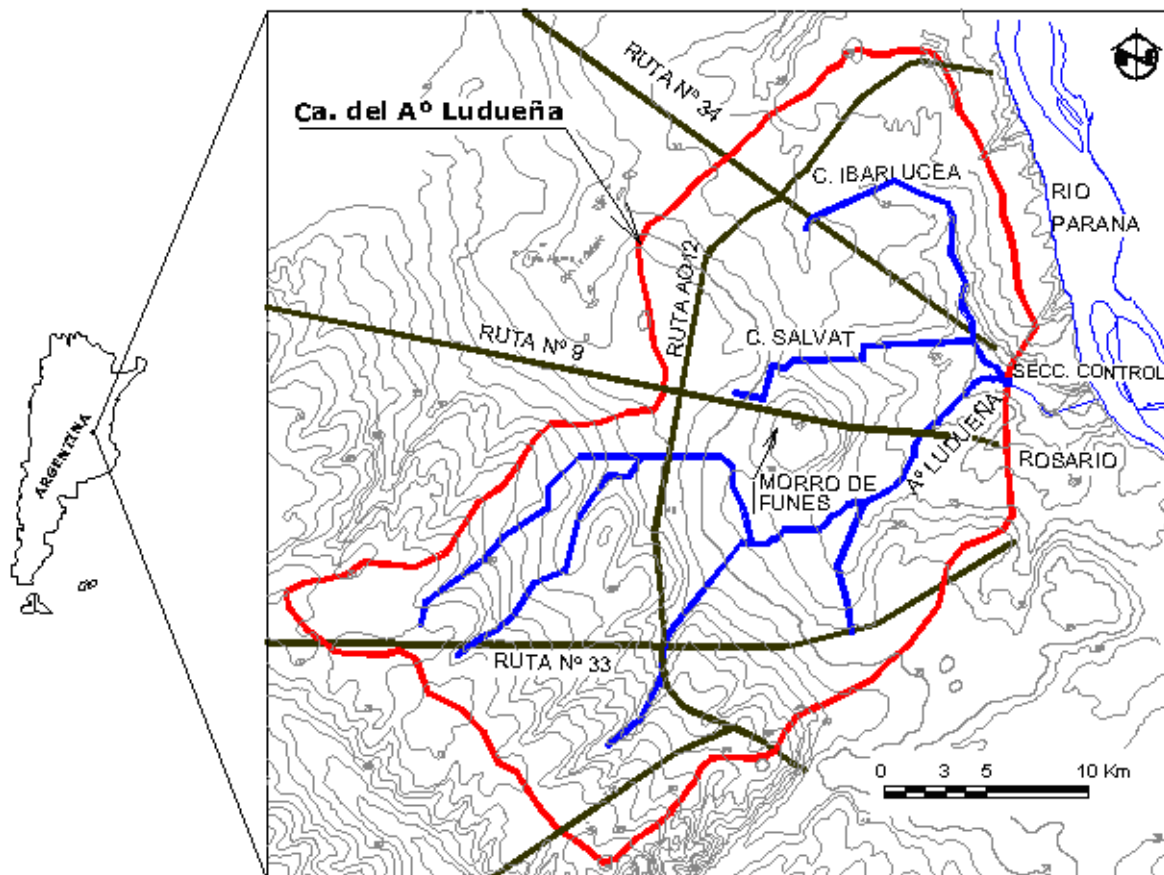


Figura 3. Cuenca del A° Ludueña, Rosario, Santa Fe, Argentina

Tabla 1. Características de la cuenca, índices representativos y atributos derivados.

Característica	Valor
Área	693 Km ²
Longitud total de cursos	110 Km
Densidad de Drenaje (Dd)	0.159 Km/Km ²
Diferencia de cotas sobre curso principal (A° Ludueña)	42.5 m
Longitud curso principal	32 Km
Pendiente media sobre curso principal	1.33 m/Km
Diferencia entre cotas extremas (Z máxima – Z mínima)	55.4 m
Índice de Rugosidad= (Z máxima – Z mínima) * Dd	8.8
Perímetro	135 Km
Índice de Compacidad de Gravelius= Perímetro / (2*(π x Área) ^{0.5})	1.45

Constituciones del Modelo.

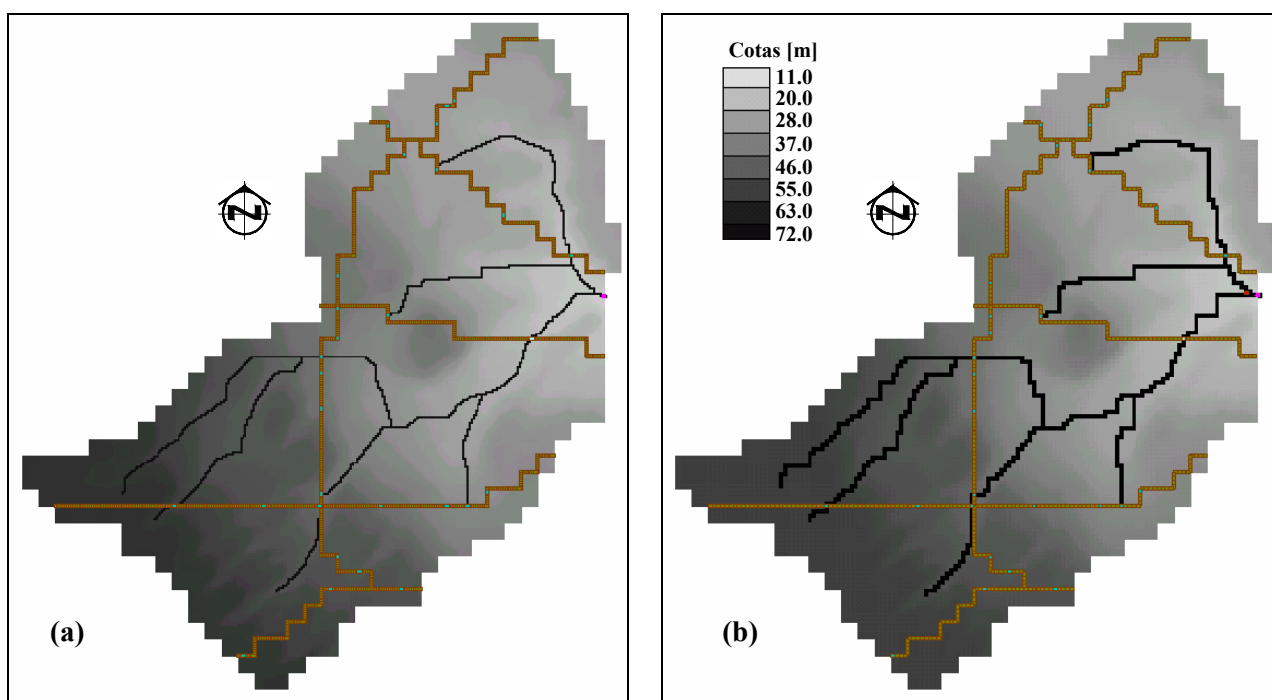
La cuenca se modeló con cuatro tamaños de grilla (TG) diferentes: 125 m (TG125) que corresponde al mayor nivel de detalle; 250 m (TG250); 500 m (TG500) y 1000 m (TG1000). Se admite que el TG125 es la discretización que mejor representa a la cuenca y por lo tanto se utiliza como base para la comparación de los resultados obtenidos para los restantes tamaños de grilla, tanto desde el punto de vista de sus características y atributos topográficos como de las respuestas hidrológicas.

En la Tabla 2 se resumen las celdas y vinculaciones que constituyen las diferentes discretizaciones adoptadas y en la Figura 4 se muestran las diferentes discretizaciones de la cuenca para todos los TG implementados.

Tabla 2. Celdas y Vinculaciones resultantes de las discretizaciones de la Cuenca del A° Ludueña.

TG [m]	Celdas	Celdas Valle	Celdas Río	Vinc. Totales	Vinc. V-V	Vinc. R-R	Vinc. V-R	Vinc. Terraplén.	Vinc. Alcantarilla	Vinc. Puente
125	44800	43771	1029	88985	84818	1021	2034	1083	28	1
250	11200	10694	506	22092	20047	500	989	527	28	1
500	2800	2551	249	5446	4447	243	478	249	28	1
1000	700	578	122	1317	851	116	211	110	28	1

Vinc. V-V. Vinculaciones entre celdas del tipo Valle / Vinc. R-R. Vinculaciones entre celdas del tipo Río / Vinc. V-R Vinculaciones entre celdas del tipo Valle y Río.



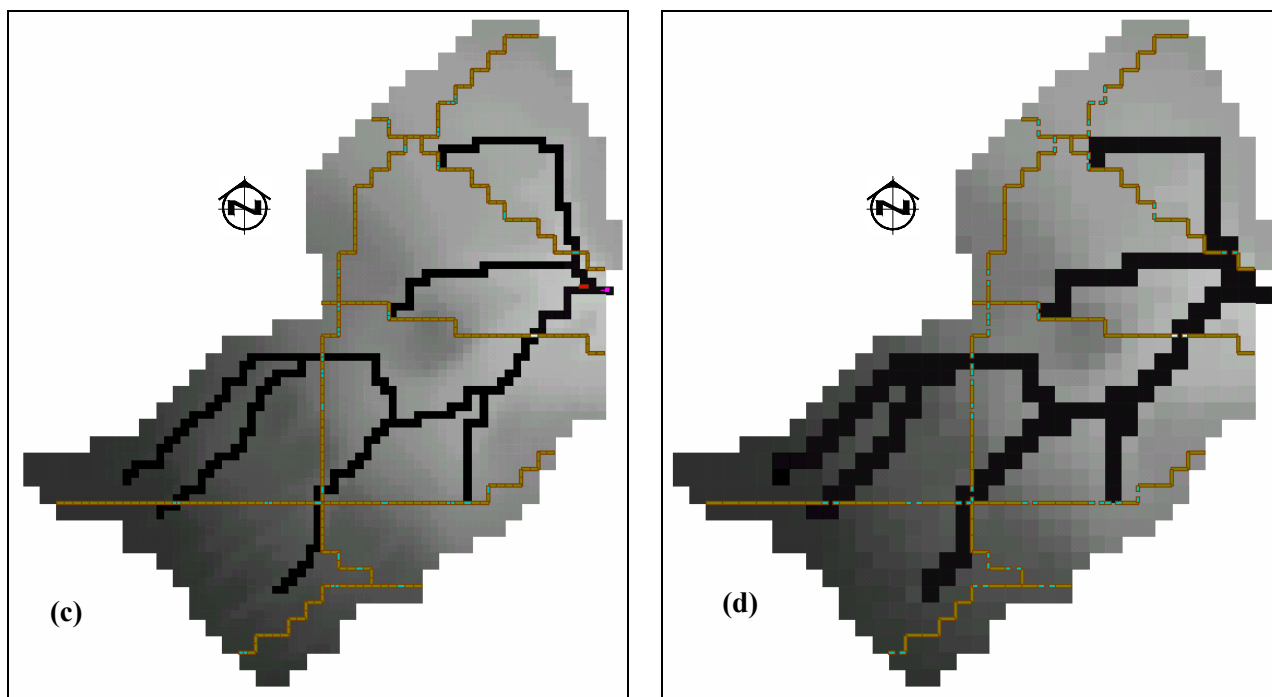


Figura 4. Discretización de la cuenca para: a) TG125, b) TG250, c) TG500 y d) TG1000.
Modificación de las características generales y representación topográfica para las diferentes discretizaciones.

En la Tabla 3 se muestran las características, índices y atributos generales correspondientes a las diferentes discretizaciones.

Tabla 3. Características, índices y atributos generales para las diferentes discretizaciones.

Característica	TG125	TG250	TG500	TG1000
Área [Km ²]	700	700	700	700
Longitud total de cursos [Km]	128.6	126.5	124.5	122.0
Densidad de Drenaje [Km/Km ²]	0.184	0.181	0.178	0.174
Diferencia de cotas sobre curso principal [m]	43.8	43.5	43.2	42.8
Longitud curso principal [Km]	38.0	37.8	37.6	37.2
Pendiente media sobre curso principal [m/Km]	1.15	1.15	1.15	1.15
Diferencia entre cotas extremas (Z máxima – Z mínima) [m]	55.3	55.1	54.0	53.5
Índice de Rugosidad	10.2	10.0	9.6	9.3
Perímetro [Km]	154	154	154	154
Índice de Compacidad de Gravelius	1.65	1.65	1.65	1.65

Se observa una disminución de la longitud total de los cursos a medida que aumenta el TG. Debido a la disminución de la longitud representada de los cursos se obtiene como consecuencia una reducción de la densidad de drenaje; en el orden del 5.15 % entre TG125 y TG1000. Al producirse la agregación del sistema se produce una pérdida en la representación de las cotas extremas de la cuenca (se reduce la diferencia entre cota máxima y mínima). Esto se debe a que los TG mayores deben agregar más información del terreno y por este hecho se pierde la posibilidad de representar las cotas en los límites de la cuenca; en primer medida en zonas de relieve pronunciado

donde se hace más notable el efecto de agregación. En este caso la diferencia entre desniveles es de 1.8 m. Se observa una reducción de las cotas extremas sobre el curso principal y una reducción de la longitud del curso principal, por lo que no se modifica la pendiente media sobre el curso principal.

