

# AVULSIÓN Y RECTIFICACIÓN DE MEANDROS EN PLANICIES DE BAJO GRADIENTE: CONSIDERACIONES PARA SU PREDICCIÓN

Carlos G. Ramonell y Mario L. Amsler

## Resumen:

Para que una migración por avulsión o rectificación de meandro por desborde ocurra, es necesario que el escurrimiento se canalice por una nueva traza, sea preexistente (captura de un canal ya establecido) o de nueva formación (labrado de un cauce). A pesar de la validez general del enunciado previo, actualmente se carece de herramientas para predecir dónde un cambio de la ubicación de un cauce tendrá lugar en el tiempo, a partir de datos asequibles en estudios aplicados ordinarios. Aquí se presenta un conjunto de casos que cubren diversas situaciones en planicies aluviales de bajo gradiente, donde se identifican geoformas (y asociaciones de geoformas) que crean escenarios adecuados para esos cambios. Una condición común en los casos analizados es que la construcción de tales escenarios es lenta, y las morfologías asociadas pueden reconocerse con suficiente antelación, incluso de decenas de años. Así, los fenómenos de avulsión y rectificación de ondas pueden anticiparse con observaciones simples y de bajo costo en el entorno y el lecho de ríos. Finalmente, se propone un modelo conceptual que identifica las variables que intervienen en este tipo de procesos, junto a sus jerarquías y modos de influencia en planicies de poca pendiente.

**Palabras clave:** avulsión, rectificación de meandros, ríos de bajo gradiente, predicción.

## INTRODUCCIÓN

Los fenómenos de rectificación de meandros (en sus dos variedades: por estrangulamiento o tangencia, y por desborde) constituyen, junto a los de avulsión de tramos de cauce, los tres modos de migración lateral no-continua que pueden experimentar las corrientes aluviales (Schumm, 1977; Reineck & Singh, 1986; figura. 1).

Los procesos y, sobre todo, las morfologías asociadas a sus desarrollos no son ignorados por los ingenieros fluviales, aunque la capacidad de anticiparlos ya en los primeros estadios de su evolución no es sencilla, con un grado de dificultad creciente según el orden en que fueron mencionados.

Lo anterior resulta de diversos factores, y a la complejidad intrínseca que puede presentar un prototipo dado se le suman no menos importantes “lagunas” en el conocimiento básico sobre esos fenómenos, que por lo común procede de síntesis originadas en la literatura de índole geológica, tanto geomorfológica como estratigráfica.

La influencia de esas disciplinas en la percepción de los procesos en cuestión se ve reflejada hasta en la definición más divulgada de uno de ellos, e.g. el de avulsión, referido tradicionalmente como *el abandono súbito de una parte o la totalidad del cauce que se instalará en otro sitio del valle*, y en la que el término en negrita involucra tiempos de varios años a más de un siglo, de acuerdo al reciente compendio de North (2002).

Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas, Universidad Nacional del Litoral (FICH, UNL)  
Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) CC 217 (3000) Santa Fe, Argentina  
E-mail: ramonell@fich1.unl.edu.ar, mamsler@fich1.unl.edu.ar

Artículo recibido el 3 de octubre de 2003, recibido en forma revisada el 26 de noviembre de 2004 y aceptado para su publicación el 14 de diciembre de 2004. Pueden ser remitidas discusiones sobre el artículo hasta seis meses después de la publicación del mismo siguiendo lo indicado en las “Instrucciones para autores”. En el caso de ser aceptadas, éstas serán publicadas conjuntamente con la respuesta de los autores.

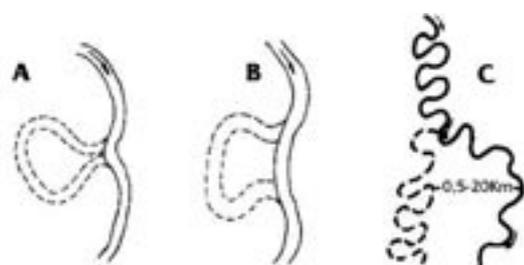


Figura 1. Mecanismos de divagación no-continua de cauces aluviales (basado en Allen, 1965). A: rectificación de meandro por estrangulamiento; B: corte por desborde; C: avulsión (el rango de distancias incluido es de carácter orientativo de las magnitudes de deriva).

En este marco, aquí se expone parte de la experiencia de los autores en la materia, con la presentación de casos que cubren una amplia variedad de situaciones en planicies aluviales de bajo gradiente, y donde el énfasis es puesto en la observación cuidadosa de geformas en el entorno y el lecho de los ríos. Ello se ha efectuado en base a fotografías aéreas e imágenes satelitales, datos de campo disponibles u obtenidos por los propios autores, medidos con técnicas convencionales tanto en el terreno como en gabinete.

Teniendo en cuenta las principales variables que intervienen en los procesos observados, se propone un modelo cualitativo simplificado, que puede guiar al ingeniero a la hora de anticipar la posibilidad de avulsiones o rectificaciones en cauces meandrosos, principalmente.

## ALCANCE DE LOS MODELOS NUMÉRICO-CONCEPTUALES

Si bien el origen y evolución de los ríos meandrosos ha sido motivo de interés de la comunidad científica desde largo tiempo atrás, sólo en las últimas cuatro décadas aumentó notoriamente el nivel de comprensión del fenómeno, debido al esfuerzo conjunto de geomorfólogos e ingenieros hidráulicos (Seminara & Turbino, 1989). El rápido desarrollo de la teoría y de los recursos computacionales favoreció la evolución desde las descripciones empíricas más simples, hasta la construcción de modelos racionales de creciente complejidad basados en el tratamiento numérico de las ecuaciones de continuidad y cantidad de movimiento del fluido y el sedimento.

No se tiene intención aquí de efectuar una exhaustiva revisión de las contribuciones más sobresalientes y de los avances alcanzados durante

el período mencionado, pero basta mencionar que en los últimos 15 años se han logrado modelar elementos tales como la topografía del fondo de ríos meandrosos, con su secuencia de hoyas y rápidas, la aparición y evolución de barras de punta y alternadas y la interacción entre ellas, considerando una distribución no uniforme del sedimento del lecho.

Asimismo se ha tenido éxito en reproducir la migración lateral y longitudinal de un cauce meandroso, y los tipos de rectificación ilustrados en figura 1. La modelación predice, incluso, la selección granulométrica de los depósitos en la planicie aluvial adyacente, y como ello se vincula con los procesos de rectificación. El efecto sobre la distorsión, migración y rectificación de meandros de los depósitos arcillosos resistentes a la erosión (distribuidos de manera aleatoria en una planicie aluvial), también fue considerado en las herramientas de modelación recientes. Son notables, en este sentido, los trabajos de Howard (1992, 1996) y Sun y otros (2001a,b).

Pese a que los resultados de esos modelos reflejan razonablemente bien los procesos que ocurren en ríos naturales, su utilidad práctica es muy limitada. En efecto, por un lado en su construcción, diversos fenómenos, fundamentalmente vinculados a la erosión de márgenes y transporte de sedimentos, se han representado mediante funciones empíricas involucrando una simplificación de la realidad (efectos 3D tratados como 2D, etc.).

Por otro lado, y tal vez su debilidad más importante, la verificación de los modelos es escasa o muy rudimentaria, limitándose a comparar sus predicciones con observaciones en curvas individuales o tramos cortos de cursos naturales (Howard, 1996) o, a lo sumo, experimentos de laboratorio. En algunos casos (Sun y otros, 2001b), carecen de una validación concreta y ofrecen sólo resultados de experimentos numéricos representando, si bien correctamente, una realidad hipotética.

Se necesita aún de la adquisición de nuevas series de datos de campo, o de estudios experimentales, que cubran rangos espaciales y temporales extensos sobre rectificaciones y avulsiones, en conjunto con la topografía de la planicie aluvial y la geometría del cauce, a fin de comparar las predicciones numéricas. Pero como bien señala Howard (1996), esta adquisición de datos relevantes no es una tarea sencilla y de bajo costo, por lo

que al acceso por parte del ingeniero fluvial a una herramienta de gran riqueza conceptual como la mencionada que brinde resultados confiables, no parece todavía cercano.

Se desprende de lo anterior que en gran medida, no es posible en el actual estado del conocimiento predecir *dónde* y *cuándo* tendrá lugar un cambio “brusco” de la ubicación de un cauce, a partir de datos asequibles en estudios aplicados ordinarios.

## PRESENTACIÓN DE CASOS

En figura 2 se da la ubicación de los cauces estudiados, que pertenecen a los sistemas fluviales del río Salado (del Norte) y del Paraná. De éste fueron considerados su cauce principal, un brazo secundario (río Colastiné) y una corriente marginal (río San Javier), cuya situación hidrológica y geomorfológica en el contexto del sistema aparece sintetizada en Ramonell y otros (2000: 194-199).

### Río Salado

El río Salado posee un cauce meandriforme irregular, de ondas generalmente tortuosas y asimétricas. Su estabilidad en planta fue evaluada por los autores en FICH-INA (1998), en el marco de los estudios para la ubicación de una conexión vial a través del valle en un sector próximo a su desembocadura, aguas abajo de la autopista Santa Fe - Rosario (km 11 del cauce).

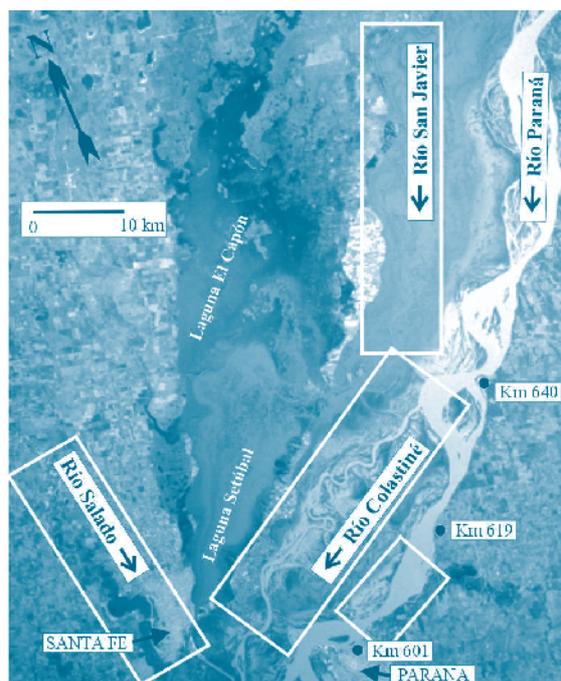


Figura 2. Ubicación de los tramos de cauce analizados.

Algunas propiedades específicas de esos cauces en las zonas de interés se agrupan en Tabla 1.

Allí se estableció que la deriva del río por expansión y traslación de meandros era pequeña, con una tasa media de 0,7 m/año. Sin embargo, la identificación de meandros abandonados en diferentes estadios de colmatación aguas arriba del km 11 influyó para ampliar el análisis hasta el km 50, e incorporar un mapa de elementos y procesos geomorfológicos que aquí se reproduce como figura 3.

