

# ESTIMACIÓN DE CRECIDAS EXTRAORDINARIAS EN EL ARROYO TEGUA (CÓRDOBA), A PARTIR DE EVIDENCIAS GEOMORFOLÓGICAS, SEDIMENTOLÓGICAS Y MODELACIÓN HIDRÁULICA

Nelso C. DOFFO<sup>1</sup>, Leandro OLTHOFF<sup>1</sup>, Susana DEGIOVANNI<sup>1</sup>, Daniel ORIGLIA<sup>1</sup> y María L. SANCHEZ<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geología-Facultad de Ciencias Exactas Físico-Químicas y Naturales-Universidad Nacional de Río Cuarto.

## RESUMEN

El arroyo Tegua drena una cuenca de 160.000 ha en el centro-oeste de la provincia de Córdoba, nace en las Sierras de Comechingones (Sierras Pampeanas) y desarrolla su cuenca media y baja en la llanura Pampeana. El clima regional es templado subhúmedo (PMA=800-930 mm). Con un largo historial de afectaciones a infraestructuras y tierras productivas, el curso carece de registros de aforos, lo que dificulta la evaluación de crecidas históricas. Por ello las técnicas geomorfológicas-sedimentológicas y la modelización geomorfológicas, constituyen una metodología útil para estimar crecidas extraordinarias. Se propone reconocer evidencias geomorfológicas-sedimentológicas de crecidas, determinar tramos del arroyo para la modelización hidráulica y estimar caudales máximos y su relación con desastres aluviales. Para la estimación de la descarga se utilizó el programa HEC-RAS 4.0. Se seleccionó un segmento del canal de 700 m de longitud, en la cuenca media, con un patrón subrectilíneo, estable y con una pendiente de 0,0025. Se encontraron evidencias sedimentarias y no sedimentarias de crecida y se relevaron 17 perfiles transversales. Se determinó un coeficiente de rugosidad “n” de Manning para el fondo del canal de 0,0204 en forma analítica y otro para las márgenes de 0,06 extraído de tablas. Se determinaron caudales de 55, 115, 140 y 200 m<sup>3</sup>/s, cuyas láminas de crecida son coincidentes con las evidencias relevadas. La incisión del cauce en sedimentos cementados ha estabilizado notablemente el canal, posibilitando su modelización hidráulica. Una crecida importante (2007) fue asociada con las evidencias no sedimentarias relevadas y un caudal estimado de 200 m<sup>3</sup>/s.

**Palabras clave:** *Crecidas, evidencias morfológicas-sedimentológicas, flujo subcrítico, modelación numérica, Córdoba*

## ABSTRACT

*Estimation of extraordinary floods in the Tegua stream (Córdoba), from geomorphological, sedimentological evidence and hydraulic modeling*

The Tegua stream drains a 160,000 ha basin in the center-west of Córdoba. Its is born in Comechingones ranges (Pampeanas ranges) and develops its middle and lower basin in the Pampean plain. The regional climate is temperate subhumid (AAR = 800-930 mm). Despite the long history of damages to infrastructure and productive land, there are no gauging records, which makes difficult the assessment of historical floods, therefore, geomorphological-sedimentological techniques and hydraulic modeling are useful methodology for estimating extraordinary floods. It is proposed to recognize geomorphological-sedimentological flood evidences, to determine stream sections for the hydraulic modeling, and to estimate peak flows and their relation to flood disasters. To estimate the discharge, the program HEC-RAS 4.0 was used. A 700 m long channel segment was chosen in the middle basin, with a subrectilinear pattern, steady section, and a slope of 0.0025. Sedimentary and non-sedimentary evidences of flooding were found and 17 cross sections were surveyed. Two values roughness of Manning “n” roughness coefficient were calculated, one for the channel bed (0,0204), and the other for the banks (0,06), according to tables. Flow rates of 55, 115, 140 and 200 m<sup>3</sup>/s were determined; their flood sheets are consistent with the surveyed evidence. The incision of the channel in cemented sediments has significantly stabilized the channel, making possible its hydraulic modeling. A highest flood with serious consequences (2007) was related to the non-sedimentary evidence and to an estimated stream flow of 200 m<sup>3</sup>/s.

**Keywords:** *Floods, morphological-sedimentological evidence, subcritical flow, numerical modeling, Córdoba*

## INTRODUCCIÓN

Los cursos de agua son reconocidos por su capacidad modeladora del relieve, de allí la relevancia de estudiar su régimen hidrológico. Así como son apreciados los

servicios ambientales que prestan los ríos y arroyos, también son reconocidos como los causantes de importantes desastres. Por ello es conocida la dificultad que implica llevar un registro sistemático de caudales, no sólo por lo costoso de sus instala-

ciones sino, y como la experiencia indica, muchas de éstas han quedado destruidas, o no han podido registrar adecuadamente eventos aluviales de gran magnitud, de allí que analizar evidencias de eventos extraordinarios, mediante la complemen-

tación entre estudios geomorfológicos y sedimentológicos y la modelización hidráulica de paleocrecidas, constituyen una importante metodología que permite estimar esos caudales y extender así el registro de crecidas, en cursos con escasa o nula información hidrológica.

