

ESTIMACIÓN DEL CAMPO DE VELOCIDADES EN PLANICIE DE INUNDACIÓN. RÍO SALADO 2003

L. Filippa¹, M. Gallo², A. Trento¹, y S. Vinzón²

¹Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas - Universidad Nacional del Litoral, Argentina.

²Programa de Ingeniería Naval y Oceánica, COPPE – Universidad Federal de Río de Janeiro, Brasil.

E-mail: leofi2004@yahoo.com.ar

RESUMEN

En este trabajo se presentan resultados de distribuciones de velocidades promediadas en la vertical (2DH) y su relación con la rugosidad superficial de cauce y planicie, en el tramo inferior del río Salado (Santa Fe) durante la crecida extraordinaria de 2003. El área analizada comienza en la confluencia del río Salado con el arroyo Cululú y se extiende 35 km aguas abajo, abarcando una superficie total de 50 km² entre cauce y planicie inundada. La distribución de velocidades y los niveles asociados se obtuvieron mediante simulación numérica, a través de la implementación del módulo hidrodinámico bidimensional del sistema computacional SisBaHiA® v7. La rugosidad superficial implementada en el modelo fue obtenida de cartas temáticas específicas, elaboradas en base a una técnica que combina el empleo de imágenes LANDSAT y mediciones de campo para las estaciones de invierno y verano.

Los resultados del sistema computacional representaron adecuadamente los niveles medidos en diferentes secciones transversales. Se obtuvo una aproximación del campo de velocidades que permite afirmar que la planicie constituyó el elemento fundamental de conducción de la crecida. Se observó que, en promedio, por el cauce sólo circula hasta un 20 % del caudal total. Se detectaron variaciones en los módulos de velocidad sobre planicie de entre un 20 % y un 80 % entre regiones adyacentes con rugosidades altas y bajas.

ABSTRACT

This study shows the results about vertical averaged velocities (2DH) distributions and its relationship with flood plain surface roughness at the lower basin of the Salado river (Santa Fe), during the extraordinary flood happened in 2003. The study area begins at the confluence of Salado river and Cululú stream and reaches 35 km downstream, with a total area of 50 km². The velocities distribution and its associated levels were obtained through numerical simulation, by means of the hydrodynamic two-dimensional SisBaHiA® v7 module. Surface roughness was obtained from thematic maps, built using a technique which combines LANDSAT satellite images and field measurements during winter and summer seasons.

Results of numerical simulation represented adequately the measured levels at different cross sections. An approximation of the velocities field was obtained, which lead to the conclusion that the floodplain was the fundamental flood conveyance element. It was observed that mean channel transport (on average) until 20 % of the total discharge. Variations in velocity modules ranging from 20 % to 80 % were detected between adjacent regions with high and low roughness.

INTRODUCCIÓN

El Río Salado nace en el noroeste argentino y posee su desembocadura en la ciudad de Santo Tomé (provincia de Santa Fe) donde junto con el río Santa Fe dan origen al río Coronda. El área de estudio (Figura 1) pertenece a la cuenca inferior del río Salado (Provincia de Santa Fe) y comienza en la confluencia del río Salado con el arroyo Cululú, extendiéndose 35km aguas abajo. En esta región el río escurre a través de la llanura pampeana sobre un terreno de naturaleza loessica, y posee un amplio valle de inundación que se caracteriza por la presencia continua de meandros. El caudal medio anual del río en esta área es de 145 m³/s (SSRH, 2004) con un ancho de 80 m. En situaciones de grandes crecidas el río desborda el cauce principal, inunda la planicie adyacente y de acuerdo a la magnitud del caudal, alcanza entre 2 y 5 km de ancho. Dicha planicie, posee una vegetación caracterizada principalmente por praderas, pequeños montes y gramíneas y está destinada esencialmente a la ganadería, ya sea para la producción de carne como de leche.

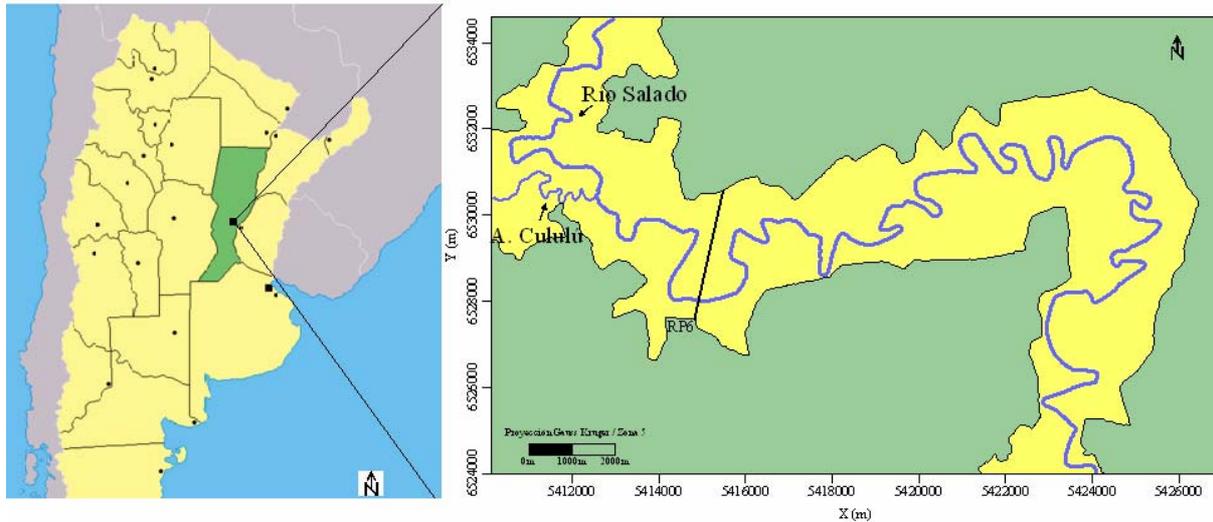


Figura 1.- Área de estudio: cuenca inferior del río Salado situada en el centro – oeste de la provincia de Santa Fe. En el detalle es mostrado el cauce principal del río (en color celeste), la planicie inundada (en color amarillo) y el tramo de la ruta provincial N° 6 (RP6) que pasa por el cauce y la planicie inundada.

La crecida extraordinaria del año 2003 fue la más importante de acuerdo a los registros históricos de caudales del río Salado (Ferreira, 2005). La crecida tuvo su origen en las intensas precipitaciones registradas en la cuenca inferior del río durante el mes de abril, producidas sobre una cuenca saturada de humedad producto de las importantes lluvias ocurridas a fines de 2002 y principios de 2003. Esta situación determinó que todos los bañados y lagunas cercanos fuesen incapaces de retener los caudales provenientes de las lluvias y de esta manera las aguas escurrieron por los arroyos tributarios directamente hacia el río Salado, que ya se encontraba en una situación de aguas altas a causa de la situación antecedente. Ello provocó un rápido crecimiento de sus caudales desde $1327 \text{ m}^3/\text{s}$ a $4000 \text{ m}^3/\text{s}$ durante el pico de la crecida (Ferreira, 2005), en un tiempo de sólo tres días. La crecida no sólo afectó las zonas rurales cercanas, sino que fue también uno de los motivos que provocó la inundación de parte del casco urbano de la ciudad de Santa Fe, produciendo graves perjuicios civiles, económicos y ambientales CEPAL (2003). La cantidad de hectáreas afectadas en los dos departamentos que se ubica el área de estudio, La Capital y Las Colonias, fueron de 93900 y 187640 has respectivamente, para la producción ganadera de carne, mientras que para la producción de leche fueron de 18900 y 109360 has respectivamente. Los costos totales en toda el área afectada, directos e indirectos, relacionados a daños y pérdidas de índole social, de infraestructura y productivos fueron estimados en 1028 millones de dólares.