Tabla 1. Características básicas de los tramos de cauce analizados.

	Río Salado	Río Paraná	Río Colastiné	Río San Javier
<b>Patrón de cauce</b>	<b>meandriforme irregular</b>	<b>entrelazado de thalweg sinuoso</b>	<b>meandriforme</b>	<b>anastomosado <sup>(4)</sup></b>
$B_c$ (m)	95	1760	440	130
$B_v$ (m)	1200	15000 <sup>(3)</sup>	---	---
h (m)	4	8	6,5	8,5
$Q_{méd}$ (m <sup>3</sup> /s) <sup>(1)</sup>	146	14100	1686	616
$Q_{máx}$ (m <sup>3</sup> /s) <sup>(1)</sup>	2672	39150	6846	6407
$Q_{máx} / Q_{mín}$ <sup>(1)</sup>	141	9	12	148
$Q_{cr}$ (m <sup>3</sup> /s) <sup>(2)</sup>	200	17000	2000	700
$I_c$ (cm/km)	8	2 - 5	2 - 4,5	1 - 3,5
$I_v$ (cm/km)	18	9,4 - 5,6	11	7,1 - 5
Sedimento del lecho	arena fina - muy fina	arena media	arena media	arena media - cohesivo
Sedimento de margen	cohesivo	cohesivo - granular	granular	cohesivo

<sup>(1)</sup> Fuente: SRH (2000; la serie hidrológica del río Salado comprende el período 1953-2000, mientras que las de los ríos Paraná y Colastiné, el de 1904-2000; para el río San Javier se adoptó la serie 1913-2000 de la localidad de Helvecia, al norte del sector examinado).

<sup>(2)</sup> Valores aproximados (estimados desde aforos, curvas de descarga e imágenes aéreas obtenidas en diferentes situaciones hidrométricas). Para el río San Javier, la cifra corresponde a la sección de Helvecia.

<sup>(3)</sup> Comprende el ancho de la planicie influenciada por desbordes directos del cauce principal, más los producidos desde los ríos Colastiné y San Javier, v. figura 2.

<sup>(4)</sup> Los canales individuales del sistema son meandriformes.

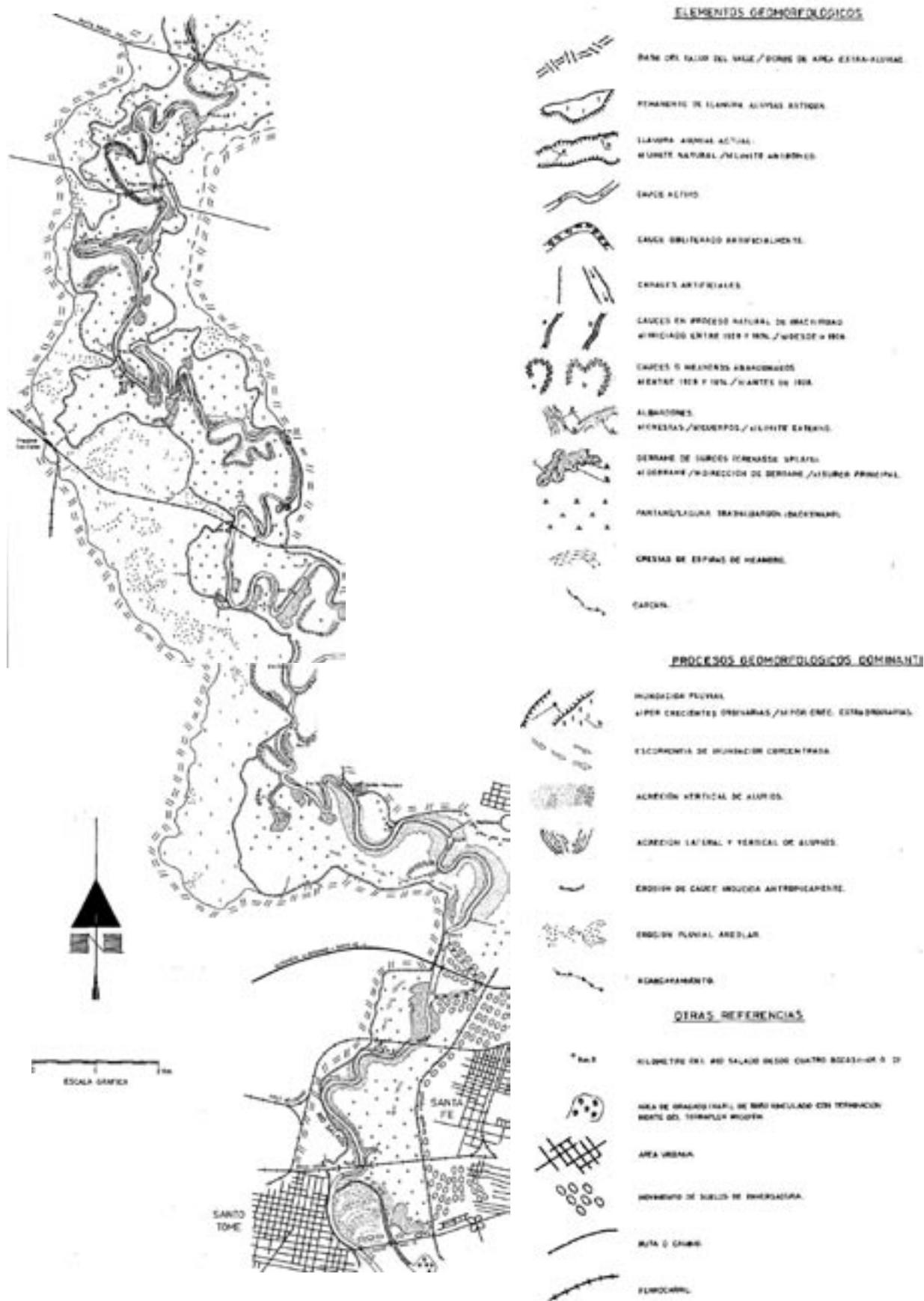


Figura 3. Mapa de elementos y procesos geomorfológicos del río Salado entre rutas Provincial 70 y Nacional 11, Parte Norte (reproducido de FICH-INA, 1998). La base cartográfica del mapa fueron fotos aéreas escala 1:20.000 de octubre de 1974 - enero de 1975 ( $Q_{RP70}$ : 134 m<sup>3</sup>/s y 101 m<sup>3</sup>/s, respectivamente).

El mapa de figura 3 fue elaborado en base a la interpretación de fotos aéreas escala 1:20.000 obtenidas en octubre de 1974, fundamentalmente, con el río Salado en situación de aguas medias, encauzado. Estas imágenes eran los únicos registros disponibles cubriendo el área en su totalidad, además de un plano batimétrico del cauce relevado en 1928.

La fuente de figura 3 permitió dilucidar que cuatro de siete tramos del río fueron abandonados mediante avulsiones y rectificaciones por desborde (una de ellas ocurrida entre los años '20 y '70, a la altura del km 21, y las otras con anterioridad), siendo los demás casos de meandros estrangulados, antiguos (ca. km 40, 20 y 14). Al conjunto se le agregaba un sector de cauce en vías de abandono hacia 1974, aguas abajo de la Ruta Prov. 70 (km 45).

El mapa puso en relieve, además, que el cauce del Salado está flanqueado por albardones en toda su longitud, los que alcanzan desniveles de hasta 2,5 m respecto de la planicie afectada por las crecientes ordinarias del río (figura 4), determinando la existencia de pantanos tras-albardón que ocupan un 70 % de su superficie.

Los albardones del Salado se hallan interrumpidos localmente por depósitos de derrame y surcos de desborde, estando los últimos mejor desarrollados en los sitios donde el cauce se aproxima a los bordes de la planicie de inundación ordinaria (figura 3).

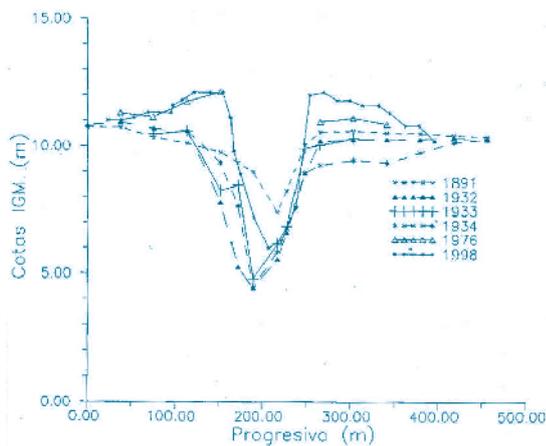


Figura 4. Evolución de la sección transversal del río Salado coincidente con la traza del FCC Mitre (km 6 del cauce, figura 3), en la que destacan los albardones construidos por el río luego de la década del '30, con una tasa de acreción vertical máxima media de 5 mm/año. (Fuente: FICH-INA, 1998).

La lectura del mapa bajo el principio de sustitución tiempo-espacio sirvió para sugerir un esquema de evolución para las avulsiones del río, en la forma que se comenta en la leyenda de figura 5.

Así, de los quince aspectos individualizados en las "Conclusiones" del estudio de estabilidad morfológica, el primero de ellos enfatizó sobre la importancia de las inundaciones en los cambios en planta del cauce, indicando que el potencial de rectificaciones dependía del desarrollo hidrológico futuro, ya que las rutas de avulsión estaban, en diferente grado, establecidas. En igual sentido, el ítem incluyó una recomendación de evitar acciones antrópicas en las zonas de pantanos tras-albardón, tales como dragados y movimientos de suelos en general, que condujeran a una concentración localizada de la escorrentía de inundación, como la presentada en figura 6.

Con relación a los anegamientos del valle, en Tabla 2 se ofrece una versión actualizada del análisis realizado en el trabajo original (en el que se asumió para el cauce una capacidad de conducción "constante" de 300 m<sup>3</sup>/s), donde se insinúa, hacia la última década del siglo XX, el aumento en la frecuencia de desbordes vinculados a crecidas geomorfológicamente efectivas para el proceso que se trata (lamentablemente, existe un hiato de información para el lapso 1988-1992 y, así, la gran creciente de 1992 no fue medida).