El análisis de paleocrecidas tiene sus inicios en los trabajos de Ely y Baker (1985), Baker (1986) y Baker y Kochel (1988), e implica el reconocimiento y estudio de depósitos de desborde (slackwater), comúnmente arena fina, limo y arcilla, cuya acumulación se produce por suspensión en sectores donde la velocidad del flujo disminuye abruptamente por una expansión de la sección del canal (Benito *et al.* 2003). Aunque éstos suelen tener escasa preservación, sitios como cavernas o nichos en márgenes o barrancas de cursos incididos y/o zonas de expansión de la sección del canal suelen ser lugares con mayores posibilidades de conservación (Kochel y Baker 1988, Baker 1986, Benito y Thornycraft 2005). También estos depósitos suelen preservarse en las desembocaduras de tributarios sobre el canal principal, donde se produce la sedimentación, producto de la invasión de la crecida, en el canal del tributario (backwater). Estos depósitos presentan estructuras sedimentarias similares, con la acumulación de sedimentos de eventos aluviales subsecuentes, donde aquellos de mayor magnitud se encuentran en la posición superior de la secuencia deposicional (Baker 1986).

Un aspecto relevante en la selección de sitios, es la morfología y estabilidad del valle, ya que preferentemente se buscan sectores incididos, donde los diversos caudales de crecidas tienen una importante variación en la vertical, diferenciando claramente los distintos depósitos correspondientes. Por otro lado canales labrados en roca o material sedimentario altamente diagenizado, aseguran la permanencia de la sección transversal del canal en el tiempo.

La mayoría de los cursos del Sur de Córdoba muestran rasgos de erosión, especialmente profundización, asociados tanto a causas naturales como antrópicas, que provocaron un incremento en la den-

sidad de drenaje, mediante la integración de vías de escurrimiento, aumentando consiguientemente los caudales líquidos y sólidos que llegan a las áreas deprimidas (Doffo *et al.* 2010, Degiovanni *et al.* 2009, Doffo y González Bonorino 2008). Entre los de mayor morfodinámica y afectación a obras de infraestructura vial, se destaca el arroyo Tegua, cuyo registro de daños se remonta a 1913, cuando una crecida destruyó el paso ferroviario “Puente Negro”, le suceden hechos similares en 1931 y 1934 con daños en la traza de la ruta nacional N° 36, en la línea del telégrafo y en el ferrocarril. En el 2004 nuevamente fue destruido el “Puente Negro” y en el 2007 la creciente afectó, como en reiteradas ocasiones, a las rutas nacionales 36 y 158, con cortes por inundación y sedimentación, descalzó base de puentes en caminos rurales, entre otros daños.

Por ello, ampliar la historia aluvial de estos cursos, adquiere importancia para evaluar correctamente los riesgos naturales asociados y estimar en forma más realista los caudales extraordinarios, permitiendo actualizar los parámetros de diseño para obras hidráulicas, entre otros. El objetivo de este trabajo es (1) reconocer evidencias geomorfológicas y sedimentológicas de crecidas en el cauce, (2) determinar tramos del arroyo con condiciones morfológicas y litológicas adecuadas para la modelización hidráulica y finalmente, (3) estimar los caudales máximos cuya altura de agua sea coincidente con las posiciones de indicadores sedimentológicos y biológicos de crecidas y vincularlos con episodios de desastres aluviales registrados.

## ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio se sitúa en la cuenca media del arroyo Tegua ubicada en el centro Oeste de la provincia de Córdoba. Esta cuenca drena el faldeo occidental de la sierra de Comechingones, el valle intermontano La Cruz-Gigena, recibe los aportes del sector meridional de la sierra de Las Peñas y descarga en la planicie fluvio-eólica del Este de Córdoba (Fig. 1). El sector modelizado comprende un

tramo de canal, de unos 700 m de longitud (32°43'1.03" S - 64°18'18.67" O y 32°43'21.37" S - 64°18'20.84" O).