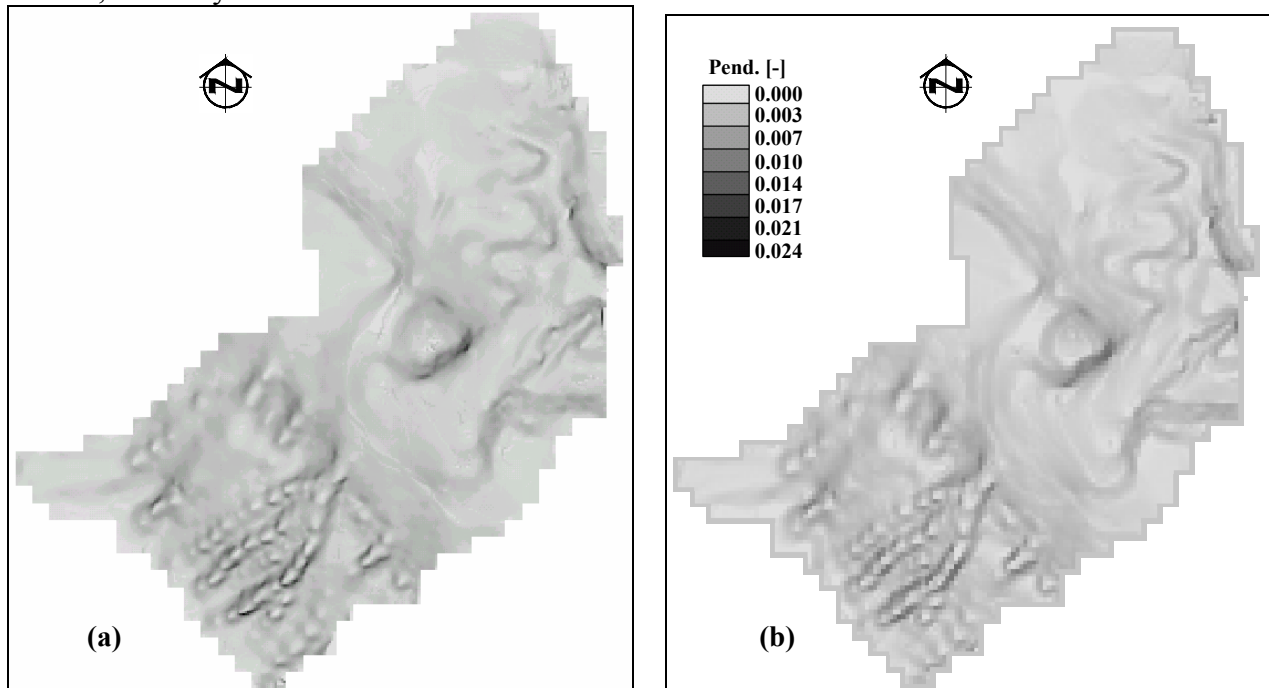
La adecuada representación de las pendientes locales como un atributo derivado de la topografía es un factor importante en lo que respecta a la implementación del modelo matemático para representar la dinámica hídrica del flujo superficial, ya que, en gran parte, gobierna el movimiento del agua sobre la superficie. El método utilizado para determinar el valor de pendiente en cada celda es el método D8 (O’Callaghan y Mark, 1984).

Respecto a los valores distribuidos en el dominio espacial de las pendientes locales en cada celda del modelo se observa que a medida que aumenta el TG se obtienen valores de pendientes máximas, promedio de pendientes locales y desvío estándar menores (Tabla 4). Los cambios más pronunciados se observan para el valor de la pendiente máxima en celda.

Tabla 4. Valores de pendientes máximas, promedio y desvío estándar en celdas del dominio

	TG125	TG250	TG500	TG1000
Pendiente Máxima [m/m]	0.02420	0.01510	0.01170	0.00990
Promedio de Pendientes Locales [m/m]	0.00244	0.00239	0.00227	0.00213
Desvío Estándar [m/m]	0.00190	0.00180	0.00170	0.00140

En la Figura 5 se muestran las variaciones espaciales de las pendientes en celdas para TG125, TG250, TG500 y TG1000.



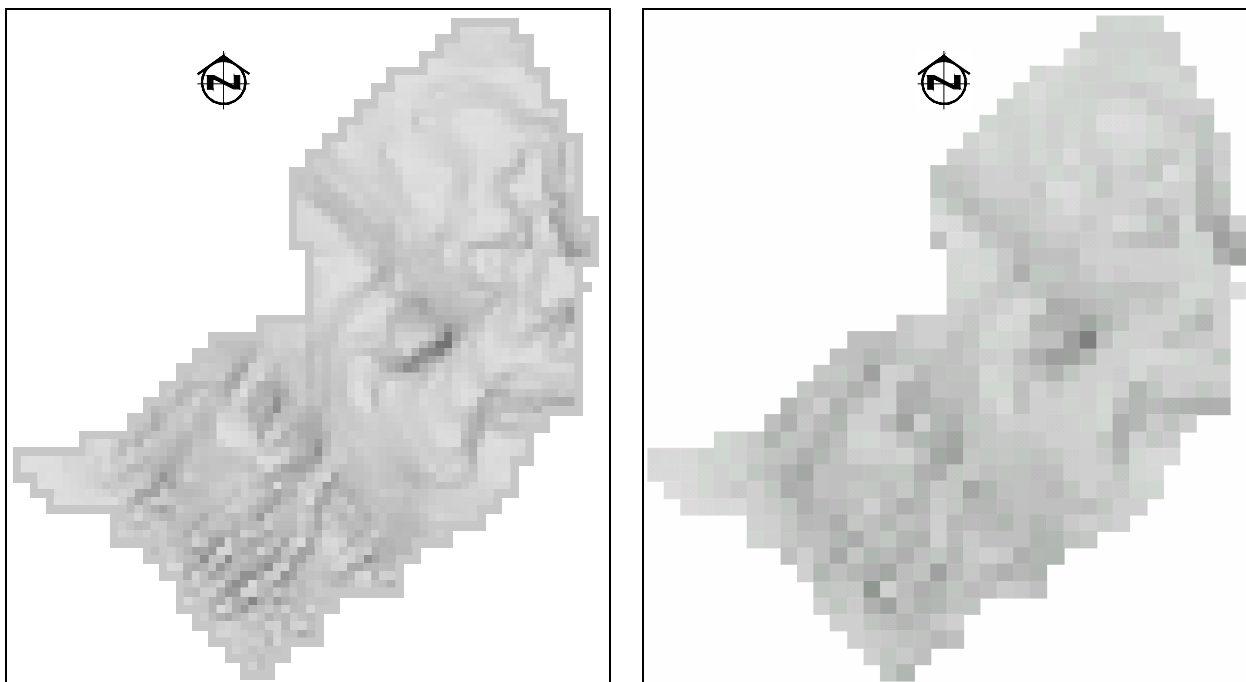


Figura 5. Variación espacial de pendientes locales en celdas para: a) TG125, b) TG250, c) TG500 y d) TG1000.

Calibración y Validación del Modelo.

A partir de una serie de eventos registrados en la cuenca, con los que se cuenta con información de caudales en la sección de control y datos de lluvia, se ha calibrado y validado el modelo para la discretización de mayor nivel de detalle (TG125). Para la extracción de la lluvia neta sobre la cuenca se utilizó el método del Número de Curva (CN) del Servicio de Conservación de Suelos de los EEUU. De acuerdo a la ubicación geográfica de los pluviómetros y pluviógrafos dentro de la cuenca, la distribución espacial de la lluvia para los eventos simulados se realizó a partir de la aplicación de los polígonos de Thiessen, generando tres zonas de influencia para la distribución de la lluvia. El intervalo temporal para los hietogramas de lluvia neta es de 1 hora.

Para la calibración se adoptó como criterio maximizar el valor del coeficiente de eficiencia RN^2 (Nash y Sutcliffe, 1970) computado para los hidrogramas en la sección de control y ajustar el caudal pico, tiempo al pico y volumen escurrido dentro del 20 % respecto a los valores observados.

En la Tabla 5 se presentan las diferencias entre los valores calculados y observados de caudal pico, tiempo al pico, volumen y el coeficiente RN^2 en caudales. El grado de ajuste logrado para los eventos estudiados resultó satisfactorio. Los parámetros resultantes de la calibración se muestran en la Tabla 6. Allí se indica como n_v al coeficiente de rugosidad del valle y n_r al coeficiente de rugosidad de los cursos.

Tabla 5. Resultados de la calibración. Cuenca del A° Ludueña.

		caudal Pico [m ³ /s]	tiempo al Pico [hs]	volumen [mm]	RN^2 en Caudales
vento	observado	2.0	4	1.8	

17-03-94	C alculado	1.8	7	4	.940
	Er ror Relativo [%]	0.24	.8	6	
vento 3-04-94	O bservado	95	2	6	0.909
	C alculado	03	4	7	
	Er ror Relativo [%]	.50	9.4	1	
vento 01-05-94	O bservado	22	3	3	.908
	C alculado	16	9	3	
	Er ror Relativo [%]	4.92	8.2	1	

Tabla 6. Parámetros de la calibración para cuenca del A° Ludueña

nv [s/m ^{1/3}]	nr [s/m ^{1/3}]	ITC	Coefficiente de descarga desborde terraplenes	Coefficiente de descarga alcantarillas
0.12	0.035	0.025	0.2	0.8-0.9

Escalamiento de Parámetros y Similitud Hidrológica.

Para la discretización de mayor nivel de detalle (TG125) con sus parámetros ya calibrados para los eventos observados; se simuló una lluvia neta de 0.4 mm/h y de larga duración ($t = 400$ hs) distribuida uniformemente sobre toda la cuenca de modo de lograr un estado de equilibrio completo en la misma. Este estado de equilibrio completo es alcanzado cuando la duración de la lluvia en exceso (t_r) es mayor al tiempo de equilibrio (t_e). Bajo estas condiciones es posible obtener el almacenamiento de equilibrio en la cuenca para TG125 y el hidrograma en S correspondiente; el cual depende de la intensidad de la lluvia; de las características propias de la cuenca (área, topografía, red de drenaje) y de los parámetros utilizados. El caudal de equilibrio resulta $Q = i \times A = 700 \text{ Km}^2 \times 0.4 \text{ mm/h} = 77.8 \text{ m}^3/\text{s}$.

Para la estimación del tiempo de equilibrio (t_e) en la cuenca con la finalidad de estimar la duración mínima de lluvia neta (t_r) que permita alcanzar el estado de equilibrio completo se utilizó la propuesta realizada por Molnár y Julien (2000).

$$Te \approx \left(\frac{n_v A^{1/2}}{i^{2/3} \bar{S}^{1/2}} \right)^{3/5} \quad (1)$$

Donde T_e = tiempo de equilibrio (seg), n_v = coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda promedio en la cuenca ($\text{s/m}^{1/3}$), i = intensidad media de la lluvia neta (m/s), \bar{S} = pendiente media de la cuenca, A = área de aporte (m^2).

Para la cuenca del A° Ludueña, los valores son: $A = 700 \text{ Km}^2 = 700000000 \text{ m}^2$, $n_v = 0.12 \text{ s/m}^{1/3}$, $i = 0.4 \text{ mm/h} = 1.11 \times 10^{-7} \text{ m/s}$, $\bar{S} = 0.00115$. Resulta $T_e = 162 \text{ hs}$, valor menor a $t_r = 400 \text{ hs}$.

Para las demás discretizaciones (TG250, TG500 y TG1000) se simuló la misma lluvia neta de 0.4 mm/h uniforme espacialmente y con el mismo tiempo de duración de 400 hs , de modo de lograr el estado de equilibrio completo.

Por aproximación; para cada TG de menor resolución se escalonaron los parámetros de rugosidad para flujo superficial en celda (n_v) manteniendo constante los demás parámetros de modo de conservar el almacenamiento de equilibrio y maximizar el coeficiente RN^2 entre el hidrograma S correspondiente a TG125 y el del TG más grande. De igual modo se procedió para escalar los valores de la pendiente transversal en celda (ITC) para cada tamaño de grilla y manteniendo los demás parámetros sin variaciones.

Los parámetros escalados para los tamaños de grilla mayores con la misma lluvia neta y conservando el almacenamiento de equilibrio y la forma del hidrograma en S se resumen en la Tabla 7.

Tabla 7. Escalamiento de parámetros (n_v e ITC) conservando el almacenamiento de equilibrio y forma del hidrograma en S .

	TG125	ESCALADO DE n_v			ESCALADO DE ITC		
		TG250 _{n_v}	TG500 _{n_v}	TG1000 _{n_v}	TG250 _{ITC}	TG500 _{ITC}	TG1000 _{ITC}
$n_v \text{ [s/m}^{1/3}]$	0.120	0.140	0.200	0.275	0.120	0.120	0.120
ITC	0.025	0.025	0.025	0.025	0.019	0.011	0.009
Almac. de Equil [mm]	26.0	25.9	26.1	26.1	25.9	26.0	25.9
RN^2 hidrograma en S	-	0.990	0.987	0.975	0.991	0.986	0.977

A partir de los parámetros escalados del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda y de la pendiente transversal en celdas (Tabla 7) se simularon los eventos observados y una serie de eventos sintéticos. Los eventos se simularon para la discretización de mayor nivel de detalle (TG125) y para las discretizaciones restantes (TG250, TG500, TG1000). Se realizaron un total de 105 simulaciones para todas las discretizaciones y todos los eventos (15 eventos por 7 simulaciones por evento abarcando todas las discretizaciones y las propuestas de escalar el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda y la pendiente transversal en celda). En la Tabla 8 se resumen las características de los eventos simulados.

Para realizar la comparación en términos de respuestas hidrológicas se asume que el menor tamaño de grilla (TG125) es el que representa de la forma más adecuada el comportamiento de la cuenca y se utiliza como base para la comparación de las respuestas de las otras discretizaciones.

Tabla 8. Características de los eventos simulados.

Evento Simulado	Intens. lluvia neta [mm/h]	Duración [hs]	Lluvia Neta [mm]
E 1 (Obs) – 17/03/94	27 (máx.)	30	38
E 2 (Obs) – 03/04/94	28 (máx.)	60	107
E 3 (Obs) – 01/05/94	20 (máx.)	44	39
E 4	3	3	9
E 5	8	3	24
E 6	15	3	45
E 7	3	5	15
E 8	8	5	40
E 9	15	5	75
E 10	3	10	30
E 11	8	10	80
E 12	15	10	150
E 13	2	20	40
E 14	5	20	100
E 15	8	20	160

(Obs) Corresponde a eventos observados, los restantes son eventos sintéticos.

Para cuantificar el grado de similitud en las respuestas hidrológicas entre los diferentes tamaños de grilla se adoptó el coeficiente de Nash-Sutcliffe (1970), ecuación (2). La comparación se realizó sobre todo el dominio espacial de la cuenca en términos de las variables de flujo de caudal máximo (Q) y velocidad máxima (Vel) en vinculaciones y altura de agua máxima (H) en celdas.

$$R^2_X = \frac{\sum_{i=1}^N (D_{detalle_i} - \bar{D}_{detalle_i})^2 - \sum_{i=1}^N (D_{detalle_i} - D_{agregado_i})^2}{\sum_{i=1}^N (D_{detalle_i} - \bar{D}_{detalle_i})^2} \quad (2)$$

Donde: R^2_X : Coeficiente de eficiencia entre TG125 (detalle) y los esquemas agregados (TG250, TG500 y TG1000; X indica la variable de flujo sobre la que se realiza el cálculo: $X = Q$, Vel o H).

N: Cantidad de vinculaciones para el cálculo de R^2_Q y R^2_{Vel} , y cantidad de celdas para el cálculo de R^2_H , del esquema agregado (TG250, TG500 y TG1000). La cantidad de celdas y vinculaciones para cada discretización se muestra en la Tabla 2.