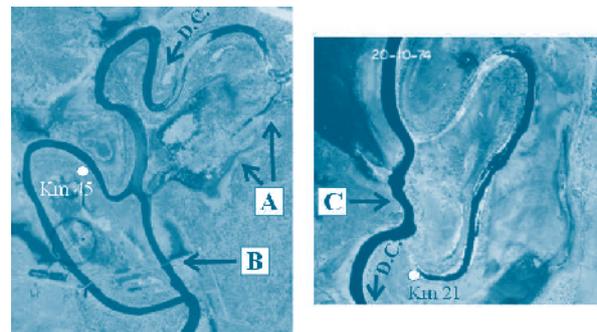


Figura 5. Modelo conceptual propuesto en FICH-INA (1998) para la rectificación de trenes de meandro (avulsiones) del Salado (base: fotos aéreas de octubre de 1974;  $Q_{RP70}$ : 134 m<sup>3</sup>/s). A, Fase Inicial: aparición de surcos de desborde con sentidos de flujo contrario en los límites de aguas arriba y abajo de un pantano tras-albardón, donde el cauce alcanza (sucesivamente) el borde de la planicie de inundación ordinaria. B, Fase Intermedia: jerarquización y vinculación morfológica de los surcos de desborde durante las crecidas, que los transforman en un nuevo tramo de cauce en el sitio, de mayor pendiente. C, Fase Final: obliteración por sedimentación de la traza de cauce original, consumación de la avulsión.

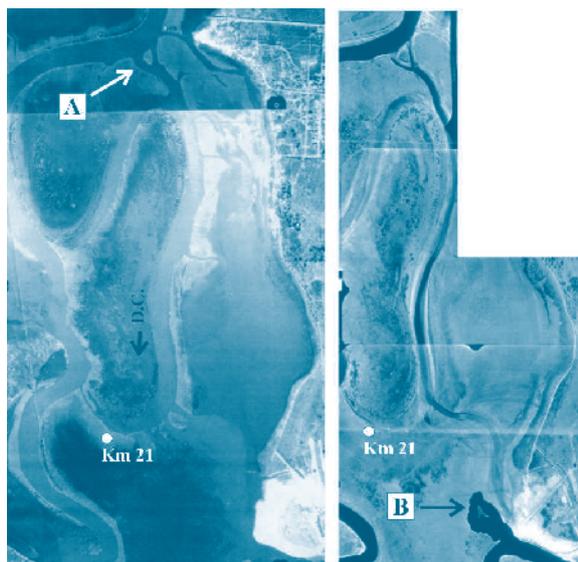


Figura 6. Izquierda, A: aparición de surcos de desborde que conducen el flujo de inundación a través del tramo de cauce abandonado del km 21 (base: fotos aéreas de abril de 1995,  $Q_{RP70}$ : 138 m<sup>3</sup>/s). Derecha, B: dragado del pantano tras-albardón del área, y construcción de “llamada” para el escurrimiento de desborde (base: fotos aéreas de julio de 1996,  $Q_{RP70}$ : 32 m<sup>3</sup>/s; no disponibles en el estudio de FICH-INA).

Tabla 2. Evolución de tiempos de funcionamiento de la planicie de inundación ordinaria del río Salado.

Período	Meses de valle anegado (y % del período)	Meses con $Q_{medio} > 500 \text{ m}^3/\text{s}$	Meses con $Q_{medio} > 1000 \text{ m}^3/\text{s}$
1953-70	7 – (3,2)	0	0
1971-80	16 – (13,3)	4	3
1981-87	22 – (26,2)	2	0
1993-99	15 – (17,9)	7	2

Vinculado a lo anterior, la imagen aérea de figura 7 muestra el despliegue de avulsiones hacia el año 2000, donde cinco de los seis nuevos canales se ubican, total (4 casos) o parcialmente (1), en los bordes de la planicie de inundación ordinaria. (La figura 8, por su parte, facilita la comparación con la situación del cauce registrada para 1974).

Para finalizar la presentación del caso, es apropiado enfatizar acerca del tiempo incluido en el proceso completo de avulsión, desde la aparición y jerarquización de surcos de desborde, hasta el reemplazo (y obliteración) de la traza previa del cauce. Aquél sería del orden de los 40-50 años, de acuerdo al evento registrado en la zona del km 21 (figura 3).

Una imagen en el mismo sentido surge de comparar el tramo “A” de figura 5 con su situación en el año 2000 (Figs. 7, 8), en la cual no se alcanzaron, aún, anchos de boca similares al tramo que suplantaría. El mayor progreso del fenómeno en la zona del km 30 no se contrapone a la sugerencia de que las avulsiones del Salado involucrarían períodos de más de una década para su culminación geomorfológica, aunque sus efectos nocivos con relación a eventuales obras de ingeniería estarían, naturalmente, anticipados.

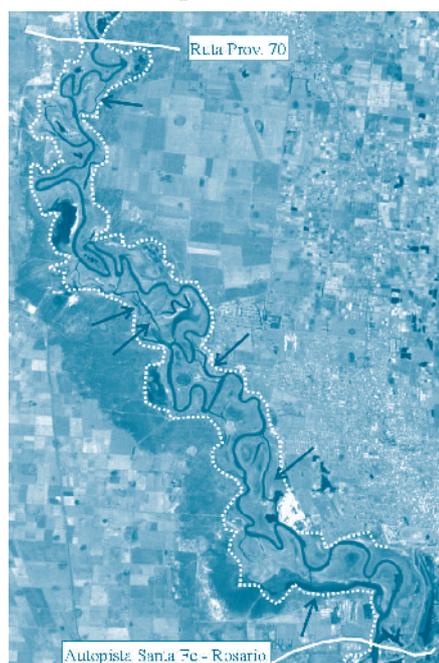


Figura 7. Progreso de los fenómenos de avulsión del río Salado hacia el año 2000; las líneas de puntos blancos marcan los bordes de la planicie anegada por las crecidas ordinarias del río, y las flechas indican la ubicación de los nuevos canales fluviales (adviértase, además, el cegamiento de la embocadura del tramo de cauce del km 45, anticipada en el mapa de figura 3). (Base: imagen Landsat 7, banda 8, de diciembre de 2000;  $Q_{RP70}$ : 94 m<sup>3</sup>/s).

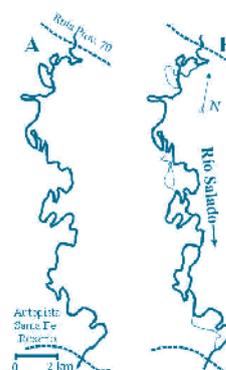


Figura 8. Trazas del río Salado en 1974 (A) y 2000 (B). El grosor del trazo indica la importancia de los cauces en cada año.

## Río Paraná (cauce principal)

Este cauce es entrelazado de thalweg sinuoso, propenso a la formación de bancos y, a la vez, a la meandrificación del thalweg, con corrimientos de margen evaluados en el orden de la decena a la centena de metros/año (Ramonell y otros, 2000; 2002).

En los trabajos de referencia se brinda una descripción detallada acerca de las divagaciones no-continuas de las ondas del thalweg, mediante rectificaciones que los autores clasificaron en dos categorías: cortes por desborde subaéreos (convencionales, i.e., tipo B de figura 1), y rectificaciones subacuáticas, que ocurren al nivel del lecho fluvial, y cuyas manifestaciones morfológicas en superficie (p.e., identificables desde imágenes aéreas) pueden tardar varios años en aparecer.

En Figs. 9 y 10 se dan ejemplos de los dos tipos de deriva en tramos sucesivos del río, mientras que en figura 11 ambos sectores se visualizan a la vez, ilustrando sobre la importancia de las rectificaciones del thalweg en, p.e., el acortamiento de la longitud de la ruta de navegación fluvial.

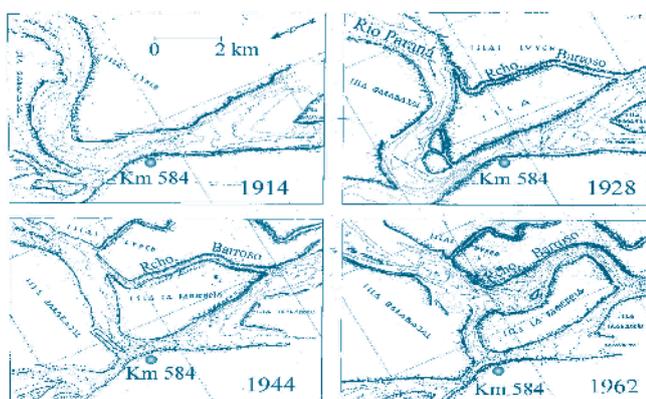


Figura 9. Rectificaciones por desborde sucesivas de una onda simple del thalweg en la zona de islas Lynch – Paciencia. El flujo es de izquierda a derecha; la equidistancia entre isobatas es de 5 m. El primer corte subaéreo del área ocurrió en el km 584, entre 1928 y 1944 (más precisamente, entre 1928 y 1932, v. figura 11). El segundo corte se completó hacia 1962 (Rcho. Barroso), a pesar que el canal de desborde existía desde los años '20. (Reproducida de Ramonell y otros, 2000).

Uno de los estudios aplicados que se realizaron en este cauce fue en la zona de emplazamiento del Túnel Subfluvial “Hernandarias” (km 603 de la ruta de navegación;

FICH, 1997), en cuyo análisis de estabilidad morfológica se emplearon, entre otras, batimetrías de detalle (1:5.000) relevadas en ocho años del lapso 1905-1996, en el tramo entre km 616 y 602.

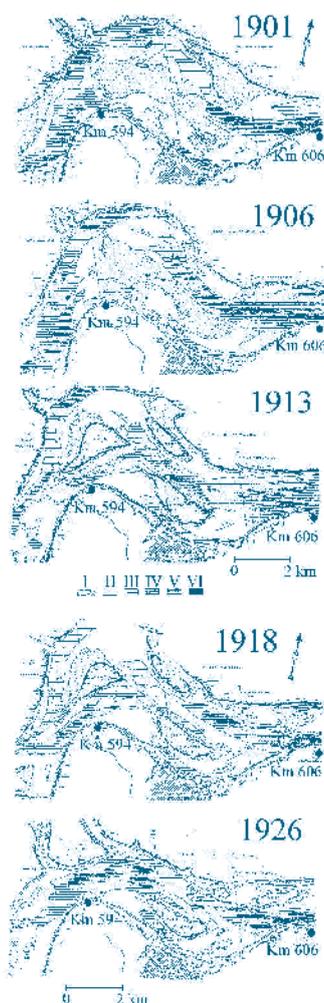


Figura 10. Rectificación subacuática de la onda del thalweg frente a la ciudad de Paraná (desarrollada entre 1906 y 1913), y obliteración, por sedimentación, de la traza preexistente (1926 vs. 1918). I: bancos de arena (áreas del cauce por encima del 0 m de la escala hidrométrica local); II – VI: profundidades crecientes desde el 0 m del hidrómetro, cada 5 m (i.e., VI: profundidades mayores a 20 m por debajo del 0 m de la escala). (Reproducida de Prestien, 1971).

En el marco de tal análisis, se constató una deriva sostenida del thalweg hacia margen derecha aguas arriba del estrechamiento que precede al Túnel, con tasas medias de 63 m/año, iniciada entre 1960 y 1972 de acuerdo a la cartografía tratada. En ese registro, y en un sitio ocupado por un banco lateral hacia 1960, se advirtió la aparición de una

depresión lineal en el lecho conectada al thalweg en el estrechamiento de aguas abajo, y extendida próxima a la margen izquierda hasta ca. del km 613, donde finalizaba con un talud “de cabecera” de 1:20 promedio.

