



MODELACIÓN HIDRODINÁMICA DE CRECIDAS EXTRAORDINARIAS EN SISTEMA CAUCE-PLANICIE DEL RÍO PARANÁ INFERIOR

Marina L. Garcia⁽¹⁾, Pedro A. Basile⁽¹⁾ y Gerardo A. Riccardi^{(1)y(2)}

(1) Dto. de Hidráulica (Escuela de Ingeniería Civil) y Centro Universitario Rosario de Investigaciones Hidroambientales;

(2) Consejo de Investigaciones de la Universidad Nacional de Rosario

Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura – Universidad Nacional de Rosario (FCEIA - UNR)

Riobamba 245 bis – S2000EKE Rosario – Tel: +54 341 4808541

E-mail: mgarcia@fceia.unr.edu.ar

RESUMEN

En este trabajo se presenta la implementación y aplicación de un modelo hidrodinámico cuasibidimensional, físicamente basado y espacialmente distribuido, que simula numéricamente los procesos de inundación en sistemas cauce-planicie en grandes ríos aluviales de llanura. El modelo se basa en esquema de celdas amorfas interconectadas, que representan planialtimétricamente al cauce principal, cursos secundarios, relieve del valle, bajos y lagunas, albardones. La hidrodinámica se resuelve mediante aproximación de onda difusiva cuasi-2D de las ecuaciones de Saint-Venant. El modelo es particularmente apropiado para la simulación dinámica a gran escala espacial y temporal, especialmente para flujos con variaciones temporales lentas de alturas y caudales, donde los términos inerciales resultan despreciables. La aplicación se realiza sobre un tramo del río Paraná Inferior, entre las ciudades de Diamante y Ramallo. El modelo, debidamente calibrado y validado para aguas medias y altas, se explota para evaluar la respuesta del sistema ante eventos extraordinarios, con caudales máximos de recurrencias centenaria, milenaria y decamilenaria, para distintos tipos de crecidas. Se cuantifica también el efecto del terraplén vial de la conexión física Rosario-Victoria sobre el valle de inundación, evaluando las modificaciones que se producen aguas arriba, en niveles máximos de agua y en tiempos de permanencia dentro del valle.

ABSTRACT

In this paper, the implementation and application physically based and spatially distributed hydrodynamic quasi-twodimensional model is presented. The model simulates inundation dynamics processes of floodplain-channel systems in large alluvial rivers. The model is based on irregular cells interconnected scheme, representing planimetry and elevation of the main channel, secondary streams, floodplain topography, ponded areas, lagoons and natural levees. The hydrodynamics is solved by diffusive wave approximation of the quasi-2D Saint-Venant equations. The model is particularly suitable for dynamic simulation at large space and time scale, especially for slow time-varying flows where inertial terms are negligible. The application is made on a reach of the Lower Paraná River between the cities of Diamante and Ramallo. The model, properly calibrated and validated for mean and high water stages, is applied to evaluate the system's response to extraordinary flood events, with peak flows of 100 yr, 1000 yr and 10000 yr return period, and considering different types of floods. It also quantifies the effect of Rosario-Victoria road embankment on floodplain, by assessing changes that occur upstream in maximum water levels and residence times within the valley.

INTRODUCCIÓN

Los grandes ríos aluviales de llanura constituyen ecosistemas de gran valor dentro de un

territorio, en los cuales intervienen procesos que no pueden ser completamente explorados dadas las vastas áreas involucradas. La interferencia humana en estos sistemas puede provocar cambios en la magnitud, frecuencia y duración de crecidas, que afecten la biocenosis del entorno (Thoms et al., 2005).

Por otra parte, las llanuras aluviales desempeñan un papel importante en la atenuación de crecidas, por lo tanto, es importante comprender la dinámica de anegamiento sobre ellas, con el fin de tomar decisiones sobre la gestión del riesgo de inundación (Bates et al, 2006).

La modelación matemática es un buen recurso para cuantificar los fenómenos hidrodinámicos que se suceden, especialmente para evaluar el comportamiento integral del sistema frente a crecidas de carácter extraordinario. Asimismo, se pueden determinar los efectos que se presentan por intervenciones antrópicas, frente a este tipo de eventos.

Los grandes ríos de llanura de conformación cauce-planicie presentan longitudes características del orden de cientos de kilómetros, el ancho de llanura aluvial es del orden de decenas de kilómetros y el ancho del cauce principal es del orden de varios kilómetros. Las crecidas que se presentan pueden durar varios meses y los datos son generalmente escasos. La llanura de inundación presenta una morfología muy compleja con una red de canales permanentes interconectados, lagunas, albardones, terraplenes naturales y artificiales, diferentes tipos de vegetación, etc. En este contexto, los modelos computacionales de flujo y transporte de sedimentos más complejos, no pueden representar adecuadamente estas peculiaridades en grandes escalas de tiempo y espacio. Por un lado, los modelos 1D no son apropiados porque la descripción del flujo unidimensional no es representativa del patrón de flujo real y, por otro lado, la demanda computacional de modelos 2D promediados en la vertical y los 3D, imposibilitan su aplicación en grandes escalas espacio-temporales.

Una alternativa a los modelos de alta resolución es la implementación de los modelos cuasi-2D que pueden capturar las características fundamentales del flujo de agua y de la dinámica de los sedimentos finos suspendidos en esas áreas. Por lo tanto, se puede lograr un compromiso entre coste computacional y representación de los procesos. En estos grandes sistemas de llanura cauce-planicie se presentan crecidas que pueden tener una duración del orden de varios meses, con un llenado gradual y lento de la planicie de inundación, que se da a través del desborde del flujo del cauce principal y de los canales secundarios interiores a la planicie. Estos procesos hidráulicos son compatibles con las hipótesis en que se basan los modelos cuasi-2D (Cunge, 1975). En particular, un modelo hidráulico cuasi-2D (CTSS8, Riccardi, 2001) aplicado sobre el río Paraná produjo perfiles transversales de velocidad similares a los obtenidos con un modelo 2D completo promediado en la vertical (Basile y Riccardi, 2002). Otra aplicación anterior de modelos hidrodinámicos cuasi-2D en gran escala espacial se hecha por Wilson et al. (2007), en el que se utilizó el modelo hidráulico LISFLOOD-FP (Bates y De Roo, 2000), utilizado para predecir anegamiento en la llanura de inundación de la planicie central del Amazonas en Brasil. Posteriormente, Neal et al. (2009) implementó una versión paralela de LISFLOOD-FP, basado en OpenMP Application Programming Interface, para simulaciones a gran escala. Rolim da Paz et al. (2011) implementó un modelo hidrodinámico 1D, acoplado a un modelo raster 2D, sobre la cuenca alta del río Paraguay, incluyendo el Pantanal.

En este trabajo se realiza la modelación hidrodinámica de un extenso tramo del río Paraná Inferior, entre las ciudades de Diamante y Ramallo. Se implementa y aplica el modelo

hidrodinámico cuasibidimensional CTSS8, físicamente basado y espacialmente distribuido, que simula numéricamente los procesos de inundación en el sistema cauce-planicie. Las ecuaciones para calcular el flujo de agua se representan a través de un esquema de celdas irregulares (amorfas) interconectadas. Se utilizan diferentes simplificaciones de las ecuaciones 1D de Saint Venant para representar las leyes de descarga entre las celdas río. Posteriormente, desde los resultados obtenidos, se puede simular el transporte y la deposición de sedimentos finos en todo el sistema cauce-planicie.

El modelo se aplica sobre un tramo de 208 km del río Paraná, entre las ciudades de Diamante y Ramallo (Argentina), todo el sistema abarca un área de aproximadamente 8100 km². El modelo, calibrado y validado, se utiliza para predecir el comportamiento del sistema frente a crecidas hipotéticas extraordinarias, de recurrencias centenaria, milenaria y decamilenaria de los caudales máximos. A su vez se van a considerar tres clases de crecidas, según las distribuciones mensuales de caudales: de larga permanencia, de aumento puntual de los caudales y estándar. Asimismo, se evalúan los posibles efectos sobre la dinámica hídrica del terraplén vial de 56 km de longitud existente que atraviesa toda la llanura de inundación entre Rosario y Victoria.

MODELO HIDRODINÁMICO

El modelo matemático hidrológico-hidráulico, físicamente basado y espacialmente distribuido, CTSS8 (Riccardi, 2001) está basado en los esquemas de celdas originalmente propuestos por Cunge (1975). El modelo permite la simulación del flujo a superficie libre multidireccional, y en cada celda es posible plantear el ingreso de flujo proveniente de precipitación neta (no considerada en la aplicación), aporte de caudales externos e intercambio de caudales con celdas adyacentes. La propagación cuasi-2D de caudales se realiza mediante un conjunto de leyes de descarga entre celdas, las cuales han sido derivadas a partir de la ecuación de Saint Venant (aproximación de onda difusiva). El modelo es particularmente apropiado para la simulación dinámica a grande escala espacial y temporal, y especialmente para flujos con variaciones lentas en el tiempo de caudales y alturas, donde los términos inerciales resultan despreciables. Para considerar condiciones de flujo particulares en aquellas zonas del área en estudio que presentan albardones, terraplenes artificiales, etcétera, se utilizan leyes de descarga específicas para vertederos.

El sistema de ecuaciones resultante, planteado entre la ecuación de continuidad y las distintas leyes de descarga entre celdas, se resuelve mediante aproximaciones en diferencias finitas, con un esquema numérico de tipo implícito.