$D_{detalle_i}$: Valor de la variable Q, Vel, o H de la discretización de mayor nivel de detalle (TG125).

$\bar{D}_{detalle_i}$: Valor medio de las variables Q, Vel, o H de la discretización de mayor nivel de detalle (TG125).

$D_{agregado_i}$: Valor de la variable Q, Vel, o H del esquema agregado (TG250, TG500 y TG1000).

La disminución del coeficiente R^2_X representa, en los términos aquí planteados, la pérdida en la similitud de respuesta hidrológica de las variables de flujo: caudal máximo, velocidad máxima y altura de agua entre el menor tamaño de grilla y los tamaños de grilla más grandes.

En la Tabla 9 se muestran los resultados obtenidos entre TG125 y las restantes discretizaciones; para todos los eventos y para el escalamiento del coeficiente de rugosidad para

flujo superficial en celda. La Tabla 10 muestra los mismos resultados para el escalamiento de la pendiente transversal en celda.

Tabla 9. Similitud entre TG125 y TG250, TG500 y TG1000 mediante el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda.

		E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11	E12	E13	E14	E15
TG125- TG250 _{nv}	R^2_Q	0.96	0.95	0.97	0.98	0.97	0.97	0.98	0.97	0.95	0.97	0.95	0.92	0.97	0.93	0.91
	R^2_{vel}	0.96	0.94	0.97	0.96	0.96	0.95	0.97	0.96	0.94	0.97	0.95	0.93	0.96	0.94	0.93
	R^2_H	0.87	0.84	0.84	0.89	0.87	0.86	0.89	0.86	0.83	0.88	0.84	0.83	0.88	0.85	0.85
TG125- TG500 _{nv}	R^2_Q	0.95	0.91	0.94	0.97	0.94	0.93	0.96	0.94	0.90	0.95	0.90	0.84	0.94	0.88	0.85
	R^2_{vel}	0.95	0.89	0.94	0.95	0.94	0.91	0.95	0.92	0.90	0.94	0.90	0.88	0.94	0.90	0.89
	R^2_H	0.69	0.58	0.67	0.76	0.71	0.65	0.75	0.67	0.57	0.71	0.58	0.45	0.70	0.56	0.48
TG125- TG1000 _{nv}	R^2_Q	0.93	0.90	0.91	0.91	0.89	0.90	0.92	0.91	0.86	0.91	0.87	0.77	0.92	0.87	0.78
	R^2_{vel}	0.91	0.80	0.84	0.88	0.88	0.88	0.88	0.88	0.81	0.89	0.81	0.76	0.89	0.77	0.71
	R^2_H	0.57	0.41	0.54	0.66	0.58	0.50	0.64	0.53	0.40	0.59	0.42	0.20	0.58	0.40	0.26

Tabla 10. Similitud entre TG125 y TG250, TG500 y TG1000 mediante el escalamiento de la pendiente transversal en celda.

		E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11	E12	E13	E14	E15
TG125- TG250 _{ITC}	R^2_Q	0.96	0.96	0.98	0.98	0.98	0.97	0.98	0.97	0.96	0.97	0.96	0.93	0.97	0.94	0.92
	R^2_{vel}	0.96	0.92	0.97	0.96	0.96	0.95	0.96	0.95	0.94	0.96	0.94	0.93	0.96	0.94	0.93
	R^2_H	0.94	0.93	0.94	0.94	0.94	0.94	0.95	0.94	0.93	0.94	0.93	0.93	0.94	0.94	0.94
TG125- TG500 _{ITC}	R^2_Q	0.97	0.94	0.95	0.98	0.97	0.96	0.98	0.96	0.94	0.97	0.94	0.92	0.97	0.94	0.92
	R^2_{vel}	0.94	0.89	0.93	0.95	0.93	0.90	0.94	0.91	0.89	0.94	0.89	0.87	0.94	0.90	0.87
	R^2_H	0.94	0.92	0.88	0.94	0.94	0.94	0.95	0.94	0.92	0.94	0.92	0.91	0.94	0.92	0.91
TG125- TG1000 _{ITC}	R^2_Q	0.95	0.90	0.92	0.93	0.93	0.92	0.95	0.93	0.89	0.95	0.90	0.85	0.94	0.90	0.85
	R^2_{vel}	0.90	0.82	0.88	0.91	0.87	0.85	0.90	0.87	0.82	0.89	0.82	0.71	0.89	0.83	0.69
	R^2_H	0.92	0.89	0.88	0.91	0.91	0.90	0.91	0.91	0.88	0.92	0.88	0.86	0.92	0.88	0.87

Aplicación en la Cuenca del A° Santa Catalina

La cuenca del A° Santa Catalina se encuentra ubicada en la Provincia de Buenos Aires, Argentina (Figura 6); entre los paralelos 36° 53' S y 37° 7' S y los meridianos 59° 47' O y 59° 56' O y forma parte de una cuenca mayor, la cuenca del A° del Azul. Tiene una superficie de 135 Km² y una pendiente media sobre el curso de agua de mayor longitud de 3.8 ‰ y una longitud total de cursos del orden de los 51 Km. Las elevaciones varían entre los 368 m y 152 m sobre el nivel del mar. En su cabecera la cuenca presenta un relieve con pendientes pronunciadas, típicas de un sector serrano. La cuenca media es una zona de transición y la cuenca inferior es una zona con pendientes suaves y líneas de escurrimiento difusas hacia la sección de control. Las características generales más relevantes se muestran en la Tabla 11.

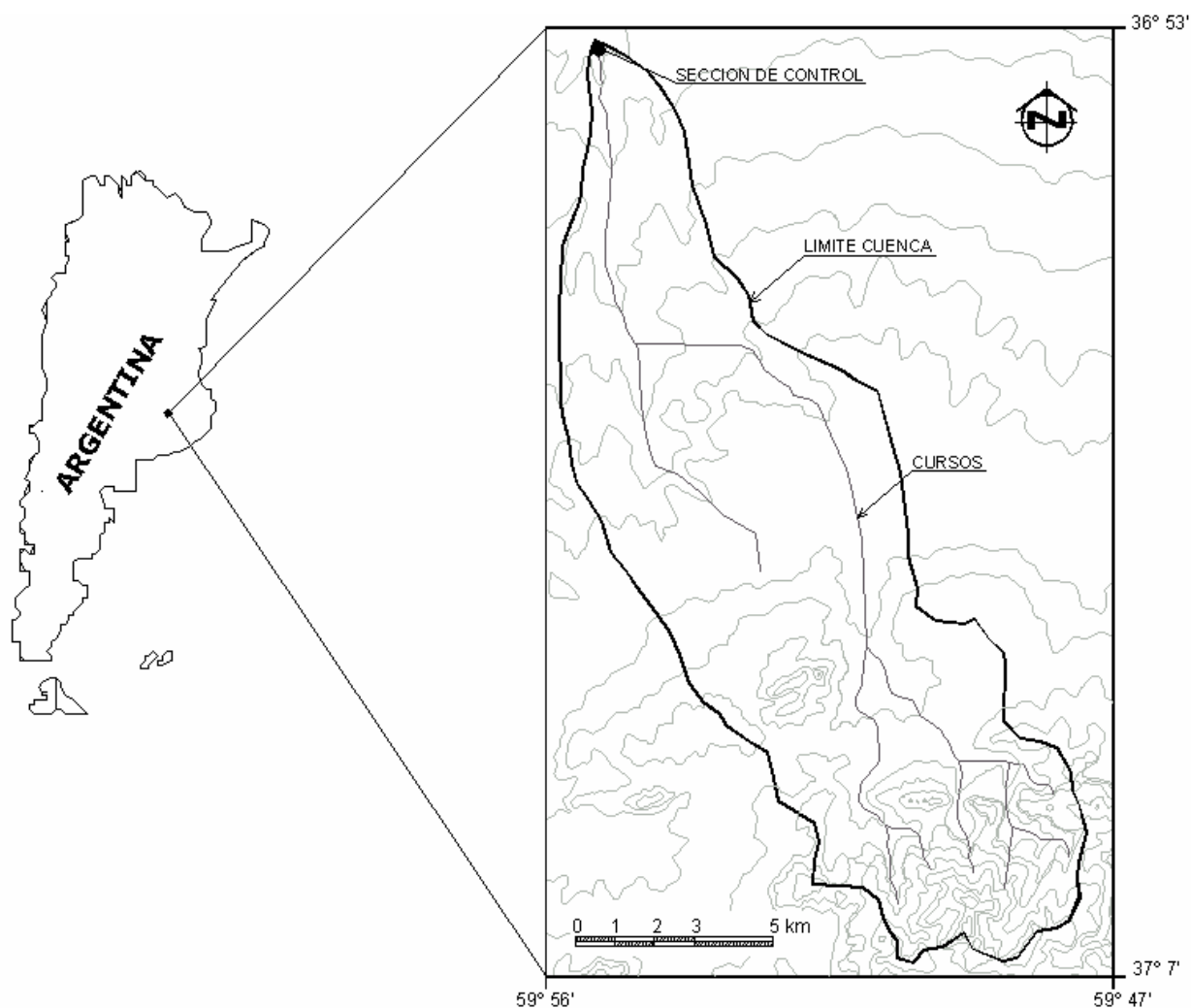


Figura 6. Cuenca del A° Santa Catalina, Buenos Aires, Argentina.

Tabla 11. Características de la cuenca, índices representativos y atributos derivados.

Característica	Valor
Área	134 Km ²
Longitud total de cursos	50.6 Km
Densidad de Drenaje	0.38 Km/Km ²
Diferencia de cotas sobre curso principal	102.5 m
Longitud curso principal	27 Km
Pendiente media sobre curso principal	3.80 m/Km
Diferencia entre cotas extremas (Z máxima – Z mínima)	216 m
Índice de Rugosidad	82
Perímetro	61 Km
Índice de Compacidad de Gravelius	1.49

La lluvia anual en la región es del orden de los 900 mm. El módulo del arroyo durante los años 2003-2005 fue de 0.25 m³/s; en tanto que en el año 2002 se estimó un módulo de aproximadamente 0.90 m³/s. La cubierta vegetal dominante está asociada a cultivos y pastizales; es

una cuenca preponderantemente rural sin importantes intervenciones antrópicas. La sección de control corresponde al cruce del arroyo Santa Catalina con el puente de la Ruta Nacional N° 3. La condición de borde impuesta en dicha sección corresponde a una relación entre nivel y caudal (H-Q). En la sección de control, caudales del orden de los 15 m³/s hacen funcionar a la misma como ahogada y para caudales superiores a los 30 m³/s se produce el desborde, anegando la Ruta Nacional N° 3 (Casenave, 2006).

Los datos utilizados para la modelación se obtuvieron por medio de un convenio entre la Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura de la Universidad Nacional de Rosario y el Instituto de Hidrología de Llanuras (Buenos Aires).

Constituciones del Modelo.

La cuenca se constituyó con cuatro tamaños de grilla (TG) cuadrangular de lado: 50 m (TG50) (mayor nivel de detalle), 100 m (TG100), 200 m (TG200) y 400 m (TG400), siendo estos tres últimos los esquemas agregados.

En la Tabla 12 se resumen las celdas y vinculaciones que constituyen las diferentes discretizaciones adoptadas y en la Figura 7 se muestran las diferentes discretizaciones de la cuenca para TG50, TG100, TG200 y TG400.

Tabla 12. Celdas y vinculaciones para las discretizaciones de la cuenca del A° Santa Catalina.

TG [m]	Celdas	Celdas Valle	Celdas Río	Vinc. Totales	Vinc. V-V	Vinc. R-R	Vinc. V-R	Vinc. Terraplén	Vinc. Alcantarilla	Vinc. Puentes
50	54208	53013	1195	107673	104087	1195	2391	-	-	-
100	13552	12959	593	26733	24953	593	1187	-	-	-
200	3388	3093	295	6591	5705	295	591	-	-	-
400	847	704	143	1602	1176	143	283	-	-	-

Modificación de las características generales y representación topográfica para las diferentes discretizaciones.

En la Tabla 13 se muestran las características, índices y atributos generales correspondientes a las diferentes discretizaciones.

Tabla 13. Características, índices y atributos generales para las diferentes discretizaciones.

Característica	TG50	TG100	TG200	TG400
Área [Km ²]	135.52	135.52	135.52	135.52
Longitud total de cursos [Km]	59.8	59.3	59.0	57.2
Densidad de Drenaje [Km/Km ²]	0.441	0.438	0.435	0.422
Diferencia de cotas sobre curso principal [m]	103.6	102.8	100.9	101.8
Longitud curso principal [Km]	31.4	31.5	31.8	31.2
Pendiente media sobre curso principal [m/Km]	3.30	3.26	3.17	3.26
Diferencia entre cotas (Z máxima – Z mínima) [m]	215.6	215.1	214.9	209.6

Índice de Rugosidad	95	94	94	88
Perímetro [Km]	74.4	74.4	74.4	74.4
Índice de Compacidad De Gravelius	1.80	1.80	1.80	1.80