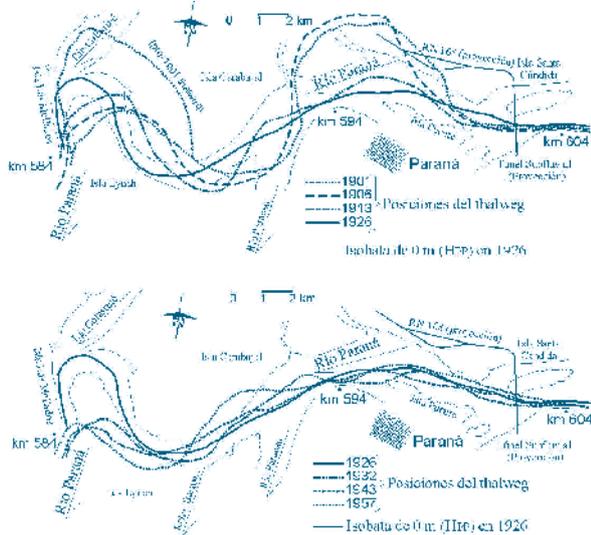


Figura 11. Derivas del thalweg del Paraná entre los km 604 – 584 de la ruta de navegación fluvial, en el período 1901-1957. La longitud de la línea de navegación en el tramo disminuyó un 25 % entre 1901 y 1932, como consecuencia de las rectificaciones subaéreas y subacuáticas del thalweg. (Reproducida de Ramonell y otros, 2000).



Figura 12. Comparativo de batimetrías del cauce principal del Paraná aguas arriba del km 606, para los años 1988 y 1996 (el mapa se extiende entre los km 613 –derecha– y km 609 –izquierda–). El área del recuadro muestra el desarrollo del surco de erosión subacuático entre esos años. (Reproducida de Ramonell y otros, 2002).

La evolución de este surco de erosión subacuático, de profundidades superiores a la del thalweg en idénticas secciones, se midió en los registros posteriores, notándose un agrandamiento “hacia atrás” en 1996, año en el que las velocidades locales del flujo

igualaban a las medidas en el thalweg. En figura 12 se ilustra sobre lo anterior, mientras que en Tabla 3 se reproducen valores de las transformaciones del surco en el lapso 1972-1996.

Como producto de esas observaciones, en el informe final del estudio se recomendó el monitoreo sistemático del área, ante la eventualidad de un cambio “súbito” de la ubicación del thalweg, lo que ocurrió al término de la crecida extraordinaria de 1998 (figura 13).

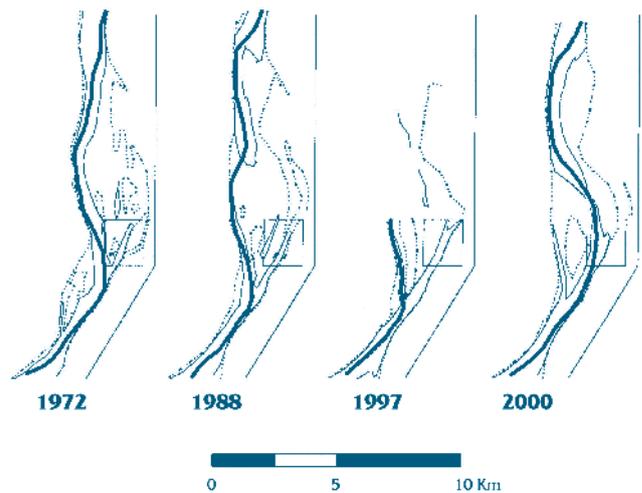


Figura 13. Comparativo del cauce principal del Paraná entre sus km 619 y 604, en el que se delinearon la traza del thalweg (línea gruesa continua), la isobata de 6 m (líneas finas) y la isobata de 0 m (líneas de puntos; equivalentes a profundidades de ca. 3 m en situación de aguas medias). El rectángulo encierra el surco de erosión subacuático considerado, que devino en thalweg del Paraná luego de la crecida de 1998.

Luego de la experiencia comentada, y a partir de nuevas observaciones sobre batimetrías ejecutadas en el siglo XX, los autores han identificado surcos como el descrito en distintos tramos del Paraná Medio, donde ocurrieron desplazamientos (no-continuos) del thalweg hacia sus trazas. En ocasiones pudo determinarse que el proceso fue abortado mediante el cegamiento de la depresión, de acuerdo a la evolución particular de la hidrología en el sistema (en una vía similar a la reducción de longitudes que se expone en Tabla 3 para 1988, asociada a la bajante extraordinaria de ese año).

Parody y Strucco (1975) describieron mecanismos similares a los de la rectificación subacuática en el Paraná Inferior, sugiriendo que los mismos eran una consecuencia directa de la reducción de la pendiente del cauce vinculada con

Tabla 3. Evolución del surco de erosión subacuático mostrado en figura 12, período 1960-1996. (Modificado de FICH, 1997).

Año	Ancho del surco definido por la isobata de -5 m (m)	Ancho del surco definido por la isobata de -10 m (m)	Longitud del surco definido por la isobata de -5 m (m)	Longitud del surco definido por la isobata de -10 m (m)	Profundidad máxima del surco (m)
1960 <sup>(2)</sup>	no existe	no existe	no existe	no existe	no existe
1972	175	100	≈ 1500	≈ 1600	10 a 16
1988	175	100	950	575	10 a 15
1996	300	575	más de 2000	715	15 a 20

<sup>(1)</sup> Aguas arriba de la Sección XII en la figura 12.

<sup>(2)</sup> En 1960 la zona estaba ocupada por un banco de arena lateral.

el progresivo incremento en la amplitud de una onda del thalweg. Sin embargo, una singularidad del caso expuesto es que el cambio de posición no provocó un acortamiento local de la longitud del thalweg en el área, sino que su recorrido se incrementó en ca. 500 m, i.e., un 6 % más que el largo de la traza previa.

### Río Colastiné

Este cauce secundario del Paraná es uno de los más móviles del tramo Medio, en el que se han registrado tasas de corrimiento lateral de hasta 25 m/año, a la par de un complejo historial de avulsiones y rectificaciones en los últimos 65 años (Figs. 14 y 15). Sus características de movilidad y transporte sedimentario le han permitido edificar una planicie fluvial “rugosa”, en la que cauces abandonados y espiras de meandro se reconocen por doquier en una faja que alcanza los 10 km de anchura.

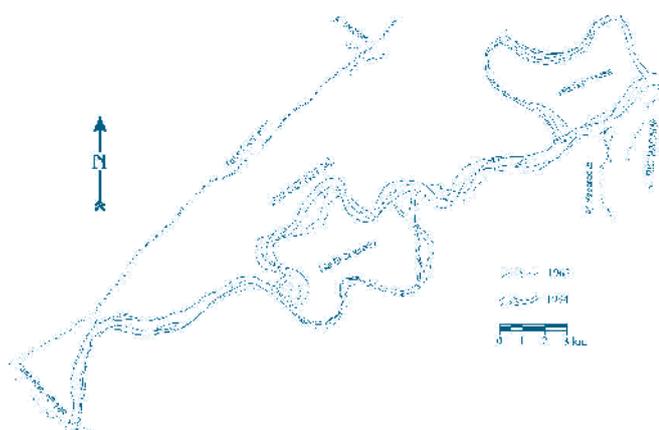


Figura 14. Comparativo de posiciones del río Colastiné, en 1963 y 1994. Los cambios de ubicación del cauce por procesos de corte de meandro y avulsión se han concentrado en el entorno de las islas Garcerosa y El Colorado, mientras que en los tramos restantes la deriva lateral ha sido continua. (Reproducida de Ramonell y otros, 2000).

Dos de los cinco cambios del río mostrados en figura 15 se examinaron en detalle en FICH (1998, 2003), con el auxilio de una amplia serie temporal de fotos aéreas, y batimetrías del cauce. Las derivas restantes fueron consideradas en trabajos prácticos de la asignatura ‘Hidráulica Fluvial’ de FICH, correspondiente a la carrera de Ingeniería en Recursos Hídricos. Si bien el conocimiento adquirido fue dispar según los casos, la información reunida indica que una condición necesaria para el progreso de esos cambios en el Colastiné es la existencia de rutas de desborde pre-establecidas en la planicie, como canales menores o bajíos entre espiras.

Ambos requisitos se han ilustrado mediante imágenes aéreas secuenciales en figura 16. Allí, lo que aparece como un incipiente corte por desborde indicado por la flecha en la foto de 1974 se corresponde, en realidad, con una derivación de caudales a través del canal identificado con igual objeto en la imagen de 1954. Este bajío capturó parte del flujo del Colastiné al ser alcanzado por el crecimiento (en amplitud) del meandro adyacente del río, de lo que dan cuenta los círculos llenos en ambas tomas. De acuerdo a los antecedentes disponibles, el thalweg se instaló siguiendo esa traza hacia 1984, probablemente durante la crecida extraordinaria de 1982/83.

Por su parte, la flecha en la imagen de 1989 marca una vía de rectificación ya presente en la foto de 1974, labrada por desbordes canalizados por un bajío entre espiras de meandro. La inundación de 1982/83 profundizó dos cortes en esa onda siguiendo tal tipo de depresiones (el segundo señalado con un círculo), del que prosperó el apuntado en primer término, ampliado durante las grandes crecientes de 1992 y 1998. En la última ocurrió el desplazamiento del thalweg a la posición que se advierte en el registro del año 2000, luego de más de 20 años de haberse iniciado la apertura de esa ruta.

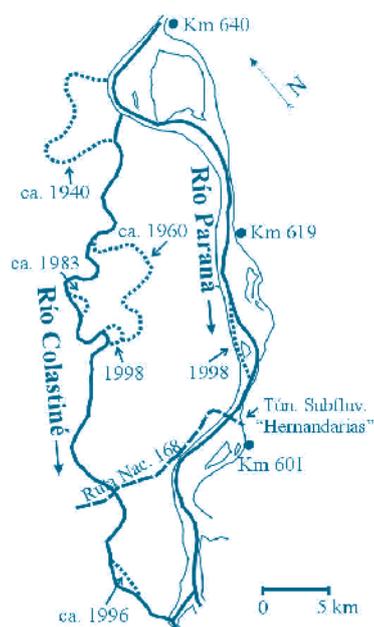


Figura 15. Traza actual del thalweg del río Colastiné (línea gruesa; con idéntico trazo se representa también el thalweg del cauce principal del Paraná y, con líneas finas, las márgenes del río). Los trazos discontinuos representan trayectos abandonados por el thalweg, indicándose los años en que se completó la mudanza.