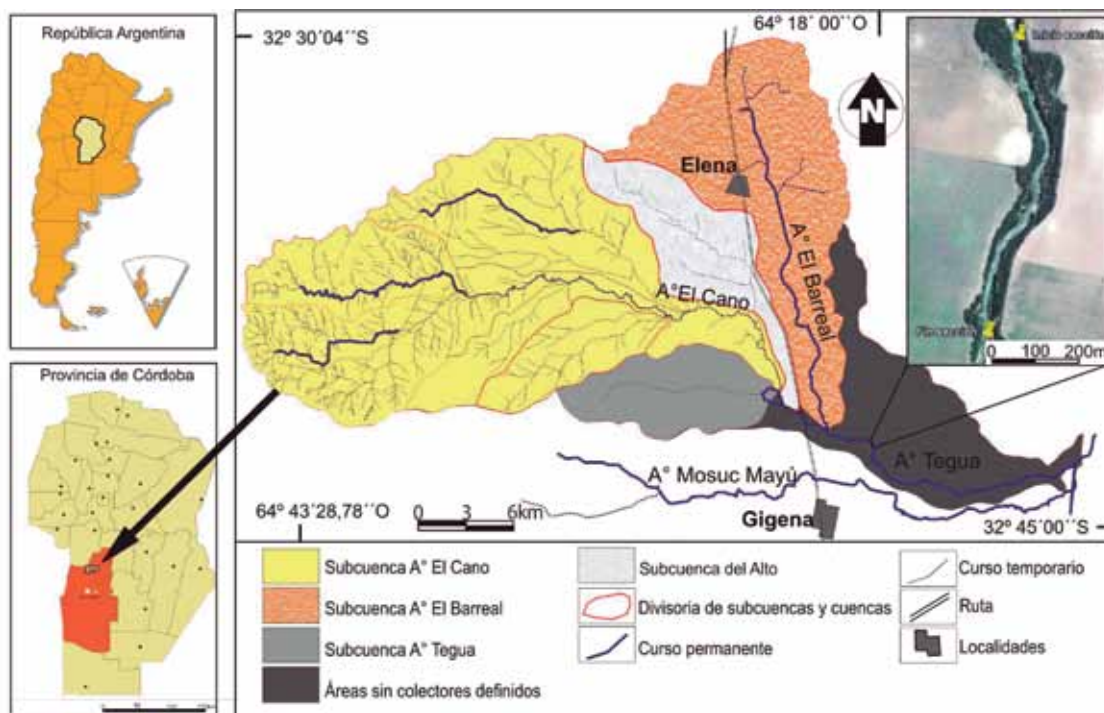
## Clima e hidrografía

Para la cuenca del arroyo Tegua, Magnante (2010) calculó una precipitación media anual de 936 mm, en el sector pedemontano de la Sa de Comechingones, mientras que en cuenca media los registros apenas superan los 800 mm (Olthoff 2012), configurando un clima húmedo-subhúmedo. En ambos casos se evidencia una marcada estacionalidad en las precipitaciones entre primavera y verano (71%).

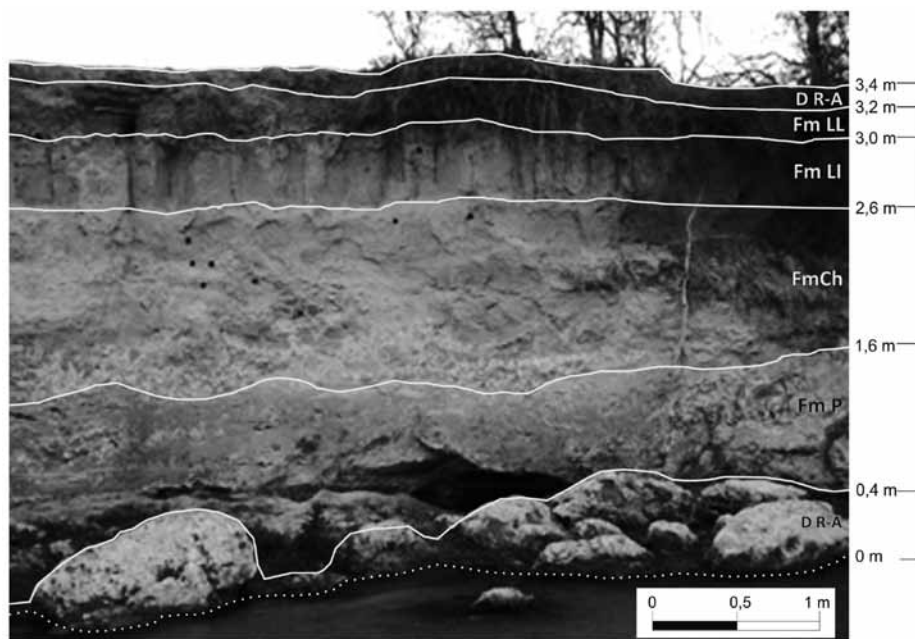
La cuenca del arroyo Tegua drena una superficie de 160.000 ha, de las cuales 130.000 corresponden al área de llanura, de allí la importancia que cobran los excedentes hídricos que este curso recibe en su tramo medio, en la generación y potenciación de eventos de crecida. Los afluentes más importantes son los arroyos El Cano y San Francisco, provenientes de la vertiente oriental de las Sierras de Comechingones y El Barreal, que en conjunto, drenan la mayor parte de la depresión intermontana La Cruz- Gigena. De menor magnitud se reconocen los arroyos Mosuc Mayú, Tegua propiamente dicho, con nacientes en llanura (Fig. 1). El arroyo Tegua desagua, mediante distintas canalizaciones en los bajos Del Saladillo (Magnante 2010) unos 190 km al Este. El arroyo no cuenta con registros de caudales de crecidas, sólo de aforos esporádicos en el sitio “Puente Ruta Nacional 36” (Dpto. de Geología-UNRC, 2001-2012), que representan condiciones de bajo caudal (caudal medio= 0,77 m<sup>3</sup>/s).

## Contexto geológico: estratigrafía y estructura

En el sector medio de la cuenca, las rocas de mayor edad afloran en el ambiente serrano-pedemontano y pertenecen al Complejo Metamórfico y Granito Sierras de Las Peñas de edad precámbrica-paleozoica inferior (Bonalmi *et al.* 2005). En el área de llanura sólo se exponen sedimentos cuaternarios del Pleistoceno medio-actualidad. En las márgenes y lecho del arroyo Tegua en el tramo estudiado se



**Figura 1:** Ubicación e hidrografía de la cuenca del arroyo Teguá, con indicación del tramo de estudio.



**Figura 2:** Vista de las formaciones Pampeano (P), Chocancharava (Ch), La Invernada (LI) y Las Lajas (LL) en un sector representativo de las márgenes del arroyo Teguá, a la derecha se presenta la escala (Olthoff 2012).