En este contexto es de fundamental interés conocer la hidrodinámica de la crecida para su posterior aplicación en análisis hidro-ambientales relacionados al transporte de sedimentos y contaminantes asociados. Gallo *et al.* (2006) a través de análisis de muestras en la región de estudio mostraron diferencias en el transporte de metales pesados para situaciones de aguas bajas y medias del río.

Para alcanzar una comprensión adecuada de la hidrodinámica de la crecida, fue considerada el área inundada en la planicie y también se prestó especial atención a las variaciones en la rugosidad superficial generada por las diferentes clases de vegetación presentes. El objetivo de este trabajo es calcular y analizar la distribución de velocidades y su relación con la rugosidad superficial en el sistema cauce-planicie, a través de la simulación numérica del

escurrimiento para el pico de la crecida de 2003.

METODOLOGÍA

Implementación del modelo:

Para el presente estudio se empleó el módulo hidrodinámico bidimensional en la horizontal, 2DH (promediado en la vertical), del sistema computacional SisBAHIA® v7 (Rosman, 2008). Para cada intervalo de tiempo, el modelo 2DH determina las componentes de la velocidad, en las direcciones x e y , $U(x,y,t)$ y $V(x,y,t)$, respectivamente, y las elevaciones de la superficie libre, $z = \zeta(x,y,t)$. Para determinar estas tres incógnitas el modelo resuelve la ecuación de continuidad integrada en la vertical, ecuación (1), y las ecuaciones de cantidad de movimiento (*Navier Stokes* con aproximación de aguas rasas, para escurrimientos integrados en la vertical y homogéneos) en las direcciones x e y , ecuaciones (2) y (3).

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\delta U H}{\delta x} + \frac{\delta V H}{\delta y} = \sum q \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\delta U}{\delta t} + U \frac{\delta U}{\delta x} + V \frac{\delta U}{\delta y} = & -g \frac{\delta \zeta}{\delta x} + \frac{1}{\rho_0 H} \left(\frac{\delta(H \bar{\tau}_{xx})}{\delta x} + \frac{\delta(H \bar{\tau}_{xy})}{\delta y} \right) + \frac{1}{\rho_0 H} (\tau_x^S - \tau_x^B) \\ & + 2\phi \text{sen} \theta V - \frac{U}{H} \sum q \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\delta V}{\delta t} + U \frac{\delta V}{\delta x} + V \frac{\delta V}{\delta y} = & -g \frac{\delta \zeta}{\delta y} + \frac{1}{\rho_0 H} \left(\frac{\delta(H \bar{\tau}_{xy})}{\delta x} + \frac{\delta(H \bar{\tau}_{yy})}{\delta y} \right) + \frac{1}{\rho_0 H} (\tau_y^S - \tau_y^B) \\ & + 2\phi \text{sen} \theta U - \frac{V}{H} \sum q \end{aligned} \quad (3)$$

Donde H es la profundidad total de la sección transversal, g la aceleración de la gravedad, q los caudales por unidad de área, $\bar{\tau}_{xx}$, $\bar{\tau}_{xy}$, $\bar{\tau}_{yy}$ tensiones turbulentas promediadas en la vertical, τ_x^S y τ_x^B tensiones de corte en el fondo en las direcciones x e y , τ_y^S y τ_y^B tensiones de corte en la superficie en las direcciones x e y , ρ_0 densidad de referencia del agua, ϕ velocidad angular de rotación de la tierra, θ ángulo de latitud en radianes.

Discretización del dominio:

El dominio de modelación (Figura 2) abarca una superficie aproximada de 50 km². Sus límites fueron establecidos en base a una imagen satelital RADAR de la región correspondiente al día 7 de Mayo de 2003 (9 días después del pico de la crecida sobre la sección de medición de la ruta provincial N° 70, ubicada fuera del dominio y a 64 km aguas abajo de la sección de cabecera). La diferencia relativa entre el ancho del río (80 m promedio) y el ancho de la planicie (de 1150 m a 4000 m aproximadamente), define la presencia de 2 escalas geométricas muy distintas. Por este motivo el cauce fue discretizado mediante dos elementos con un ancho promedio de 40 m, y la planicie con un número variable de elementos, entre 5 y

20, con 250 m de ancho aproximadamente. La malla quedó constituida por un total de 1327 elementos finitos cuadrangulares isoparamétricos, con 9 nodos por elemento, sumando un total de 5501 nodos.