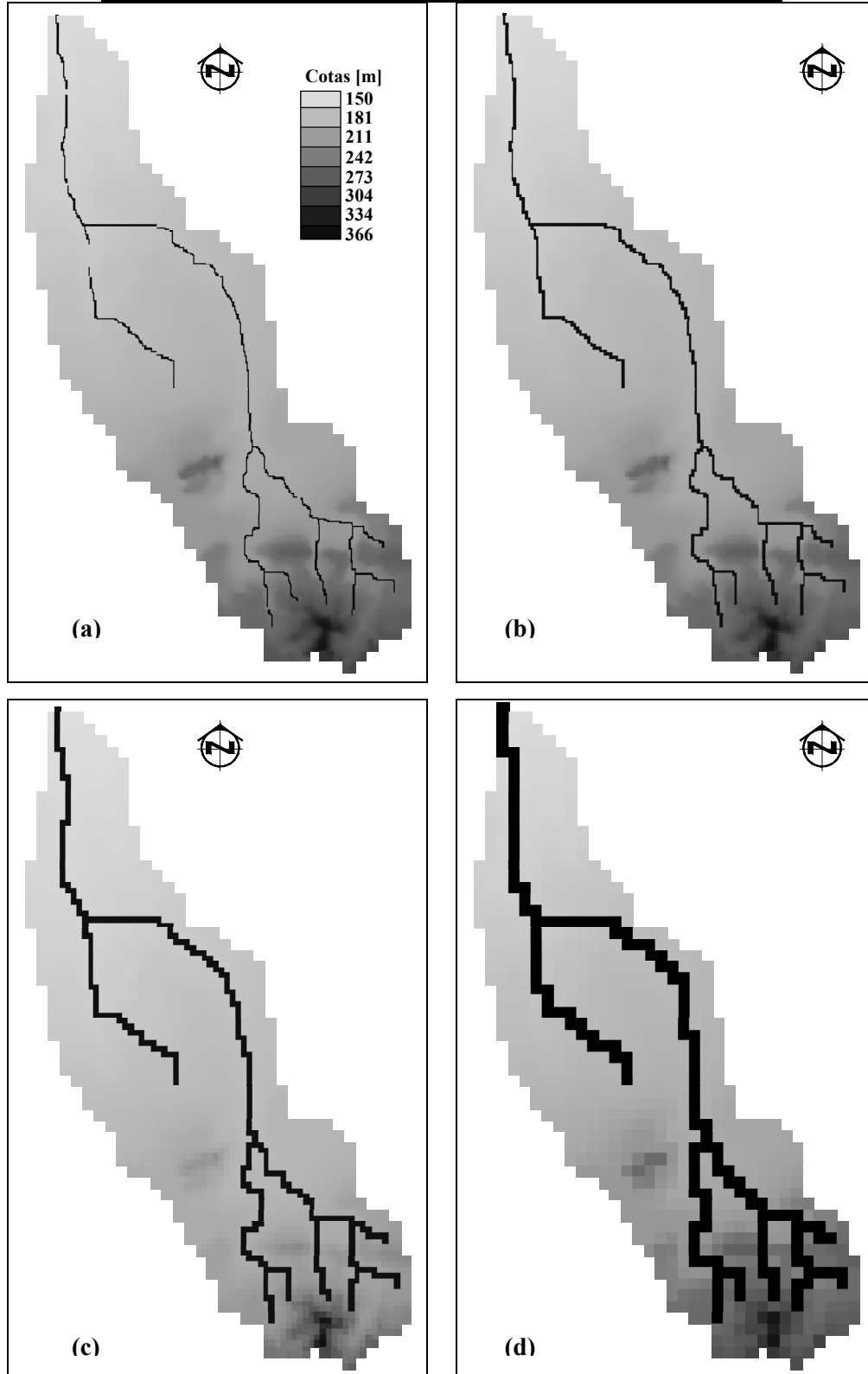


Figura 7. Discretización de la cuenca para a) TG50, b) TG100, c) TG200 y d) TG400.

Respecto a la representación de los cursos de agua se produce una disminución de la longitud total a medida que aumenta el TG. Esta disminución es más pronunciada al pasar de TG200 a TG 400; mientras que entre TG50 y TG200 la variación no es importante. La variación total de la longitud de cursos entre TG50 y TG400 resulta de -4.4 %. Este hecho se debe, al igual que lo presentado en el caso de la cuenca del A° Ludueña, a la imposibilidad de los TG más grandes de representar las sinuosidades de los cursos.

Debido a la disminución de la longitud representada de los cursos se obtiene como consecuencia una reducción de la densidad de drenaje; en el orden del 4.3 % entre TG50 y TG400. La mayor variación de este valor se presenta al pasar de TG200 a TG400.

El incremento del tamaño de grilla afecta la representación de las cotas extremas en la cuenca (diferencia entre cotas máxima y mínima). La diferencia entre la cota máxima y mínima se reduce por efecto de la agregación. La modificación de estas diferencias entre cotas varía de 215.6 para TG50 a 209.6 para TG400, es decir una pérdida de 6 m. El efecto de agregación de las cotas es más pronunciado para los valores de cotas máximas; es decir, en la zona de cabecera de la cuenca.

En la Tabla 14 se resumen los valores de pendiente máxima; promedio de las pendientes locales y desvío estándar para cada tamaño de grilla para todo el dominio de la cuenca.

En la Figura 8 se muestran las variaciones espaciales de las pendientes en celdas para TG50, TG100, TG200 y TG400.

Tabla 14. Valores de pendientes máximas, promedio y desvío estándar en celdas del dominio

	TG50	TG100	TG200	TG400
Pendiente Máxima [m/m]	0.387	0.261	0.205	0.160
Promedio de Pendientes Locales [m/m]	0.0184	0.0178	0.0162	0.0135
Desvío Estándar [m/m]	0.0304	0.0289	0.0249	0.0198

Calibración y Validación del Modelo.

Con base en una serie de eventos observados en la cuenca se calibró y validó el modelo para la discretización de mayor nivel de detalle (TG50). El método utilizado para obtener la lluvia neta a partir de la lluvia total es el método del Número de Curva (CN) del Servicio de Conservación de Suelos de los EEUU a partir del conocimiento de datos pluviométricos y pluviográficos, características de cobertura y suelos y de hidrogramas observados en la sección de control correspondiente a los diferentes eventos. La distribución espacial de la lluvia sobre la cuenca se realizó por medio del método de los polígonos de Thiessen, a partir de dos estaciones de medición que dividen espacialmente la cuenca en dos sectores con áreas aproximadamente iguales hacia en Norte y hacia el Sur. Se consideró un intervalo temporal para los hietogramas de lluvia neta de 1 hora.

En la Tabla 15 se muestran los resultados del proceso de calibración y validación entre los valores calculados y observados de caudal pico, tiempo al pico, volumen y el coeficiente RN^2 . Los parámetros resultantes de la calibración se muestran en la Tabla 16.

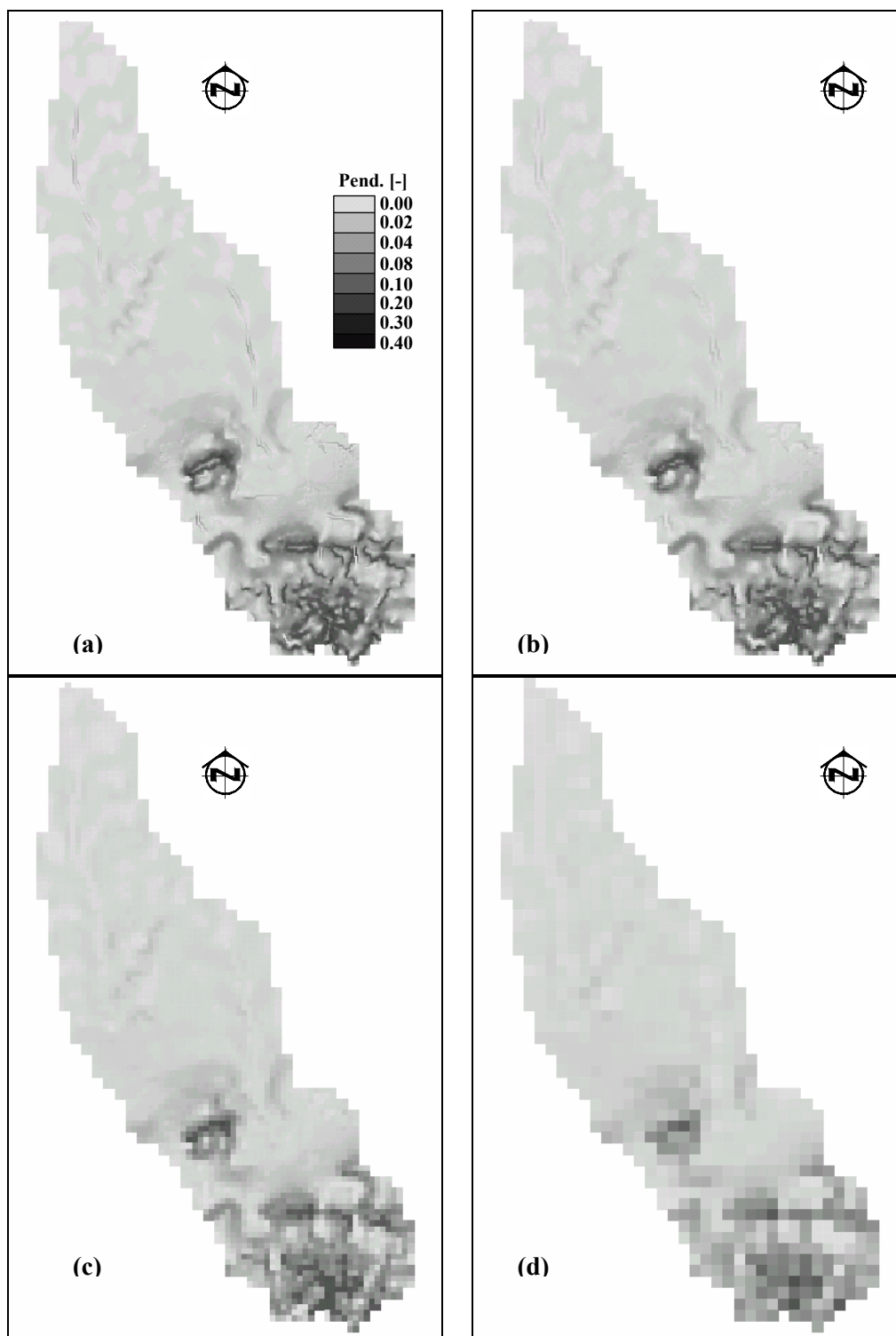


Figura 8. Variación espacial de pendientes locales en celdas para TG50, TG100, TG200, TG400.

Tabla 15. Resultados de la calibración. Cuenca del A° Sta Catalina.

		Caudal Pico [m ³ /s]	Tiempo al Pico [hs]	Volumen [mm]	
Evento Agosto 2002	Observado	38.0	15.0	32.7	
	Calculado	38.7	17.0	33.5	
	Error Relativo [%]	1.8	13.3	2.4	
Evento Octubre 2002	Observado	13.7	26.0	19.7	0.8
	Calculado	14.8	26.0	19.7	
	Error Relativo [%]	8.0	0.0	0.0	
Evento Mayo 2002	Observado	20.4	37.0	24.2	
	Calculado	20.7	43.0	23.5	
	Error Relativo [%]	1.5	16.2	-2.9	
Evento Junio 2001	Observado	112*	10-16*	65.5	
	Calculado	112	16	65.6	
	Error Relativo [%]	0.0	-	0.2	

Tabla 16. Parámetros de la calibración para cuenca del A° Santa Catalina.

nv [s/m ^{1/3}]	nr [s/m ^{1/3}]	ITC	Coefficiente de descarga desborde terraplenes	Coefficiente de descarga alcantarillas
0.11	0.035	0.20	-	-

Escalamiento de Parámetros y Similitud Hidrológica.

Para la discretización de mayor nivel de detalle para esta cuenca (TG50) se simuló una lluvia neta de 1.0 mm/h de larga duración (tr = 90 hs) y distribuida uniformemente sobre toda la cuenca de modo de lograr el estado de equilibrio completo en la misma. En la sección de control,

donde se produce el aporte completo de la cuenca se obtiene un caudal de equilibrio: $Q = i \times A = 1 \text{ mm/h} \times 135,52 \text{ Km}^2 = 37.64 \text{ m}^3/\text{s}$. El tiempo de equilibrio en la cuenca (ec. 1) resulta $T_e = 47 \text{ hs}$. La duración de la lluvia (t_r) se consideró de 90 hs. Conocidos el almacenamiento de equilibrio y el hidrograma en S en la sección de control para TG50; se simuló la misma lluvia neta de 1 mm/h uniforme espacialmente y con un mismo tiempo de duración de 90 hs, de modo de lograr el estado de equilibrio completo en la cuenca para las demás discretizaciones (TG100, TG200 y TG400). Para cada TG de menor resolución, y por medio de aproximaciones, se escalieron los parámetros de rugosidad para flujo superficial en celda (n_v); por un lado y la pendiente transversal en celda (ITC) por el otro, de modo de conservar el almacenamiento de equilibrio y maximizar el coeficiente de eficiencia RN^2 entre los hidrogramas en S de TG50 y el tamaño de grilla mayor.

En la Tabla 17 se muestran los valores de los parámetros escalados. El volumen de equilibrio se expresa en términos de lámina media sobre el área de la cuenca.

Tabla 17. Escalamiento de parámetros (n_v e ITC) conservando el almacenamiento de equilibrio y forma del hidrograma en S.

	TG50	ESCALADO DE n_v			ESCALADO DE ITC		
		TG100 $_{n_v}$	TG200 $_{n_v}$	TG400 $_{n_v}$	TG100 $_{ITC}$	TG200 $_{ITC}$	TG400 $_{ITC}$
Nv ($s/m^{1/3}$)	0.110	0.205	0.370	0.550	0.110	0.110	0.110
ITC	0.20	0.20	0.20	0.20	0.085	0.038	0.019
Almac. de Equil[mm]	19.9	20.0	19.7	19.0	19.7	19.5	19.0
RN^2 Hidrograma en S	-		0.97	0.96	0.99	0.98	0.97

Se simularon una serie de eventos observados y sintéticos. Los eventos observados corresponden a los utilizados en la calibración de TG50. Los eventos sintéticos han sido de las siguientes características: Duraciones de lluvia de 3 hs, 5 hs y 10 hs e intensidades de lluvia neta de 3 mm/h, 8 mm/h y 15 mm/h; con lo que se tiene un total de 9 eventos sintéticos.

Todos los eventos se simularon para la discretización de mayor nivel de detalle (TG50) y para las demás discretizaciones (TG100, TG200, TG400). Se realizaron un total de 91 simulaciones, correspondientes a 13 eventos por 7 simulaciones por evento. En la Tabla 18 se muestran las características de los eventos.

Tabla 18. Características de los eventos simulados.

Evento simulado	Intens. lluvia neta [mm/h]	Duración [hs]	Lluvia Neta [mm]
E 1 (Obs) – Agosto 2002	12 (máx.)	27	24.6
E 2 (Obs) – Octubre 2002	3.4 (máx.)	24	11.0
E 3 (Obs) – Mayo 2002	7.8 (máx.)	60	23.5
E 4 (Obs) – Junio 2001	15 (máx.)	10	55.3
E 5	3	3	9
E 6	8	3	24
E 7	15	3	45
E 8	3	5	15
E 9	8	5	40
E 10	15	5	75
E 11	3	10	30
E 12	8	10	80
E 13	15	10	150

(Obs) Corresponde a eventos observados, los restantes son eventos sintéticos.

Se toma la discretización correspondiente a TG50 como base para la comparación asumiendo que la misma es la que representa en forma mas adecuada el comportamiento de la cuenca. Para cada uno de los eventos simulados se realizó el análisis sobre las variables de flujo: caudal máximo en vinculaciones, velocidad máxima en vinculaciones y altura de agua máxima en celdas. La comparación se realizó entre TG50 y TG100; TG50 y TG200 y TG50 y TG400; sobre todo el dominio de la cuenca. Para la cuantificación del grado de similitud en las respuestas obtenidas de las diferentes variables analizadas se utilizó el coeficiente de eficiencia R^2X (ec. 2).