expone la Formación Pampeano de edad pleistocena media (Cantú 1992, Carignano 1997), compuesta por limos pardos (Fig. 2) con abundante arcilla y gravilla dispersa, que indica ambiente de llanura de inundación con facies de canales. Apoyados a través de un contacto ne-

to erosivo, se reconocen sedimentos de edad pleistocena superior, asignables a la Formación Chocancharava, constituidos por secuencias predominantemente fluviales, de alta energía, con clastos de 10-25 cm de eje mayor. En el tercio superior y mediante un contacto gradual, se recono-

cen depósitos loessoides, masivos y con muy baja cohesión compuestos de limos finos de color pardo a marrón claro de la Formación La Invernada (Cantú 1992). Hacia arriba y en contacto erosivo se presentan depósitos de facies palustres finas (0,20 m), con presencia de materia orgánica y bioturbación, se trata de limos a arenas muy finas de color oscuro de la Formación Las Lajas (Cantú 1992). Rematan el perfil sedimentos actuales, tratándose de material retransportado de varias de las formaciones descritas, fundamentalmente por procesos fluviales, eólicos y evolución de laderas de edad histórica (Olthoff 2012).

La dureza conferida por la importante cementación carbonática de la Formación Pampeano, controla la incisión fluvial configurando el lecho y la base de las márgenes del canal (Fig. 3).

### Geomorfología

La zona de estudio se ubica en el ambiente pedemontano del extremo Sur de las Sierras de Las Peñas, se trata de una planicie loessoides fuertemente ondulada con rasgos de paleoderrames (Olthoff 2012), evidencias de un antiguo régimen climático húmedo, al que se superponen morfologías eólicas desarrolladas durante el

Pleistoceno Superior tardío y Holoceno temprano, en un clima de mayor aridez.

### Ajustes del canal

El cauce del arroyo ha experimentado un importante proceso de incisión durante los últimos 15 años (Fig. 3), en el tramo de interés el valle original ha duplicado su profundidad manteniendo casi sin cambio la anchura, conservando el patrón de canal, con valores de sinuosidad similares a los originales observados en cartas topográficas e imágenes satelitales.

El actual valle tiene una anchura variable de 20 a 40 metros, y como única morfología relevante, se reconoció un nivel de terraza de escasas dimensiones, el que opera como una reducida llanura de inundación durante las crecidas extraordinarias.

## METODOLOGÍA

### Selección de tramos de canal

Los cursos más adecuados para el estudio de paleocrecidas, son los incididos en roca o en sedimentos con importante grado de litificación, lo que configura una sección relativamente angosta, poco sinuosa y altamente estable durante el paso de las crecidas, esto confiere una mayor precisión en el cálculo del caudal, así el canal muestra una alta correspondencia entre cambios en la altura de la sección inundada y las variaciones del caudal. Además el tramo del arroyo debe contener evidencias geomorfológicas y sedimentológicas claras de crecidas.

### Modelización hidráulica

La estimación de la descarga se realizó mediante el uso del programa HEC-RAS 4.0 (Hydraulic Engineering Center 2008), el procedimiento computacional está basado en la solución de la ecuación de energía para un flujo unidireccional, permanente y gradualmente variado. Las láminas de las descargas se calculan a lo largo del tramo de estudio previamente relevado, correlacionando las distintas alturas de la lámina del flujo con las cotas de los indicadores de crecidas, lo cual requiere introducir la geometría del tramo de canal, mediante el relevamiento de perfiles

transversales, donde además se registraron cotas de: alturas máximas de margen, bordes de las terrazas, cambios bruscos de pendiente, posición de la marca de crecida, superficie actual del flujo y el eje del canal o "talweg".

El programa ofrece cuatro condiciones de contorno de flujo constante o estable, de ellas se utilizó la profundidad o calado normal (normal depth) que exige introducir la pendiente general de todo el segmento de interés. Además, y por la escasa pendiente del canal (0,00254) típica de ríos de llanura, se asumió un tránsito de crecidas bajo un régimen subcrítico y permanente ya que no se consideran cambios del caudal (ganancias o pérdidas) en el tramo simulado.

Además se requiere introducir el factor de fricción del flujo, para lo cual se usó el coeficiente de rozamiento "n" de Manning, que para el lecho se lo calculó mediante la ecuación de Limerinos (1970) [1], que expresa "n" en función del diámetro de partícula  $D_{84}$  (diámetro de partícula atrapada en el tamiz que retiene el 16% del peso acumulado de la muestra de fondo de canal), y el radio hidráulico (área del canal dividido por el perímetro mojado) como parámetro geométrico.

$$n = \frac{(0,0926)R^{1/6}}{1,16 + 2,0 \text{ Log}\left(\frac{R}{d_{84}}\right)} \quad [1]$$

Mientras que para las márgenes el valor de "n", se extrajo de la tabla de coeficientes (Ven Te Chow 1982). Finalmente se corrió el modelo para diferentes caudales de ensayo hasta lograr la coincidencia entre la altura de lámina de agua generada y la cota de la evidencia de crecida.

## RESULTADOS

Se decidió analizar el tramo de canal en el sector de cuenca media, ya que allí el arroyo Tegua ha colectado la mayoría de los tributarios, y con ello el caudal de crecida de la mayor parte de la cuenca (Fig. 1).