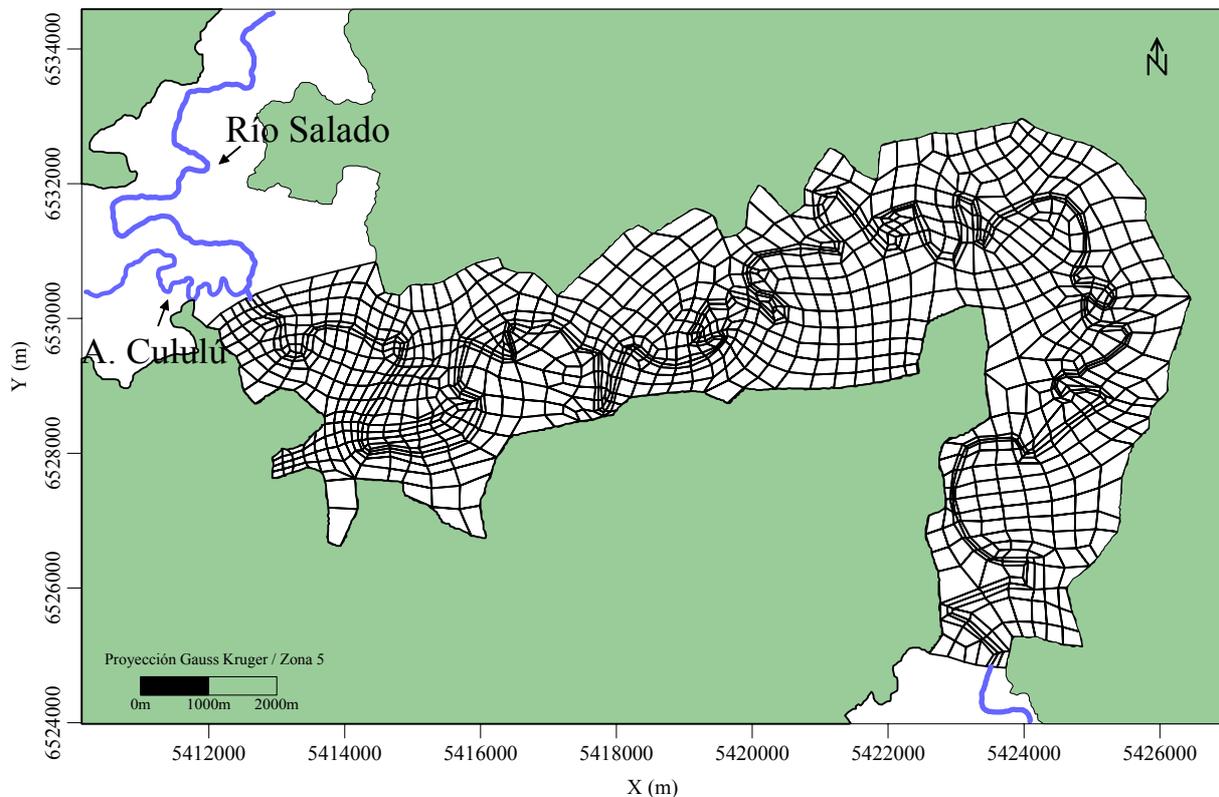


Figura 2.- Malla de elementos finitos cuadrangulares sobre el dominio del modelo.

Batimetría:

La batimetría implementada fue obtenida de relevamientos de 22 secciones transversales, efectuados durante trabajos de campo, que se complementaron con información de curvas de nivel para la planicie. (Trento y Alvarez, 2006). La primera de esas secciones se encuentra a 1 km aguas arriba de la sección de cabecera, mientras que la sección 22 se ubica en el extremo aguas abajo y a 65 km de la primera sección (sección sobre ruta provincial N° 70). En la Figura 3 se presentan las isólinas de cotas de terreno en todo el dominio.

Rugosidad:

Diversos autores han estudiado la determinación del n de Manning en planicies, ya sea mediante la utilización de modelos numéricos de turbulencia (Lopez y Garcia, 2001; Stoesser *et al.*, 2003), de métodos analíticos (Yen, 2002; Järvelä, 2004), de una combinación de pruebas de laboratorio con modelos numéricos (Wu & Shen, 1999), de ensayos de laboratorio y mediciones de campo con trazadores (Nepf, 1999), entre otros. El uso de imágenes satelitales LANDSAT ha permitido el desarrollo de una aproximación diferente para determinar coeficientes de rugosidad en planicies ampliamente cubiertas de vegetación, por ejemplo, para calcular la rugosidad resultante de efectos aerodinámicos (Jasinski & Crago, 1999), para estimar la humedad del suelo y la rugosidad superficial (Moran, *et al.*, 2002), y de coeficientes de rugosidad n de Manning para mapas digitales de planicies de inundación (Smith *et al.*, 2004).

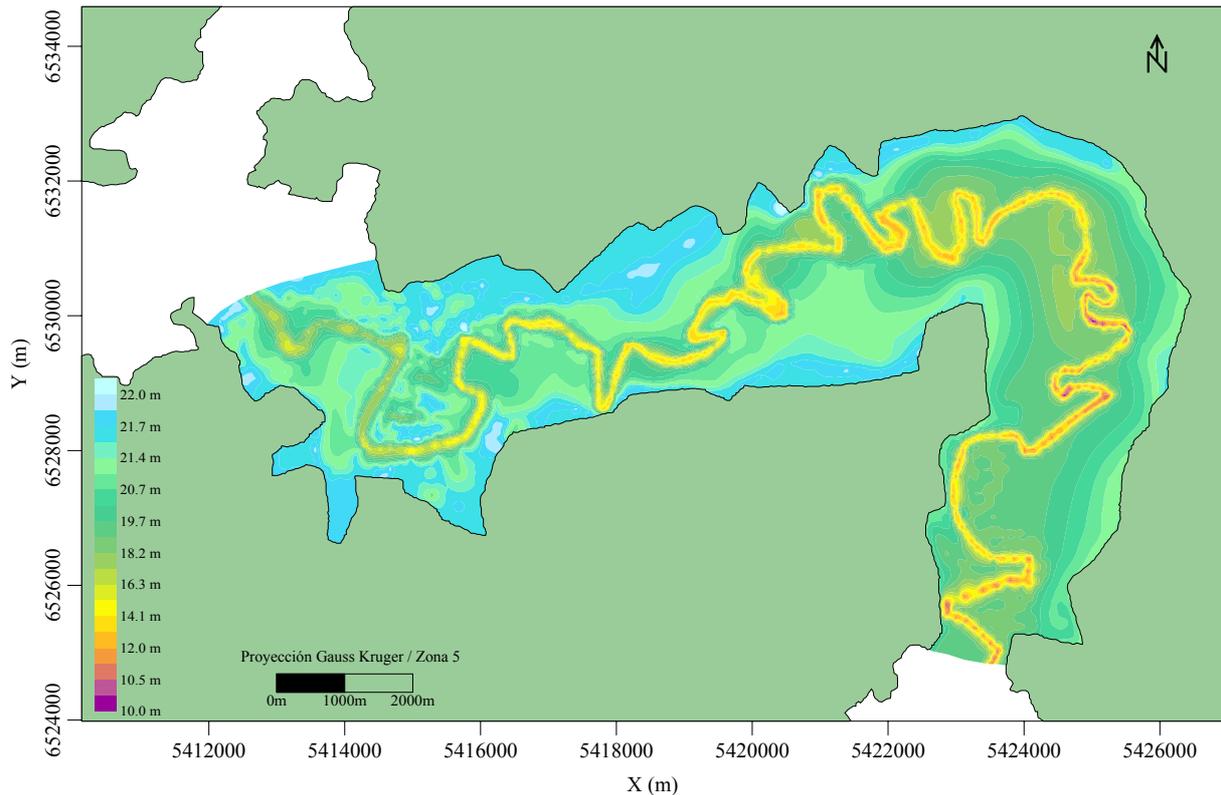


Figura 3.- Isolíneas de cotas IGM en todo el dominio de simulación. Se puede apreciar el contorno del cauce principal en las isolíneas de color amarillo y anaranjado.

La planicie de inundación del río Salado presenta variaciones significativas en su vegetación (ver Figura 4 y Figura 5), luego una correcta parametrización de la rugosidad superficial implica considerar rugosidades variables a nivel de parcela en toda la planicie. Los coeficientes n de *Manning* correspondientes a cada tipo de vegetación fueron extraídos de cartas temáticas de rugosidad elaboradas por Bodoira *et al.* (2009), las cuales fueron construidas en base a una técnica que combina el empleo de imágenes LANDSAT 7 ETM y mediciones de campo. Estas cartas contienen valores de n para las estaciones de invierno y verano y son las únicas en su tipo hasta el momento en el área de estudio, a nivel de parcela. La imagen satelital de cada estación fue procesada digitalmente para obtener una clasificación de coberturas de terreno. Como resultado fueron identificadas 7 clases de coberturas, para invierno y para verano, y cada parcela (900 m² aproximadamente) definida por un grupo de píxeles de las imágenes, fue asignada a una única clase. Mediante la observación en campo de la altura de vegetación representativa de cada clase h_i , se calculó una altura relativa de rugosidad por clase k_i . Éste cálculo fue realizado utilizando la relación empírica $k_i = c_i h_i$, siendo c_i un parámetro que define el efecto de la rugosidad de la vegetación y en condiciones de sumergencia parcial o total. Para el cálculo del n de *Manning* correspondiente a cada altura de rugosidad k_i , se utilizó la ecuación (4) deducida a partir de la ecuación de *Keulegan* para la distribución logarítmica de velocidades verticales en canales abiertos (Sturm, 2001):

$$n = \frac{(R/k)^{1/6}}{19.8 \log(12.2R/k)} k^{1/6} \quad (4)$$

Con R el radio hidráulico y k la altura relativa de rugosidad.