El modelo se basa en un esquema de celdas amorfas (irregulares) interconectadas, que representan planialtimétricamente al cauce principal, cursos secundarios, relieve del valle, bajos y lagunas, albardones. La configuración de celdas del sistema está estructurada en diferencias finitas, y las variables discretas del flujo z (cota del pelo de agua) y Q (caudal líquido) son escalonadas en el espacio. Los niveles hídricos z se determinan para el baricentro de cada celda utilizando el algoritmo implícito y sucesivamente se calculan los caudales Q en el punto medio de la vinculación establecida, mediante las leyes de descarga correspondientes. Asimismo, a partir de los niveles y caudales, se obtienen otras variables de flujo como profundidad del agua en la celda, área transversal mojada y radio hidráulico entre vinculaciones y velocidad media en

el punto medio entre vinculaciones.

La condición de borde aguas arriba son hidrogramas de entrada (Q-t). En el contorno aguas abajo se imponen leyes altura-caudal (H-Q) en las celdas de salida. Las condiciones iniciales utilizadas fueron alturas de agua en las celdas. Éstas se obtuvieron a partir de su estabilización en corridas previas, en donde se comenzó con alturas iguales a cero en todas las celdas, y con caudales ingresantes aguas arriba de aumento gradual hasta hacerse constante, igual al inicial de los hidrogramas considerados para cada escenario.

La distribución espacial de los parámetros del modelo y de las variables hidrodinámicas se realiza a través de la subdivisión del dominio del modelo de celdas irregulares, que van adaptándose a la configuración planimétrica del área a representar. Las celdas se pueden especificar de tipo Río o tipo Valle, según representen sectores de flujo encauzado o áreas tributarias a éstos, respectivamente.

ÁREA EN ESTUDIO

El modelo se aplicó sobre 208 km del río Paraná, Argentina, desde Diamante (km 533 de la vía navegable) a Ramallo (km 325 de la vía navegable), y comprende al cauce principal y llanura de inundación, cubriendo un área de aproximadamente 8100 km² (Figura 1). A partir de Diamante el cauce principal cruza todo el valle y se recuesta sobre la margen santafesina a la altura de la ciudad de Oliveros. A partir de esa zona el valle aluvial se desarrolla sobre la margen izquierda del río y el ancho del mismo varía entre 40-60 km, mientras que, el ancho del cauce principal varía entre 0.5 a 3 km aproximadamente.

El caudal medio anual en Rosario (km 416 de la vía navegable) es 17000 m³/s, mientras que durante la crecida extraordinaria de 1983 el mayor caudal de agua fue de aproximadamente 60000 m³/s, con casi 30000 m³/s sobre el cauce principal. En esta ocasión (nivel máximo de agua de 9.48 m IGN en Rosario) la planicie estuvo completamente inundada, con una profundidad media de 4 m de agua. El caudal mínimo observado en Rosario fue de aproximadamente 6700 m³/s, en 1970. Teniendo en cuenta estos valores de caudales, la relación entre máximos y mínimos es de 9, valor bajo, característico de los grandes ríos.

La llanura de inundación es morfológicamente compleja. Sobre la superficie de la planicie aluvial existe una red de canales bien desarrollados, de distintas jerarquías, espejos de agua en espiras de meandros, lagunas, bajos permanentes y los diferentes tipos de vegetación.

El régimen del Paraná es principalmente gobernado por los aportes provenientes de aguas arriba, los afluentes laterales incrementan en poco porcentaje el caudal total. La principal entrada de volumen de agua en la zona en estudio, es a través del cauce principal del río, y es éste el que recoge y distribuye el fluido en todo el valle de inundación. El otro aporte significativo viene dado por el río Coronda, conformado aguas arriba del dominio por un sistema de depresiones lagunares, que culminan en un flujo encauzado, concentrando los caudales que ingresan desde la margen derecha, y descarga sobre el cauce principal del Paraná una vez que el mismo ya atravesó toda su planicie de inundación, a la altura de Oliveros. Estos dos ingresos se van a considerar diferenciadamente, aunque se establece una relación entre ambos -del sistema del río Coronda con el del cauce del Paraná-.

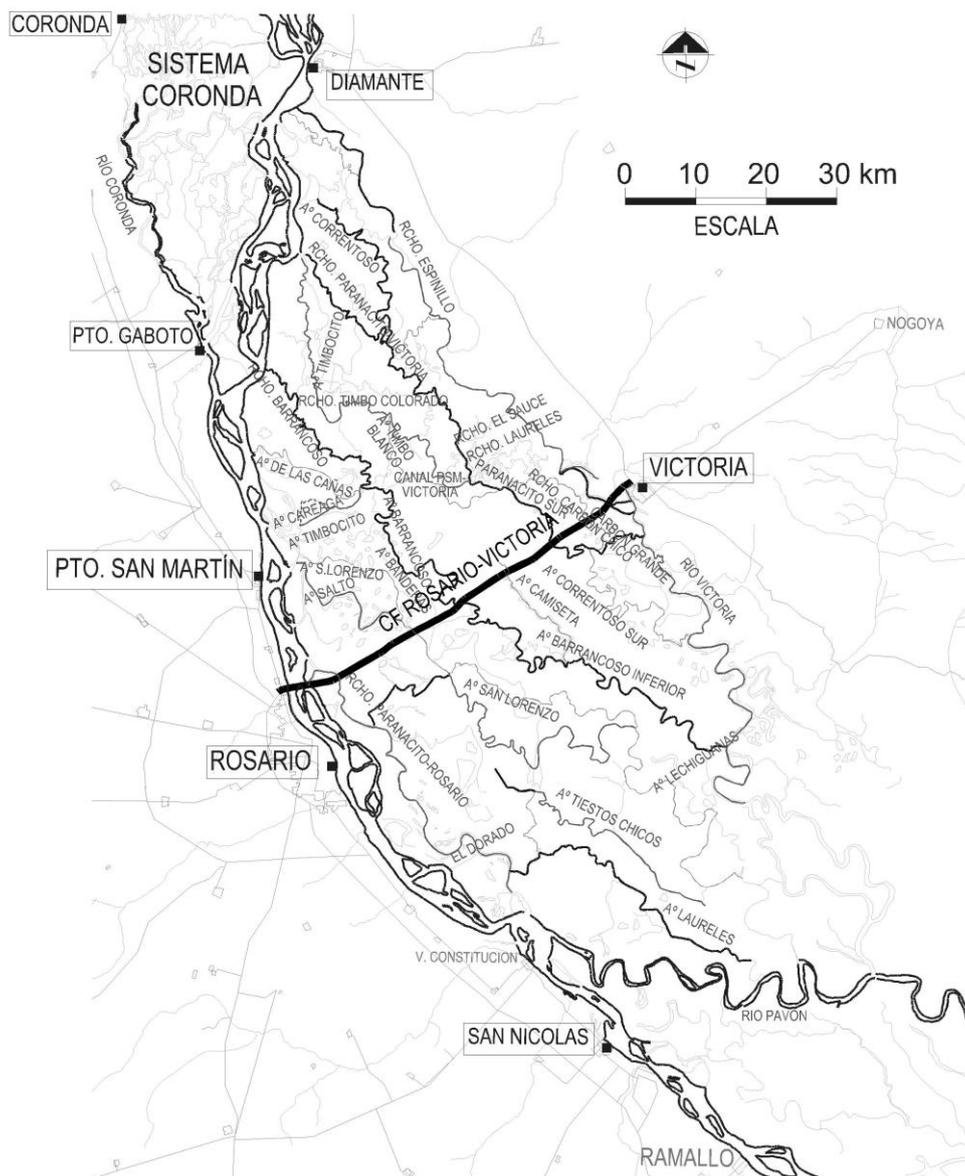


Figura 1.- Área en estudio

En el tramo en estudio, el agua que ingresa a la planicie, lo hace a través de cursos de agua menores originarios en el cruce del cauce principal, presentándose dos principales escurrimientos: encauzado sobre la margen derecha –cauce principal- y sobre el valle aluvial (a través de cursos, bajos y lagunas interconectados). Éstos se presentan separados por albardones existentes hasta aguas abajo de Rosario. Interiormente en el valle, existe una red de cursos, de menores magnitudes que el cauce principal, pero de distintas y variadas jerarquías. Los mismos pueden ser permanentes o transitorios, tienen trazas zigzagueantes que se van moldeando y modificando a través del tiempo según la dinámica hídrica que se presente, con escurrimientos predominantemente noroeste-sureste. La mayoría de ellos, sobre aguas abajo del tramo estudiado, descargan sus aguas sobre el Río Pavón, curso de importancia que atraviesa el valle desde la margen santafecina a la entrerriana.

Durante las crecidas, los ingresos entre los albardones a los cursos se incrementan considerablemente, y –según sea la magnitud de la creciete- pueden llegar a desbordarlos,

situación que se da hasta algunos kilómetros aguas abajo de Rosario, y a partir de ahí los mismos no se presentan. Los cursos de agua aumentan su carga y también desbordan, comienzan a incrementar el volumen de agua de lagunas cercanas aledañas a los cursos y a interconectarse las depresiones, que al aumentar la cota del pelo de agua presente en ellas, pueden iniciar un escurrimiento interlagunar. Aquellas que podían haber estado inicialmente aisladas, con la crecida, usualmente quedan formando parte de la red de escurrimiento a través del valle. El estudio de las crecidas es importante, ya que la magnitud de éstas y la permanencia están vinculadas a las modificaciones topográficas que se producen en el valle, al generarse cambios en los procesos de sedimentación (Asselman y Middlekoop, 1995).