En la Tabla 19 se resumen los resultados obtenidos para cuantificar el grado de similitud que se alcanza para TG100, TG200 y TG400 en comparación a TG50; para todos los eventos y mediante el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda. La Tabla 20 muestra los mismos resultados mediante el escalamiento de la pendiente transversal en celda.

Tabla 19. Similitud entre TG50 y TG100, TG200 y TG400 mediante el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda.

		E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11	E12	E13
TG50- TG100 _{nv}	R^2_Q	0.96	0.97	0.95	0.93	0.98	0.96	0.94	0.97	0.94	0.92	0.96	0.91	0.86
	R^2_{vel}	0.94	0.91	0.92	0.94	0.95	0.94	0.95	0.95	0.94	0.93	0.95	0.94	0.93
	R^2_H	0.83	0.88	0.85	0.80	0.86	0.83	0.81	0.86	0.92	0.80	0.83	0.79	0.74
TG50- TG200 _{nv}	R^2_Q	0.90	0.95	0.88	0.81	0.95	0.89	0.84	0.93	0.85	0.78	0.89	0.77	0.65
	R^2_{vel}	0.90	0.89	0.89	0.89	0.90	0.89	0.89	0.91	0.90	0.88	0.91	0.89	0.88
	R^2_H	0.45	0.62	0.50	0.32	0.57	0.46	0.34	0.52	0.38	0.25	0.44	0.23	0.03
TG50- TG400 _{nv}	R^2_Q	0.87	0.92	0.83	0.80	0.90	0.85	0.80	0.90	0.82	0.76	0.90	0.78	0.65
	R^2_{vel}	0.90	0.89	0.88	0.89	0.88	0.89	0.89	0.90	0.90	0.88	0.90	0.89	0.88
	R^2_H	0.07	0.36	0.07	-0.18	0.27	0.09	-0.13	0.19	-0.07	-0.34	0.01	-0.35	-0.75

Tabla 20. Similitud entre TG50 y TG100, TG200 y TG400 mediante el escalamiento de la pendiente transversal en celda.

		E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11	E12	E13
TG50- TG100 _{ITC}	R^2_Q	1.00	1.00	0.98	0.99	1.00	0.99	0.99	1.00	0.99	0.98	1.00	0.98	0.96
	R^2_{vel}	0.98	0.98	0.97	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.97
	R^2_H	0.97	0.97	0.97	0.96	0.97	0.97	0.96	0.97	0.97	0.97	0.96	0.97	0.97
TG50- TG200 _{ITC}	R^2_Q	0.99	0.99	0.97	0.97	0.99	0.98	0.97	0.99	0.98	0.95	0.99	0.95	0.89
	R^2_{vel}	0.96	0.97	0.95	0.94	0.97	0.95	0.94	0.96	0.94	0.93	0.95	0.93	0.93
	R^2_H	0.95	0.96	0.95	0.92	0.96	0.94	0.92	0.96	0.93	0.92	0.95	0.93	0.93
TG50- TG400 _{ITC}	R^2_Q	0.97	0.98	0.94	0.92	0.97	0.95	0.93	0.97	0.93	0.91	0.96	0.90	0.84
	R^2_{vel}	0.92	0.94	0.92	0.88	0.94	0.91	0.87	0.93	0.89	0.86	0.92	0.87	0.85
	R^2_H	0.93	0.95	0.92	0.88	0.94	0.91	0.88	0.93	0.90	0.87	0.92	0.89	0.88

Aplicación a la Cuenca del A° Saladillo.

La cuenca del A° Saladillo se encuentra situada entre los paralelos 32° 55' S y 33° 30' S y los meridianos 60° 35' O y 61° 55' O (Sur de la Provincia de Santa Fe, Argentina, Figura 9) y ocupa parte de los departamentos de Rosario, San Lorenzo, Caseros, Constitución y General López. Tiene una superficie de 3144 km². La elevación varía entre 115.5 m y 18.5 m sobre el nivel del mar. El curso principal tiene una longitud de 145 Km en dirección OSO (oeste – sudoeste) a ENE (este – noreste) y su pendiente media es de 0.57 m/ km. El A° Saladillo descarga sus aguas en el Río Paraná; aproximadamente 2 Km aguas arriba de su descarga existe una cascada que actúa como sección de control. La precipitación anual media es de 980 mm. El caudal base del arroyo Saladillo es de 1 m³/s. En la crecida extraordinaria ocurrida en la semana del 24 al 31 de Marzo de 2007, el caudal máximo alcanzó los 880 m³/s en el puente de las Autopista Rosario-Buenos Aires, ubicado aproximadamente 5 Km aguas arriba de la Cascada. En otra crecida extraordinaria ocurrida en el mes de Abril de 1986 se observó un caudal pico de 1140 m³/s. El área de estudio posee una importante infraestructura vial y ferroviaria. En la Tabla 21 se detallan las características y parámetros generales de la cuenca.

Constituciones del Modelo.

La cuenca se modeló con cuatro tamaños de grilla (TG) diferentes: 250 m (TG250) que corresponde al mayor nivel de detalle; 500 m (TG500); 1000 m (TG1000) y 2000 m (TG2000).

En la Tabla 22 se resumen las celdas y vinculaciones que constituyen las diferentes discretizaciones adoptadas y en la Figura 10 se muestran las diferentes discretizaciones de la cuenca para todos los TG implementados.

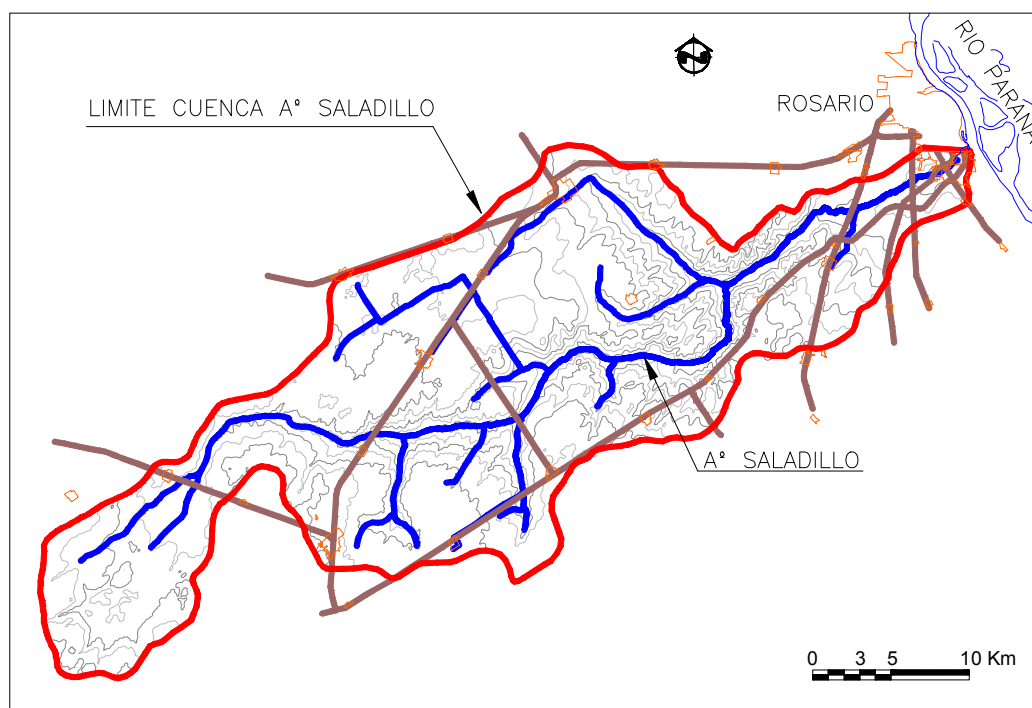


Figura 9. Cuenca del A° Saladillo, Santa Fe, Argentina.

Tabla 21. Características de la cuenca, índices representativos y atributos derivados.

Característica	Valor
----------------	-------

Área	3144 Km ²
Longitud total de cursos	380 Km
Densidad de Drenaje (Dd)	0.121 Km/Km ²
Diferencia de cotas sobre curso principal (A° Saladillo)	83.0 m
Longitud curso principal	144.81 Km
Pendiente media sobre curso principal	0.57 m/Km
Diferencia entre cotas (Z máxima – Z mínima)	97.0 m
Índice de Rugosidad	11.7
Perímetro	352 Km
Índice de Compacidad de Gravelius	1.77

Tabla 22. Celdas y Vinculaciones resultantes de las discretizaciones de la Cuenca del A° Saladillo.

TG [m]	Celdas	Celdas Valle	Celdas Río	Vinc. Totales	Vinc. V-V	Vinc. R-R	Vinc. V-R	Vinc. Terraplén.	Vinc. Alcantarilla	Vinc. Puente
250	50048	48266	1782	99225	92825	1765	3523	1084	20	8
500	12512	11638	874	24589	21471	857	1704	529	20	8
1000	3128	2704	424	6039	4560	407	794	250	20	8
2000	782	579	203	1456	789	187	341	112	20	8

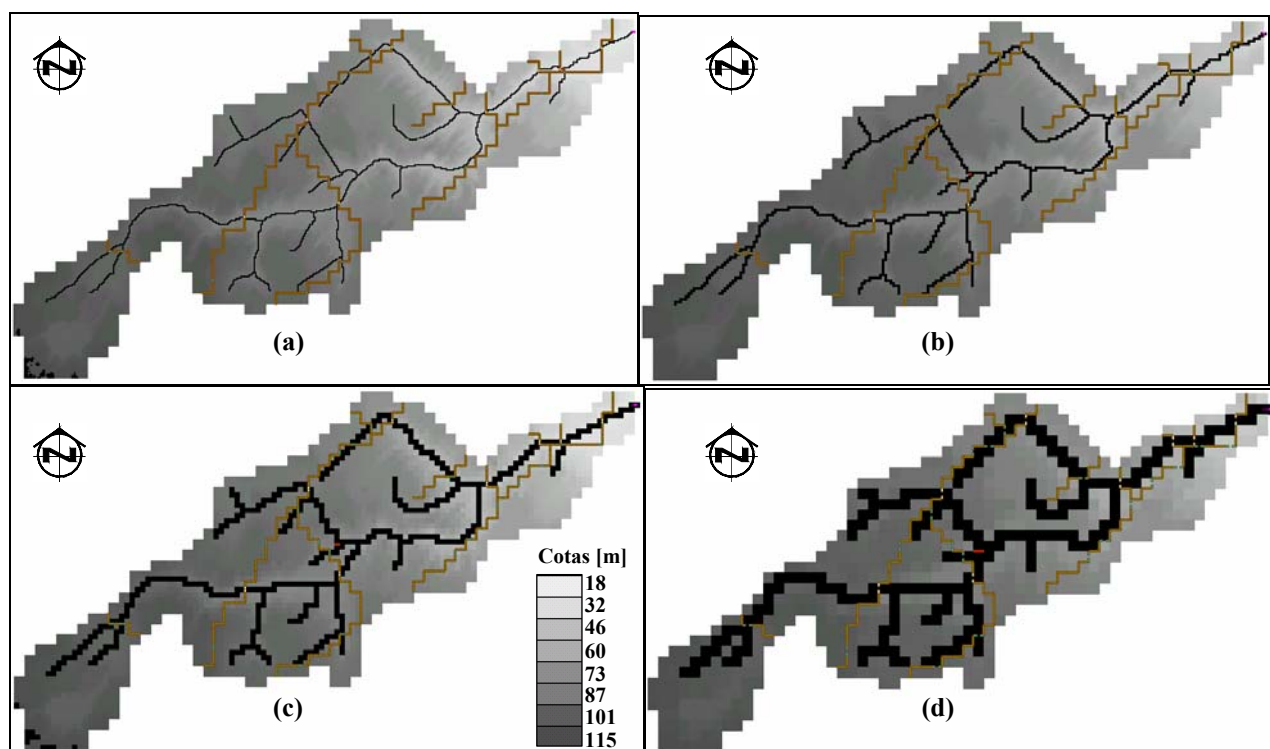


Figura 10. Discretización de la cuenca para: a) TG250, b) TG500, c) TG1000 y d) TG2000.

Modificación de las características generales y representación topográfica para las diferentes discretizaciones.

En la Tabla 23 se muestran las características, índices y atributos generales correspondientes a las diferentes discretizaciones.

Tabla 23. Características, índices y atributos generales para las diferentes discretizaciones.

Característica	TG250	TG500	TG1000	TG2000
Área [Km ²]	3128	3128	3128	3128
Longitud total de cursos [Km]	445.5	437.0	424.0	406.0
Densidad de Drenaje [Km/Km ²]	0.142	0.140	0.136	0.130
Diferencia de cotas sobre curso principal [m]	90.3	90.0	89.9	89.6
Longitud curso principal [Km]	165.0	160.4	156.3	155.4
Pendiente media sobre curso principal [m/Km]	0.547	0.561	0.575	0.577
Diferencia entre cotas (Z máxima – Z mínima) [m]	97.6	95.5	94.8	94.1
Índice de Rugosidad	13.9	13.3	12.8	12.2
Perímetro [Km]	400	400	400	400
Índice de Compacidad de Gravelius	2.02	2.02	2.02	2.02

El área de la cuenca no se modifica para los diferentes TG y la misma tiene un valor de 3128 Km². Además el perímetro permanece invariable, por lo que se tiene un mismo valor del Índice de Compacidad de Gravelius.

El aumento del TG genera una reducción de la longitud de los cursos del orden del 8.9 % entre TG250 y TG2000. Asociado a la reducción de la longitud de los cursos se obtiene una reducción de la densidad de drenaje del de la misma magnitud entre TG250 y TG2000.

La pendiente media sobre la traza del curso principal, al pasar de TG250 a TG2000, se incrementa en aproximadamente un 5.5 %. Al incrementare el TG se produce tanto una reducción de la longitud de los cursos como del desnivel entre sus cotas extremas; aunque en este caso la reducción de la longitud es más pronunciada que la reducción del desnivel lo que se traduce en el incremento de la pendiente media del curso.

Al pasar de TG250 a TG2000, la diferencia entre la cota máxima y mínima se reduce; en este caso el desnivel entre cotas extremas es 3.5 m representando una reducción del 3.6 %.

Del análisis de pendientes locales en todo el dominio (Tabla 24) se observa que a medida que aumenta el TG se obtienen valores de pendientes máximas, promedio de pendientes locales y desvío estándar menores. Los cambios más pronunciados se observan para el valor de la pendiente máxima en celda.