Con relación al tren de meandros desactivado de isla Garcerosa (figura 14), su evolución fue regida principalmente por cambios en el cauce principal del Paraná, tal como se refiere en la leyenda de figura 17. Tales modificaciones en figura 17A fueron, a su vez, una consecuencia de las variaciones del caudal formativo del río en el siglo XX (Amsler & Ramonell, 2002; Amsler y otros, 2005).

De acuerdo a la cartografía previa disponible para ese área, el 'riacho Colorado' se insinúa por primera vez en 1936, tal como se lo presentó en figura 17B. Entre comienzos de los '30 y hasta principios de los '40 ocurrieron 8 eventos de crecida en el sistema (470 días en situación de desborde), parte de los cuales fueron modelando y ampliando el riacho hasta la jerarquía con que aparece varios años después en 1943.

El último suceso que interesa comentar sobre los cambios de posición del Colastiné, se refiere al abandono del tramo que limita por el este a la isla El Colorado (figura 14). Lamentablemente no existe información suficiente como para hacer precisiones del caso, aunque sí se conoce que esa traza concentró casi el total del caudal del río hasta 1943, al menos.

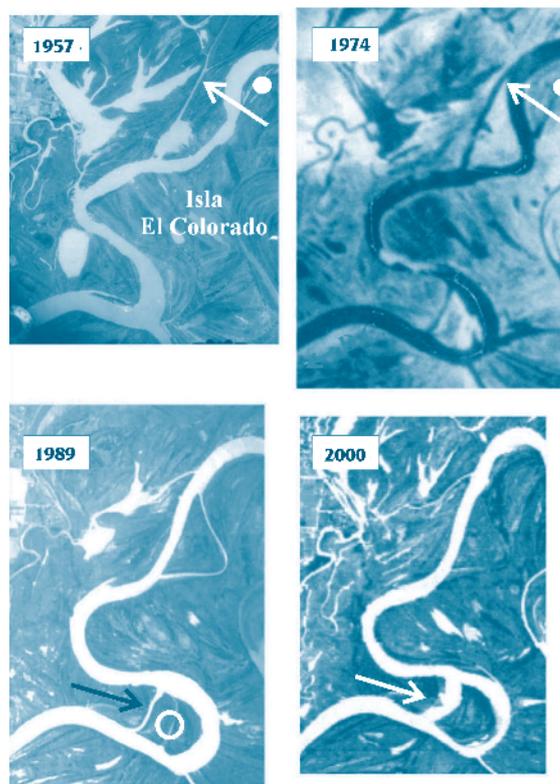


Figura 16. Rectificaciones del río Colastiné en el borde oeste de isla El Colorado (explicaciones en el texto). Las imágenes aéreas muestran al cauce en situaciones hidrométricas similares (aguas medias-bajas en los registros de 1954 y 1989, y aguas bajas en los de 1974 y 2000), con diferencias máximas de niveles de 1 m.

Hasta aquél año, una fracción de la escorrentía se derivaba por un canal emisario menor (activo desde principios del siglo pasado), que se fue transformando en cauce principal del Colastiné antes de finalizar los '60. Entre ésta década y mediados de la anterior coexistieron los dos brazos en torno a la isla El Colorado, con anchos de boca similares y sinuosidad mayor en el brazo este. Una explicación plausible para la adopción de la nueva ruta, es la del reajuste que habría experimentado el río entero ante los procesos de cegamiento y reactivación de su embocadura, expuestos en relación a figura 17.

Como se sugirió al empezar el tratamiento del río Colastiné, un común denominador de sus rectificaciones y avulsiones es la presencia de vías de escurrimiento ya formadas en la planicie, identificadas en tres de las cuatro mudanzas de cauce explicadas (sin dejar de observar que la traza del 'riacho Colorado' bien pudo ser ignorada en parte de los levantamientos del primer tercio del siglo XX).

Así, la evaluación sistemática de esas geoformas desde imágenes aéreas actualizadas posibilitaría aislar tramos con diferente grado de susceptibilidad a la avulsión o a la rectificación por desborde, en la manera que se presenta en figura 18.

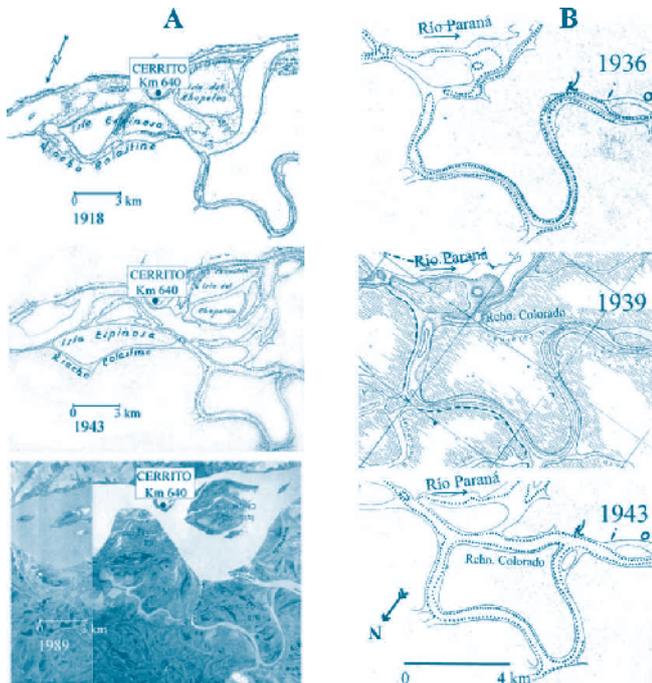


Figura 17. Avulsión del río Colastiné en su tramo superior (la nueva traza se identifica como 'Rcho. Colorado' en los mapas de la derecha). A: situación general del área, en la que se visualizan las modificaciones en amplitud de la onda descrita por el cauce principal del Paraná aguas abajo del km 640, con sedimentación generalizada en la zona del ápice (coincidente con la embocadura del Colastiné) en el año 1943. B: detalles de la depositación en la embocadura del Colastiné, reactivado por flujos de desborde a través del 'riacho Colorado'.

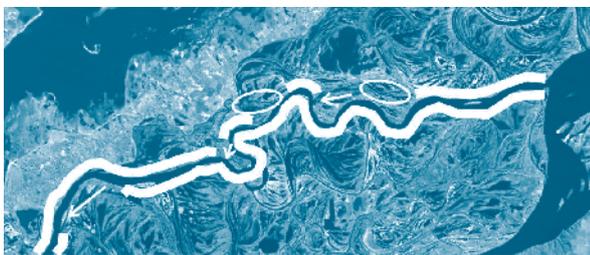


Figura 18. Zonificación de susceptibilidades a la avulsión/rectificación por desborde del río Colastiné. Las flechas se disponen siguiendo las trazas de mayor susceptibilidad a tales fenómenos (i.e., zonas que deberían ser monitoreadas en adelante), mientras que los óvalos encierran áreas de riesgo potencial menor; los tramos de río delimitados por fajas anchas corresponden a zonas libres de riesgo. Para la clasificación se tuvieron en cuenta: a) las rutas de

desborde conformadas en la planicie (como canales menores o bajíos entre espiras -en este caso, con una orientación respecto de la del cauce que no obstacule el flujo de inundación-); b) la conexión de tales vías con el cauce, incluyendo su proximidad con relación a tasas de migración conocidas del río; c) un estudio de dinámica hídrica antecedente de parte del área (figura 19). De acuerdo a las propiedades conocidas del río, la zonificación debería actualizarse al cabo de ca. 10 años, de no ocurrir eventos del tipo considerado.

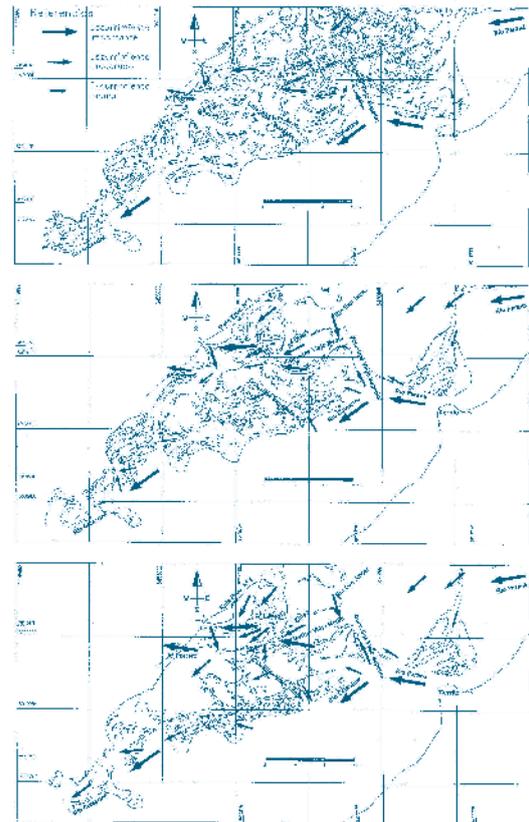


Figura 19. Análisis de dinámica hídrica del área oeste evaluada en figura 18 (i.e., margen y planicie aluvial derecha del río Colastiné). Bases empleadas: imágenes Landsat 5 obtenidas en mayo de 1997 (situación de aguas bajas), diciembre de 1997 (situación de aguas altas), y mayo de 1998 (inundación generalizada del sistema próxima al pico de la crecida extraordinaria). (Reproducción parcial de FICH, 2003).

**Río San Javier**

Este curso ocupa una posición marginal en el valle del Paraná al norte del Colastiné, y su patrón varía entre anastomosado y meandriforme en tramos relativamente cortos, con primacía del primero. De acuerdo a la tipificación de Brice (1984), el grado de anastomosamiento varía entre 5 % y ca. 50 %, predominando los canales laterales sinuosos.

El sistema de cauces se presenta flanqueado por albardones como en el río Salado, y los surcos de desborde son rasgos frecuentes sobre todo en los sectores de canal único o de bajo grado de anastomosamiento.

El estudio del San Javier se inició recientemente, aparentando ser un caso en el que las posibilidades de pronosticar sitios de rectificación o avulsión son mínimas. El caso se ha incluido en esta contribución dada una particularidad del sistema, que es la gran lentitud en la que progresan tales fenómenos, con cortes de meandro y canales laterales que han quedado “congelados”, sin cambios en los últimos cien años (Figs. 20 y 21).

De acuerdo al análisis de datos de geotecnia de varios sondeos realizados en el sector de figura 20, y a muestreos del material del lecho en el canal principal, la estabilidad de los cauces en el área se explicaría por la presencia de sedimentos cohesivos en sus perímetros (FICH, 2003). La misma situación se mantiene hacia el norte (zona de figura 21), aunque los canales principales tienen fondos arenosos.