### Delimitación del tramo de canal de interés

El modelo requiere que el canal reúna ca-



**Figura 3:** Vista del canal hacia aguas arriba, al Sur del tramo de estudio, donde se observa la marcada incisión del lecho conservando el ancho inicial.

racterísticas de un patrón subrectilíneo y estable, así se analizaron en un tramo de 20 km, la sinuosidad (Morisawa 1985), del que surgieron 5 segmentos. De ellos el "C" (Fig. 4a) posee una baja sinuosidad, ausencia de curvas cerradas (Fig. 4b) y una longitud de 700 m, que junto con una importante estabilidad de canal (Fig. 4c), lo definen como el más adecuado para la modelización (inicio 32°43'1.03" S, 64°18'18.67" O y fin 32°43'33.36" S; 64°18'15.24" O).

El lineamiento Elena-Gigena (Bonalumi *et al.* 2005) controla no sólo la orientación y patrón del canal, sino también la marcada estabilidad de este tramo, ya que por efecto de la estructura se exponen en el lecho, sedimentos limo arcillosos (cementado con carbonatos), que le confieren a las márgenes una mayor resistencia a la erosión (Fig. 1).

### Evidencias de crecidas

Sobre el tramo C seleccionado, se reconocieron distintas evidencias de crecidas, como depósitos en desembocaduras de cárcavas (backwater) (TD) (Fig. 5 a y b), como también restos de vegetación atrapados en árboles y arbustos (TN) (Fig. 5c).

### Relevamiento de perfiles transversales

Se relevaron 17 perfiles transversales donde se registraron: alturas máximas de margen, bordes de las terrazas, cambios bruscos de pendiente de ladera, posición de la marca de crecida, ubicación en ambas orillas del nivel del flujo y el eje del canal o "talweg" (Fig. 6), el canal arrojó una pendiente de 0,0025. En algunos ca-

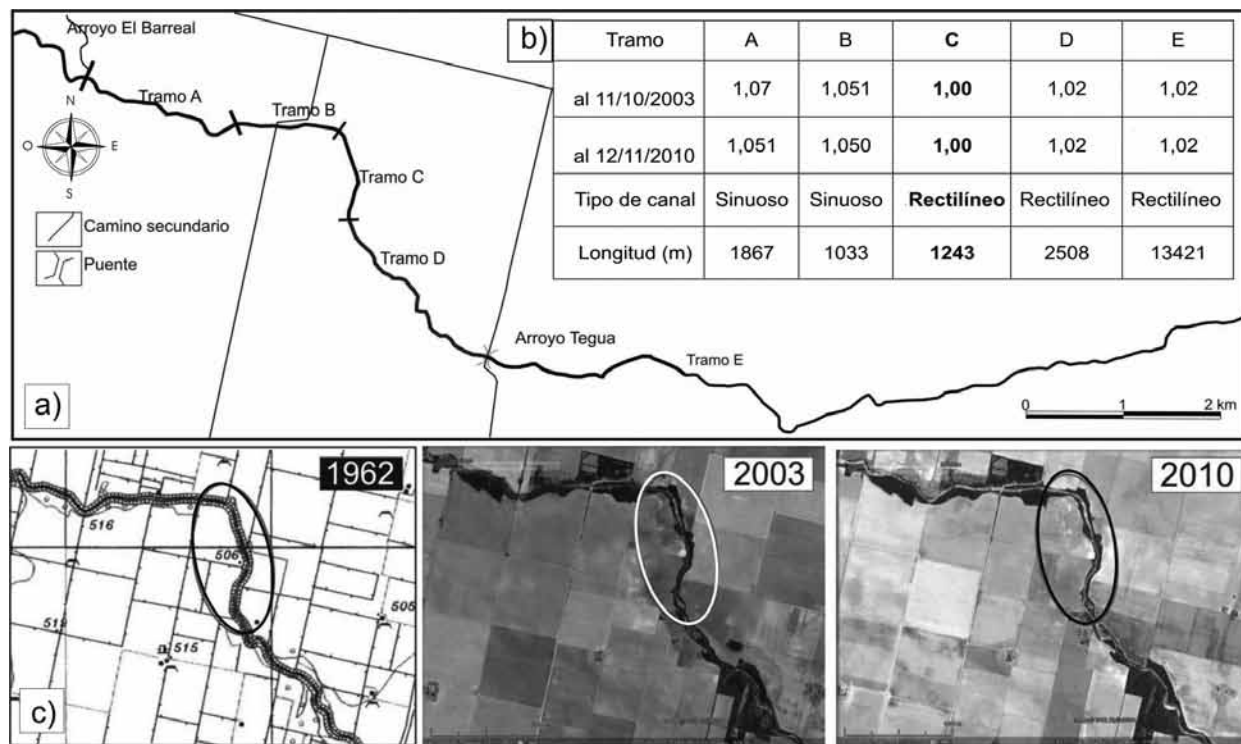


Figura 4: a) Tramos del arroyo Tegua con distintos valores de sinuosidad. b) Tabla con valores de sinuosidad y patrones de canal, según Morisawa (1985) y c) comparación de la variabilidad en planta del canal (estabilidad) del tramo “C”, entre la hoja topográfica Alcira N° 3363-13 e imágenes de satélites, en el círculo se señala el tramo de estudio.