Tabla 24. Valores de pendientes máximas, promedio y desvío estándar en celdas del dominio

	TG250	TG500	TG1000	TG2000
Pendiente Máxima [m/m]	0.03656	0.02070	0.01488	0.00921
Promedio de Pendientes Locales [m/m]	0.00342	0.00328	0.00295	0.00235
Desvío Estándar [m/m]	0.00336	0.00302	0.00254	0.00195

El error estándar para las pendientes locales entre TG250 y TG500 es de 0.83 %; entre TG250 y TG1000 es de 2.34 % y entre TG250 y TG2000 es de 3.94 %.

En la Figura 11 se muestran las variaciones espaciales de las pendientes locales en celdas para TG250, TG500, TG1000 y TG2000. Se observa la pérdida en la representatividad espacial de las pendientes locales a medida que se incrementa el TG.

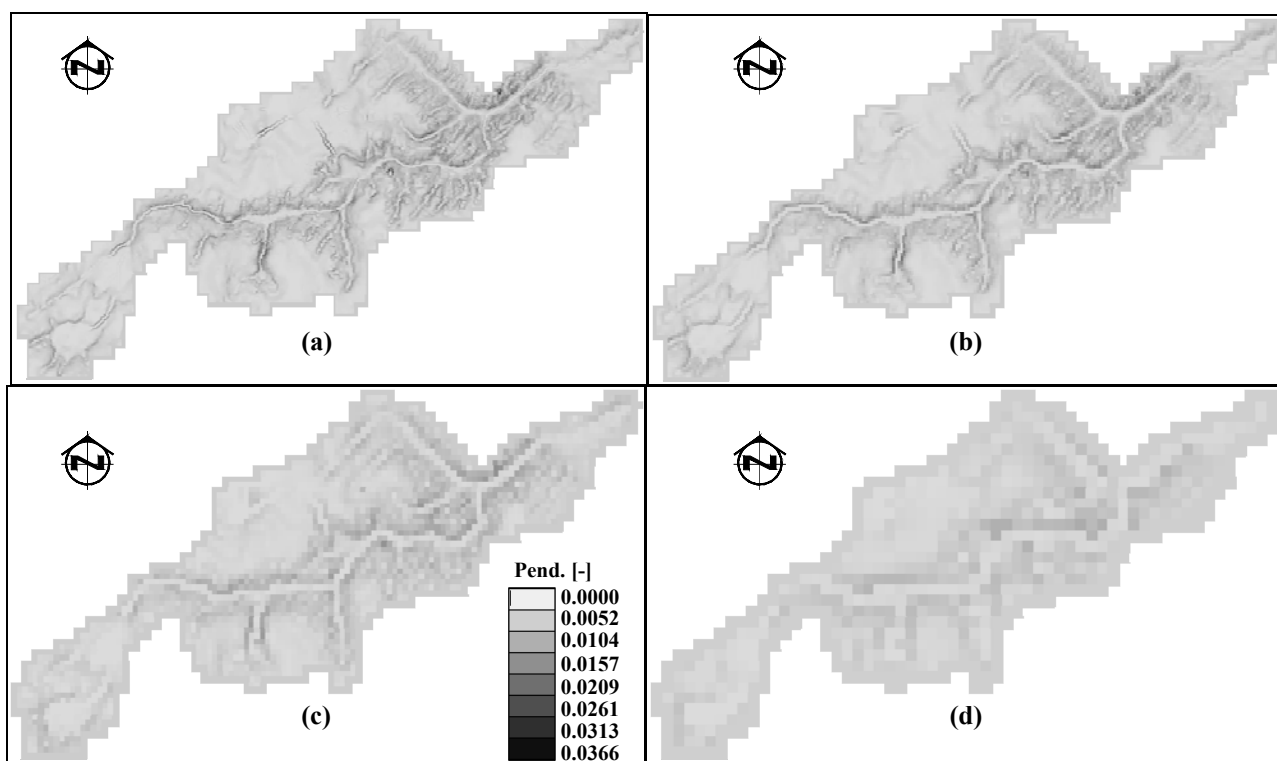


Figura 11. Variación espacial de pendientes locales en celdas para: a) TG250, b) TG500, c) TG1000 y d) TG2000.

Calibración y Validación del Modelo.

Respecto a la información hidrológica disponible es posible indicar que se cuentan con registros de precipitaciones en varias estaciones. Respecto a la información relacionada a registros de alturas y caudales en diferentes secciones, las mismas no son continuas y a su vez gran parte de los datos no han podido encuadrarse como confiables, por lo que la cantidad de información útil para las modelaciones se ve reducida.

En base a los resultados de la búsqueda de información relacionada a eventos de lluvia se han seleccionado, para la calibración y validación del modelo, dos eventos de importancia; un evento extraordinario ocurrido en Abril de 1986 y un último evento de importancia ocurrido en Marzo de 2007.

En ambos eventos se cuenta con valores de caudales correspondientes a los valores pico en la sección de control y con datos de precipitaciones totales en diversos centros poblados.

Para la extracción de la lluvia neta se aplicó en método de CN del Servicio de Conservación de Suelos de los EEUU en base a análisis de cobertura, tipos de suelo y estado de humedad antecedente. No fue posible obtener el valor de CN mediante la integración del hidrograma de escurrimiento directo ya que no se contó con la información temporal completa del mismo. La discretización espacial de la lluvia sobre la cuenca se realizó mediante la aplicación del método de

los polígonos de Thiessen; resultando en una discretización espacial de la lluvia en cinco sectores. Para ambos eventos observados se consideró un intervalo temporal para los hietogramas de lluvia neta de 2 horas.

En base a esta información existente se procedió a la calibración del modelo para el evento de Marzo 2007 y a la validación del mismo para el evento de Abril 1986 para la discretización de mayor nivel de detalle (TG250).

Para la calibración se adoptó como criterio ajustar el caudal pico y tiempo al pico dentro del 20 % respecto a los valores observados. Debido a que no se cuenta con los hidrogramas completos de las crecidas de ambos eventos no es posible computar el grado de ajuste para todo el intervalo temporal asociado al escurrimiento directo.

En la Tabla 25 se indican las diferencias entre los valores calculados y observados de caudal pico y tiempo al pico. Los parámetros resultantes de la calibración se muestran en la Tabla 26.

Tabla 25. Resultados de la calibración. Cuenca del A° Saladillo

		Caudal Pico [m ³ /s]	Tiempo al Pico [hs]
Evento Abril 1986	Observado	1100-1200	45-55
	Calculado	1107	54
	Error Relativo [%]*	-3.7	8.0
Evento Marzo 2007	Observado	700-800	75-85
	Calculado	790	86
	Error Relativo [%]*	5.3	7.5

* El Error Relativo se calculó con el valor medio del entorno de valores extremos tanto en caudal pico como en tiempo al pico.

Tabla 26. Parámetros de la calibración para cuenca del A° Ludueña

nv [s/m ^{1/3}]	nr [s/m ^{1/3}]	ITC	Coefficiente de descarga desborde terraplenes	Coefficiente de descarga alcantarillas
0.10	0.04	0.025	0.2	0.8-0.9

Escalamiento de Parámetros y Similitud Hidrológica.

Para la discretización TG250 (mayor nivel de detalle) con sus parámetros calibrados para los eventos observados; se simuló una lluvia neta de 0.5 mm/h y de larga duración ($t = 600$ hs) distribuida uniformemente sobre toda la cuenca de modo de lograr un estado de equilibrio completo en la misma. El caudal de equilibrio en la sección de control resulta $Q = i \times A = 3128 \text{ Km}^2 \times 0.5 \text{ mm/h} = 434 \text{ m}^3/\text{s}$. La estimación del tiempo de equilibrio en la cuenca (ec. 1) arrojó un valor de $T_e = 259$ hs. La duración de la lluvia (t_r) se consideró de 600 hs.

Para las demás discretizaciones (TG500, TG1000 y TG2000) se simuló la misma lluvia neta de 0.5 mm/h uniforme espacialmente y con el mismo tiempo de duración de 600 hs, de modo de lograr el estado de equilibrio completo para dichas discretizaciones.

Por aproximación; para cada TG de menor nivel de detalle (TG500, TG1000 y TG2000) se escalan los parámetros de rugosidad para flujo superficial en celda (nv) conservando los demás parámetros de modo de alcanzar el almacenamiento de equilibrio correspondiente a TG250 y maximizar el coeficiente RN^2 entre el hidrograma S correspondiente a TG250 y el TG agregado correspondiente. De igual modo se procedió para escalar los valores de la pendiente transversal en celda (ITC) para cada tamaño de grilla y manteniendo los demás parámetros sin variaciones.

Los parámetros resultantes del escalamiento para los tamaños de grilla mayores con la misma lluvia neta y conservando el almacenamiento de equilibrio y la forma del hidrograma en S se resumen en la Tabla 27.

Tabla 27. Escalamiento de parámetros (nv e ITC) conservando el almacenamiento de equilibrio y forma del hidrograma en S.

	TG250	ESCALADO DE nv			ESCALADO DE ITC		
		TG500 _{nv}	TG1000 _{nv}	TG2000 _{nv}	TG500 _{ITC}	TG1000 _{ITC}	TG2000 _{ITC}
nv [s/m ^{1/3}]	0.100	0.115	0.130	0.175	0.100	0.100	0.100
ITC	0.025	0.025	0.025	0.025	0.021	0.019	0.016
Almac. de Equil [mm]	51.5	50.7	50.8	52.2	50.9	50.8	52.3
RN^2	-	0.990	0.985	0.971	0.992	0.987	0.977

A partir de los parámetros escalados del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda y de la pendiente transversal en celdas se simularon los dos eventos observados y una serie de eventos sintéticos. Las características de los eventos simulados (observados y sintéticos) se resumen en la Tabla 28. Los eventos se simularon para la discretización de mayor nivel de detalle (TG250) y para los esquemas de menor detalle (TG500, TG1000, TG2000). Se realizaron un total de 84 simulaciones para todas las discretizaciones y todos los eventos (12 eventos por 7 simulaciones por evento). Al igual que lo realizado en las cuencas del A° Ludueña y A° Santa Catalina; para cada uno de los eventos simulados se realizó el análisis sobre las variables de flujo de caudal máximo en vinculaciones, velocidad máxima en vinculaciones y altura de agua máxima en celdas.

Tabla 28. Características de los eventos simulados.

Evento Simulado	Intens. lluvia neta [mm/h]	Duración [hs]	Lluvia Neta [mm]
E 1 (Obs) – Abr. 86	43 (máx.)	76	107
E 2 (Obs) – Mar. 07	11 (máx.)	100	73
E 3	3	3	9
E 4	8	3	24
E 5	15	3	45
E 6	3	5	15
E 7	8	5	40
E 8	15	5	75
E 9	3	10	30
E 10	8	10	80
E 11	2	20	40

E 12	5	20	100
------	---	----	-----

(Obs) Corresponde a eventos observados, los restantes son eventos sintéticos.

El análisis comparativo, en términos de respuestas hidrológicas, para cuantificar el grado de similitud lograda para los diferentes tamaños de grilla y para las diferentes variables de flujo estudiadas se realizó sobre la base de admitir que el tamaño de grilla más pequeño (TG250) es el que reproduce en forma más adecuada el comportamiento de la cuenca.

La comparación se realizó entre TG250 y TG500; TG250 y TG1000 y TG250 y TG2000; sobre todo el dominio espacial de la cuenca. Para la cuantificación del grado de similitud en las respuestas obtenidas de las diferentes variables analizadas se utilizó el coeficiente de eficiencia R^2_X ; ec. (2).

En la Tabla 29 se muestran los resultados obtenidos, que cuantifican el grado de similitud en las respuestas hidrológicas, entre TG250 y las restantes discretizaciones; para todos los eventos y para el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda. La Tabla 30 muestra los mismos resultados para el escalamiento de la pendiente transversal en celda.

Tabla 29. Similitud entre TG250 y TG500, TG1000 y TG2000 mediante el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda.

		E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11	E12
TG250- TG500 _{nv}	R^2_Q	0.95	0.98	0.99	0.99	0.98	0.99	0.99	0.97	0.99	0.97	0.99	0.95
	R^2_{vel}	0.96	0.97	0.97	0.97	0.96	0.97	0.97	0.96	0.97	0.96	0.97	0.96
	R^2_H	0.97	0.98	0.97	0.97	0.97	0.97	0.97	0.96	0.97	0.96	0.97	0.96
TG250- TG1000 _{nv}	R^2_Q	0.90	0.91	0.98	0.98	0.94	0.98	0.96	0.88	0.98	0.89	0.96	0.87
	R^2_{vel}	0.89	0.91	0.92	0.91	0.92	0.92	0.92	0.89	0.92	0.89	0.92	0.91
	R^2_H	0.90	0.91	0.91	0.92	0.90	0.92	0.90	0.88	0.92	0.88	0.91	0.88
TG250- TG2000 _{nv}	R^2_Q	0.87	0.90	0.98	0.97	0.92	0.97	0.96	0.86	0.97	0.86	0.94	0.84
	R^2_{vel}	0.86	0.89	0.90	0.86	0.88	0.90	0.88	0.81	0.88	0.81	0.89	0.81
	R^2_H	0.86	0.88	0.86	0.88	0.86	0.88	0.87	0.83	0.88	0.84	0.89	0.83

Tabla 30. Similitud entre TG250 y TG500, TG1000 y TG2000 mediante el escalamiento de la pendiente transversal en celda.

		E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11	E12
TG250- TG500 _{ITC}	R^2_Q	0.95	0.98	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.98	0.99	0.97	0.99	0.96
	R^2_{vel}	0.95	0.96	0.97	0.96	0.96	0.97	0.96	0.95	0.97	0.96	0.97	0.93
	R^2_H	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98
TG250- TG1000 _{ITC}	R^2_Q	0.89	0.90	0.98	0.98	0.97	0.98	0.97	0.89	0.98	0.89	0.97	0.86
	R^2_{vel}	0.90	0.90	0.91	0.91	0.91	0.93	0.92	0.89	0.91	0.88	0.93	0.90
	R^2_H	0.94	0.95	0.94	0.95	0.94	0.95	0.94	0.93	0.95	0.93	0.95	0.93

TG250- TG2000 _{ITC}	R^2_Q	0.85	0.90	0.98	0.98	0.96	0.98	0.97	0.88	0.98	0.88	0.97	0.85
	R^2_{vel}	0.85	0.88	0.88	0.86	0.87	0.89	0.87	0.83	0.87	0.84	0.87	0.80
	R^2_H	0.93	0.94	0.91	0.93	0.93	0.92	0.93	0.92	0.94	0.92	0.94	0.91

ANALISIS DE RESULTADOS

Los valores de los parámetros escalados del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda surgen al plantear similitud entre los diferentes tamaños de grilla utilizando el concepto de conservar el almacenamiento de equilibrio. Con el escalamiento puede cambiar tanto el valor como el mismo significado físico de algunos parámetros (Blöschl y Sivapalan, 1995). Al adoptar la rugosidad para flujo superficial en celda como parámetro a escalar; el mismo pasa a tener un significado computacional y deja de tener el significado físico de la rugosidad (Goodrich, 1990). Para el caso del escalamiento del parámetro ITC, éste continúa conservando su significado; ya que representa, en forma concentrada a nivel de sub-grilla, los efectos de la morfología del terreno y los efectos de agregación de un gran número de celdas en una única celda.