La pendiente longitudinal del pelo de agua en el cauce principal entre Puerto San Martín (km 448 de la vía navegable) y Rosario varía entre un mínimo de 1.5×10^{-5} para aguas bajas (nivel inferior a 5.5 m IGN en Rosario) y un máximo de 4×10^{-5} para aguas altas (nivel superior a 7.2 m IGN en Rosario).

Entre 1997 y 2003, se construyó la Conexión Física (CF) Rosario-Victoria, que consiste en un terraplén vial de 56 km de largo, y que atraviesa completamente la llanura aluvial. El terraplén incluye un puente sobre el cauce principal y 12 puentes menores en la planicie. Desde una visión global, la obra es un gran dique sobre la planicie, realizado con refulado de arena (extraída desde un canal de servicio paralelo y de cubetas de préstamos aledañas), que permite el paso directo de la mayoría de los cursos que la atraviesa. Así, queda conformado un canal de interconexión transversal entre los cursos, que hace que aquel que no cuente con la abertura directa de paso, desvíe sus aguas por éste, situación presente desde el A° Barrancoso hacia el oeste (hacia el este el canal se desarrolla aguas abajo del terraplén), cumpliendo una función como distribuidor de caudales. Desde el A° Barrancoso hacia el este, los cursos o depresiones activas que no cuentan con paso directo a través de la CF, lo hacen por desborde y encauzamiento de las aguas en los cursos que cuentan con puentes. Las luces que dejan libres estas obras otorgan una transparencia geométrica algo mayor al 18%.

IMPLEMENTACIÓN DEL MODELO HIDRODINÁMICO

La constitución del modelo matemático se desarrolló paulatinamente. En primer lugar, se realizó un MDT a partir de datos existentes recopilados de relevamientos topográficos sobre el valle aluvial, datos batimétricos del canal principal, de imágenes satelitales y fotografías aéreas de la zona en distintas etapas del río (aguas bajas, medias y altas). La discretización topológica se llevó a cabo mediante la definición de celdas Río, celdas Valle y distintas vinculaciones entre ellas, donde se representan características topográficas especiales (albardones naturales, terraplenes de caminos, puentes, etc.). El modelo conformado (Figura 2) tiene 1413 celdas Río y 140 celdas Valle, con 4248 vinculaciones entre ellas.

La CF se incorporó en el modelo, en una configuración en paralelo. El modelo sin la CF se modificó para agregar toda la obra de conexión, que incluye el terraplén vial, el canal de servicio, los grandes piletones (ex préstamos de arena) en él presentes y los puentes. El modelo con esta configuración cuenta con 1443 celdas Río y 152 celdas Valle, y 4366 vinculaciones entre ellas.

El modelo fue calibrado para aguas bajas, medias y altas, con eventos hidrológicos registrados,

tanto para la configuración sin y con la CF. Posteriormente, el modelo fue validado considerando períodos de diez años, correspondientes a 1980-1989; 1990-1999 y 2000-2010 (García et al., 2012).

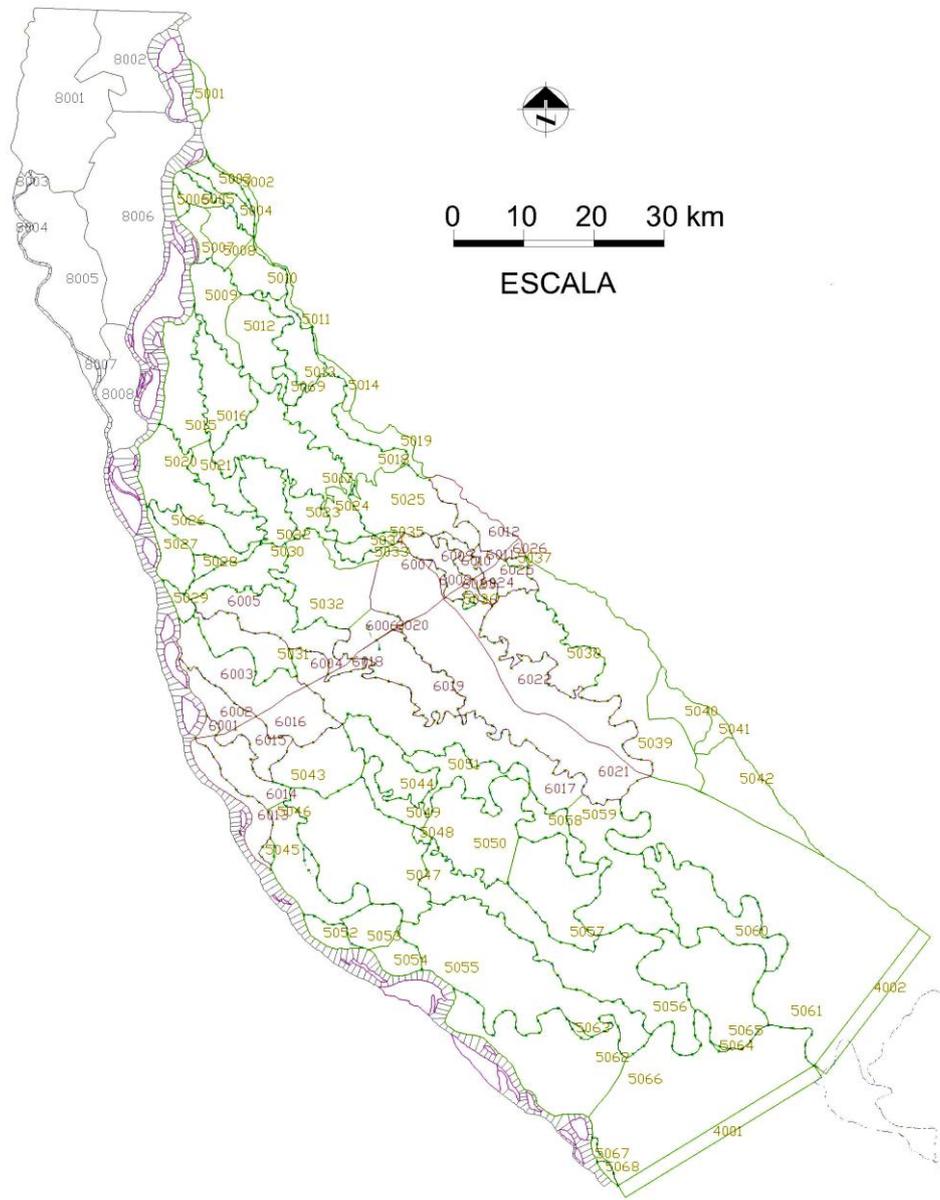


Figura 2.- Visualización de la constitución del modelo matemático

SIMULACIONES PARA CRECIDAS EXTRAORDINARIAS

Una vez calibrado y validado el modelo, se lo utiliza para pronosticar el comportamiento del flujo sobre el sistema cauce-planicie, para eventos de recurrencias extraordinarias. Inicialmente se evalúan los caudales líquidos sobre el cauce principal para distintas recurrencias, de tipo centenaria, milenaria y decamilenaria, así como también la entrada sobre el sistema Coronda.

Se consideraron tres clases de crecidas hipotéticas, con distintas distribuciones temporales de caudales: de larga permanencia (indicada como tipo L), de aumento puntual de los caudales

(tipo P) y de variación anual estándar (tipo C). Para la crecida tipo L se tipifica como la ocurrida en el período bianual de 1982-1983 (la de mayor tiempo de permanencia de agua en el valle de inundación, más de 8 meses); para la crecida tipo P se toma la crecida del año 1992, ya que allí se vieron superpuestos los dos picos anuales característicos en los caudales, sobre mitad de año; y para la tipo C se considera el año 1997, de crecida importante (los caudales sobrepasaron los 25000 m³/s), donde la distribución temporal del flujo es acorde al hidrograma de caudales medio líquidos del Paraná, con picos sobre Febrero y Marzo.

Para la conformación de los hidrogramas hipotéticos de entrada, se adimensionalizaron los correspondientes a las crecidas de los tres tipos, tomando como unidad el caudal menor sucedido en cada oportunidad (caudal de base que se mantiene), cambiando la magnitud de caudales en el resto del año, donde el máximo es el valor que para cada recurrencia se determina. Las entradas en el modelo se realizan aguas arriba de Diamante, donde se considera como caudal ingresante el mismo que se registra en PSM, y aguas arriba sobre el sistema Coronda, que es función del caudal de entrada en Diamante. Se presentan en la Figura 3 los caudales adimensionalizados sobre el cauce principal en PSM (Figura 3a) y los del sistema Coronda (Figura 3b), respectivamente, para los tipos de crecidas analizadas.