Figura 4.- Vegetación representativa de la planicie, estación de verano.



Figura 5.- Vegetación representativa de la planicie, estación de verano.

En la Tabla 1 se muestran las clases de vegetación representativas de la planicie y sus valores asociados de rugosidad n . Fueron utilizados los n de verano dado que la vegetación presente durante el pico de la crecida se corresponde aproximadamente a la de verano.

Tabla 1.- Rugosidad n para cada clase de cobertura de suelo, estación de verano, según Bodoira *et al.*,(2009).

Clases	n ($\text{sm}^{-1/3}$)
Agua	0.024
Monte	0.100
Cultivos	0.041
Gramínea	0.030
Pasturas	0.032
Suelo desnudo	0.022
Praderas	0.032

En la Figura 6 se muestran las isolíneas de rugosidad n de Manning en el área de estudio, para la estación de verano. Se definen además 4 pares de regiones: A-B, C-D, E-F, G-I, los cuales presentan un alto contraste en las rugosidades de las regiones que los componen.

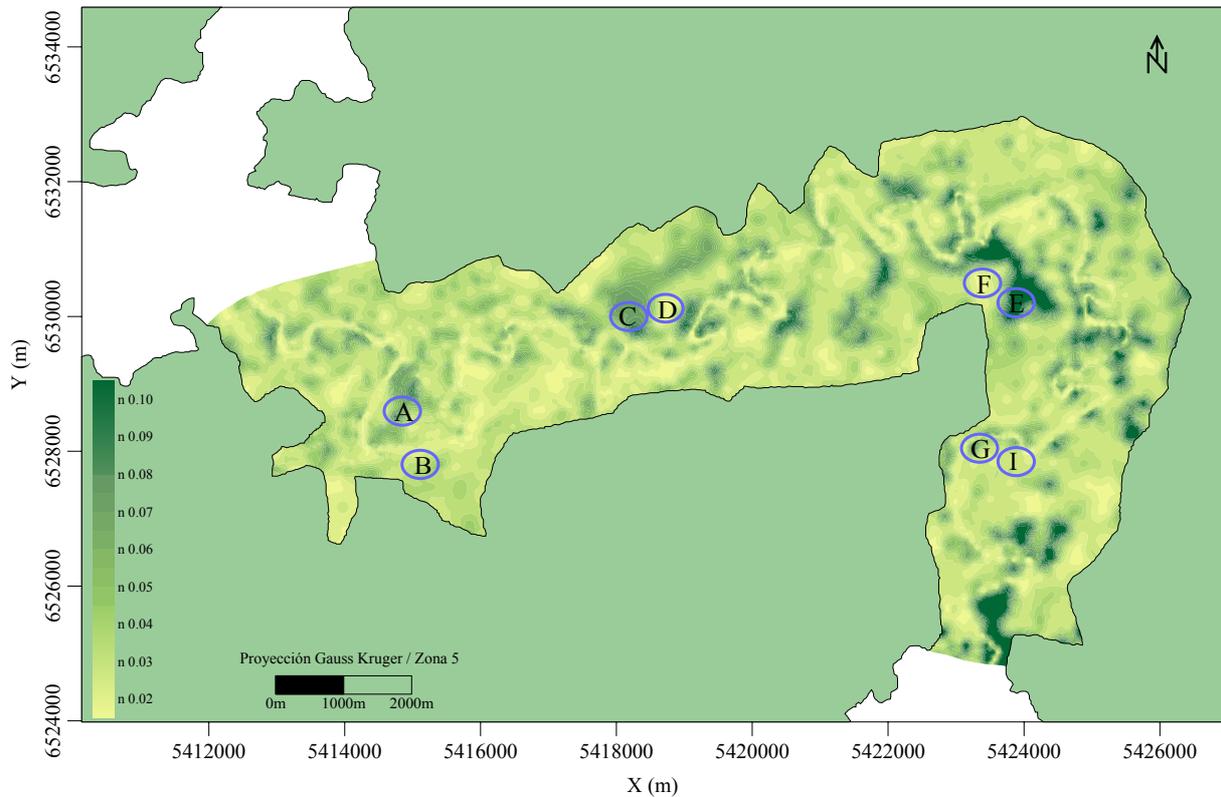


Figura 6.- Isolíneas de rugosidad n de Manning en el área de estudio, para la estación de verano.

La implementación de la rugosidad en el modelo fue realizada a partir de la altura de rugosidad equivalente $2\varepsilon = k$ (ecuación 4), según las ecuaciones (5) y (6) para el coeficiente de Chezy (Abbot y Basco, 1989).

$$C_h = 18 \log_{10} \left(\frac{12H}{2\varepsilon} \right) \tag{5}$$

$$C_h = H^{1/6} / n \tag{6}$$

Siendo H la profundidad total.

Condiciones de contorno:

La condición de contorno de aguas arriba corresponde a un valor de caudal constante de 4000 m³/s (caudal pico de la crecida de 2003) medido en la sección sobre la Ruta Provincial N° 70 (Ferreira, 2005). Ese caudal fue distribuido a lo ancho de la sección de entrada de modo tal que el caudal ingresado por el cauce fue equivalente al 15 % del caudal total y el ingresado por planicie equivalente al 85 % del total (Escenario 1).

Para las condiciones de contorno aguas abajo se impuso un nivel de agua, en cota IGM, de 20.6 m. Ese nivel fue obtenido de resultados del sistema computacional Hec-RAS 4.0 (Bruner, 2008), implementado y calibrado para el mismo evento, en condiciones no estacionarias, en un dominio espacial más amplio (entre la ruta provincial N° 4, a 15 km al norte de la sección de entrada del presente modelo, y la ruta provincial N° 70).

Las condiciones iniciales fueron establecidas en base a niveles obtenidos de ejecuciones preliminares del modelo.

Ejecución y calibración del modelo:

El modelo fue ejecutado para un periodo de tiempo de 1 día con condiciones de contorno constantes aguas arriba y aguas abajo, tiempo suficiente para lograr la estabilización de los resultados. Los resultados analizados corresponden a la última hora de simulación.

Luego de su calibración los niveles calculados con el modelo representaron de manera adecuada las estimaciones hechas por los lugareños para el pico de la crecida en diferentes secciones, en el puente de la ruta provincial N° 6 (nivel calculado de 23.52 m y estimado de 23.50 m), en un punto de observación ubicado a 200 m al norte de SA por margen derecha (nivel calculado de 23.58 m y estimado de 23.70 m) y en un punto de observación ubicado en SB por margen izquierda (nivel calculado de 22.48 m y estimado de 22.44 m).