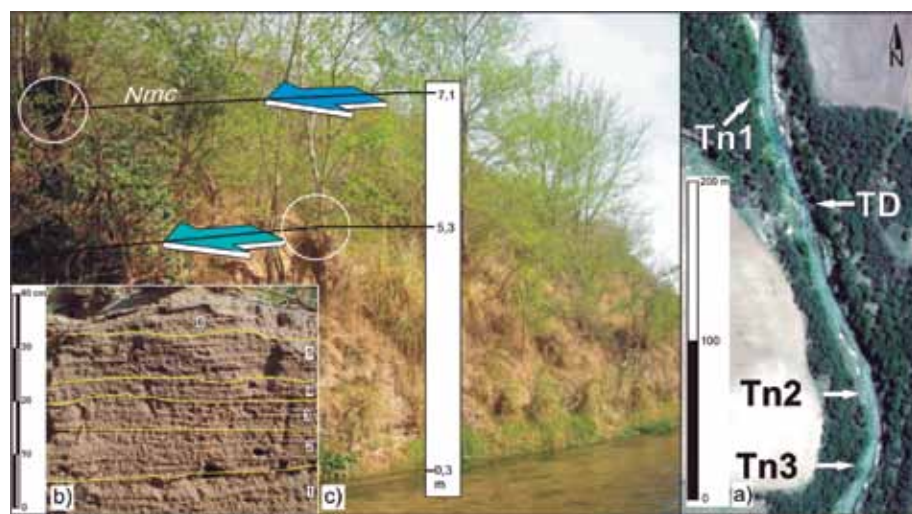


Figura 5: a) posición de las evidencias de crecida; b) depósito sedimentario (TD) situado en la desembocadura de una cárcava y c) ubicación de las evidencias no sedimentarias (TN3), donde se señalan dos niveles de crecidas y el sentido del flujo.

so la densa vegetación, impidió un relevamiento completo de la sección transversal del valle.

**Determinación del coeficiente de rozamiento “n”**

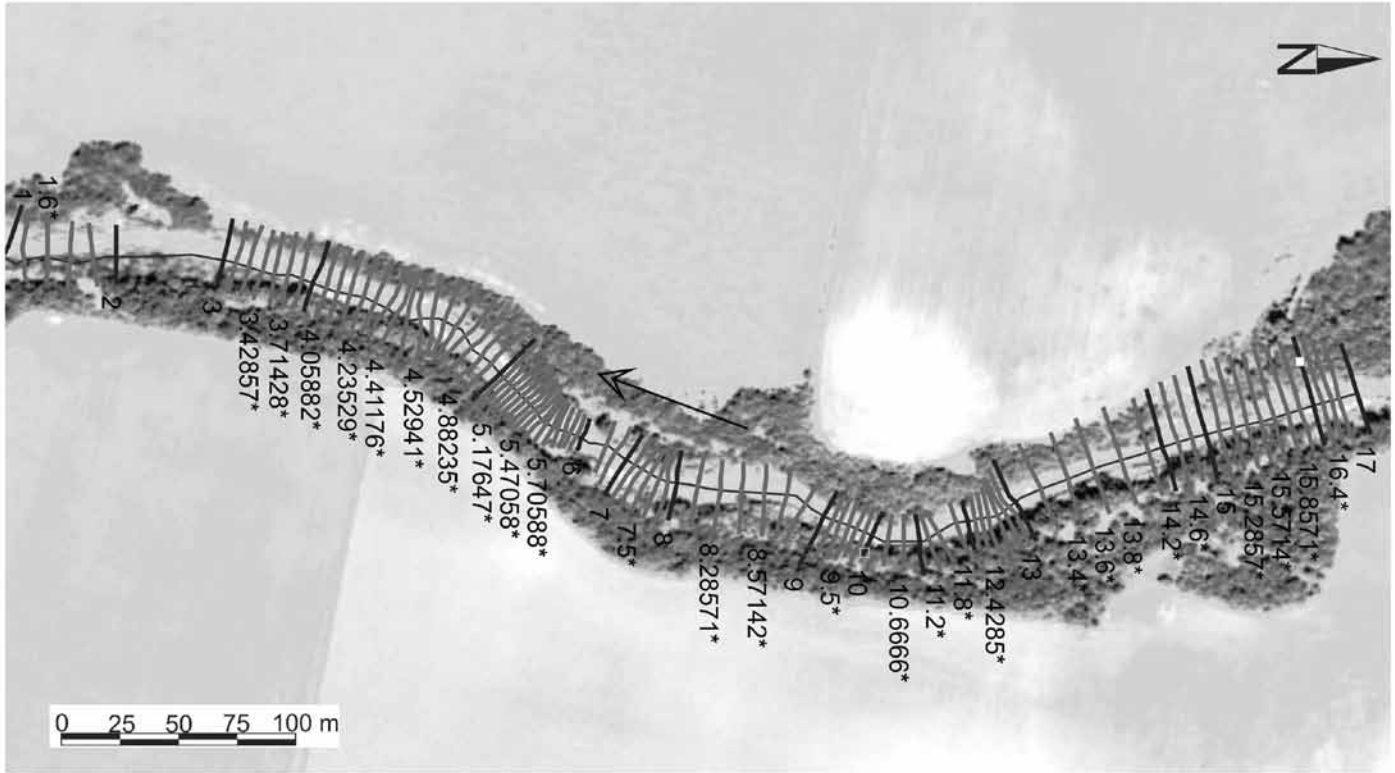
En la determinación de la rugosidad de las

márgenes, se consideró la vegetación y la estacionalidad ya que las crecidas se producen en el período estival, así se asignó un valor de coeficiente “n” de Manning de 0,06, que corresponde a hierbas altas y matorrales dispersos en verano (Ven Te Chow 1982).