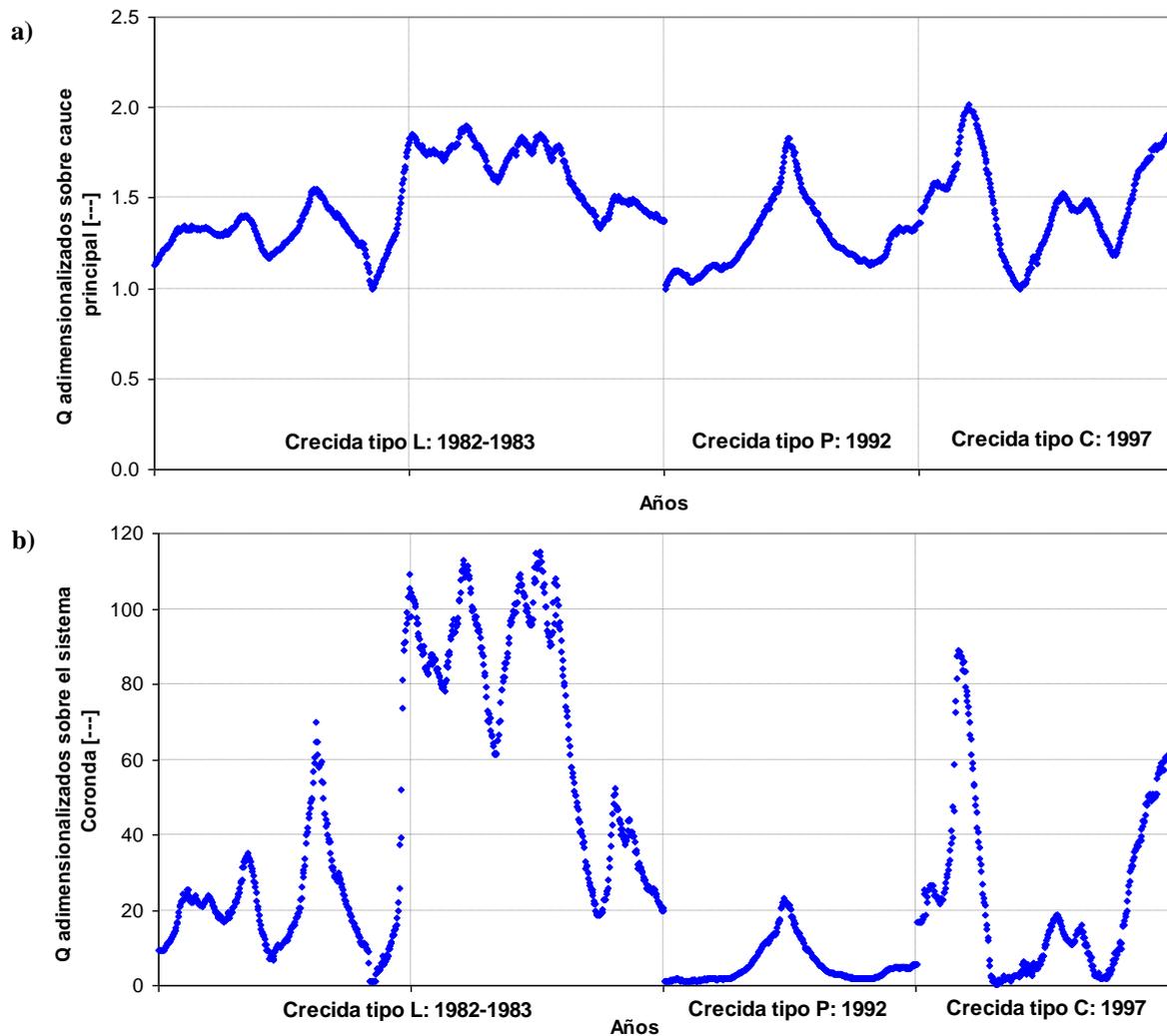


Figura 3.- Hidrogramas adimensionalizados para los tres tipos de crecidas, para el ingreso sobre: **a)** el cauce principal, **b)** el sistema Coronda

Para obtener los caudales máximos en cada ingreso al modelo, se consideró para el cauce principal que el flujo es similar al encauzado en PSM, y para el ingreso del sistema Coronda, el que surge de la diferencia entre los registros en Corrientes (se supone que en esta sección se registra el caudal total que aguas abajo ingresa en todo el tramo en estudio) y los de PSM. Por lo tanto se realiza un análisis estadístico sobre los caudales máximos en las secciones de PSM y Corrientes. Se consideran la serie homogénea de caudales máximos del período 1971-2010. Con los valores de las estaciones hidrométricas de PSM como para la de Corrientes, se calculan las probabilidades experimentales de Weibull y se toma la función de distribución de probabilidades de Gumbel, para el cálculo de los valores de caudales correspondientes a las recurrencias de 100, 1000 y 10000 años. La función de probabilidades de Gumbel representa adecuadamente la muestra de la población analizada, ya que cumple holgadamente con el test de bondad de Kolmogorov, la máxima desviación $D = 0.056$ (para la estación de PSM) y $D = 0.141$ (para la estación de Corrientes), siendo ambos valores menores al valor crítico del estadístico de Kolmogorov $D_c = 0.258$, para un nivel de confianza del 99%. Los caudales máximos para cada evento fueron de 58374 m³/s (R = 100 años), 73715 m³/s (R = 1000 años) y 89028 m³/s (R = 10000 años), los cuales se presentan en la Tabla 1.

Tabla 1.- Resultados de Caudales para 100, 1000 y 10000 años de recurrencia

Recurrencia [años]	Q Corrientes [m ³ /s]	Q PSM [m ³ /s]	Q Coronda [m ³ /s]	Q Coronda / Q PSM
100	58374.4	34211.4	24163.0	70.63%
1000	73714.9	40501.1	33213.8	82.01%
10000	89028.3	46779.6	42248.7	90.31%

Observamos que los porcentajes de distribución de caudales que surgen son plausibles, ya que a medida que aumenta la cantidad de escurrimiento desde aguas arriba, es lógico que haya una equiparación entre los porcentajes, dado que el sistema contiene grandes volúmenes de agua no encauzado. A partir de estos resultados, se generan los ingresos de caudales del modelo, para las distintas recurrencias adoptadas y para cada tipo de crecida. A modo de ejemplo, se presenta en la Figura 4 los hidrogramas de entrada al modelo (cauce principal y sistema Coronda) para la crecida tipo L.

Una vez obtenidos los hidrogramas, se procede a realizar las modelaciones hidrodinámicas sobre el modelo matemático implementado, especialmente calibrado para grandes crecidas. Cada escenario se evalúa teniendo en cuenta las dos configuraciones para el modelo confeccionado: sin y con la CF, para determinar los efectos que ésta produciría ante eventos extraordinarios, focalizando sobre la planicie de inundación del tramo en estudio.

EVALUACIÓN DE RESULTADOS

Cuando sobre el sistema cauce-planicie se presentan eventos extraordinarios, los valores máximos de caudales sobre el cauce principal llegan a 30000 m³/s, indicando una capacidad máxima del mismo, absorbiendo el flujo remanente el valle de inundación a través de los desbordes por sobre el albardón costero. Este valor se corresponde con los máximos históricos registrados en las mayores crecidas ocurridas en las últimas tres décadas (caudales registrados en PSM sobre el cauce principal: 30054 m³/s el 23/03/1983, 31510 m³/s el 25/06/1992 y 32195 m³/s el 16/05/98).

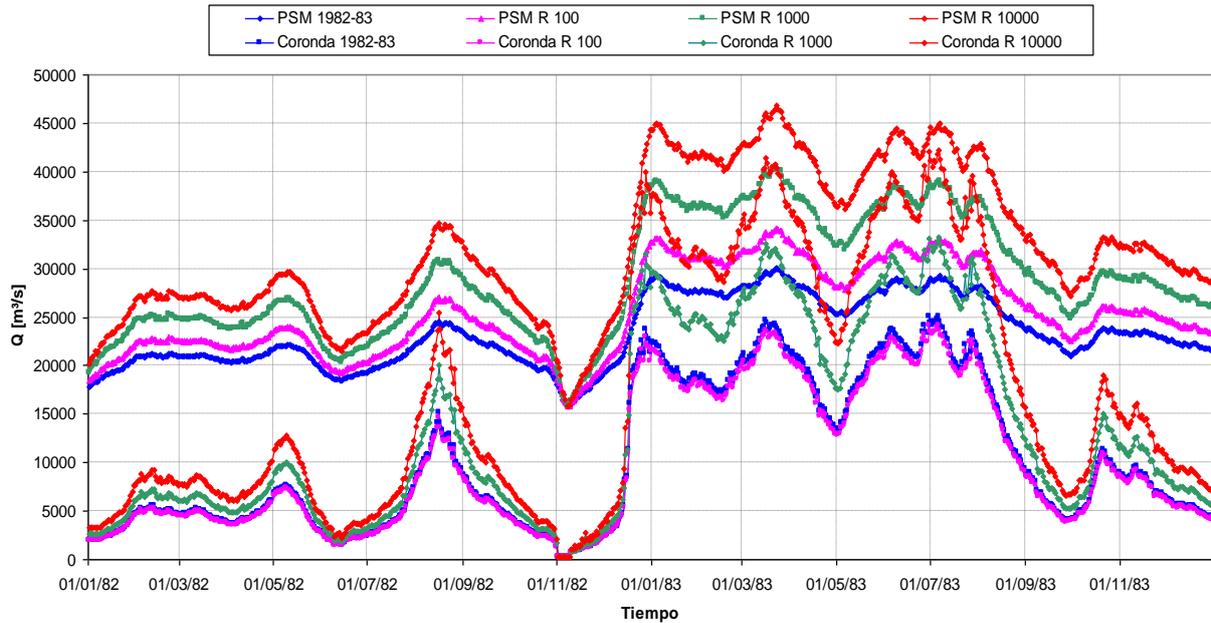


Figura 4.- Hidrogramas hipotéticos de entrada sobre Diamante (PSM) y el sistema Coronda, para R = 100, 1000 y 10000 años, crecida tipo L

Los resultados indican que durante el pico de las crecidas (ver Figura 5 como ejemplo), el caudal total que se contabiliza en el valle (Figura 5, color magenta), sobre una transecta Rosario-Victoria, es similar al que se contabilizan sobre la salida del cauce principal (Figura 5, color verde oscuro), en el borde aguas abajo del modelo, y los del cauce principal al norte de Rosario (Figura 5, color marrón) son similares a los totales sobre la planicie aluvial en el borde aguas abajo del modelo (Figura 5, color verde más claro). Esto da cuenta de casi una inversión en los valores de caudales entre cauce principal y valle de inundación, lo que evidencia aún más el reflujó hacia el cauce desde la planicie, al sur de Rosario, cuando ya dejan de existir los albardones costeros.

