

# Simulación cuasi-2d en cauce principal del tramo Paraná inferior km 234-480

*Florencia Peruzzo<sup>1,2</sup>, Gerardo Riccardi<sup>1,2,3</sup>, Pedro Basile<sup>1,2</sup>, Marina Garcia<sup>1,2</sup>*

<sup>1</sup>Departamento de Hidráulica-Escuela de Ingeniería Civil, FCEIA, UNR

<sup>2</sup>Centro Universitario Rosario de Investigaciones Hidroambientales, FCEIA, UNR

<sup>3</sup>Consejo de Investigaciones de la Universidad Nacional de Rosario

<sup>4</sup>Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas

E\_mail: fperuzzo@fceia.unr.edu.ar

RESUMEN: En la presente investigación se persigue como objetivo la implementación y explotación de herramientas computacionales que permitan la descripción hidrodinámica de las variables hidráulicas velocidades, niveles y caudales en el dominio espacial bidimensional, preponderantes en los mecanismos de flujo tanto en cauce principal, cauces secundarios y valle aluvial en grandes ríos de llanura. La simulación del escurrimiento se realiza en el río Paraná Inferior, que comprende el tramo desde el km 234 al km 480, mediante un modelo de baja complejidad. En trabajos antecedentes se implementó satisfactoriamente un modelo hidrodinámico basado en un esquema de celdas irregulares interconectadas de gran tamaño en un tramo incluido dentro de este dominio, por lo que se propone en esta investigación mejorar el nivel de detalle mediante el empleo de una malla cuadrangular optimizando la descripción de las variables de flujo. En el estado actual de avance se ha logrado llevar adelante la modelación del curso principal empleando un modelo matemático hidrodinámico cuasi-2D de baja complejidad con una grilla de cálculo cuadrangular de 100 m x 100 m. El modelo constituido en el cauce principal quedó compuesto por 50236 celdas y 97131 vinculaciones. Se llevaron adelante simulaciones en flujo permanente en un rango de caudales comprendido entre  $11640 \text{ m}^3/\text{s} \leq Q \leq 28600 \text{ m}^3/\text{s}$  calibrando los coeficientes de resistencia de Manning con aceptables resultados en términos de niveles y continuidad de caudales. Además como testeo en flujo impermanente, se reprodujo la serie de niveles observada en el período 15/03/2015 al 14/03/2016, pudiéndose calificar entre bueno y muy bueno la aproximación entre series observadas y calculadas.

Palabras clave: Simulación Hidrodinámica, Modelación cuasi-2D, Río Paraná Inferior.

## INTRODUCCIÓN

En este trabajo se presentan los avances de la implementación de un modelo hidrodinámico cuasi-2D de baja complejidad para caracterizar la hidrodinámica del río Paraná Inferior, que comprende desde el km 234 al km 480, tanto en cauce principal, cauces secundarios y valle aluvial. En trabajos antecedentes (García et al., 2015) se ha logrado avanzar en la descripción del flujo empleando celdas irregulares de gran tamaño, por lo que se aspira en esta investigación aumentar el nivel de detalle con malla cuadrangular y consiguientemente mejorar la descripción de las variables de flujo. Las características del tramo modelado en su extensión territorial, la disponibilidad de datos y la factibilidad de llevar adelante una modelación computacionalmente ventajosa hace que sea factible emplear modelos de complejidad reducida (Nicholas et al., 2012) los que, con ecuaciones más simplificadas que los modelos completos y a un costo computacional menor, permiten describir las variables principales del flujo con un aceptable nivel de aproximación en dominios espacio/temporales de extensas zonas de inundación y a largo plazo (Wilson et al., 2009). Hasta el momento se avanzó en la modelación hidrodinámica del curso principal experimentando con una grilla de cálculo del tipo cuadrangular con 100 m de lado. Se busca con esta discretización establecer una escala de representación de la bidimensionalidad del movimiento de flujo en el cauce principal en un largo tramo, compatible para la futura incorporación de la planicie de inundación con similar nivel de detalle. En los trabajos de García et al. (2015) se ha realizado la modelación hidrodinámica en un tramo de aproximadamente 200 km de longitud, incluido dentro de este dominio, empleando dentro del curso una constitución unidimensional dando excelentes resultados en términos de niveles y caudales. Actualmente se pretende capturar las componentes preponderantes de la bidimensionalidad (integrada en la vertical) del flujo del cauce principal, adoptando la grilla de 100 m. En una primera etapa se trabaja con grilla cuadrangular y ortogonal lo que representa una ventaja para la constitución del modelo pero una desventaja para el tratamiento de los resultados debido a que las alineaciones tanto de los márgenes o bordes duros del dominio bidimensional como el eje del canal principal tienen trazas curvilíneas y no siempre alineadas con las direcciones ortogonales de la grilla.

## AREA DE ESTUDIO

El tramo en estudio corresponde a 248 km del curso principal del río Paraná desde el km 234 cercano a la denominada Boya Roja donde el río se bifurca en el Paraná de las Palmas y el Paraná Guazú hasta el km 480 sitio aguas arriba de Puerto San Martín y aguas abajo de Diamante. El río escurre en el cauce principal con una alineación aproximada noroeste-sureste, ubicándose en su margen derecha diversas ciudades como Puerto San Martín (PSM), San Lorenzo, Fray Luis Beltrán, Capitán Bermúdez, Granadero Baigorria, Rosario (ROS), Villa Gobernador Galvez, Villa Constitución (VCO), San Nicolás (SNC), Ramallo (RAM) y San Pedro (SPE) (Figura 1). El ancho del curso principal es altamente variable con valores desde 700 m hasta 2200 m. En zonas donde se conformaron islas centrales el ancho total llega en algunos sitios a 4600 m. El caudal módulo (período 1970-2014) en PSM km 448 es igual a  $17.500 \text{ m}^3/\text{s}$  (Basile et al., 2015). Durante la crecida extraordinaria de 1983 el caudal máximo alcanzó aproximadamente los  $60.000 \text{ m}^3/\text{s}$ , con casi  $30.000 \text{ m}^3/\text{s}$  fluyendo en el cauce principal y el resto sobre la planicie de inundación (García et al., 2013). Por otra parte, la pendiente de la superficie libre entre PSM y ROS varía entre