La reducción del coeficiente R^2X , en los términos aquí planteados, representa la pérdida de similitud respecto a las variables de flujo de la discretización de mayor nivel de detalle a medida que se produce la agregación del sistema. El primer efecto que se observa es que la pérdida de información (aumento del TG) se traduce en la reducción del coeficiente R^2X ; es decir, se obtienen respuestas más alejadas de los valores de partida.

En la Figura 12 se muestran las relaciones experimentales obtenidas como resultado del escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda (n_v) para las tres cuencas analizadas, utilizando como criterio conservar el almacenamiento de equilibrio en la cuenca entre la discretización de mayor detalle y los restantes esquemas. La Figura 13 muestra las relaciones obtenidas del escalamiento de la pendiente transversal en celda (ITC). Estas relaciones se presentan en la Tabla 7 para la cuenca del A° Ludueña, Tabla 17 para la cuenca del A° Santa Catalina y en la Tabla 27 para la cuenca del A° Saladillo.

Las relaciones presentadas resultan de interés ya que engloban no sólo los efectos debido al proceso de agregación del sistema que se producen en las características del relieve sino que también representan las características particulares de la dinámica propagatoria de cada cuenca. Dicha dinámica propagatoria es influenciada, por ejemplo, por la existencia de terraplenes y por las características de la red de cursos. Tomando como ejemplo la cuenca del A° Santa Catalina; es posible afirmar que las curvas obtenidas del escalamiento de parámetros resultarán diferentes si la misma se encuentra atravesada por terraplenes carreteros o ferroviarios que alteren la dinámica de propagación del escurrimiento superficial; aunque no existirán modificaciones asociadas a la topografía.

En primera instancia es posible observar que para la cuenca del A° Santa Catalina se producen las mayores variaciones de los parámetros escalados con el incremento del tamaño de grilla, tanto para el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda como de la pendiente transversal en celda. Por ejemplo al pasar del esquema agregado (TG50) al mayor tamaño de grilla (TG400) se produce una variación del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda de 5 veces ($n_v = 0.11$ para TG50 y $n_v = 0.55$ para TG400); y la variación de la pendiente transversal de almacenamiento es de ITC = 0.20 para TG50 a ITC = 0.019 para TG400.

En el caso contrario de la cuenca del A° Saladillo la variación de los parámetros escalados con el tamaño de grilla es menor; el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda varía de $nv = 0.100$ para TG250 a $nv = 0.175$ para TG2000, y la pendiente transversal de almacenamiento varía de $ITC = 0.025$ para TG250 a $ITC = 0.016$ para TG2000. Es decir, el escalamiento de los parámetros (nv o ITC) es sensible en mayor medida en la cuenca del A° Santa Catalina respecto a la cuenca del A° Saladillo. La cuenca del A° Ludueña resulta en un caso intermedio entre ambas cuencas antes mencionadas.

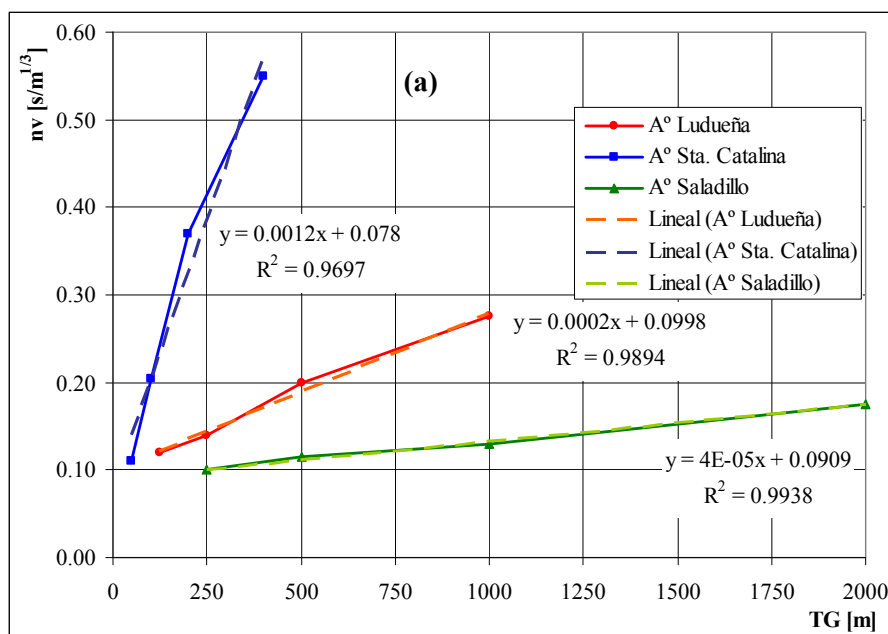


Figura 12. Relaciones de escalamiento del parámetro coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda (nv).

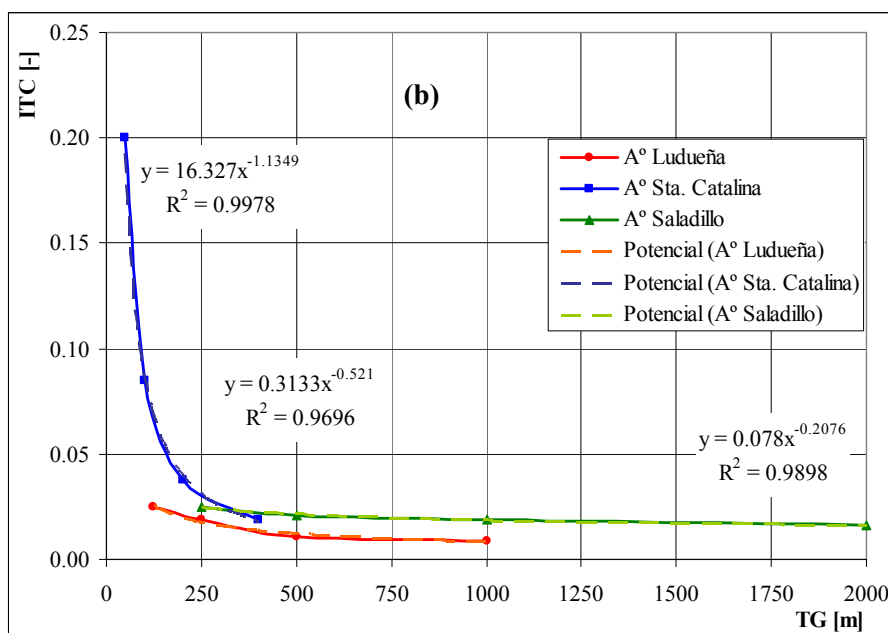


Figura 13. Relaciones de escalamiento del parámetro pendiente transversal en celda (ITC) para las tres cuencas analizadas y ecuaciones representativas.

En la Figura 14 se observan las relaciones adimensionales obtenidas mediante el escalamiento de la rugosidad superficial en valle versus la relación adimensional del tamaño de grilla. La Figura 15 muestra las relaciones adimensionales mediante el escalamiento de la pendiente transversal en celda. En la Figura 14 y Figura 15 TGo representa el tamaño de grilla original (mayor nivel de detalle) y TGi el tamaño de grilla de los esquemas agregados.

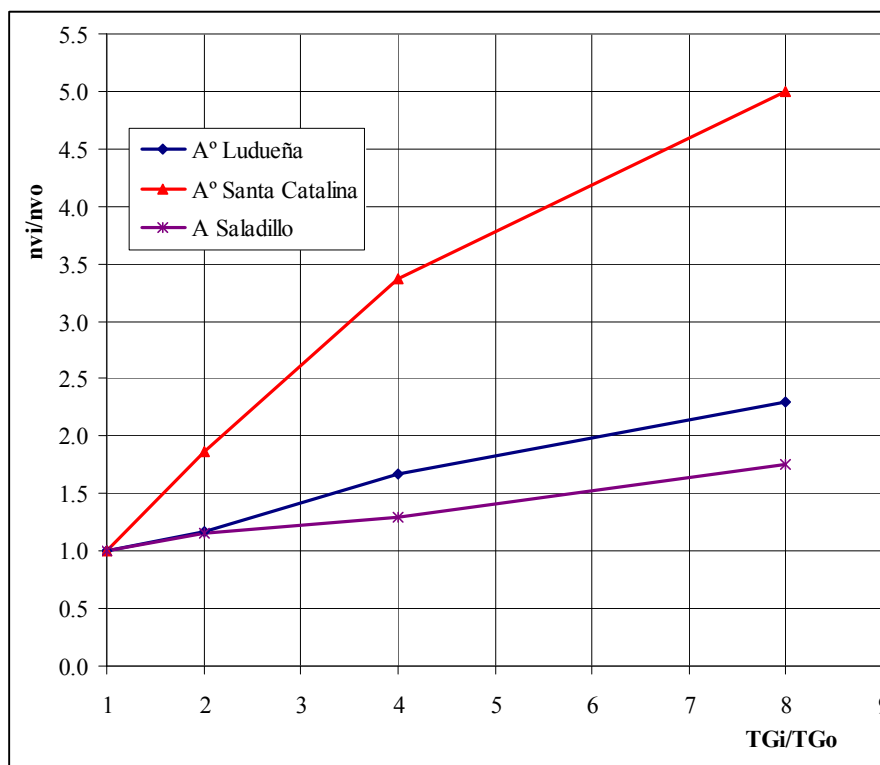


Figura 14. Relaciones adimensionales respecto al tamaño de grilla mediante el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda (nv).

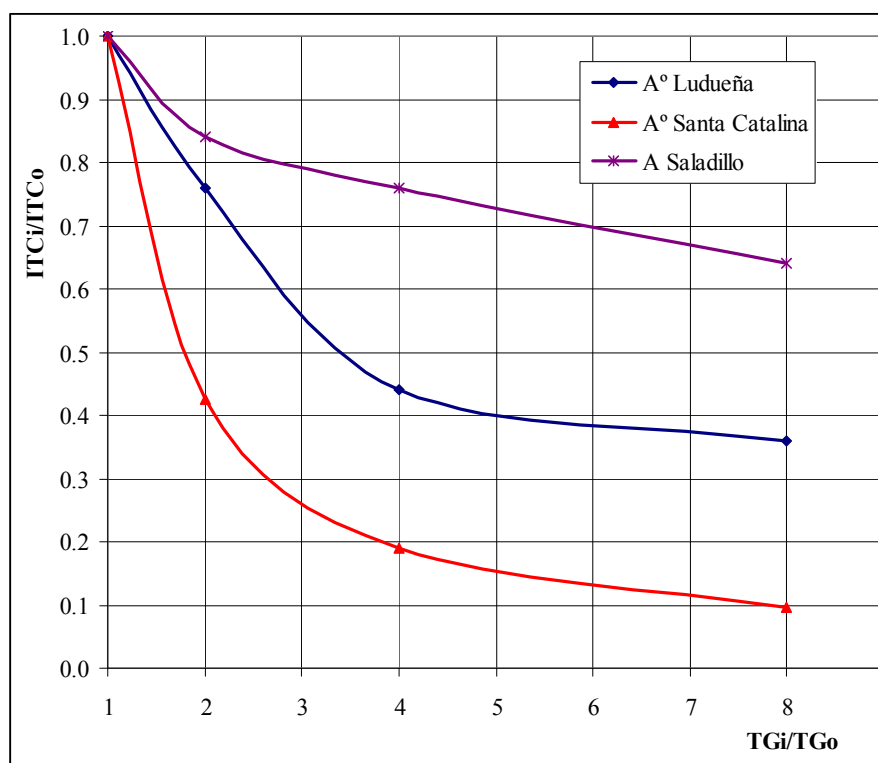


Figura 15. Relaciones adimensionales respecto al tamaño de grilla mediante el escalamiento de la pendiente transversal en celda (ITC).

Características tales como el área, la capacidad de almacenamiento en cursos por unidad de longitud; la pendiente longitudinal sobre el curso principal y el tiempo de retardo o “Lag” permiten diferenciar el comportamiento de las cuencas analizadas y las relaciones de escalamiento que se obtienen. En la Tabla 31 se resumen dichas características.

Un parámetro de utilidad para caracterizar la capacidad de la red de cursos que componen la cuenca es la relación entre el volumen de almacenamiento potencial en cursos por unidad de longitud de los mismos. Dicho volumen se computa para todos los cursos modelados, considerando la capacidad de almacenamiento que surge de multiplicar la sección transversal del curso entre la cota de fondo y el nivel de desborde del mismo y la longitud en la que dicha sección transversal es representativa. Este parámetro es un indicador del grado de influencia que tiene la red de cursos en la dinámica de propagación del flujo. Valores elevados del mismo indican que la red de cursos tiene capacidad para almacenar y transitar caudales, lo que genera una mayor concentración de escurrimiento en los mismos reduciendo la influencia de los sectores aledaños al curso; es decir, de los sectores del valle de inundación. Por el contrario, cuencas donde dicha capacidad potencial de almacenamiento es reducida, el fenómeno de propagación del flujo superficial estará influenciado en mayor medida por el escurrimiento en sectores del valle de inundación. En el caso extremo de una cuenca con nula capacidad de almacenamiento la dinámica de escurrimiento superficial esta gobernada exclusivamente por el flujo sobre sectores valle.

Tabla 31. Características representativas de las diferentes cuencas

	Área [Km ²]	Capacidad de almacenamiento en cursos por unidad de longitud [m ³ /m]	Pendiente sobre el curso principal [m/Km]	Tiempo de Retardo o “Lag” [hs]
A° Ludueña	700	10.1	1.15	57
A° Santa Catalina	135.5	6.2	3.30	20.5

A° Saladillo	3128	45.1	0.55	71.2
--------------	------	------	------	------

Comparativamente entre las cuencas del A° Ludueña, A° Santa Catalina y A° Saladillo, es posible observar que en cuencas pequeñas a medianas (Área = 135 Km²), donde la capacidad de almacenamiento en cursos por unidad de longitud es reducida y la pendiente longitudinal sobre el curso principal es elevada (Caso de la cuenca del A° Santa Catalina); las relaciones de escalamiento de parámetros son variables con el proceso de agregación espacial en mayor medida que en cuencas de mayor tamaño (Área = 3128 Km²), con una elevada capacidad de almacenamiento en cursos y reducida pendiente longitudinal (Cuenca del A° Saladillo). En este último caso los efectos de la agregación espacial tienen menor influencia en el escalamiento de los parámetros.