RESULTADOS:

Análisis de los patrones de velocidades:

En la Figura 7 se muestra el campo de velocidades durante el pico de la crecida para el trecho modelado, sobre el cauce principal y la planicie. Se observan dos patrones de circulación del flujo. El primero de ellos, asociado a la región del cauce principal, muestra una tendencia del escurrimiento a seguir el contorno del cauce con excepción de las zonas de meandros donde predomina la dirección precedente. El segundo patrón, relacionado a la planicie, muestra que el flujo sobre la misma tiende a conservar su dirección precedente, presentando características aproximadamente rectilíneas. Este comportamiento se puede observar con más detalle en la Figura 8, que representa una ampliación de la zona marcada con el círculo mayor en la Figura 7.

Relación entre las velocidades sobre planicie y la rugosidad superficial n :

En la Tabla 2 se presenta una comparación entre valores medios de: módulos de velocidad, coeficientes de rugosidad n y tirantes, correspondientes a las regiones de análisis definidas en la Figura 6. Esas regiones fueron definidas sobre uno o un grupo de elementos de la malla numérica, luego los promedios fueron calculados en base a los valores correspondientes a los nodos vinculados a esas regiones.

Se observa que aquellas regiones con mayores rugosidades: regiones A, C, E y G tienen asociadas las velocidades más bajas, entre 0.30 m/s y 0.40 m/s. Lo opuesto sucede para el grupo con rugosidades bajas: regiones B, D, F e I, cuyas velocidades son mayores y oscilan entre 0.50 m/s y 0.80 m/s.

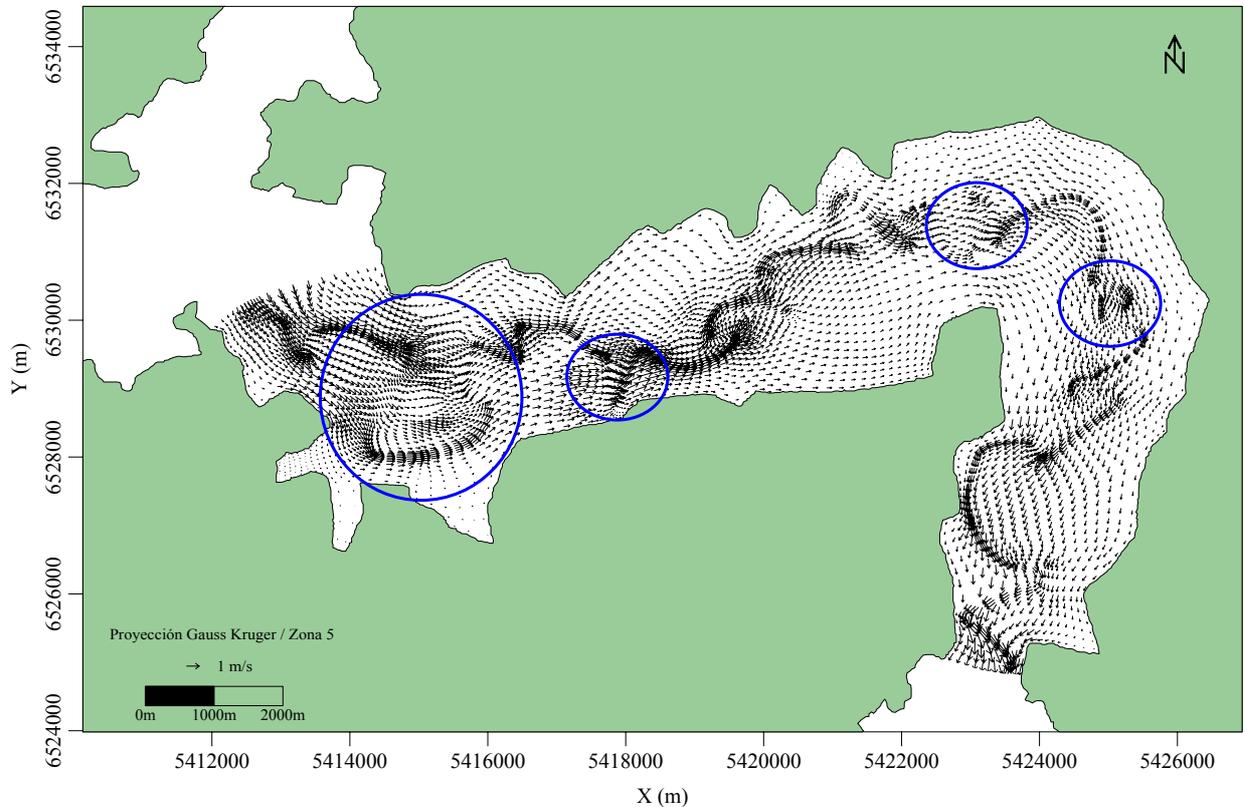


Figura 7.- Campo de velocidades correspondiente al pico de la crecida.