$1.4 \times 10^{-5}$  y  $4.3 \times 10^{-5}$  en tanto que entre Ramallo (RAM, km 325) y San Pedro (SPE, km 276) varía entre  $1.3 \times 10^{-5}$  y  $3.5 \times 10^{-5}$ . El lecho es de arena con  $d_{50}$  variando entre 0.26 mm y 0.32 mm, y desvío estándar geométrico variando entre 1.46 y 1.85 (Basile y Riccardi, 2002). A macro-escala, el cauce principal muestra una configuración morfológica caracterizada por una sucesión de expansiones, donde se observan islas vegetadas, interconectadas con tramos más estrechos y profundos (Basile et al., 2015).



**Figura 1.-** Zona de estudio (extraído de Google Earth©)

## EL MODELO DE SIMULACIÓN HIDRODINÁMICA

El modelo de simulación empleado es el CTSS8RIO, que se trata de una versión adaptada del CTSS8 (Riccardi, 2001) conjuntamente con la plataforma de pre y postprocesamiento SIMULACIONES 2.0 (Stenta et al., 2005), siendo de tipo cuasibidimensional no contemplando efectos inerciales ni de cierre de turbulencia. El planteo de las ecuaciones para resolver el tránsito hidrodinámico en forma simplificada en dos dimensiones es (Figura 2):

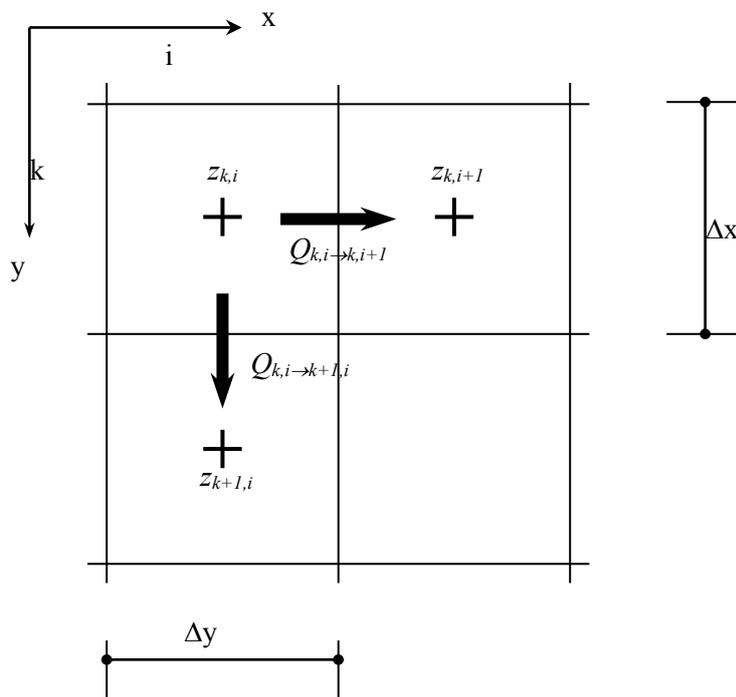
Ecuación de continuidad

$$A_{S_{k,i}} \frac{dz_{k,i}}{dt} = P_{k,i(t)} + \sum Q_x + \sum Q_y \tag{1}$$

Ecuaciones de cantidad de movimiento:

$$\frac{\partial z}{\partial x} + \eta_x^2 \frac{(Q_x/A_{t_x}) \sqrt{(Q_x/A_{t_x})^2 + (Q_y/A_{t_y})^2}}{h_x^{4/3}} = 0 \tag{2}$$

$$\frac{\partial z}{\partial y} + \eta_y^2 \frac{(Q_y/A_{t_y}) \sqrt{(Q_x/A_{t_x})^2 + (Q_y/A_{t_y})^2}}{h_y^{4/3}} = 0 \tag{3}$$



**Figura 2.-** Definición de variables de flujo en la grilla

donde  $z_{k,i}$  es la cota de agua en la celda i;  $A_{S_{k,i}}$  es el área superficial mojada en la celda i;  $P_{k,i}$  es el ingreso/egreso de caudales externos;  $Q_x$  y  $Q_y$ ,  $\eta_x$  y  $\eta_y$ ,  $h_x$  y  $h_y$ ,  $A_{t_x}$  y  $A_{t_y}$  son los caudales intercambiados, los coeficientes de resistencia de Manning, las alturas y las áreas transversales consideradas entre las celdas vinculadas en el sentido x e y respectivamente.

**CONSTITUCIÓN DEL MODELO**

En el actual estado de avance se ha logrado llevar adelante la constitución topológica y espacial en el cauce principal del río con una discretización espacial cuadrangular de 100 m x 100 m. Una primera etapa comprendió el desarrollo del modelo digital de terreno del fondo del río, márgenes e islas, en la cual fue procesada información topobatemétrica proveniente de 29 planos del tramo, provistos por la Dirección Nacional de Vías Navegables Delegación Paraná Inferior (DNVN-DPI, 2014). Se digitalizaron las curvas de nivel del fondo georeferenciadas al