Respecto al grado de similitud en las respuestas hidrológicas logrado entre el esquema de mayor resolución y los restantes esquemas, mediante el escalamiento de los parámetros, cuantificado por el coeficiente R²X (Tablas 9 y 10 para la cuenca del A° Ludueña; Tablas 19 y 20 para la cuenca del A° Santa Catalina y Tablas 29 y 30 para la cuenca del A° Saladillo), es posible indicar que en forma general para las tres cuencas se obtienen:

- Resultados similares en términos de reproducción de caudales máximos en todo el dominio espacial para ambos parámetros de escalamiento; si bien los mejores resultados, en forma poco significativa, se obtienen mediante el escalamiento de la pendiente transversal de almacenamiento.

- Resultados similares en términos de velocidades de flujo ya sea mediante el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda como de la pendiente transversal en celda.

- Mejores resultados en términos de alturas de agua en celdas mediante el escalamiento de la pendiente transversal en celda respecto al escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda.

La diferencia en los resultados de similitud de alturas de agua obtenidas a partir del escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda respecto al escalamiento de la pendiente transversal en celda es notable en la cuenca del A° Santa Catalina; siendo dicha diferencia menos significativa en la cuenca del A° Saladillo.

El efecto expuesto en el párrafo precedente puede ser explicado teniendo en cuenta las consideraciones siguientes:

- El modelo matemático utilizado permite definir en forma explícita las características de los cursos de agua; es decir, es posible asignar en cada celda río las características geométricas e hidráulicas de la sección de escurrimiento. Esta definición no se modifica con el tamaño de la grilla; por lo que en las diferentes discretizaciones espaciales las características geométricas e hidráulicas de los cursos se conservan. Según esta consideración al ingresar a una celda río un determinado caudal, la altura de agua asociada al mismo será similar en el esquema agregado independientemente de si se realizó el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda o la pendiente transversal de almacenamiento. La afirmación precedente es válida si no existen desbordes masivos de las secciones de los cursos de forma tal que comience a tener influencia el sector valle aledaño al curso.

- De aquí surge, además, que el escalamiento de parámetros propuesto tiene efectos sobre la propagación del escurrimiento en los sectores del valle de la cuenca (celdas valle o sector valle de

las celdas río); y no afecta mayormente el escurrimiento dentro de los cursos de agua propiamente dicho.

- La cuenca del A° Saladillo; a diferencia de las cuencas del A° Santa Catalina, posee una elevada capacidad de almacenamiento en los cursos de agua que componen la red de escurrimiento.

Según lo expuesto, en la cuenca del A° Saladillo en comparación a la cuenca del A° Santa Catalina, tiene una influencia mayor la concentración de escurrimiento en los cursos de agua debido principalmente a su capacidad de conducción; lo que genera similares alturas de agua en los esquemas agregados ya sea mediante el escalamiento del coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda o la pendiente transversal de almacenamiento; y se traduce en diferencias menos significativas en términos del coeficiente R^2H entre ambas propuestas de escalamiento de parámetros.

El parámetro que cuantifica la capacidad de almacenamiento en cursos por unidad de longitud resulta un indicador, a priori, a la hora de caracterizar un determinado sistema hídrico, ya que según los resultados obtenidos en las cuencas analizadas, se observa que para valores elevados de esta propiedad (cuenca del A° Saladillo), los efectos del escalamiento de parámetros (nv o ITC) generan diferencias en términos de similitud de alturas de agua menos significativas que en el caso de valores más reducidos (cuenca del A° Santa Catalina).

CONCLUSIONES

La agregación del sistema a modelar, mediante la modificación del tamaño de grilla, genera alteraciones tanto de las características derivadas del relieve como de las respuestas hidrológicas.

El efecto primario de la agregación sobre las características derivadas de la topografía es la de generar una representación más atenuada del relieve y con pendientes locales máximas y medias menores.

La conservación del almacenamiento de equilibrio y la forma del hidrograma en “S” en la sección de control resulta adecuado como método para plantear similitud entre esquemas.

Los resultados del escalamiento de parámetros indican que para la abstracción a nivel de celda utilizada en el modelo (ITC >0), a medida que aumenta el tamaño de la grilla es necesario incrementar la resistencia del valle (nv) o bien disminuir la pendiente trasversal en celdas (ITC) para obtener similitud hidrológica entre las diferentes discretizaciones.

Desde el punto de vista de la mecánica propagatoria del flujo ambas modificaciones (incremento de la resistencia del valle o disminución de la pendiente trasversal en celda) involucran un aumento de los mecanismos de difusión del escurrimiento con el correspondiente aumento de la atenuación de la onda de crecida para los tamaños de grilla mayores.

Se demostró que se obtienen resultados con mayor grado de similitud (principalmente en alturas de agua) si se escala la ITC respecto al escalamiento de nv. Esto indica la importancia de contemplar el tipo de abstracción que se realiza a nivel de celda y su escalamiento al producirse el agregamiento del sistema.

El análisis espacial de similitud hidrológica dentro de todo el dominio del sistema, en términos de las variables hidrológicas caudal máximo y alturas máximas en celdas, indica que para la abstracción a nivel de celda utilizada en el modelo ($ITC > 0$), los mejores resultados se obtienen escalando la pendiente transversal en celda en comparación con los resultados extraídos de escalar el coeficiente de rugosidad para flujo superficial en celda.

En cuencas donde el parámetro que cuantifica la capacidad de almacenamiento potencial en cursos por unidad de longitud resulta elevado (caso de la cuenca del A° Saladillo con $45 \text{ m}^3/\text{m}$) las diferencias en términos de similitud en alturas de agua en los esquemas agregados son menos significativas en comparación a cuencas donde dicho parámetro es menor (Cuenca del A° Santa Catalina con $6.2 \text{ m}^3/\text{m}$) y se obtiene en este último caso una marcada diferencia en términos de similitud de alturas. El efecto del escalamiento de parámetros en términos de alturas de flujo es menos notorio en cuencas donde la capacidad de almacenamiento en cursos es elevada debido a la mayor influencia en la dinámica propagatoria del escurrimiento superficial de los cursos de agua; y debido a que el modelo conserva en los diferentes niveles de detalle las características geométricas e hidráulicas de los cursos y en estos casos las alturas de agua son similares escalando uno u otro parámetro. La relación entre el almacenamiento potencial en cursos por unidad de longitud es indicativa de la influencia de la red de cursos sobre las respuestas hidrológicas, principalmente en términos de alturas de flujo.

Para la abstracción a nivel de celda utilizada en el modelo ($ITC > 0$), el escalamiento del coeficiente de resistencia al escurrimiento en esquemas agregados no resulta adecuado para obtener similitud en términos de alturas de agua en celdas en cuencas donde la capacidad de almacenamiento en cursos por unidad de longitud es reducida (valores menores a $6.2 \text{ m}^3/\text{m}$), como el caso de la cuenca del A° Santa Catalina.

Una adecuada correlación entre alturas máximas de agua en celdas entre un esquema de detalle y otro de menor detalle resulta de suma utilidad e importancia. Lograr reproducir alturas de aguas en celdas permite, por ejemplo, representar apropiadamente la extensión de superficies inundadas; como así también representar adecuadamente procesos de erosión-sedimentación espacialmente distribuidos, procesos en que el valor de altura de flujo es una variable de importancia para la determinación de la producción de sedimento y transporte en cuenca.

El escalamiento del parámetro ITC con el tamaño de grilla permite; además de lograr mejores resultados, preservar el concepto físico del coeficiente de resistencia al escurrimiento; el cual es ampliamente utilizado y puede ser obtenido de tablas de uso habitual. De esta forma el modelo aquí utilizado incorpora la parametrización a nivel de celda de los efectos de la morfología del relieve, siendo ésta una representación más realista del proceso de escurrimiento superficial y logrando aceptables grados de similitud entre escalas con el adecuado escalamiento del parámetro.

BIBLIOGRAFÍA

- Blöschl, G. y Sivapalan, M.** (1995) “*Scale issues in hydrological Modelling: A Review*”. Hydrological Processes. Vol. 9, 251-290.
- Burges, S. J. (Ed.)** (1986) “*Trends and Directions in Hydrology*”. Special volume of Water Resources Research. Vol. 22.
- Cazenave, G.** (2006) *Modelación Numérica del Escurrimiento Superficial de la cuenca del A° del Azul: Aplicación de Modelos Agregados y Distribuidos*. Tesis de Maestría en Recursos

- Hídricos en Zonas de Llanura. Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura. Universidad Nacional de Rosario. 114 p.
- Cunge, J.** (1975) *Two Dimensional Modelling of Flood Plains*. Cap. 17 Unsteady flow in open channels (Ed. Mahmood K. and Yevjevich V.). Water Resources Publications, Fort Collins.
- Chow, V. T., Maidment, D. R. y Ways, L.M.** (1994) *Hidrología Aplicada*. Mac Graw-Hill, Bogotá. 554 p
- Dooge, J.** (1986) “*Looking for hydrologic laws*”. Water Resorces Research. Vol. 22. (9) pp 46S-58S.
- García, S.; Francés, F. y Andreu, J.** (2002) “*Simulación hidrológica basada en SIG: Sensibilidad a factores de escala*”. Ingeniería del agua. Vol. 9. No. 3. pp. 295-308.
- Goodrich, D. C.** (1990). *Basin scale and runoff model complexity*. Technical Report No. HWR 91-010. Technical Reports on Natural Resource Systems. University of Arizona. Tucson, Arizona. 361 p.
- Goodrich, D.; Grayson, R.; Willgoose, G; Palacios-Valez, O. y Blöschl, G.** (2003). “*The Effect of Catchment Discretization on Rainfall-Runoff Model Predictions*”. Geophysical Research Abstracts. Vol. 5, 12551.
- Grayson, R. B., Blöschl, G., y Moore, I. D.** (1995) “*Distributed parameter hydrologic modeling using vector elevation data: THALES and TAPES-C*”. in Singh, V. P. (Ed.), Computer Models of Watershed Hydrology. Fort Collins, CO, Water Resources Publications: 1130-1178.
- Macor, J. y Pedraza, R.** (2001) “*Efectos de la escala espacial en la simulación de excesos pluviales de áreas urbanas usando el modelo SWMM*”. I Seminario de Drenagem Urbana do Mercosul – V Seminario Nacional de Drenagem Urbana. Vol. I. Pp 105-110. Porto Alegre, Brasil.
- Metcalf y Eddy, Inc., Univ. of Florida, and Water Resources Engineers, Inc.** (1971). *Storm Water Management Model*, Vol. 1-Final Report. EPA Rep. No. 11024DOC07/71 (NITS PB-203289), EPA, Washington, D.C.
- Moglen, G. E. y Hartman, G. L.** (2001). “*Resolution effects on hydrologic modeling parameters and peak discharge*”. Journal of hydrologic engineering. Vol. 6. No. 6. pp 490-497.
- Molnár, D. y Julien, P.** (2000) “*Grid-Size effects on surface runoff modeling*”. Journal of Hydrologic Engineering, ASCE, 5, (1), 8-16.
- Nash, J. y Sutcliffe, J.** (1970). “*River flow forecasting through conceptual models, I-A discussion of principles*”. Journal of Hydrology 10, 282-290.
- O’Callaghan, J. y Mark** (1984) “*The extraction of drainage networks from digital elevation data*”. Computer Vision, Graphics and Image Processing. 28: 328-344.
- Pedraza, R.** (2006) *Efecto de Escala sobre la simulación del flujo de agua superficial en áreas urbanas usando modelos basados en la onda cinemática*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad de Córdoba.
- Riccardi, G.; E. Zimmermann, y R. Maurig** (1995) “*Math. Modelling of flood for the delimitation of zones with inundation risk*”. International Symposium on Runoff Computations for Water Projects, IAHS, San Petesburgo.
- Riccardi, G.** (1997). “*The mathematical modelling for the delimitation of inundation risk zones*”. Sustainability of Water Resources under Increasing Uncertainty. IAHS Publication Nro 240, ISSN 0144-7815, Wallingford, pp.127-136.
- Riccardi, G.** (2001) *Un Sistema de Simulación Hidrológica-Hidráulica cuasi-2D multicapa para ambientes rurales y urbanos*. Tesis Doctoral, FCEfyN, UNC, Córdoba. 278 p.
- Riccardi, G.; Scuderi, C. y Stenta, H.** (2002) “*Modelado de Esguerrimiento Superficial con Alto Nivel de Detalle en la Cuenca del Arroyo Ludueña. Santa Fe. Argentina*”. XIX Congreso

- Nacional del Agua. Villa Carlos Paz, Argentina. CD-ROM ISBN 987-20378-1-7. Cap. Hidrología Superficial y Subterránea. T33. pp. 1-10.
- Rodríguez-Iturbe, I y Gupta, V. K. (Eds)** (1983) “*Scale Problems in hydrology*”. J. Hydrol., 65. (spec. issue).
- Stenta, H.** (2008) *Efectos del Tamaño de Grilla sobre la Modelación Matemática Distribuida del Esguerrimiento Superficial en Cuencas de Llanura*. Tesis Doctoral. Inédito. DH-CURIHAM, FCEIyA, Universidad Nacional de Rosario. 275 p.
- Stenta, H.; Riccardi, G.; Basile, P.** (2011). “*Propuesta para el Escalamiento de Parámetros por Efecto de la Discretización Espacial en la Modelación Matemática del Esguerrimiento Superficial*”. XXIIIº Congreso Nacional del Agua 2011, Resistencia (Chaco). En evaluación.
- Vieux; B.** (1993) “*DEM aggregation and smoothing effects on surface runoff modelling*”. Journal of Computing in Civil Engineering. Vol. 7, No. 3. pp 310-338.
- Wolock, D. y Price, C.** (1994) “*Effects of digital elevation model map scale and data resolution on a topography-based watershed model*”. Water Resources Research. Vol. 30. No. 11. pp 3041-3052
- Wu, Y.; Yevjevich, V. y Woolhiser, D.** (1978) “*Effects of surface roughness and its spatial distribution on runoff hydrographs*”. Hydrology Paper No. 93, Colorado State University, Ft. Collins, Colorado, 47 p.