Mientras que para la determinación de “n” del lecho, se usó el procedimiento analítico mediante la ecuación de Limerinos (1970), para lo cual se determinaron el D84 y el radio hidráulico y profundidad media del flujo (Cuadro 1). En base a la escala granulométrica de Wentworth, se obtuvieron dos valores de D84, M1 en el perfil transversal 14, y M2 sobre el perfil transversal 5 (Fig. 6), a partir de observar cambios relevantes en la granulometría de lecho del canal y cuyos valores de rugosidad fueron considerados representativos a dos tramos del total del canal, respectivamente.

**Altura de lámina de agua, estimación de descargas y daños a infraestructuras**

Las evidencias de origen sedimentario (TD1 y TD2), fueron reconocidas a 100 m aproximadamente aguas abajo del inicio de la sección, se tratan de depósitos ubicados en la desembocadura de una cárcava al arroyo Tegua, en su margen derecha, generados durante el ingreso de la crecida en la desembocadura de la cárcava (Fig. 5a), mediante un flujo de tipo hipercon-



**Figura 6:** Esquema de los 17 perfiles, los señalados con números enteros corresponden a los relevados en campo, y con números decimales las interpolaciones exigidas por el modelo, para suavizar los cambios en la geometría del canal entre los perfiles medidos.

**CUADRO 1:** Valores de los términos de la ecuación para el cálculo de coeficientes *n* (Limerinos, 1970), representativos de dos tramos del canal.

$D_{84}$ (pies)		R: radio hidráulico (pies)		"n"	
M1	M2	$R_1$ (perfil 14)	$R_2$ (perfil 5)	n1	n2
0,021249	0,020879	3,5359	1,6151	<b>0,0204</b>	<b>0,0203</b>

centrado y de flujos extremos, donde el brusco descenso de la velocidad permitió conservar las estructuras sedimentarias de arenas finas y limos, con un espesor de 30 cm (Fig. 5b). En este depósito se reconocen varias unidades de un mismo evento de crecida (1 a 6), donde las unidades 1 y 2 presentan estratificación cuasiplanar a antiduna, las 3 y 4 antidunas, la 5 estratificación entrecruzada planar de bajo ángulo; estructuras que señalan condiciones de alto régimen de flujo, de la transición lecho plano-antiduna, mientras que la unidad 6 con estratificación entrecruzada planar, representa el inicio del decaimiento del flujo de inundación.

Estas estructuras sedimentarias de alto régimen, suponen una altura de lámina sensiblemente más alta que la posición de esos depósitos, sin embargo se adop-

tó un criterio conservativo considerando el valor de caudal cuya lámina es coincidente con la cota de la evidencia. Similar razonamiento se siguió para los depósitos de origen orgánico (Fig. 5c) en cuya posición (TN3) de observan dos niveles de crecidas, así se consideraron aquellos caudales cuyas alturas de láminas de agua son coincidentes con las posiciones de las marcas vegetales (Cuadro 2).

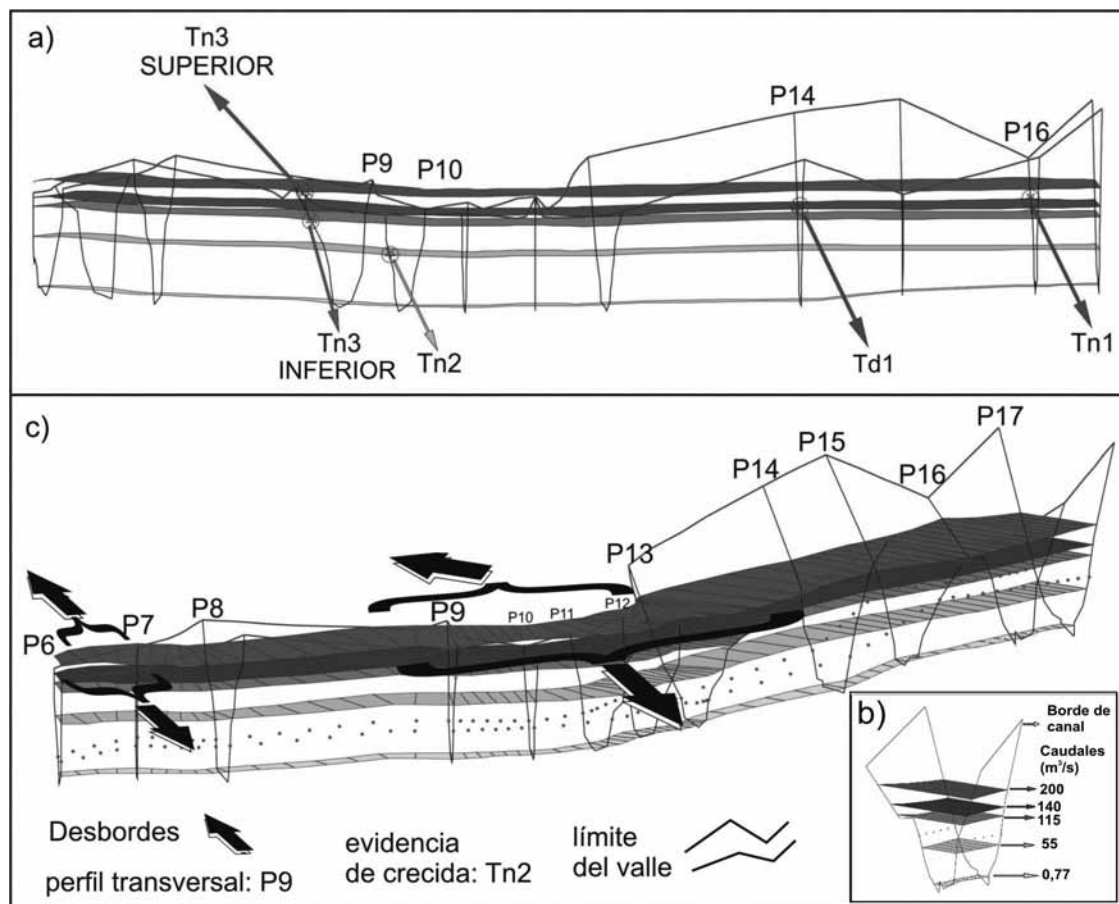
El perfil longitudinal (Fig. 7a) generado luego de computados los cuatro valores de caudal, permite visualizar la coincidencia entre los sitios con evidencias y las láminas correspondientes a los caudales de diseño (Fig. 7b). Los dos sectores con desbordes que se muestran en la Fig. 7c corresponden a la lámina de tránsito de la mayor crecida (200 m<sup>3</sup>/s, TN3 a 7,1m). Sin embargo, la densa vegetación imposibili-