sistema de coordenadas POSGAR 94 Faja 5 Datum WGS 1984 y vinculadas altimétricamente a planos de referencia resultantes de combinación de ceros de los hidrómetros locales. La base espacial del área de modelación fue ajustada mediante un mosaico construido a partir de 19 cartas náuticas provistas por el Servicio de Hidrografía Naval (SHN, 2014) (Figura 3), lográndose una adecuada base para la constitución espacial del modelo en grilla cuadrangular. Luego de un refinamiento de la grilla y un suavizamiento de las cotas de fondos en algunos sectores, el modelo constituido en el cauce principal quedó compuesto por 50236 celdas y 97131 vinculaciones (Figura 4). Las cotas de fondo de las celdas de islas fueron extraídas en forma aproximada del producto de disposición libre Google Earth ©. El borde entrante aguas arriba se constituyó con 14 celdas en las que se distribuye el caudal total ingresante a partir de condiciones de niveles en cada celda y pendiente hidráulica uniforme. La condición aguas abajo de  $h(t)$  está constituida en 12 celdas lo que se corresponde con un sección transversal de 1200 m de ancho. En el tramo se encuentran 7 hidrómetros con registros diarios de niveles locales: Puerto San Martín (PSM) km 448, Rosario (ROS) km 416, Villa Constitución (VCO) km 368, San Nicolás (SNC) km 353, Ramallo (RAM) km 325, San Pedro (SPE) km 276 y Baliza Roja km 234. Se contó con la series históricas de niveles en todos hidrómetros (incluyendo también a Diamante que se sitúa al norte del borde aguas arriba del tramo en estudio). Los valores de niveles observados en los hidrómetros se utilizan para ajustar la respuesta del modelo en términos de niveles y pendientes.

## SIMULACIONES DE ESCURRIMIENTO

Las primeras simulaciones de escurrimiento correspondieron a crecidas ordinarias, comprendiendo caudales entre 11000 y 30000 m<sup>3</sup>/s y con la imposición de la condición de borde de nivel constante en el tiempo en el borde aguas abajo coincidente con el emplazamiento del hidrómetro de Baliza Roja. Un primer paso de trabajo en las tareas de simulación consistió en una calibración preliminar de parámetros de resistencia y análisis de sensibilidad. Para ello se llevaron adelante simulaciones con flujo permanente, utilizando coeficientes de resistencia de Manning variando en un rango de  $0.020 \leq \eta \leq 0.032$ . Al comparar niveles observados y calculados en los hidrómetros de PSM, ROS, VCO, SNC, RAM y SPE, los mejores resultados en términos de niveles para escenarios de aguas bajas y medias se obtuvieron para el coeficiente de Manning variando desde 0.027 a 0.025, en estos casos el promedio de los errores porcentuales absolutos entre niveles observados y modelados se acotó en 4.73%, en tanto que el coeficiente de correlación entre niveles observados y calculados para cada escenario simulado fue superior a  $R = 0.996$ . En lo que respecta a aguas altas los mejores resultados se hallaron con el coeficiente de Manning variando entre 0.020 (del km 234 a km 353) a 0.025 (del km 353 a km 480), en estos casos el máximo promedio entre los errores porcentuales absolutos se acotó en un 4.5% en tanto que el coeficiente de correlación resultó mayor a 0.995. En la Tabla 1 se presenta una síntesis de los resultados. En tanto que en la Figura 5 se presentan los perfiles de superficie de agua observados y calculados para los escenarios analizados.

Por otro lado se observaron aceptables resultados en términos de continuidad de flujo a lo largo de 50 secciones transversales verificadas en los 248 km de tramo donde el error en términos de caudales en la transversal resultó inferior al 0.02%. En lo que respecta a intervalo de cálculo, debido al tamaño y tipo de grilla empleada y a la heterogeneidad de las secciones de conducción se trabajó con relaciones entre discretización espacial e intervalo de cálculo o celeridad de cálculo del orden de  $\Delta x/\Delta t = 50$  m/s. Respecto al coeficiente de resistencia hallado en la

calibración preliminar para esta constitución de tamaño de grilla 100 m se evidencia que ha resultado un 13% inferior a los hallados por Peruzzo et al. (2015) en trabajos paralelos llevados adelante en la modelación de un tramo de 40 km incluido en este dominio y con el mismo modelo. Sin lugar a dudas esta cuestión tiene que ver con factores de escala y deberá ser abordado en estudios posteriores.

### *Análisis de derivación de caudales en bifurcaciones*

A los efectos de analizar la distribución de caudales en bifurcaciones, se procedió a comparar los valores calculados con el modelo calibrado en flujo permanente versus los valores aforados por FICH (2006) en 4 bifurcaciones del río situadas en: 1. Bifurcación 1- km 449; 2. Bifurcación 2- km 440; Bifurcación 3-km 436 y Bifurcación 4-km 416.5 (ver Figura 4). Los valores de las porciones de caudales derivados en las bifurcaciones calculadas por el modelo se presentan en la Tabla 2, discriminados en brazo derecho (BD) y brazo izquierdo (BI). En todos los casos el brazo derecho corresponde al curso principal. Los resultados de la comparación con los valores aforados se presentan en la Tabla 3, donde se han contrastado 2 distribuciones de caudales para cada bifurcación. Dado que las mediciones de FICH (2006) corresponden a caudales diferentes a los empleados en la calibración a flujo permanente, se procedió a interpolar linealmente los porcentajes de distribuciones. La contrastación de caudales derivados se ha llevado a cabo con los caudales derivados sobre el brazo derecho, que en todos los casos transporta el mayor porcentaje de caudal. Adicionalmente se presentan los valores de errores obtenidos en una simulación con el mismo modelo pero con una grilla de 20 m x 20 m, en el tramo comprendido entre los km 410 – km 452 (Peruzzo et al., 2016). A partir de la comparación de valores los errores porcentuales entre porcentajes de caudales derivados se acotan en 13.10%, siempre el modelo computando por encima de los valores aforados. El valor medio de todos los errores entre porcentajes de caudales derivados por el brazo derecho es de 7.95%, pudiendo considerarse aceptable. En los trabajos de Basile et al. (2015), con un modelo hidrodinámico bidimensional este valor medio de los valores absolutos de los errores porcentuales resultó de 4.04% con un máximo de 5.77%, en tanto que en la modelación de detalle de Peruzzo et al. (2016) el valor medio resultó de 3.03% con máximo de 6.07%. A los efectos de determinar la posible influencia de la rugosidad sobre el porcentaje de caudales derivados se compararon los valores de caudales derivados computado por el modelo para un caudal permanente de 19570 m<sup>3</sup>/s y con coeficiente de rugosidad de  $\eta = 0.025$  (correspondiente a calibración) y una simulación con  $\eta = 0.030$ . Los resultados indican que al aumentar el coeficiente de Manning en un 20% (de 0.025 a 0.030) el modelo tiende a aumentar los caudales derivados por el brazo izquierdo entre un 3 a 5% en las bifurcaciones 1, 2 y 3, en tanto que prácticamente no varían en la bifurcación 4. Así mismo se hicieron simulaciones con los caudales aforados por FICH en las bifurcaciones y se encontró que las diferencias entre los porcentajes derivados por el brazo derecho determinados mediante interpolación con los simulados fueron prácticamente despreciables.