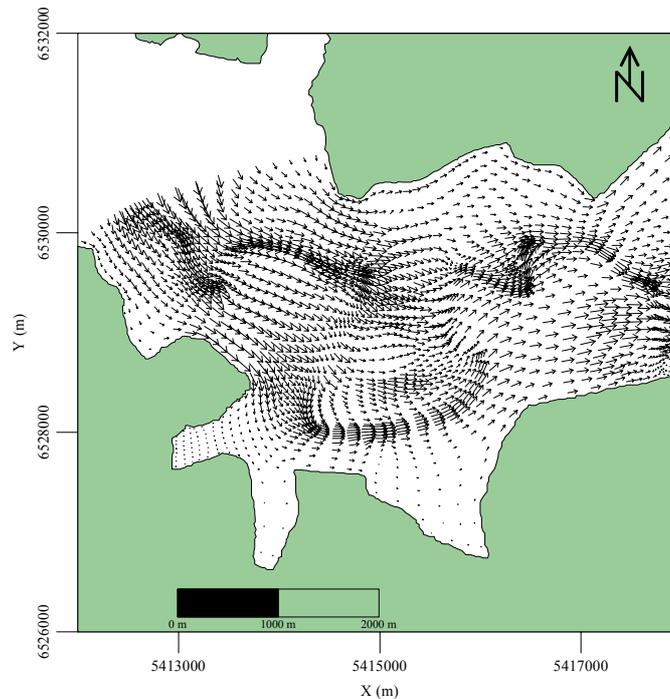
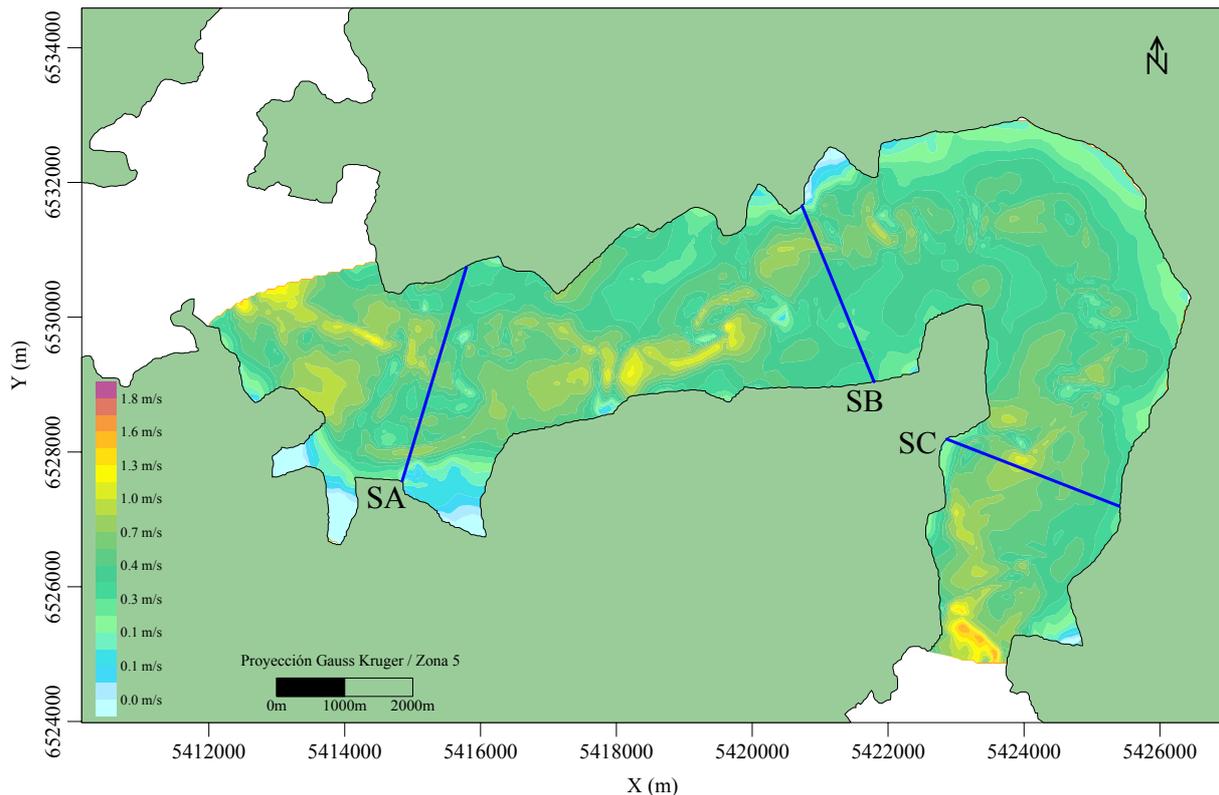


Figura 8.- Detalle de la región marcada con el círculo mayor en la Figura 7.

Tabla 2.- Velocidades, coeficientes de rugosidad n y tirantes correspondientes a las regiones marcadas en la Figura 6.

Región	n ($\text{sm}^{-1/3}$)	Velocidad (m/s)	Tirante (m)
A	0.052	0.40	3.04
B	0.027	0.45	4.40
C	0.073	0.32	1.67
D	0.024	0.47	1.78
E	0.100	0.32	2.18
F	0.022	0.59	1.19
G	0.077	0.43	3.68
I	0.027	0.78	3.50

La Figura 9 muestra las isolíneas de módulos de velocidad para el trecho modelado. Se definieron tres secciones transversales de análisis SA, SB y SC ubicadas a 5 km, 17 km y 30 km aguas abajo de la sección de entrada. A partir del trazado de isolíneas se observa que las máximas velocidades están en el intervalo de 1 m/s a 1.35 m/s, con medias en la vertical cercanas a 1.8 m/s y tienden a producirse sobre el cauce principal, que tiene asociadas las rugosidades más bajas. También se detectan regiones sobre la planicie de inundación con rugosidades bajas, que poseen velocidades elevadas, similares a las presentes en el cauce principal y aun mayores. La velocidad media en todo el dominio es de 0.50 m/s. Las velocidades mínimas se producen sobre las regiones de la planicie con mayor rugosidad superficial y hacia los extremos externos de la planicie, donde la circulación de agua es relativamente lenta y con escaso movimiento.

**Figura 9.-** Isolíneas de módulos de velocidad para el pico de la crecida.

En la Figura 10 se muestra el perfil transversal de velocidades, de la sección SC, y su relación con los tirantes y caudales específicos. Y en la Figura 11 se presenta la relación entre el perfil de velocidades y la rugosidad superficial, para la misma sección. Ésta sección es de especial interés para los autores del presente trabajo pues allí se encuentra una sección de medición y muestreo. Los resultados asociados a ella serán utilizados en posteriores investigaciones sobre

depositación de sedimentos contaminados con metales pesados y transporte de sedimentos en el cauce.

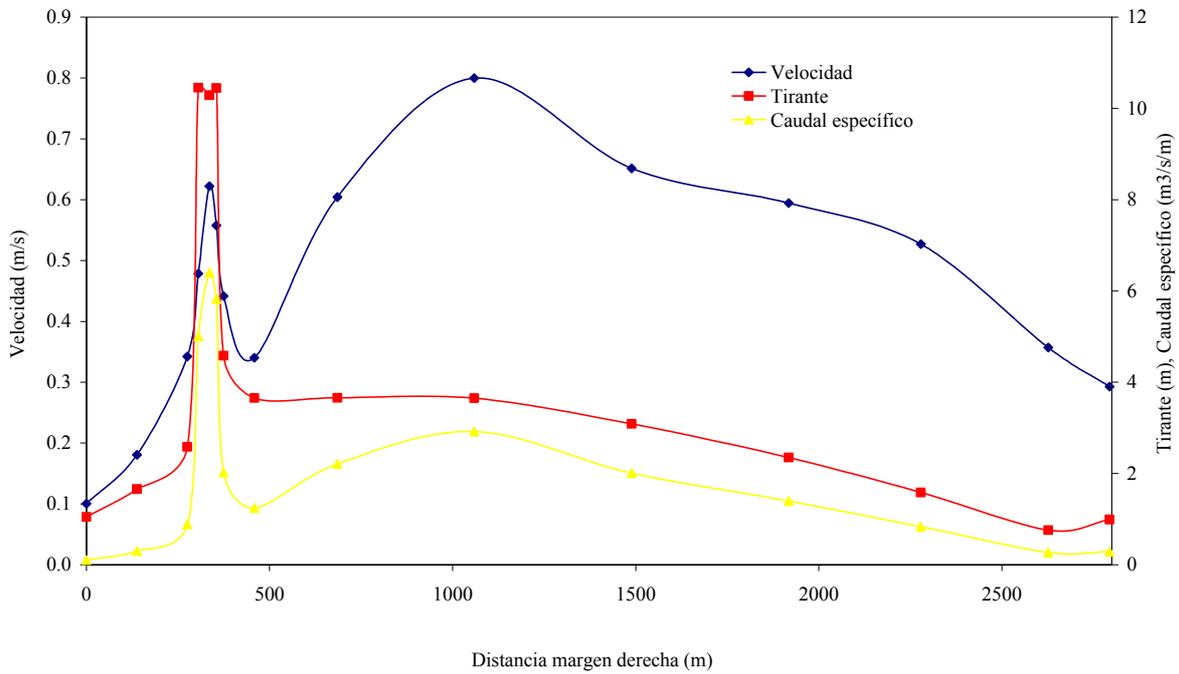


Figura 10.- Perfil transversal de velocidades y tirantes en la sección SC, para el caudal pico.