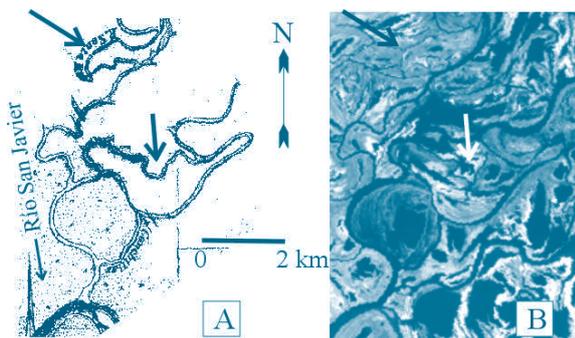


Figura 20. Tramo del río San Javier ubicado en el extremo inferior del recuadro de figura 2. A: Parte del “Plano de navegación del río Paraná entre Esquina y la Desembocadura - 1913” del Ministerio de Obras Públicas; B: imagen Landsat 5, de enero de 2003 (situación de aguas medias-altas). Las flechas en ambos registros señalan los únicos cambios advertidos en el área al cabo de 90 años (dos canales que aparecen disminuidos en la actualidad).

## DISCUSIÓN

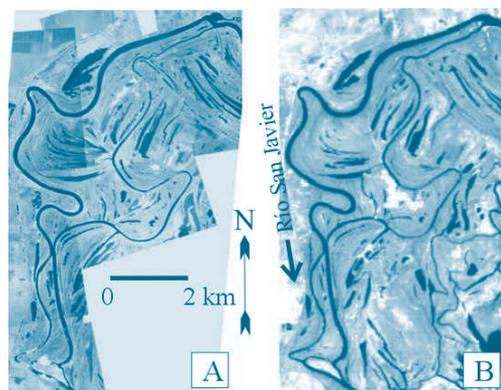
Los resultados presentados en cuanto a las condiciones para que se generen las rectificaciones y avulsiones descriptas en cada uno de los casos estudiados, pueden generalizarse a otras situaciones en tanto y en cuanto aquellas se encuadren dentro de las características comunes a los ríos analizados.

Estas son las siguientes:

- Planicies aluviales de bajo gradiente, con  $I_v$  en el orden de  $10^{-4}$ .
- Tipo de sedimentos en el perímetro de los cauces: lechos predominantemente arenosos (arenas medias y finas), y márgenes de material cohesivo de diferentes espesores (Tablas 4 y 5).

Dos de los cursos considerados, el Colastiné y el San Javier, escurren en la planicie aluvial del sistema fluvial del Paraná, pero a lo largo de sectores con gradientes que varían entre un 65 % a 100 % entre sí (Tabla 1), con diferente grado de conectividad con el cauce principal (figura 2). Los espesores más frecuentes del manto cohesivo son menores a 2,5 m en el Colastiné, y entre 3 y 6 m en el San Javier. En éste alcanzan máximos de 16 m en el sector de su desembocadura, donde la mayor parte del perímetro del cauce es cohesivo (Tablas 4 y 5).

Figura 21. Tramo del río San Javier ubicado en el extre-



mo superior del recuadro de figura 2. A: fotomosaico de noviembre de 1974; B: imagen Landsat 5, de enero de 2000 (situación de aguas bajas en ambos registros). En esta zona fueron evaluadas tasas máximas promedio de corrimiento lateral de ca. 1 m/año, medidas en los ápices de los meandros del canal de 1er. orden. En los canales de menor jerarquía no se advirtieron cambios significativos en los últimos 50 años.

Esa última circunstancia indicaría que la arena que constituye el lecho del San Javier en tramos de aguas arriba, no es transportada hasta su desembocadura. Se interpreta que la baja pendiente de este curso (1 a 1,5 cm/km en aguas medias y bajas, que puede llegar a 3,5 cm/km en creciente), en conjunto con las divisiones y subdivisiones que experimenta en su recorrido (Figs. 20 y 21) y que derivan caudales hacia un intrincado complejo de lagunas y

pantanos, determinan una reducida capacidad de transporte del material de fondo, que no alcanza a llegar a la desembocadura. No son casuales, en consecuencia, los espesores de material cohesivo de las márgenes puesto que el sedimento transportado es esencialmente limo y arcilla.

En síntesis las características del río San Javier pueden tipificarse del siguiente modo, de acuerdo a la forma sugerida por Schumm (1981, 1985) y Knighton (1998):

• Pendiente:	Pequeña
• Porcentaje de limo y arcilla en las márgenes:	Elevado
• Carga de material del lecho	Pequeña
• Carga de sedimento	Pequeña
• Tamaño del sedimento	Pequeño

Para un río con estos atributos, los autores de referencia predicen un diseño en planta anastomosado y una estabilidad relativa elevada, lo cual coincide con los resultados presentados en este sentido, en relación a este curso.

El río Colastiné, por el contrario, posee una capacidad de transporte de material del lecho sustancialmente mayor, dados su pendiente y caudal superiores a los del San Javier. La arena que compone el lecho activo en todo su curso, aportada directamente desde el cauce principal del Paraná, constituye alrededor de un 15% del sedimento transportado en suspensión (Tabla 6). En consecuencia, los espesores de sedimento cohesivo en sus márgenes son más reducidos, y su importancia en relación con el perímetro del cauce (el cual se aproxima al ancho,  $B_c$ ) y la profundidad media, comparada con los del San Javier (Tabla 5), es mucho menor.

Todo ello se traduce en un cauce más inestable, con tasas de desplazamiento lateral que conducen a los procesos de corte de meandros y avulsiones descriptos.

En el río Paraná, todos los comentarios realizados para el Colastiné se potencian evidenciados en la intensa movilidad de su thalweg meandroso, con derivas laterales y longitudinales que erosionan márgenes y conducen a las rectificaciones subaéreas y subacuáticas presentadas. En relación a ello, Amsler & Ramonell (2005) han cuantificado estos procesos, demostrando cómo las variaciones

observadas están íntimamente relacionadas con el caudal efectivo (o formativo) del río. Además, los autores vincularon las divagaciones del thalweg con la energía específica del río y sugieren, empleando los principios de la teoría de la potencia mínima, que constituyen el mecanismo mediante el cual ríos como el Paraná procuran ajustar su morfología a un dado caudal efectivo.

Con referencia al río Salado, en Tablas 5 y 6 se advierte, por un lado, que los espesores más frecuentes del manto cohesivo de sus márgenes son los más elevados de los ríos estudiados, y los que mayor incidencia tienen en el perímetro y profundidad media de su cauce. Por otro lado, las concentraciones totales de sedimento en suspensión son entre 3 y 5 veces superiores a las de los restantes cursos. En Tabla 1, por su parte, se observa que este curso posee la pendiente de cauce más elevada pero el menor caudal módulo, que es más que 4 veces inferior al del río San Javier.

Aunque todos esos elementos no son suficientes como para efectuar una apreciación de la capacidad de transporte de material del lecho del Salado, de similar alcance a la de los casos anteriores, permiten sugerir que:

- la magnitud de las concentraciones y los espesores de los estratos cohesivos en las márgenes serían un índice que las partículas más finas (de limo y arcilla) predominan notablemente en el sedimento transportado en suspensión;
- la presencia de albardones en toda la longitud del curso con alturas y tasas de acreción vertical importantes en varios sectores, evidenciarían que el transporte relativamente intenso de arena se produce durante los eventos de desborde o inundación.

En el marco de este escenario resultan razonables la reducida tasa de desplazamiento lateral (i.e. la estabilidad) de los meandros del río Salado, y que la rectificación por avulsión de los mismos esté asociada a los eventos de inundación de la manera detallada en el texto. Con relación a lo primero, el Salado se encuadra entre los cauces meandriformes de “carga en suspensión” de Schumm (1977, 1985), mientras que su comportamiento general se ajusta estrechamente a la categoría “meandros libres confinados formados por un elevado aporte de sedimento de grano muy fino” en la clasificación de Ikeda (1989: 54, 57).

Tabla 4. Mediana de la distribución de tamaños del sedimento del lecho en los ríos estudiados.

Río	D <sub>50</sub> (mm)		
	A	B	C
Paraná	0,260	0,320 <sup>(1)</sup>	0,290 <sup>(4)</sup>
Colastiné	0,270	0,230 <sup>(2)</sup>	--
San Javier	0,004 - 0,037	Limo-arcilloso / arcilla <sup>(2)</sup>	0,250 <sup>(5)</sup>
Salado	--	0,270 <sup>(3)</sup>	--

A Río Paraná: promedio de 3 secciones (verticales muestreadas: 3 a 11 por sección) ubicadas entre el km 594 y el km 584 (figura 11); río Colastiné: promedio de 5 verticales en la sección aguas arriba de Ruta Nac. 168 (figura 15); río San Javier: promedio de 2 verticales en una sección de su desembocadura (figura 20). Fuente: LHA (1974).

B<sup>(1)</sup> Promedio de 5 años de muestreos en 1 vertical (centro del cauce). Sección: km 603 (figura 2). Fuente: Drago y Amsler (1998).

<sup>(2)</sup>Río Colastiné: Promedio de 3 muestras tomadas en el centro del cauce en tres secciones de los primeros 2 km del curso (figura 2). Río San Javier: muestras tomadas en secciones de la desembocadura (análisis cualitativo) (figura 20). Fuente: FICH (2003).

<sup>(3)</sup>Promedio de muestreos aguas arriba del puente de la Ruta Prov. 4, a 150 km de la desembocadura. Fuente: Szupiany y otros (2004).

C<sup>(4)</sup> Promedio de 5 secciones (verticales muestreadas: 5 por sección) ubicadas entre el km 603 y el km 619 (figura 2). Estado: aguas medias-bajas. Fuente: DHGA (1983).

<sup>(5)</sup>Promedio de muestras obtenidas en el centro del cauce en 3 secciones del meandro que se aprecia en el extremo superior izquierdo de figura 21. Fuente: FICH (2003).

Tabla 5. Espesores de los estratos cohesivos (e<sub>c</sub>) de las planicies aluviales marginales de los ríos estudiados, y relaciones con los anchos (B<sub>c</sub>) y profundidades (h) medios consignadas en Tabla 1. <sup>(1)</sup>

Río	e <sub>c</sub> (m)	B <sub>c</sub> /h	B <sub>c</sub> /2 e <sub>c</sub>	h/e <sub>c</sub>
Paraná	3-4	220	220-290	2-2,7
Colastiné <sup>(2)</sup>	1-5 (< 2,5)	68	88	2,6
San Javier <sup>(3)</sup>	3-6 (11-16)	15,3	11-22 (4,1-5,9)	1,4-2,8 (0,5 - 0,8)
Salado	5-8,5 (7)	24	6,8	0,6

<sup>(1)</sup> Los espesores de los mantos cohesivos fueron extraídos de una base de datos de diverso origen compuesta por más de doscientas perforaciones de geotecnia mayores a los 15 m de profundidad, practicadas en diversos sitios de las planicies aluviales en las zonas de estudio (figura 2).