**Tabla 1.- Niveles Observados y Calculados y Errores porcentuales calculados**

Fecha	Caudal(m <sup>3</sup> /s)	Z <sub>w</sub> IGN (m) observado						$\eta$ (s/m <sup>1/3</sup> )	Z <sub>w</sub> IGN (m) calculado						Er= 100  (zwc/zwo) - 1  %						VM Er %
		P S M	R O S	V C O	S N C	R A M	S P E		P S M	R O S	V C O	S N C	R A M	S P E	P S M	R O S	V C O	S N C	R A M	S P E	
31/08/2001	11640	5.17	4.46	3.37	3.16	2.68	1.91	0.027	5.15	4.46	3.54	3.27	2.69	1.74	0.31	0.04	5.01	3.48	0.26	9.01	3.02
21/02/2006	14310	6.05	5.23	3.91	3.58	2.84	2.07	0.025	5.77	5.04	4.05	3.75	3.10	2.01	4.56	3.71	3.50	4.64	9.05	2.90	4.73
09/06/2005	17490	7.12	6.23	4.83	4.48	3.80	2.65	0.025	6.83	6.01	4.92	4.56	3.81	2.48	4.10	3.48	1.80	1.85	0.18	6.30	2.95
21/12/2004	19570	7.92	6.93	5.36	4.90	4.08	3.01	0.025	7.54	6.69	5.57	5.19	4.40	3.02	4.85	3.42	3.84	5.96	7.92	0.17	4.36
02/04/2003	22740	8.59	7.52	6.01	5.44	4.63	3.86	0.020/0.025	8.24	7.27	5.94	5.47	4.85	3.85	4.11	3.32	1.21	0.57	4.79	0.18	2.37
16/08/1982	26760	9.16	8.03	6.51	6.01	5.08	4.31	0.020/0.025	9.30	8.26	6.81	6.29	5.59	4.46	1.48	2.80	4.58	4.58	10.10	3.48	4.50
04/01/1983	28600	9.98	8.85	7.39	6.90	5.91	5.14	0.020/0.025	9.91	8.89	7.48	6.97	6.31	5.26	0.71	0.41	1.20	1.03	6.80	2.39	2.09

**Tabla 2.- Porcentajes de caudales derivados calculados en cada bifurcación. (BI: brazo izquierdo; BD: brazo derecho)**

Fecha	Q(m <sup>3</sup> /s)	Bifurcación 1		Bifurcación 2		Bifurcación 3		Bifurcación 4	
		BD(%)	BI(%)	BD(%)	BI(%)	BD(%)	BI(%)	BD(%)	BI(%)
31/08/2001	11640	88.78	11.22	99.52	0.48	71.89	28.11	74.55	25.45
21/02/2006	14310	87.11	12.89	98.92	1.08	70.43	29.57	74.35	25.65
09/06/2005	17490	84.56	15.44	97.88	2.12	68.69	31.31	74.23	25.77
21/12/2004	19570	83.02	16.98	97.20	2.80	67.84	32.16	74.24	25.76
02/04/2003	22740	81.64	18.36	96.59	3.41	67.21	32.79	74.27	25.73
16/08/1982	26760	78.91	21.09	95.22	4.78	66.32	33.68	74.40	25.60
04/01/1983	28600	78.24	21.76	94.56	5.44	65.90	34.10	74.55	25.45

**Tabla 3.- Comparación de caudales derivados sobre el brazo derecho de todas las derivaciones**

Fecha Aforo	Q (m <sup>3</sup> /s)	Bifure	% derivado BD		Er (%)	Prom.  Er <sub>i</sub>   (%)	Peruzzo et al. (2016)	
			Obs.	Calc.			Er (%)	Prom.  Er <sub>i</sub>   (%)
30/11/2004	20790	1	74.30	82.49	11.02	10.72	6.07	4.92
21/02/2006	13617	1	79.40	87.67	10.42		3.77	
30/11/2004	19818	2	91.20	97.04	6.41	6.35	2.30	2.57
08/03/2006	14839	2	92.70	98.54	6.30		2.83	
02/12/2004	19075	3	61.40	69.44	13.10	10.00	2.43	±3.07
08/03/2006	14315	3	66.30	70.87	6.90		-3.70	
25/11/2004	16901	4	70.00	74.35	6.21	4.74	2.85	1.57
26/05/2006	12634	4	72.00	74.35	3.26		0.29	