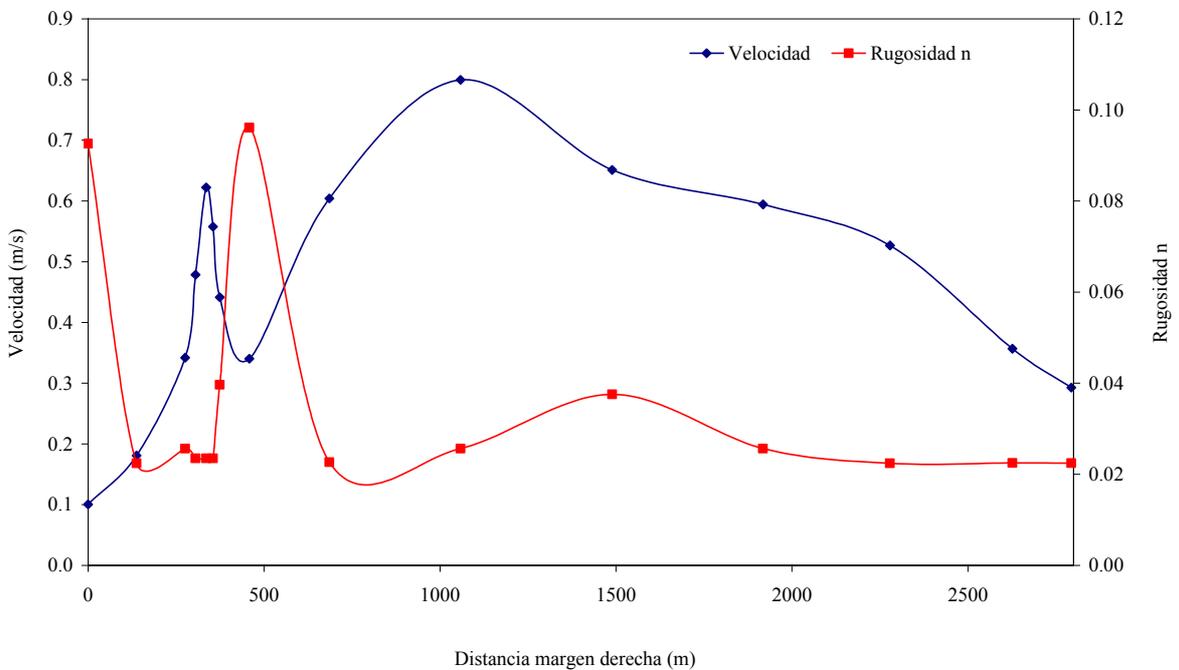


Figura 11.- Perfil transversal de velocidades y rugosidad n en la sección SC, para el caudal pico.

Se registra un pico de velocidad sobre el cauce principal (región de tirantes más elevados, en la progresiva 335 m), luego sobre la planicie se produce un mínimo, producto del marcado

incremento en la rugosidad superficial, seguido de un segundo máximo de velocidad (30 % mayor que el producido sobre el cauce) resultado de la disminución en la rugosidad. Los valores elevados de velocidad se mantienen luego a causa de las bajas rugosidades en la planicie y comienzan a disminuir hacia el Este.

Análisis de las tensiones (tensiones de corte en el fondo):

Al comparar las isolíneas de tensiones de corte, Figura 12, con las isolíneas de rugosidad n , Figura 6, se observa la estrecha relación entre ambos parámetros. La ecuación (9) (Rosman, 2008), a través de la cual el modelo calcula las tensiones de corte, muestra esa dependencia.

$$\tau = \rho \frac{n^2 g}{H^{1/3}} \sqrt{U^2 + V^2} U \quad (9)$$

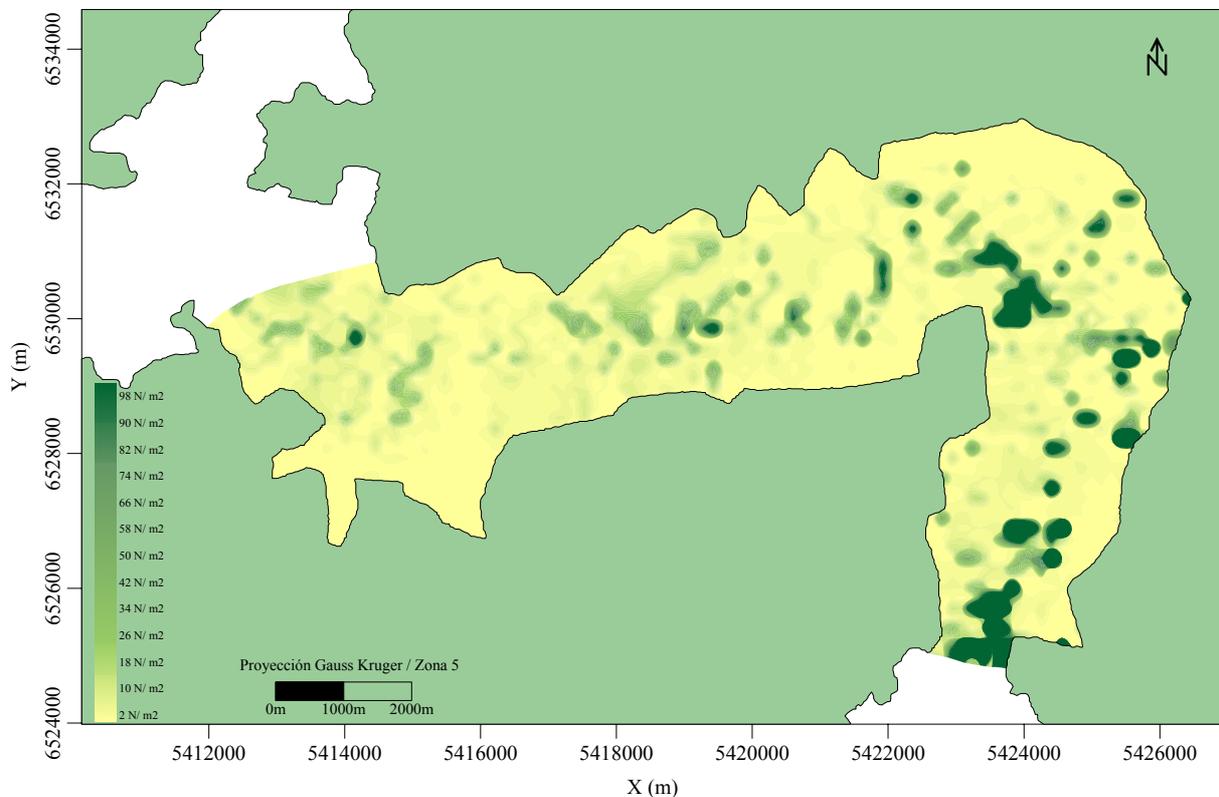


Figura 12.- Isolíneas de tensiones de fondo, para el pico de la crecida.

Análisis de la distribución de caudales:

En la Tabla 3 se muestra la distribución de caudales en porcentajes sobre el cauce y la planicie para las secciones de entrada, salida, SA, SB y SC.