Los resultados de las cotas del pelo de agua indican que, para todos los tipos de crecidas y recurrencias, cuando se superan los 25000 m³/s, se superan las cotas de los albardones costeros del cauce principal. Los incrementos de cotas, al aumentar los caudales, son progresivos en todas las estaciones, particularmente cercanos a los picos de caudales. En estas situaciones, hay estaciones que tienden a igualar sus cotas del pelo de agua, como ser Diamante con Coronda y Rosario con Victoria (Figura 6), ya que en estas situaciones el valle está completamente lleno de agua, de margen a margen, lo que tiende a unificar las cotas hídricas en ambas orillas; esto se muestra cada vez más evidente al incrementarse la recurrencia.

En la Tabla 2 se presentan las cotas del pelo de agua máximas resultantes, para las distintas estaciones hidrométricas del dominio estudiado, y las distintas recurrencias de caudales máximos. Todas las cotas sobrepasan los niveles de evacuación de cada lugar, incluso para el evento centenario, siendo Diamante la estación que tiene menor diferencia, 0.62 m, y se incrementa hacia aguas abajo, llegando a ser de 2.83 m en Victoria y en 1.73 m en San Nicolás (R = 100 años).

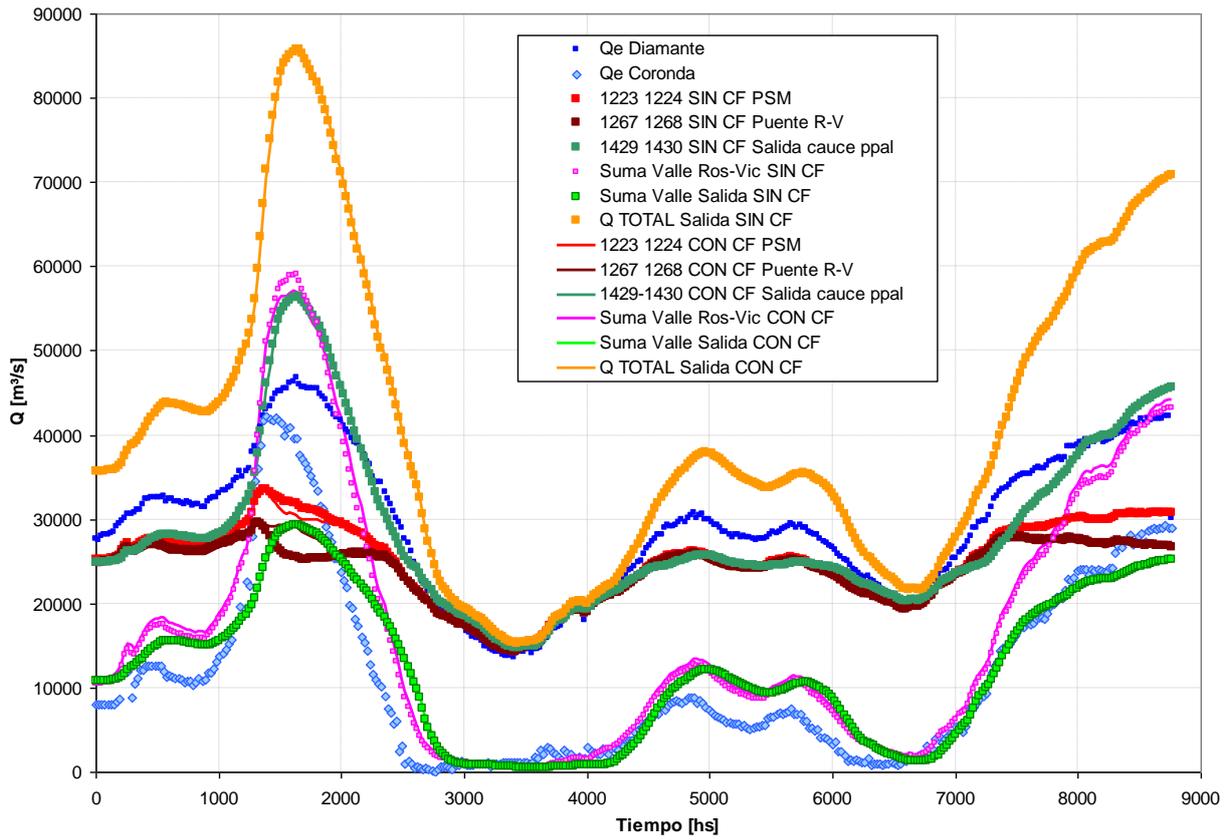


Figura 5.- Hidrogramas resultantes de la modelación hidrodinámica, para R = 10000 años, crecida tipo C: distribución anual estándar de los caudales

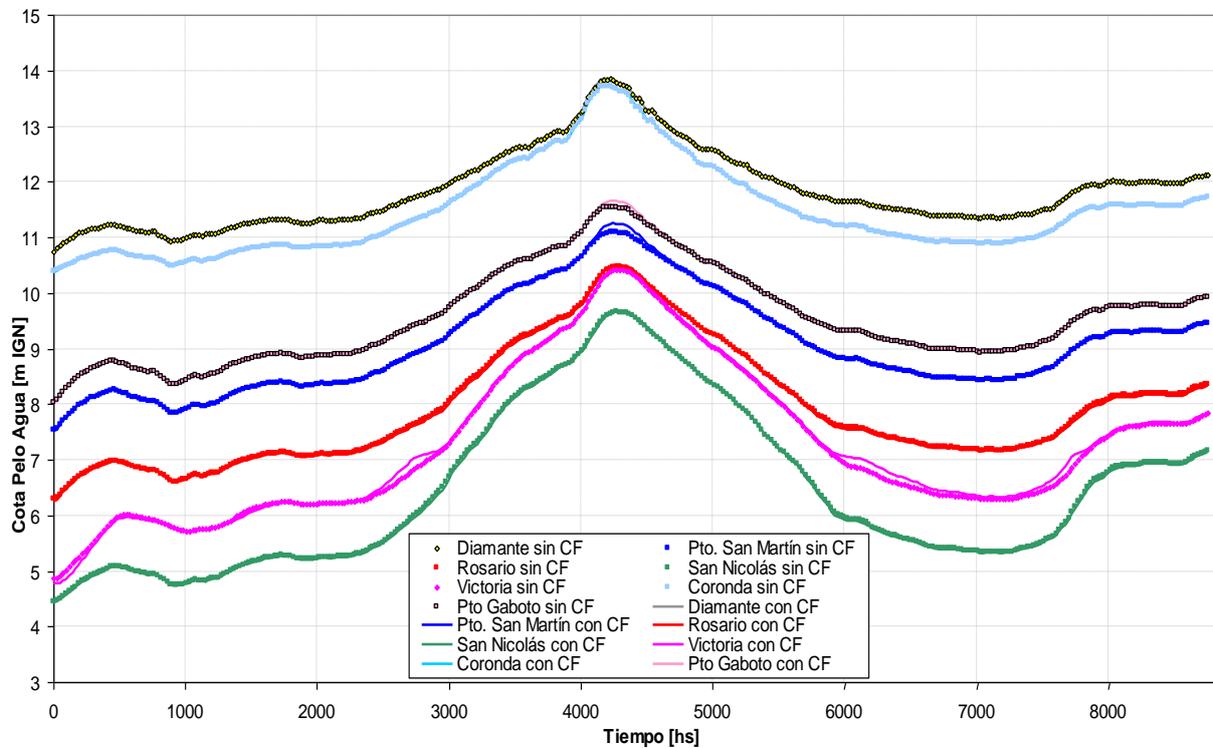


Figura 6.- Limnigramas resultantes de la modelación, para R = 10000 años, crecida P: ascenso repentino de caudales

Tabla 2.- Resultados de Cotas del pelo de agua máximas [m IGN], recurrencias de caudales R = 100 – 1000 - 10000 años

Estaciones hidrométricas	R = 100 años	R = 1000 años	R = 10000 años	Nivel de evacuación (PNA)
Diamante	12.88	13.32	13.89	12.26
Coronda	12.77	13.18	13.74	---
Puerto Gaboto	10.85	11.22	11.72	---
PSM	10.43	10.80	11.31	9.33
Rosario	9.57	10.02	10.57	8.34
San Nicolás	8.71	9.20	9.72	6.98
Victoria	9.39	9.91	10.49	6.56

Con los resultados obtenidos, se han confeccionado imágenes (en el programa gvSIG) para la visualización de áreas anegadas durante el pico de cada crecida, para determinar diferencias entre los distintos tipos de crecidas. El anegamiento indicado en las celdas del modelo está directamente vinculado a una altura de agua sobre el fondo de cada celda, donde las áreas superficiales anegadas son variables (hasta los 3 m) para computar los volúmenes almacenados en ella, ya que se considera que se van inundando distintos sectores –cursos interiores de pequeña magnitud, depresiones, lugares bajos- que quedan incluidos en la agregación de las celdas. Para determinar si se representa anegada o no, se ha considerado una altura de referencia de 2 m, que corresponde a una cobertura superficial del agua del 25%. Por lo tanto, la representación del anegamiento en cada celda, no implica una cobertura total de la misma en la realidad, que está asociado a la agregación en la discretización de los elementos del modelo.