## Análisis en flujo impermanente serie de niveles en período del 15/03/2015 a 14/03/2016

A modo de validación y recalibración de parámetros de rugosidad en régimen impermanente se probó al modelo mediante la reproducción de la serie de 365 días que comprendió desde el 15/03/2015 al 14/03/2016. En este período el río Paraná tuvo dos mínimos, el primero a fines de abril de 2015 y el segundo a mediados de octubre de 2015, en tanto que tuvo dos máximos, uno a mediados de agosto de 2015 y el segundo con inicio a fines de diciembre de 2015 y sostenido hasta marzo de 2016. Este segundo período de creciente tuvo características de importancia, registrándose niveles por sobre los de evacuación en todo el tramo de simulación. Para llevar a cabo las simulaciones se contó con todos los registros diarios de los hidrómetros comprendidos en el tramo Paraná Inferior. En esta variante de modelación de flujo impermanente se empleó como señal de entrada en el borde la variación de niveles en el km 480, calculada a partir de los niveles registrados en los hidrómetros de Diamante (DIA) km 533 y Puerto San Martín (PSM) km 448. La señal de borde aguas abajo considerada fue la variación de niveles en el km 234, determinada a partir de la interpolación lineal de niveles observados en los hidrómetros de Ramallo (RAM) km 325 y San Pedro (SPE) km 276. Se realizaron simulaciones con el coeficiente de rugosidad de Manning variando entre  $0.020 \leq \eta \leq 0.029$ . Se analizaron escenarios con rugosidades constantes en todo el tramo como así también rugosidades variables, subdividiendo en 7 subtramos de rugosidad constante, que se correspondieron con los subtramos entre las localizaciones de los hidrómetros. Para cuantificar comparación de las series simuladas de niveles versus las series observadas se utilizaron los siguientes indicadores: el error típico (ET), la eficiencia de Nash-Sutcliffe (NS) y el coeficiente de correlación  $R^2$ . En el caso de NS, se planteó para la comparación de las series del primer semestre, las series del segundo semestre y la serie completa. En la Tabla 4 se presentan los valores de referencia para la evaluación de ajuste según distintos indicadores. En lo que respecta al costo computacional de las corridas impermanentes para reproducir la serie de un año que corresponde a 8760 horas se necesitaron aproximadamente 44 horas.

**Tabla 4.** Valores de referencia para la evaluación de ajuste según distintos indicadores.

Condición	Error Típico ET (m)	Eficiencia de Nash-Sutcliffe (NS)	Coefficiente de Correlación $R^2$
Muy Bueno (MB)	$\leq 0.05$	$\geq 0.75$	$\geq 0.85$
Bueno (B)	0.05-0.10	0.74-0.65	0.84-0.65
Satisfactorio (S)	0.10-0.15	0.64-0.50	0.74-0.50
Pobre (P)	$>0.15$	$< 0.50$	$<0.50$

La simulación que mejor calidad de ajuste ha alcanzado al utilizar los calificadores de errores referidos, correspondió a una combinación de rugosidades de  $\eta = 0.026-0.027$ , en la Tabla 5 se presentan los valores de los indicadores en tanto que en la Tabla 6 se presentan las condiciones logradas con este ajuste de acuerdo a la calificación adoptada. En la Figura 6 se presentan las variaciones de niveles observadas y simuladas en los 6 sitios de comparación. Cabe destacar que también se alcanzaron aceptables resultados con rugosidades uniformes de  $\eta = 0.025; 0.026; 0.027; 0.028$  y  $0.029$ .

**Tabla 5.-**Valores de indicadores de error en simulación con  $\eta= 0.026-0.027$ 

	PSM	ROS	VCO	SNC	RAM	SPE
ET	0.05030	0.06828	0.11205	0.13962	0.15034	0.07619
NS 1er sem	0.73934	0.81389	0.82677	0.71369	0.70790	0.95134
NS 2do sem	0.97282	0.95916	0.91391	0.88657	0.91265	0.98558
NS	0.93743	0.94046	0.92000	0.89041	0.90919	0.98498
R <sup>2</sup>	0.99743	0.99427	0.98518	0.97523	0.97257	0.99170

**Tabla 6.-** Calificación de los errores para simulación con  $\eta= 0.026-0.027$ 

Indicador	PSM	ROS	VCO	SNC	RAM	SPE
ET	B	B	A	A	A	B
NS Sem 1	B	MB	B	B	B	MB
NS Sem 2	MB	MB	MB	MB	MB	MB
NS	MB	MB	MB	MB	MB	MB
R <sup>2</sup>	MB	MB	MB	MB	MB	MB

## CONCLUSIONES

El modelo hidrodinámico de baja complejidad CTSS8RIO, luego de la calibración preliminar, ha dado una satisfactoria respuesta en términos de niveles para flujo permanente en el rango de caudales comprendido entre  $11640 \text{ m}^3/\text{s} \leq Q \leq 28600 \text{ m}^3/\text{s}$ . Contrastando valores en 6 puntos de control en el tramo de 246 km de longitud, el error porcentual absoluto promedio en niveles se puede acotar en 4.73%, pudiéndose considerar como aceptable. El coeficiente de correlación entre niveles observados y calculados es en todos los casos superior a 0.995. En términos de continuidad de flujo a lo largo de 50 secciones transversales verificadas, el error en términos de caudales resultó inferior al 0.02% en todas las secciones trasversales al escurrimiento consideradas.