<sup>(2)</sup> Se establece el rango de e<sub>c</sub> y el espesor más frecuente (< 2,5) con el cual se calcularon las relaciones.

<sup>(3)</sup> Entre paréntesis se incluyen los valores en la zona de la desembocadura.

Tabla 6. Concentraciones de sedimento en suspensión en los ríos estudiados.

Río	C <sup>(1)</sup>			C <sub>w</sub>			C <sub>s</sub>		
	C <sub>Máx</sub>	C <sub>mín</sub>	C <sub>media</sub>	(mg/l)					
Paraná	250	145	180	190 <sup>(2)</sup>			40 <sup>(3)</sup>		
Colastiné	230	115	160	140	90	120 <sup>(4)</sup>	32	7	21 <sup>(4)</sup>
	190	105	150						
San Javier	175	100	130	--					
	180	95	140						
Salado	630	400	535	2100		50	700 <sup>(5)</sup>		

<sup>(1)</sup> Concentraciones medias totales de sedimento en suspensión provenientes de aforos realizados entre 1970 y 1972 en secciones transversales ubicadas en el ámbito del sistema que se presenta en figura 2; Río Paraná: sección aguas abajo de km 594 (figura 11); río Colastiné: secciones aguas arriba del puente de Ruta Nac. 168 y entre ésta y su desembocadura (figura 15); río San Javier: secciones en su desembocadura y en el brazo Las Conchillas (figura 20); río Salado: sección del Pte. Mihura (figura 3). (C<sub>Máx</sub>: valores máximos medios; C<sub>mín</sub>: valores mínimos medios; C<sub>media</sub>: promedio de las concentraciones medias de todos los aforos). Fuente: LHA (1974).

<sup>(2)</sup> Concentración de carga de lavado (limo y arcilla) promedio de 8 años de mediciones durante la década de 1990. Sección: Túnel Subfluvial (figura 11). Fuente: Alarcón y otros (2003).

<sup>(3)</sup> Concentración de arena en suspensión promedio para el mismo período, medida en la misma sección que C<sub>w</sub>. Fuente: Alarcón y otros (2003).

<sup>(4)</sup> Concentración de carga de lavado y arena en suspensión máximas, mínimas y medias en la sección de un aforo de 8 verticales. Estado: aguas medias. Sección: aguas arriba del puente de Ruta Nac. 168 (figura 15).

<sup>(5)</sup> Concentraciones totales máxima, mínima y media provenientes de muestras superficiales diarias obtenidas durante 1967. Sección: 500 m aguas arriba puente Ruta Nac. 11 (figura 3). Fuente: Maglianesi y Depetris (1970).

## CONCLUSIONES

Se ha presentado un conjunto de casos de ríos que han experimentado migraciones no-continuas, que cubren situaciones muy distintas en planicies aluviales de bajo gradiente, tanto por sus dimensiones intrínsecas, como por sus propiedades de patrón morfológico, o de distribución y frecuencia de geofomas en las planicies adyacentes. Los modos específicos en que se efectuaron las derivas son, asimismo, diferentes.

Dentro de ese amplio rango de condiciones es factible, sin embargo, identificar un conjunto de variables globales de distinta jerarquía que intervienen en todos los casos. En primer lugar figuran las que controlan procesos y ciertos rasgos morfológicos, en segundo lugar las que definen a estos últimos y, finalmente, las variables dependientes que especifican las consecuencias de las interacciones entre las anteriores. En el orden jerárquico enunciado, esas variables serían las siguientes:

### Variables Independientes de Primer Orden

$Q_{ef}$ : Caudal efectivo (o formador del cauce). Como es bien sabido (Knighton, 1998) este caudal sintetiza, a través de su determinación las variaciones hidrológicas de la cuenca y el transporte de sedimento del lecho a mediano plazo (no menos de 10 años según lo sugerido por Biedenharn y otros, 1999, para ríos de lecho predominantemente arenoso y baja pendiente). De su aumento o disminución dependerán los cambios morfológicos en el cauce, entre los que figuran los fenómenos de rectificación y avulsión. En el cálculo de  $Q_{ef}$ , interviene la frecuencia de los eventos de desborde,  $F$ , que incluye sus magnitudes y duraciones. La utilización de  $F$  es una alternativa a la de  $Q_{ef}$  en caso de carencia de la información necesaria para la obtención de este último. Una serie histórica de niveles hidrométricos en estaciones a lo largo del río en estudio, puede brindar una aproximación de  $F$  y ésta, a su vez, una idea de las variaciones de  $Q_{ef}$  en el período de análisis.

$C$ : Presencia de sedimento cohesivo en las márgenes y planicie aluvial adyacente. Este parámetro es, en buena medida, equivalente al factor  $M$  de Schumm (1960), i.e. al porcentaje de material de granulometría inferior a los 74 micrones en el perímetro del cauce, el cual fue relacionado con la estabilidad en planta de los cursos aluviales por el autor (Schumm, 1977, 1981). En este trabajo se ha preferido cuantificar tal variable atendiendo al

espesor total de las capas limo-arcillosas,  $e_c$ , de la manera que se presenta en Tabla 5. Este parámetro es de más fácil reconocimiento en el terreno con el auxilio de personal experimentado, con la ventaja adicional que no se circunscribe exclusivamente al material que forma la margen al momento de las observaciones. Los valores intrínsecos, además, pueden vincularse inmediatamente con la profundidad de la corriente.

Los medios para evaluar la importancia de la variable  $C$ , son el menor o mayor contenido de arena de las sucesivas capas desde la superficie de la planicie aluvial, a determinar con ensayos granulométricos estándar de laboratorio, o expeditivamente en el terreno mediante el análisis de la capacidad o no que posee el sedimento para formar terrones o agregados (en seco). En principio, la variable puede calificarse como  $C1$  implicando elevados valores de  $e_c$  y bajos contenidos de arena (o alta capacidad para formar agregados firmes o resistentes), y  $C2$ , significando lo contrario.

A fin de encuadrar una situación dada, se sugiere como guía utilizar las cifras de  $e_c$  brindadas en Tabla 5, en conjunto con su influencia en el perímetro del cauce (dada por la relación  $B_c/e_c$ ) y en la profundidad media (representada por  $h/e_c$ ).

### Variables Independientes de Segundo Orden

$S$ : Presencia de surcos de erosión en albardones, y canales menores o bajíos trasalbardón en las adyacencias del cauce. Estas geofomas acentúan su entidad como consecuencia de la intensidad de  $Q_{ef}$  (o  $F$ ). Su existencia y alcances pueden detectarse mediante el examen experto de fotografías aéreas e imágenes satelitales a escala adecuada, complementada con inspecciones de campo. Es recomendable incluir imágenes con el sistema fluvial en situaciones de desborde, a fin de sumar elementos de juicio sobre la organización espacial de la escorrentía de inundación.

$m$ : Migración lateral y/o longitudinal de curvas de meandros. La magnitud de estos desplazamientos de margen está condicionada tanto por los valores de  $Q_{ef}$  (o  $F$ ) como por  $C$ . La importancia de esta última variable es determinante en el tipo de procesos que conducirán a una rectificación por desborde o avulsión. En este sentido,  $m$  está interrelacionada con  $S$  según se desprende de lo descrito en los casos considerados. Aquí también el análisis de imágenes aéreas secuenciales es apropiado para evaluar esta variable.

### VARIABLES DEPENDIENTES

R-A: Rectificaciones por desborde y avulsiones. Reúne al resultado que producirá la interacción de todas las variables presentadas.

T: Tiempo en completarse los fenómenos anteriores. Se lo incluye aquí por constituir una variable, en buena medida clave, para el diseño en cualquier aplicación relacionada con los procesos en estudio. Sobre este particular, una condición común a todos los casos presentados es que la construcción de un escenario conducente a una R-A es 'lenta' y en consecuencia gradual. Es decir, los calificativos de "cambio brusco" o "súbito" normalmente asociados a los fenómenos de avulsión, deberían concebirse en el orden de la decena de años en este tipo de ambientes. Como referencia, en los cauces más inestables (como el Colastiné y el Paraná) esos cambios se completaron luego de 20 a 30 años de identificados los primeros síntomas de una posible R-A. En los ríos más estables (tipo San Javier y Salado), los períodos se prolongaron a 30-50 años.

Nótese que en función de esos valores de T es que deben interpretarse los alcances del término "variable" con que se ha designado a cada uno de los componentes que intervienen en los procesos que conducen a una R-A. De todos ellos, C es el que con mayor probabilidad excede las escalas de tiempo mencionadas, en un tramo de cauce dado.

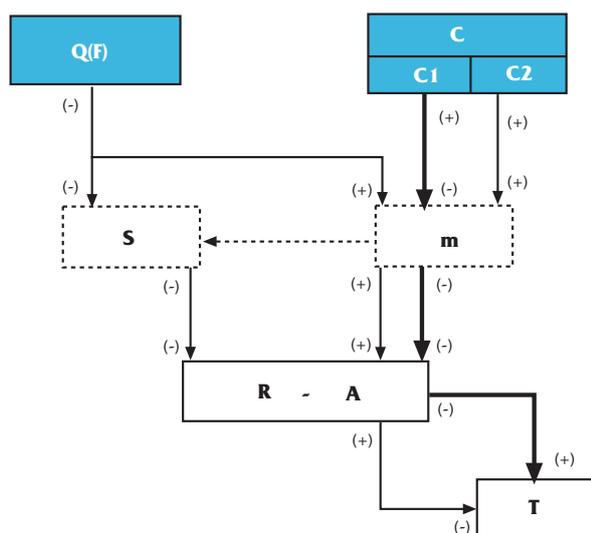


Figura 22. Interrelaciones conducentes a un fenómeno de rectificación por desborde o a una avulsión. Los recuadros de trazo grueso encierran las variables independientes (con líneas continuas las de primer orden, y con guiones las de segundo orden); los recuadros más finos marcan las variables dependientes. Las flechas indican la dirección

de la influencia. Los signos (+) o (-) refieren a un incremento (o disminución) en la magnitud o tasa de cambio de la variable respectiva. Con las flechas de trazo grueso se pretende resaltar la influencia dominante de una margen con espesores elevados de sedimentos limo-arcillosos, con respecto a la que ejerce la otra variable de primer orden.

En figura 22 se propone un esquema que vincula los seis componentes explicados, y las interacciones entre ellos.

El esquema de figura 22 puede interpretarse como un modelo cualitativo (y simplificado) de los parámetros y procesos globales que controlan la posibilidad de una rectificación o avulsión de un cauce fluvial en planicies de bajo gradiente, i.e., en el orden de  $10^{-4}$ . A ello se debe agregar que los sedimentos constitutivos del perímetro del cauce son arenas medias y finas en el lecho activo, con márgenes limo-arcillosas de variados espesores. En lo referente al transporte de sedimentos, los valores de Tabla 6, dan una idea de las magnitudes que se deberían considerar al respecto. En esa tabla se advierte, además, que la proporción de carga de lavado (limo + arcilla), sería dominante en el sedimento total transportado en suspensión.