En la Figura 7 se presenta la comparación de las áreas anegadas en el modelo, en el pico de la crecida. Evaluando los resultados de las imágenes, casi la mayoría del valle aluvial y el sistema Coronda tiene presencia importante de agua. Aquella que produce mayores áreas inundadas en el valle –cualquiera sea la recurrencia-, por muy poca diferencia, es la tipo P (de mayor gradiente temporal de caudales), la de menores áreas anegadas es la de tipo C, estando la de larga permanencia L en una situación intermedia. Los sectores diferenciales entre ellas se ubican al N (de relieve más elevado) y al O de la planicie, lindante con el cauce principal. De todas formas, los contrastes encontrados son de magnitudes menores, ya que las celdas involucradas en las diferencias no son superficies grandes.

La presencia de la CF Rosario-Victoria hace que se eleve el tirante aguas arriba del terraplén vial, y disminuya aguas abajo del puente sobre el cauce principal, y oscilaciones pequeñas en el valle, no teniendo una tendencia definida en algunos casos, y en otros, como el sector de la llanura de avenamiento impedido, al este del valle, por la redistribución aguas arriba del flujo, incluso puede llegar a aumentar sus cotas, ya que recibe mayores aportes hacia este sector, de todas maneras, sin importantes incrementos.

Con respecto a las diferencias en el valle, se dividió la situación entre las celdas aguas arriba de la conexión vial y las de aguas abajo. En cada lugar se recopilaron los resultados, y se obtuvieron los aumentos y disminuciones respecto a la situación sin la CF (Figura 8). Los máximos aumentos (que surgen de las diferencias) están entre los 0.50 y 0.70 m, aguas arriba de la CF, prácticamente independientes de la crecida que se trate, notándose un pequeño incremento cuando las crecidas son de gran permanencia. Las máximas disminuciones de tirantes aguas arriba son del orden de los 0.05 m aproximadamente. Aguas abajo, los aumentos

(máximas diferencias positivas) y disminuciones (diferencias mínimas) de las alturas de agua son del mismo orden, menores a 0.20 m, que indica no haber una tendencia definida, sino que se producen oscilaciones menores que parecen tender a mantener el pelo de agua sin variación con respecto a la situación sin la CF.

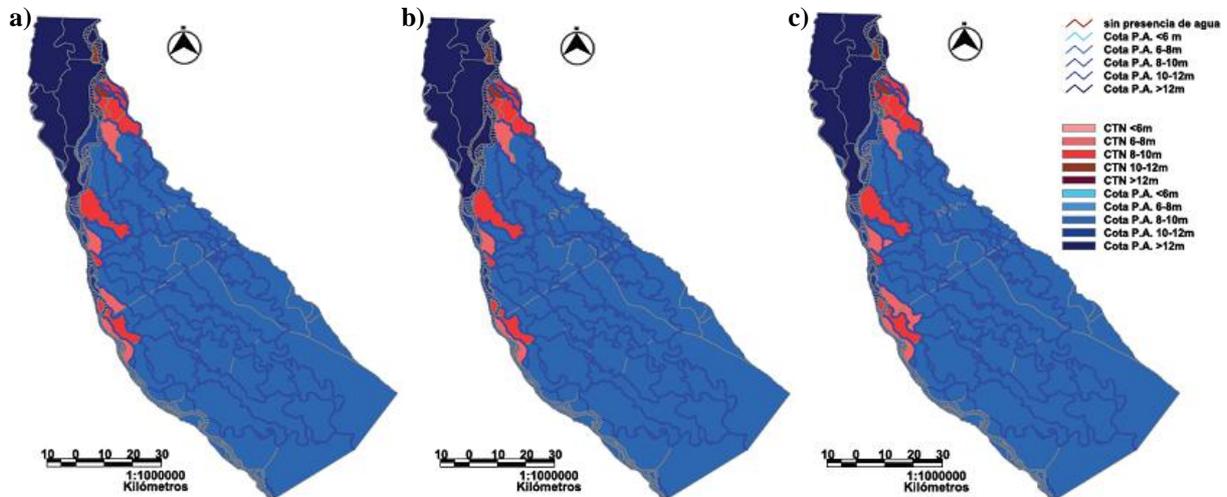


Figura 7.- Visualización de gvSIG de áreas anegadas para el pico de las crecidas, con recurrencia R = 100 años: a) crecida tipo L; b) crecida tipo P; c) crecida tipo C

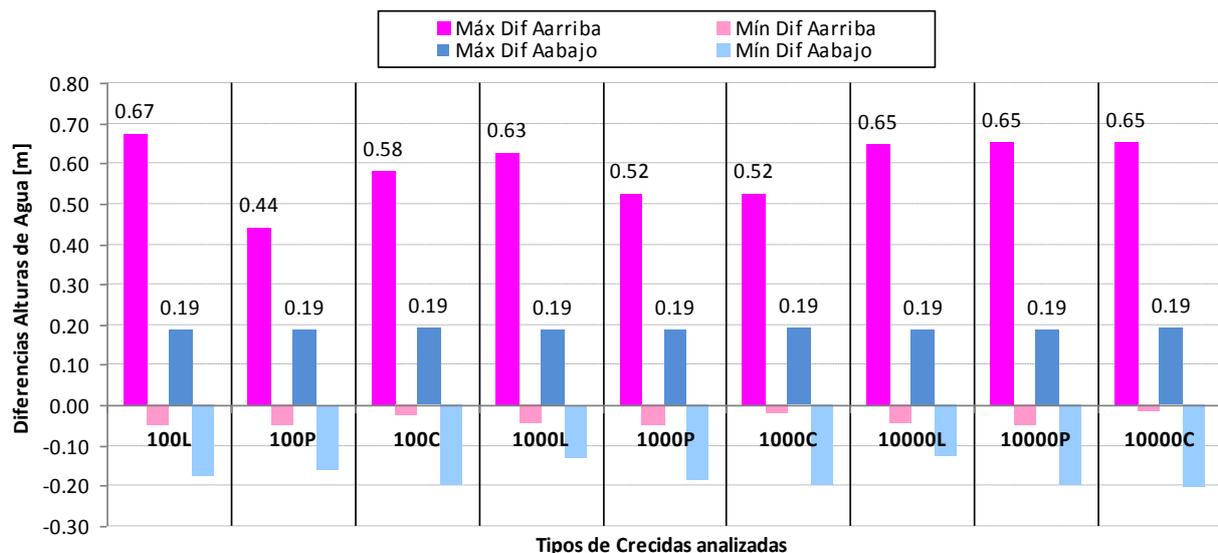


Figura 8.- Diferencias Máximas y Mínimas en Alturas de agua, con y sin CF, para conjunto de celdas del valle aguas arriba y aguas abajo, crecidas tipo L, P y C, y recurrencias 100, 1000 y 10000 años

Se realizaron perfiles longitudinales del pelo de agua sobre el valle de inundación, de los resultados con y sin CF Rosario-Victoria, para los picos de las crecidas centenaria, milenaria y decamilenaria. En cada uno se presentan a escala las cotas de fondo de las celdas del modelo, incluyendo los cursos de agua interiores a la planicie, así como también el terraplén vial. En la Figura 9 se presentan, como ejemplo, los perfiles longitudinales de la crecida tipo P.