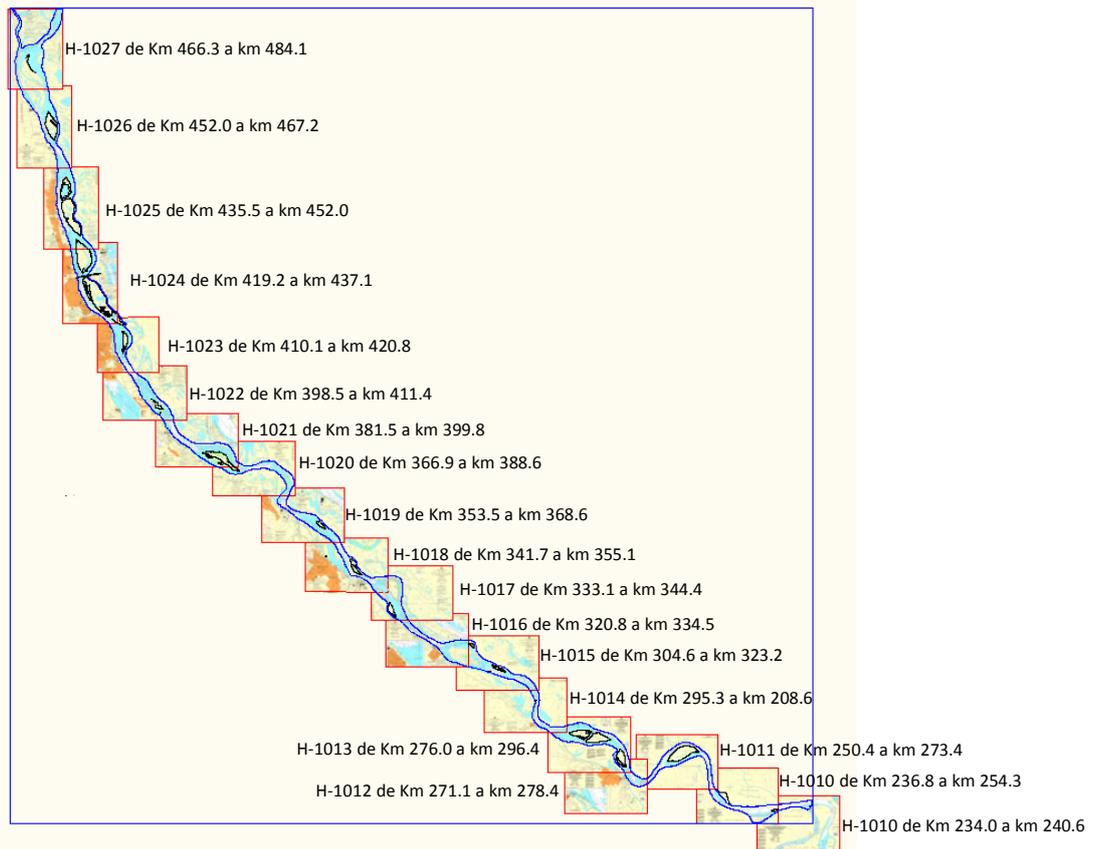
En las bifurcaciones en que se contrastaron la capacidad de derivar caudales, el modelo computa mayores caudales en el brazo derecho (principal) en promedio en un 7.95%, este error se estima que puede llegar a ser mejorado con un ajuste del coeficiente de resistencia en los brazos secundarios de modo de llevar esta diferencia al orden del 5%, observada en otros modelos bidimensionales completos.

En lo que concierne a simulaciones en régimen impermanente con la serie anual de niveles observada entre el 15/03/2015 a 14/03/2016, la calificación global del ajuste puede considerarse entre buena y muy buena empleando un coeficiente de resistencia en el rango  $\eta= 0.026-0.027$ , no obstante se pretende en futuros trabajos mejorar el ajuste a partir de consideraciones de una mayor sectorización de subtramos de rugosidad constante. Es claro que este tipo de modelo de baja complejidad encapsula en el coeficiente de resistencia otros mecanismos que no son contemplados por las ecuaciones gobernantes, por lo que es esperable que el coeficiente de resistencia calibrado sea mayor a los hallados con modelos bidimensionales con ecuaciones gobernantes completas.

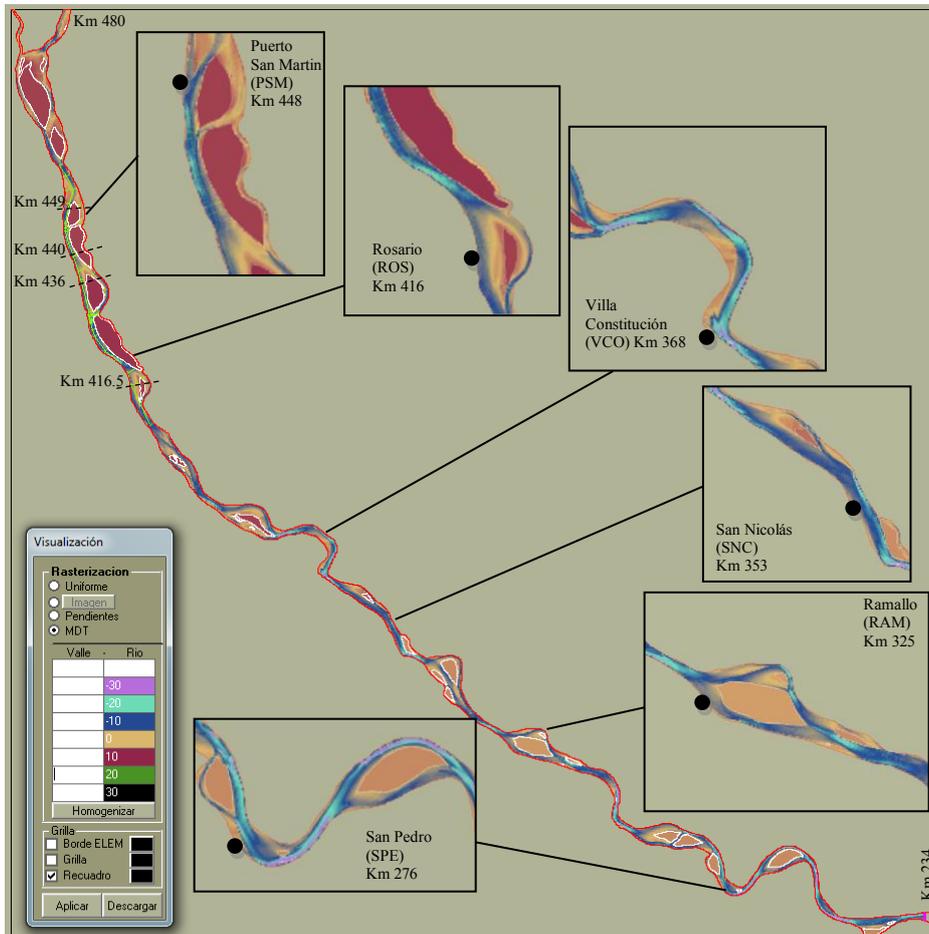
**Agradecimiento.** Los autores desean expresar su agradecimiento a la UNR por el apoyo brindado en el marco de los PID IING 509 y IING-514 y a la DNVN-DPI por los datos topobatemétricos e hidrológicos facilitados.

## REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Basile, P.A. y Riccardi, G., 2002. A Quasi-2D Hydro-Morphological Mathematical Model: An Application to the Argentinean Paraná River. *International Journal of Sediment Research*, 17 (1), pp. 20-30.
- Basile, P.A., Riccardi, G., Peruzzo, F. y Trivisonno, F., 2015. Modelación Hidrodinámica de un Tramo del Río Paraná Inferior. *Séptimo Simposio Regional sobre Hidráulica de Ríos*. Montevideo, Uruguay.
- DNVN-DPI - Dirección Nacional de Vías Navegables Delegación Paraná Inferior, 2014. Cartografía de río Paraná. Datos topobatemétricos tramo km 234 – 480. *Comunicación institucional*. Rosario.
- FICH, 2006. *Estudios Complementarios Hidráulicos y Morfológicos de la Zona de la Isla de la Invernada. Informe final*. Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas – UNL, Julio 2006.
- García, M., Basile, P.A., Riccardi, G. y Rodríguez, J.F., 2015. Modelling extraordinary floods and sedimentological processes in a large channel-floodplain system of the Lower Paraná River (Argentina). *International Journal of Sediment Research*, 30 (2015), pp. 150-159.
- Nicholas, A.P., Sandbach, S.D., Ashworth, P.J., Amsler, M.L., Best, J.L., Hardy, R.J., Lane, S.N., Orfeo, O., Parsons, R., Reesink, A.J.H., Sambrook Smith, G.H. y Szupiany, R.N., 2012. Modelling hydrodynamics in the Rio Paraná, Argentina: An evaluation and inter-comparison of reduced complexity and physics based models applied to a large sand-bed river. *Geomorphology*, 169–170, 192–211.
- Peruzzo F., Riccardi G. y Basile P., 2015. Simulación cuasibidimensional de escurrimiento superficial en cauce principal del tramo Paraná Inferior km 410 - 452 del Río Paraná. *IX Jornada de Ciencia y Tecnología*. UNR, Rosario.
- Peruzzo F., Riccardi G. y Basile P., 2016. Modelación cuasi-bidimensional de escurrimiento superficial en cauce principal del tramo Paraná inferior km 410-452, 3° *Encuentro de Investigadores en Formación en Recursos Hídricos*, INA, Ezeiza (en revisión)
- Riccardi, G., 2001. Un Sistema de Simulación Hidrológica-Hidráulica Cuasi-2D Multicapa para Ambientes rurales y Urbanos. *Tesis Doctoral*, FCEFYN, Universidad Nacional de Córdoba.
- SHN - Servicio de Hidrografía Naval (2014). Base de Datos Digital de Cartas Náuticas de Río Paraná Inferior. <http://www.hidro.gov.ar/cartas/cartasnauticas.asp>.
- Stenta, H., Rentería, J. y Riccardi, G. (2005). Plataforma computacional para gestión de información en la simulación hidrológica-hidráulica del escurrimiento superficial. *XX Congreso Nacional del Agua*, Mendoza, Argentina, 1, T74, 13 pp.
- Wilson M., Bates P., Alsdorf, D., Forsberg B., Horritt M., Melack J., Frappart F. and Famiglietti J. (2009). Modeling large-scale inundation of Amazonian seasonally flooded wetlands. *Geophysical Res. Letters* 34 (2007) L15404.