Tabla 3.- Distribución de caudales secciones de entrada, salida, SA, SB y SC. Escenario 1: distribución del caudal total de la crecida a la entrada, cauce 15 % y planicie 85 %.

	Sección de entrada	Sección de salida	Sección SA	Sección SB	Sección SC
% Caudal en cauce	15	54	19	16	9
% Caudal en planicie margen izquierda	21	7	80	47	90
% Caudal en planicie margen derecha	64	39	1	37	1

Se observa que en general la mayor parte del caudal no escurre a través del cauce principal sino por sus planicies.

En la Tabla 4 se presenta la distribución de caudales sobre el cauce y la planicie en las mismas secciones de la Tabla 3, para un escenario donde los caudales sobre la sección de entrada fueron ingresados como uniformes a lo ancho de toda la sección y para otro caso donde los caudales sólo ingresan por el canal principal.

Tabla 4.- Comparación de la distribución de caudales: secciones de entrada, salida, SA, SB y SC. Escenario 2: caudales de entrada uniformes a lo ancho de toda la sección (cauce y planicie). Escenario 3: caudales de entrada uniformes a lo ancho del cauce.

	Sección de entrada	Sección de salida	Sección SA	Sección SB	Sección SC
% Caudal en cauce, (Escenario 2)	6	55	22	18	10
% Caudal en cauce, (Escenario 3)	100	48	15	13	7
% Caudal en planicie margen izquierda (Escenario 2)	70	8	77	50	1
% Caudal en planicie margen izquierda (Escenario 3)	0	8	84	53	2
% Caudal en planicie margen derecha (Escenario 2)	24	38	1	32	89
% Caudal en planicie margen derecha (Escenario 3)	0	44	1	34	91

Se observa que al variar la distribución de caudales sobre la sección de entrada, no se aprecian cambios significativos en la distribución de caudales aguas abajo. Las planicies siguen siendo las principales conductoras de la crecida.

CONCLUSIONES:

Los resultados obtenidos presentan una primera estimación del campo de velocidades existente durante la crecida del río Salado en el año 2003, para el cauce principal y la planicie de inundación en el tramo en estudio. La comparación de las velocidades calculadas para las diferentes regiones de rugosidad n sobre la planicie, muestra la importancia de este factor como regulador del flujo en las áreas inundadas. Se producen variaciones en los módulos de velocidad de entre un 20 % y un 80 % entre regiones adyacentes con rugosidades altas y bajas.

Se detecta que el escurrimiento, en las áreas próximas al cauce principal, tiende a seguir el recorrido de éste, aunque en las regiones de meandros el flujo sigue su dirección de aguas arriba sobrepasando las curvas naturales del río.

Se observa que durante esta gran crecida las planicies de inundación se transformaron no sólo en áreas de almacenamiento, sino en las principales conductoras del caudal pico. En promedio

por el cauce sólo circula hasta un 20 % del caudal total, mostrando la menor importancia para el almacenamiento y transporte de la crecida.

Agradecimientos. Este trabajo fue realizado en el marco de los Proyectos de Investigación PICT RAICES 35885 y PICTO 36138 subsidiados por la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica de Argentina y la Universidad Nacional del Litoral (Santa Fe), y en el marco del proyecto CAI+D 2009 PI 38-194 subsidiado por la UNL.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abbot, M.B. y Basco, D.R. (1989). *Computational Fluid Dynamics, an Introduction for Engineers*, Longan Group, UK Limited.

Bodoira, F., Graciani, S., Trento, A. (2009). “Determination of roughness coefficient in floodplains using Landsat images: the case of the Salado River lower basin (Argentina)”, *6th Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics*, Santa Fe Argentina.

Bruner, G. (2008). “HEC RAS, River Analysis System User’s Manual, Versión 4.0”, U.S. Army Corps of Engineers. (<http://www.hec.usace.army.mil>).

CEPAL (2003). “Las inundaciones de 2003 en Santa Fe, Argentina. Evaluación del Impacto Socioeconómico y Ambiental”, (<http://www.eclac.cl/argentina/noticias/noticias/0/12620/presentacion.pdf>).

Ferrerira, C. G. (2005). “La crecida extraordinaria del Río Salado en Abril - Mayo de 2003. (Provincia de Santa Fe - Argentina) – Aspectos hidrológicos”, *XX Congreso Nacional del Agua*. Mendoza- Argentina.

Gallo, M., Trento, A., Alvarez, A.M., Beldoménico, H., Campagnoli, D. (2006). “Dissolved and particulate heavy metals in the Salado River (Santa Fe, Argentina)”, *Water, Air, and Soil Pollution* 174: 367-384.

Järvelä, J. (2004). “Determination of flow resistance caused by non-submerged Woody vegetation”, *International Journal in Management River Basin* 2(1): 61-70.

Jasinski M. F. & Crago R. D. (1999). “Estimation of vegetation aerodynamic roughness of natural regions using frontal area density determined from satellite imagery”, *Agricultural and Forest Meteorology* 94: 65-77.

Lopez F. & Garcia M. (2001). “Mean flow and turbulence structure of open-channel flow through non-emergent vegetation”, *Journal of Hydraulic Engineering* 127(5): 392-402.

Moran M.S., Hymer D.C., Qi J. & Kerr Y. (2002). Comparison of ERS-2 SAR and Landsat TM imagery for monitoring agricultural crop and soil conditions, *Remote Sensing of Environment* 79: 243– 252.

Nepf H.M., (1999). “Drag, turbulence, and difusión in flow through emergent vegetation”, *Water Resources Research* 35(2): 479-489.

Rosman, P. (2008). “Referência Técnica do SisBaHiA®”, (<http://www.sisbahia.coppe.ufrj.br>).

Smith, M.J., Asal, F.F.F. & Priestnall, G. (2004). “The use of photogrammetry and lidar for landscape roughness estimation in hydrodynamic studies”, *ISPRS Congress Istanbul 2004, Proceedings of Commission III*, <http://www.isprs.org/congresses/istanbul2004/comm3/comm3.aspx>.

SSRH. (2004). Subsecretaría de Recursos Hídricos, Estadística Hidrológica de la República Argentina. Presidencia de la Nación, Rep. Argentina, 2004.

Stoesser, T. Wilson C.A., Bates, P.D. & Dittrich A. (2003). “Application of a 3D numerical model to a river with vegetated floodplains”, *Journal of Hydroinformatics* 5: 99-112.

Sturm, T.W. (2001). *Open Channel Hydraulics*, McGraw-Hill, New York, USA.

Trento, A., Alvarez, A. M. (2006). “Un modelo numérico para el transporte de sedimentos finos y cromo en el río Salado”, *ENIEF 2006, XV Congreso sobre Métodos Numéricos y sus Aplicaciones*, Santa Fe. Vol. XXV, 1413-1423, (Cardona, Nigro, Sonzogni y Storti Eds.), ISSN 1666-6070.

Wu F. & Shen H. (1999). “Variation of roughness coefficients for unsubmerged & submerged vegetation”, *Journal of Hydraulic Engineering* 125 (9): 934-942.

Yen B. (2002). “Open Channel flow resistance”, *Journal of Hydraulic Engineering* 128 (1): 20-39.