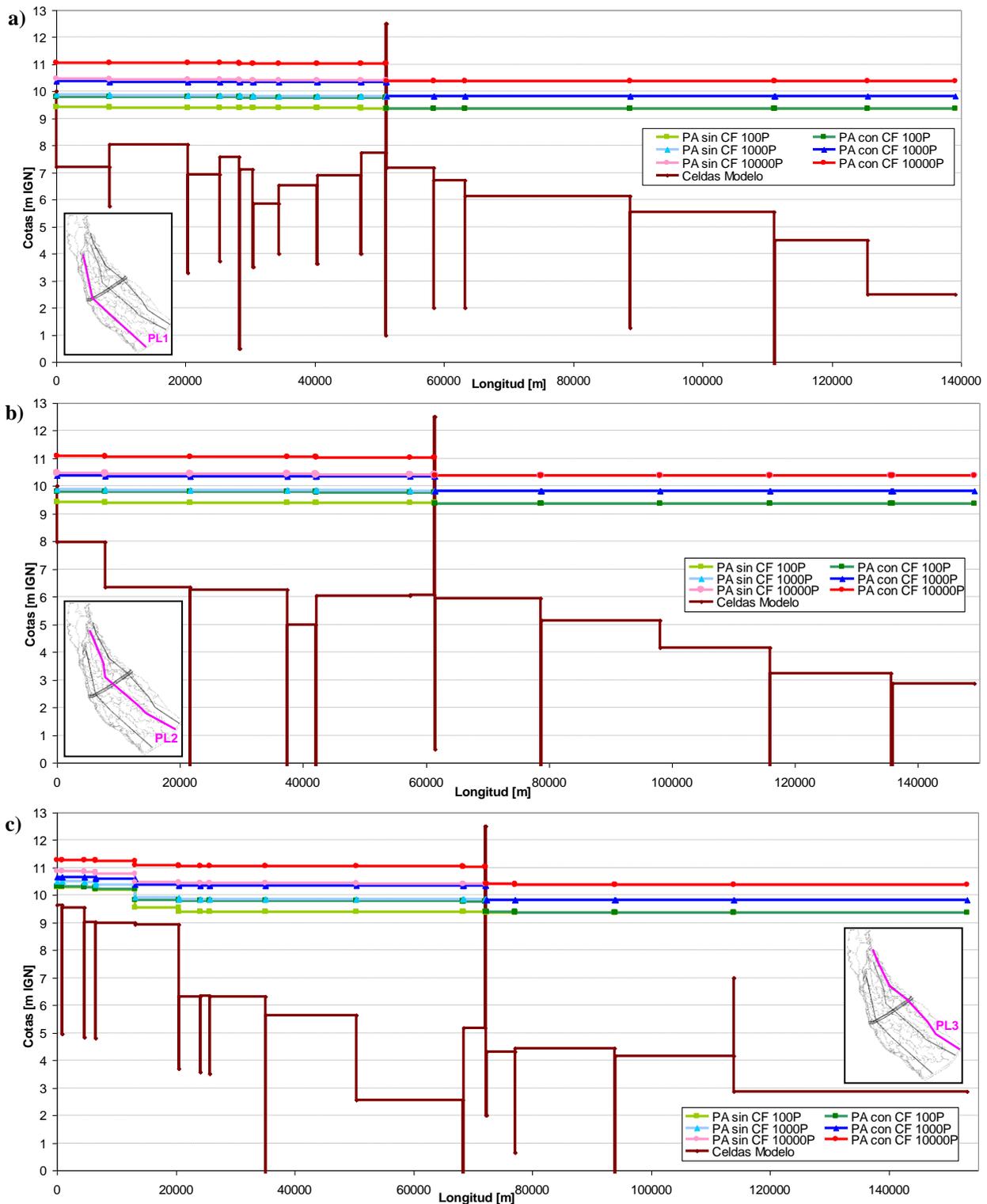


Figura 9.- Perfiles longitudinales, para el pico de la crecida tipo P, para recurrencias de 100, 1000 y 10000 años, sin y con la CF Rosario-Victoria: a) PL1; b) PL2; c) PL3

El efecto de la presencia de la CF Rosario-Victoria sobre el valle de inundación se evidencia aguas arriba de la misma, elevando las cotas del pelo de agua, no teniendo casi influencia sobre la zona aguas abajo de ella. La extensión de afectación hacia aguas arriba del terraplén vial, para una recurrencia de crecida de 100 años, llega a ser de 61.3 km aproximadamente, para 1000 años de recurrencia, de 65.5 km aproximadamente, y para 10000 años de recurrencia de

la totalidad del área aguas arriba hasta encontrarse con el cruce del cauce principal sobre la planicie, de 72.5 km aproximadamente.

De los perfiles longitudinales, especialmente para las crecidas tipo P, se concluye que la elevación del pelo de agua por la conexión vial es prácticamente coincidente con el perfil del pelo de agua para la situación sin la CF, pero para la crecida de un orden mayor. Es decir, que en el pico de la crecida centenaria, por la presencia del terraplén, el pelo de agua se eleva aguas arriba de éste como si la crecida fuera milenaria. Cuando la crecida es milenaria, el pelo de agua cuando se da el pico de la crecida con la presencia del terraplén vial, se elevaría hasta casi la cota de la crecida decamilenaria sin la CF. Es decir, por la presencia de esta obra, las cotas a las cuales llega el pelo de agua en el pico de las crecidas equivalen aproximadamente a haber incrementado un orden la recurrencia de los caudales máximos.

Las alturas de agua máximas en el valle de inundación que se generan frente a estos eventos extraordinarios, para todas las recurrencias, no sobrepasan la cota del terraplén vial. Aguas abajo se presentan variaciones de escaso orden, detectándose una muy leve disminución en las cotas del pelo de agua en algunas celdas.

Cuando se presentan estas crecidas, el agua en el valle tiene una determinada cantidad de días de presencia en los distintos lugares, que se evalúa en cada celda. Al incorporar la CF, la permanencia del agua en la planicie cambia. Esta cuestión es importante para el ecosistema de la planicie de inundación, ya que muchas comunidades de la flora y fauna son dependientes de los ciclos hídricos, los que conforman el llamado régimen de “pulso” (Neiff, 1999), que es la recurrencia periódica de las fases de creciente y bajante. Este régimen involucra también movimientos de materia (sedimentos y nutrientes) por lo que puede hablarse de regímenes pulsátiles hidrosedimentológicos. Las modificaciones de estas permanencias, podría llegar a influir sobre las comunidades que de ellas dependen.

Se computaron las permanencias del agua en todo el período simulado, para cada celda, en términos de días, y se las ponderó de acuerdo al área superficial total de las celdas, para así determinar una permanencia global de la zona aguas arriba (AAb) y aguas abajo (AArr). Esto se realizó para cada tipo de crecida y con cada recurrencia analizada. Se presentan en la Figura 10 las curvas de permanencia-área superficial anegada, para la crecida tipo L como ejemplo, para las recurrencias extraordinarias y de cada conjunto de celdas sobre el valle.

Para cuantificar la presencia de agua en una celda, se han tomado la cantidad de días que sobre la misma se sobrepasa determinada altura de agua. Cada una, en el modelo hidrodinámico, tiene asignada una función almacenamiento (el tirante presente en la misma es el que determina el área superficial cubierta de agua), entonces se cuantifica sobre cada celda las variaciones en permanencia que va teniendo de acuerdo a la superficie anegada (o lo que es lo mismo, tirante que en ella se genera). Posteriormente se pondera sobre el conjunto de las celdas de cada grupo (AAb y AArr), y se evalúa para la situación sin y con la CF, y para cada recurrencia estudiada. Las permanencias que se determinan, se evalúan para áreas anegadas que se van acumulando, hasta el área superficial completa de cada sector AAb y AArr.

Para los tres tipos de crecidas, la permanencia aumenta con la recurrencia de la crecida, tanto aguas arriba como aguas abajo, lo cual es lógico al haber mayor caudal sobre el sistema cauce-planicie. Los incrementos en la permanencia del agua de las celdas aguas arriba de la CF, son

más notorios en la crecida tipo L, ya que en la tipo P, al ser menor la cantidad de días con altos caudales, es coherente que sea menor el cambio en la permanencia. Sobre las celdas aguas abajo, prácticamente no hay variabilidad en la permanencia de agua sobre las celdas.

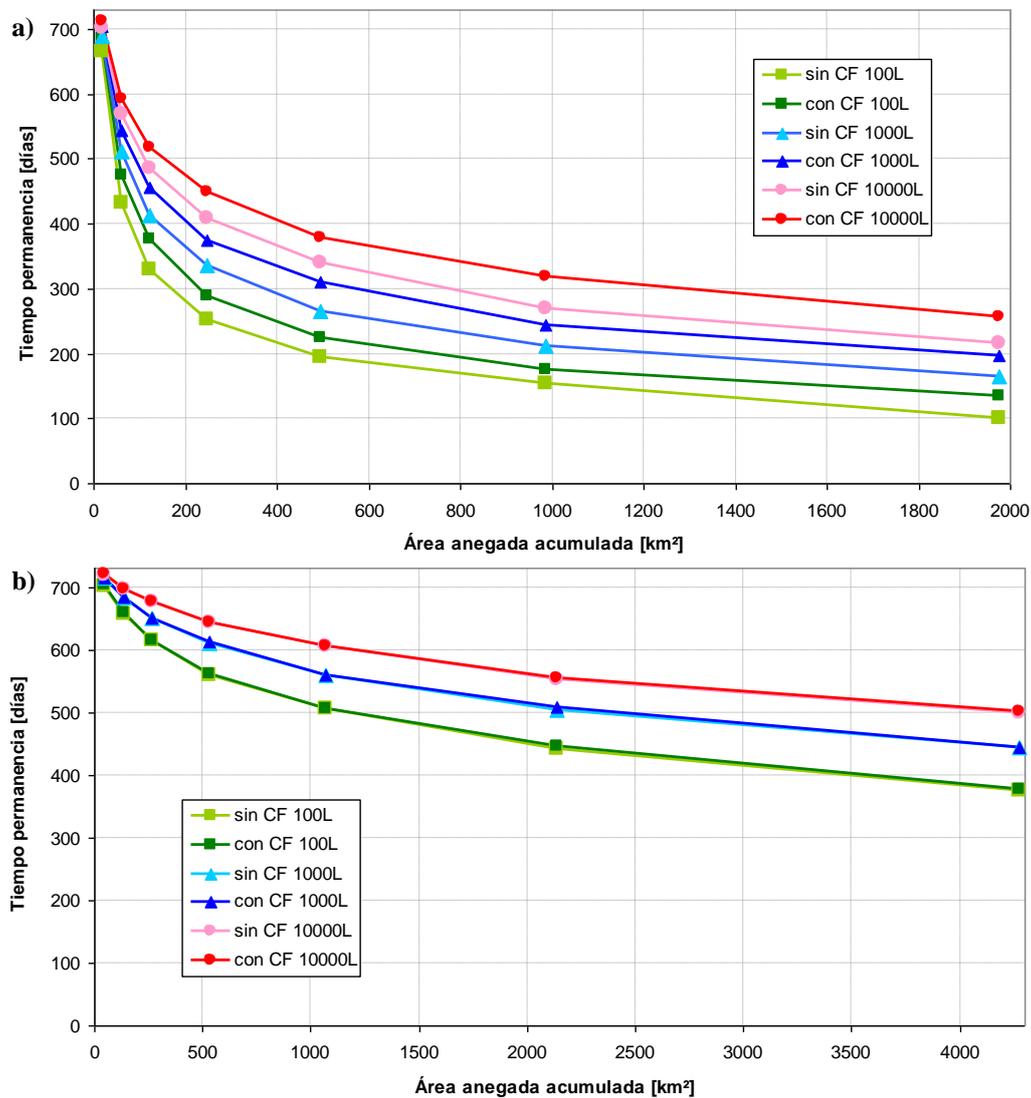


Figura 10.- Curvas Permanencia-Área superficial anegada, crecida tipo L, recurrencias de 100, 1000 y 10000 años, sin y con la CF Rosario-Victoria: a) conjunto de Celdas Aguas Arriba; b) conjunto de Celdas Aguas Abajo