**Figura 3.-** Mosaico de cartas náuticas del SHN y traza de márgenes del tramo



**Figura 4.** Constitución del modelo en celdas cuadrangulares. Modelo digital del Fondo

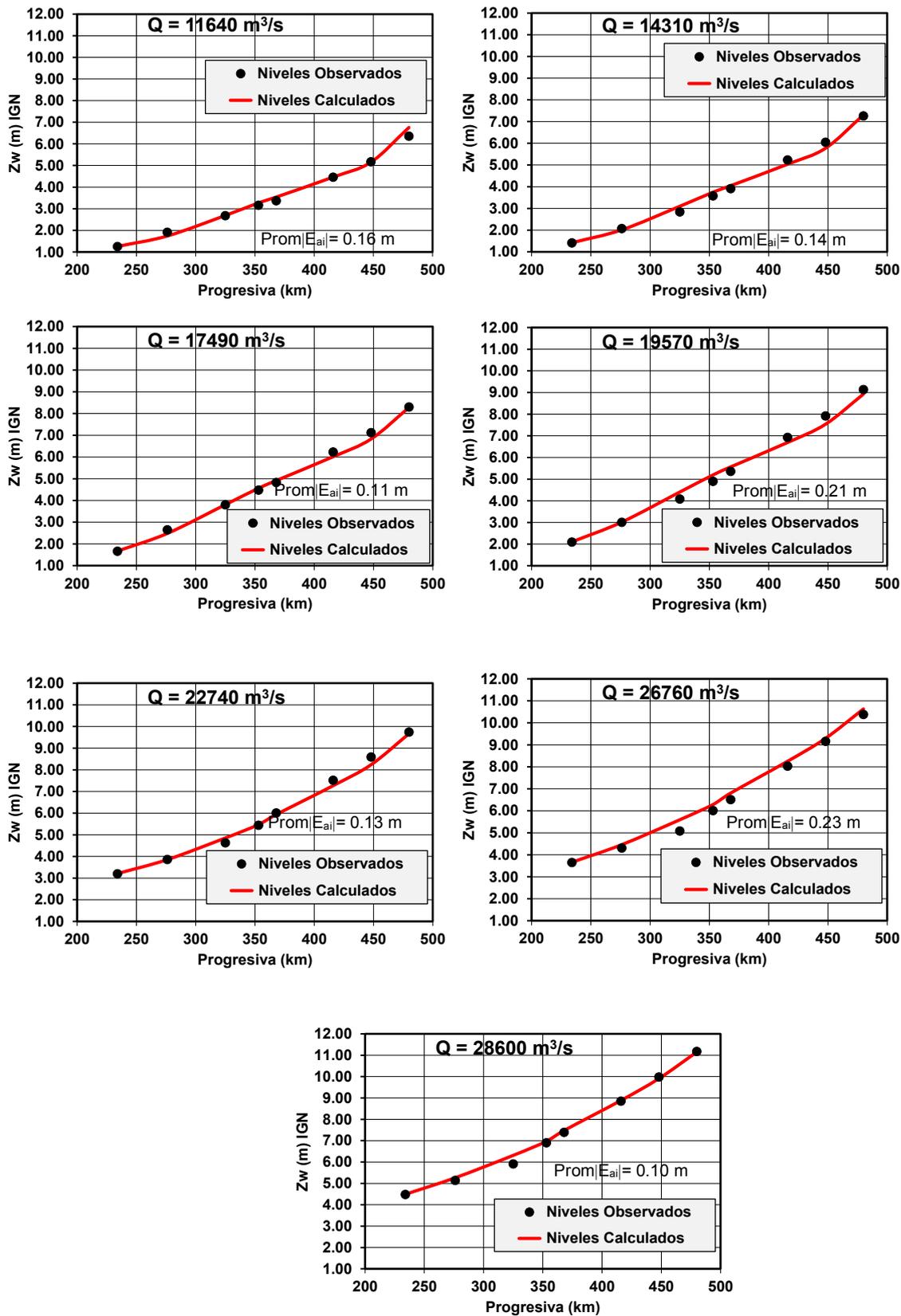


Figura 5. Perfiles de superficie libre para los escenarios simulados con caudales en el rango  $11640 \text{ m}^3/\text{s} \leq Q \leq 28600 \text{ m}^3/\text{s}$

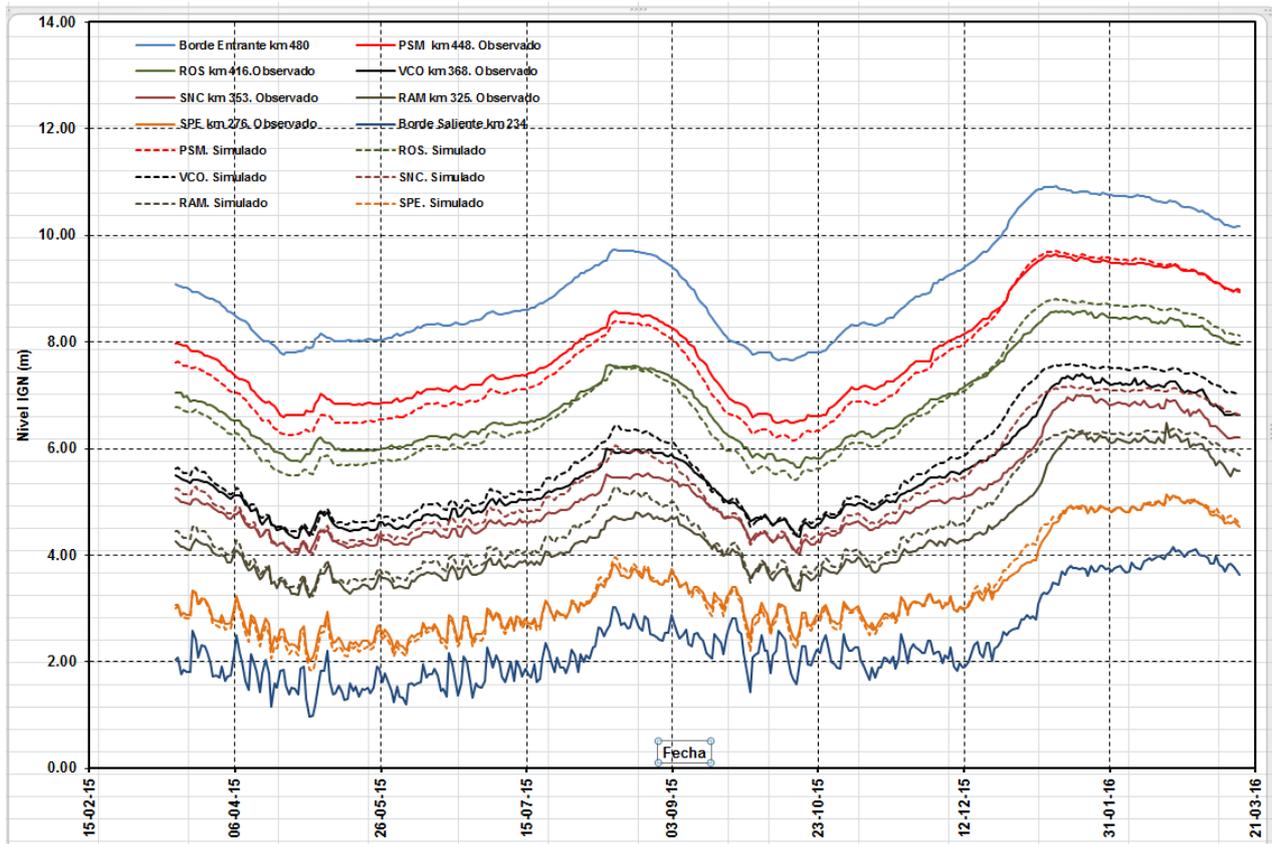


Figura 6. Perfiles de superficie libre observados y simulados para serie 15/03/2015 -14/03/2016