Teniendo en cuenta todos estos elementos, y en base a datos de obtención relativamente simple, el ingeniero especialista podría identificar con suficiente antelación geoformas unitarias y asociaciones geomorfológicas que crean escenarios adecuados para los desplazamientos por avulsión o rectificación por desborde. El examen, si bien cualitativo, está racionalmente fundado y consistiría, en esencia, en identificar zonas con diferentes grados de susceptibilidad a las derivas no-continuas de cauce, del tipo elaborado para el río Colastiné. Dada su sencillez y la clase de información necesaria, se destaca el bajo costo del análisis.

Para finalizar, resulta claro que pronósticos sobre este tipo de fenómenos, en el que intervienen variables de primer orden como el desarrollo hidrológico en el sistema, pueden mejorarse con la profundización en dos aspectos, independientes entre sí:

- a) la acumulación de más y mejor información del caso bajo estudio (hidráulica y topográfica, principalmente, además de la que se ha mencionado de manera explícita en la descripción de los casos); y

b) la integración de disciplinas, en lo que se ha dado en llamar la “aproximación geomorfológica-ingenieril” (Winkley & Schumm, 1994), a partir de la cual los autores han propuesto una metodología de trabajo regional (Ramonell y Amsler, 2002). Justamente, la presente contribución es continuidad del trabajo de referencia, en el cual el tema fue sucintamente tratado en cuatro (de los quince) tópicos de análisis propuestos.

## LISTA DE SÍMBOLOS

$B_c$ :	ancho medio del cauce
$B_p$ :	ancho medio de la planicie aluvial
$C_s$ :	concentración de arena en suspensión
$C_{s,c}$ :	concentración de carga de lavado (limo + arcilla)
$e_s$ :	espesor del manto de sedimentos cohesivos
$h$ :	profundidad media del cauce
$I_c$ :	pendiente del cauce
$I_p$ :	pendiente de la planicie aluvial
$Q_{e,r}$ :	caudal efectivo (o formativo del cauce)
$Q_{m,c}$ :	caudal módulo
$Q_{m,cv}$ :	caudal máximo de la serie
$Q_{m,ca}$ :	caudal mínimo de la serie
$Q_{r,r}$ :	caudal de cauce lleno
$Q_{D70r}$ :	caudal del río Salado en Ruta Provincial 70

## REFERENCIAS

- Alarcón, J. J., Szupiany, R., Montagnini, M. D., Gaudín, H. E., Prendes, H. H. y Amsler, M. L. (2003). “Evaluación del transporte de sedimentos en el Tramo Medio del Río Paraná”. *Primer Simposio Regional sobre Hidráulica de Ríos*. INA-IRHi. Buenos Aires. Argentina. (CD-ROM).
- Allen, J. R. L. (1965). “Fining upwards cycles in alluvial successions”. *Geol. J.* Vol. 4, pp. 229 – 239.
- Amsler, M. L., & Ramonell, C. G. (2002)., “Paraná river channel adjustments to dominant discharge changes”. *River Flow 2002 - Intern. Conf. on Fluvial Hydraulics, Vol. 2: 921-930*. A.A. Balkema Publ. Louvan-La-Neuve, Bélgica.
- Amsler, M. L., Ramonell, C. G. & Toniolo, H. A. (2005). “Morphologic changes in the Paraná River channel (Argentina) in the light of the climate variability during the twentieth century”. *Geomorphology*. (En prensa).
- Biedenharn, D. S., Thorne, C. R., Soar, P. J., Hey, R. D. & Watson, Ch. C. (1999). “A practical guide to effective discharge calculation” (Appendix A). In: *Demonstration Erosion Control - Design Manual* (Ch. C. Watson, D. S. Biedenharn & C. R. Thorne, editors). U.S. Army Corps of Engineers. Vicksburg. Mississippi, U.S.A.
- Brice, J.C. (1984). “Planform properties of meandering rivers”. In: *River Meandering*. Proc. Conf. Rivers '83, ASC: 1-15. New York, U.S.A.
- DHGA (Departamento de Hidrología General y Aplicada) (1983). “Caracterización hidráulica del Río Paraná y sus tributarios en el Litoral”. Tercer Informe de Avance. DHGA - UNL N° 021/83. SECyT - Universidad Nacional del Litoral. Santa Fe, Argentina.
- Drago, E. C. E. & Amsler, M. L. (1998). “Bed sediment characteristics in the Paraná and Paraguay Rivers”. *Water International*. IWRA. 23(3): 174-183.
- Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas (FICH) (1997). “Análisis de la evolución de los principales parámetros hidráulico-morfológicos que podrían influir sobre el comportamiento futuro de la obra de protección del Túnel Subfluvial Hernandarias”. Comitente: Comisión Administr. Interprov. Ente Túnel Subfluvial “Hernandarias”. Informe Final, T. 1-4, Fac. de Ing. y Cs. Hídricas, Univ. Nac. del Litoral. Santa Fe, Argentina.
- Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas (FICH) (1998). “Análisis Preliminar de Alternativas de Ubicación de posibles Terminales Complementarias del Puerto de Santa Fe”. Comitente: Comisión Administr. Prov. Ente Puerto de Santa Fe. Informe Final, Universidad Nacional del Litoral. Santa Fe, Argentina.
- Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas – Instituto Nacional del Agua (FICH - INA) (1998). “Estudios hidrológicos, hidráulicos y sedimentológicos de un sector del tramo inferior del Río Salado destinados a la concreción de una nueva conexión entre las ciudades de Santa Fe y Santo Tomé, en la Provincia de Santa Fe”. Comitente: Dirección Provincial de Vialidad de Santa Fe. Informe Final, Universidad Nacional del Litoral. Santa Fe, Argentina.
- Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas (FICH) (2003). “Estudio hidráulico y sedimentológico de obras de dragado en el riacho Colastinecito y refulado en la boca del Colastiné”. Comitente: Min. de Obras, Serv. Púb. y Vivienda de Santa Fe. Informe Final, Universidad Nacional del Litoral. Santa Fe, Argentina.
- Howard, A. D. (1992). “Modeling channel migration and floodplain development in meandering streams” (p. 1-42). In: *Lowland Floodplain Rivers*. (P.A. Carling y G.E. Petts editors). John Wiley & Sons. Chichester.
- Howard, A. D. (1996). “Modelling channel evolution and floodplain morphology”, Chapter 2 in: *Floodplain processes*, (M. G. Anderson, D. E. Walling & P. D. Bates editors), Ed. J. Wiley & Sons, N.Y., U.S.A.
- Ikeda, S. (1989). “Sedimentary controls on channel migration and origin of points bars in sand-bedded meandering rivers” (p. 51-68). In: *River Meandering* (S. Ikeda & G. Parker editors). AGU. Water Resources Monograph 12. Washington D.C.
- Knighton, D. (1998). “*Fluvial Forms & Processes. A New Perspective*”. Arnold. London, UK.

- L.H.A. (Laboratorio de Hidráulica Aplicada) (1974). "Estudio del sistema fluvial Paraná - Santa Fe". Vols. I y II. PNUD - UNESCO: Programa SF/ARG/66/521. Subsecretaría de Recursos Hídricos. Ezeiza, Argentina.
- Maglianesi, R. y Depetris, P. J. (1970). "Características químicas de las aguas del Río Salado Inferior (Provincia de Santa Fe, República Argentina)". *Physis*, XXX(80): 19-32.
- North, C. P. (2002). "Avulsions in drylands – discussion". *Dryland Rivers Research Report*. University of Aberdeen, UK.
- Parody, H., y Estruco, J. (1975). "Racionalización del dragado del Río Paraná. Teoría de las mutaciones periódicas", *IV Reunión Asoc. Latinoamericana de Dragado (ALAD): 1-54*. Buenos Aires, Argentina.
- Prestien, F. (1971), *Hidráulica Fluvial*, Escuela de Graduados - Ingeniería Portuaria, Fac. de Ingeniería, Univ. Nac. de Buenos Aires. Buenos Aires, Argentina.
- Ramonell, C. G., y Amsler, M. L. (2002). "Guía de procedimientos metodológicos para estudios morfológicos de cauces fluviales argentinos", *XIX Congr. Nac. del Agua, CD de Trabajos*. Córdoba, Argentina.
- Ramonell, C. G., Amsler, M. L., y Toniolo, H. (2000). "Geomorfología del cauce principal", (Cap. 4) En: *El Río Paraná en su tramo medio. Una contribución al conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura. Vol. 1*. Centro de Publicaciones de la Universidad Nacional del Litoral. Santa Fe, Argentina.
- Ramonell, C. G., Amsler, M. L., y Toniolo, H. (2002). "Shifting modes of the Paraná River thalweg in its Middle-Lower reaches ". *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl.-Bd. 129: 129-142. Stuttgart, Alemania.
- Reineck, H.E., y Singh I. B. (1986). *Depositional sedimentary environments*. Springer-Verlag, Berlin, Germany.
- Schumm, S. A. (1960). "The shape of the alluvial channels in relation to sediment type". *US Geol. Surv. Prof. Paper*, 352B:17-30.
- Schumm, S. A. (1977). *The fluvial system*, Ed. J. Wiley & Sons, N.Y., U.S.A.
- Schumm, S. A. (1981). "Evolution and response of the fluvial system. Sedimentologic implications". *Soc. of Economic Paleont. and Mineral. Special Publ.*, 31:19-29.
- Schumm, S. A. (1985). "Patterns of alluvial rivers". *Annual Rev. of Earth and Planetary Sci.*, 13: 5-27.
- Seminara, G. & Tubino, M. (1989). "Alternate bars and meandering: free, forced and mixed interactions" (p. 267-320). In: *River Meandering*. (S. Ikeda & G. Parker editors). AGU. Water Resources Monograph 12. Washington D.C.
- Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación (SRH) (2000). "Estadística Hidrológica del Siglo XX. República Argentina". Convenio Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación – Evaluación de Recursos S. A. (EVARSA).
- Sun, T., Meakin, P. & Jøssang, T. (2001a). "A computer model for meandering rivers with multiple bed load sediment sizes. 1. Theory". *Water Resources Research*, 37(8):2227-2241.
- Sun, T., Meakin, P. & Jøssang, T. (2001b). "A computer model for meandering rivers with multiple bed load sediment sizes. 2. Computer simulations". *Water Resources Research*, 37(8):2243-2258.
- Szupiany, R., Trento, A. y Alvarez, M. T. (2004). "Transporte de sedimentos de fondo en el Río Salado (Santa Fe, Argentina)". *Revista Brasileira de Recursos Hidricos*. (En prensa).
- Winkley, B. R. & Schumm, S. A. (1994). "River variability – Engineering significance". (Chapter 21) In: *The Variability of Large Alluvial Rivers*. ASCE. New York, USA.