Se han calculado los porcentajes de incremento de la permanencia del agua en el conjunto de celdas, por la incorporación de la CF Rosario-Victoria, para todas las recurrencias y tipos de crecidas (Figura 11). En las gráficas de cada conjunto de celdas, se incorpora una curva de tendencia para cada situación. En el conjunto de celdas aguas arriba el aumento es de hasta un 20% en líneas generales, y llega incluso hasta casi 35%, y en el de las celdas aguas abajo, el aumento es de hasta 1.2% como máximo. Es de notar que no hay una tendencia definida en los porcentajes al comparar distintos tipos de crecidas, ni tampoco con las distintas recurrencias. Aguas arriba del terraplén vial, hay un rápido incremento para las áreas anegadas menores hasta 200 km², y a partir de los 500 km² el incremento varía desde el 10% o 15% hasta un 35% con el aumento de las áreas anegadas.

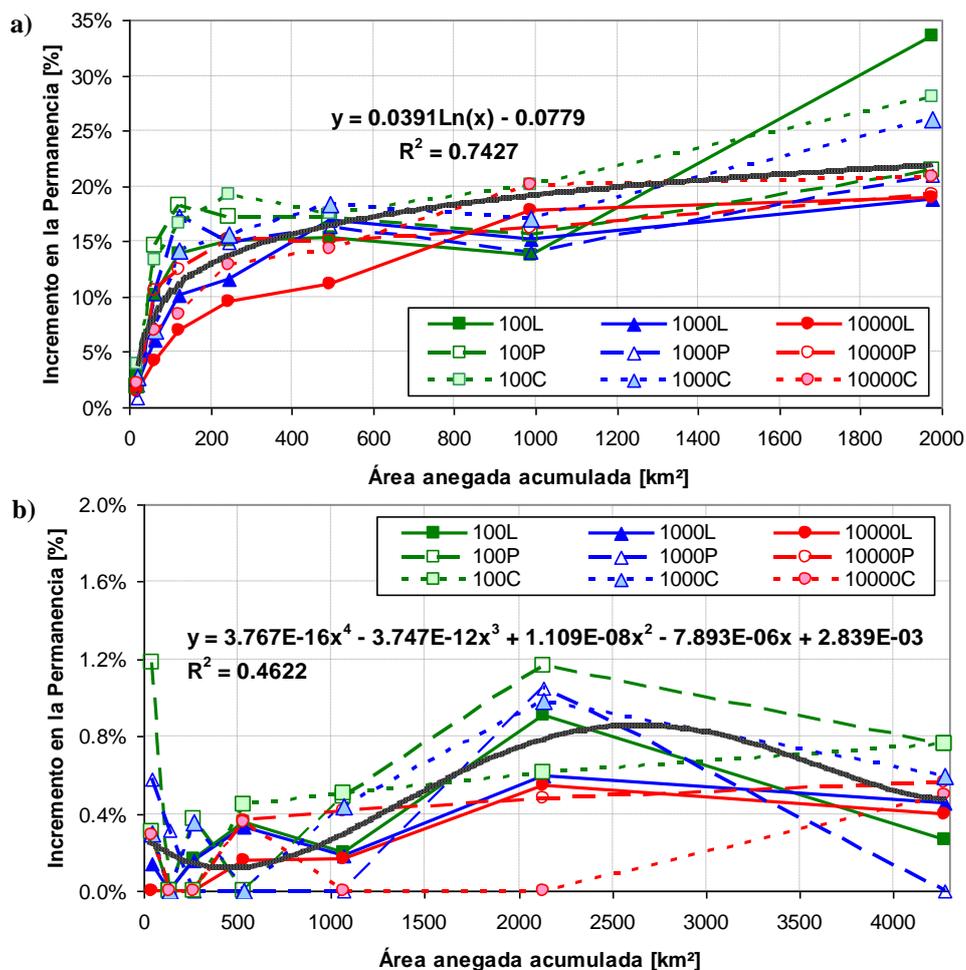


Figura 11.- Porcentajes de incremento en la permanencia del agua por la presencia de la CF Rosario-Victoria, recurrencias 100, 1000 y 10000 años, para todos los tipos de crecidas. a) conjunto de celdas aguas arriba; b) conjunto de celdas aguas abajo

CONCLUSIONES

A partir del modelo matemático constituido sobre un gran tramo del río Paraná (Diamante-Ramallo), de aproximadamente 200 km, que simula adecuadamente los principales procesos hidrodinámicos, se evaluó el comportamiento del sistema cauce-planicie frente a crecidas de orden extraordinaria.

Para estos eventos hipotéticos, se han considerado recurrencias centenaria, milenaria y decamilenaria de los caudales máximos. Asimismo, se adoptaron distintas distribuciones temporales de caudales, quedando constituidos tres clases de hidrogramas: tipo L, de larga permanencia del agua en el valle; tipo P, aumento repentino de caudales; y tipo C, de distribución estándar.

Los resultados de las simulaciones hidrodinámicas evidencian que el cauce principal tiene una capacidad máxima de conducción, de aproximadamente 30000 m³/s, siendo el flujo remanente transportado por la planicie, a través del desborde por sobre los albardones costeros. Los niveles de agua resultantes, para los picos de las crecidas, alcanzan en todas las estaciones los de evacuación, incluso para la crecida centenaria.

Frente a crecidas extraordinarias, cuando se presenta el pico de éstas, el efecto más significativo de la presencia de la CF es la elevación de los tirantes aguas arriba de la misma, que resulta equivalente al aumento en un orden de la recurrencia de los caudales máximos. Esto produce cambios en la permanencia del agua en la planicie, pudiendo aumentar hasta 35% el tiempo de residencia del flujo en estos sectores.

Agradecimiento. Este trabajo fue desarrollado en el marco de una beca doctoral de CONICET y proyectos de investigación PID UNR 19-I161, 19-I269 y 19-I270 de la Universidad Nacional de Rosario, Argentina.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Asselman, N. E. M. y Middlekoop, H. (1995). “Floodplain sedimentation: quantities, patterns and processes”. *Earth Surface Processes and Landforms* 20 (6), pp. 481–499.

Basile, P. A. y Riccardi, G. A. (2002). “Application of a quasi-2D hydro-morphological mathematical model to the Argentinean Paraná River”. *International Journal of Sediment Research*, Vol. 17, N° 1, pp. 20-30.

Bates, P. D. y De Roo, A. P. J. (2000). “A simple raster-based model for flood inundation simulation”. *Journal of Hydrology*, Volume 236, Issues 1–2, pp. 54–77.

Bates, P. D.; Wilson, M. D.; Horritt, M. S.; Mason, D. C.; Holden, N. y Currie, A. (2006). “Reach scale floodplain inundation dynamics observed using airborne synthetic aperture radar imagery: Data analysis and modeling”, *Journal of Hydrology* 328, Issues 1-2, pp. 306-318.

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.*

Garcia, M. L.; Basile, P. A. y Riccardi, G. A. (2012). “Modelación hidrodinámica de sistema cauce-planicie con celdas amorfas, de tramo del río Paraná Inferior”, *I Encuentro de Investigadores en Formación en Recursos Hídricos, IFRH, INA, Ezeiza, Argentina, 15 p.*

Neal, J.; Fewtrell, T. y Mark, T. (2009). “Parallelisation of storage cell flood models using OpenMP”. *Environmental Modelling & Software*, 24 (7), pp. 872-877.

Neiff, J. J. (1999). “El régimen de pulsos en ríos y grandes humedales de Sudamérica”. En: A. I. Malvárez y P. Kandus (Eds.), *Tópicos sobre grandes humedales sudamericanos ORCYT-MAB (UNESCO)*. Montevideo, Uruguay, pp. 1-49.

Riccardi, G. A. (2001). *Un Sistema de Simulación Hidrológica-Hidráulica cuasi-2D multicapa para ambientes rurales y urbanos. Tesis Doctoral, FCFyN, UNC, Córdoba, Argentina.*

Rolim da Paz, A.; Collischonn, W., Tucci, C. E. M. y Padovani, C. R. (2011). “Large-scale modelling of channel flow and floodplain inundation dynamics and its application to the Pantanal, Brazil”. *Hydrological Processes* 25 (9), pp. 1498-1516.

Thoms, M. C.; Heather, M. S. y McGinness, M. (2005). “Floodplain–river ecosystems: Fragmentation and water resources development”, *Geomorphology* 71 (2005), pp. 126–138.

Wilson, M.; Bates, P.; Alsdorf, D.; Forsberg, B.; Horritt, M.; Melack, J.; Frappart, F. y Famiglietti, J. (2007). “Modeling large-scale inundation of Amazonian seasonally flooded wetlands”, *Geophysical Research Letters*, 34(15).