**CUADRO 2:** Comparación entre las marcas de crecidas y los caudales cuya altura de lámina de agua es coincidente con las marcas vegetales y la correspondencia con los perfiles.

Marca de crecida	Caudal ingresado (m <sup>3</sup> /s)	Ubicación en perfil
TN3 superior	≥200	9
TD1	140	14
TN1	140	16
TN3 inferior	115	9
TN2	55	10

tó relevar algunas de las posiciones más elevadas del valle, y así la lámina quedaría confinada dentro de las márgenes. No obstante en las zonas inmediatas al canal no se observaron rasgos de desbordes que pudieran confirmar la ocurrencia de este tipo de episodios.

En base a la biodegradabilidad de las evidencias de origen no-sedimentario, la edad de los eventos aluviales no podría situarse más allá del 2006 (Sánchez *et al.* 2008), por ello es razonable asociar el episodio ocurrido en el 2007 y reportado como el de mayor magnitud de las últi-



**Figura 7:** a) perfil longitudinal con la evidencias de crecidas y las láminas de agua correspondientes a los 5 caudales utilizados; b) sección transversal con las alturas de láminas y los caudales asociados y c) vista 3D del valle con las laminas de crecida y dos tramos con situación de desbordes.

mas décadas, que dañó un puente rural (1000m agua abajo del tramo de estudio) y el de la ruta nacional N° 158, con la evidencia TN3 superior que arrojó una estimación de 200 m<sup>3</sup>/s.

## CONCLUSIONES

La modelización en cauces aluviales, presenta desafíos importantes, debido a los cambios en la sección del canal por el paso de las crecidas, sin embargo la profundización del cauce del arroyo Tegua, alcanzando formaciones con importante grado de cementación (Fm Pampeano y/o Fm Chocancharava), estabilizan la sección del canal tornándolo factible de modelización hidráulica.

La modelización en canales de reducida dimensión, si bien mejora la estimación del caudal máximo, requiere de un importante nivel de detalle que dé cuenta de los cambios topográficos e hidráulicos, necesarios para una adecuada configuración de la lámina del flujo.

La aplicación de datos físicos y tangibles (evidencias de crecidas) a un modelo de uso tan generalizado, brinda una razonable fiabilidad a los valores obtenidos, máxime cuando se carecen de registros de aforos de crecidas.

A pesar de la escasa perdurabilidad de las evidencias no sedimentarias (6 años), se pudo asociar una crecida de gran magnitud de graves consecuencias, con la evidencia reconocida más elevada (TN3 sup.) y el correspondiente caudal calculado de 200 m<sup>3</sup>/s.

La incisión de ríos y arroyos en sedimentos cementados, uno de los procesos geomorfológicos más relevantes del Sur de Córdoba, ha minimizado la movilidad de muchos cauces y estabilizado las secciones del canal, haciéndolos también factibles de modelización hidráulica.

Si bien los resultados son de carácter preliminar, el perfeccionamiento de esta metodología, la calibración, validación y análisis de sensibilidad del modelo, permitirá estimar con un razonable grado de con-

fiabilidad, valores de caudales extremos, fundamentales para el diseño de obras hidráulicas y de infraestructuras más seguras, como así también para la planificación territorial de esta cuenca de drenaje.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su agradecimiento al Departamento de Geología de la Universidad Nacional de Río Cuarto por haber facilitado su infraestructura y al PPI N° 18/C332 Se.C.yT. de la Universidad Nacional de Río Cuarto por el financiamiento, para la realización de este trabajo. Se agradece también a los revisores por sus valiosas sugerencias y contribuciones.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Baker, V. 1986. Paleoflood hydrology and extraordinary flood events. *Journal of Hydrology*, V 96: 79-99.
- Baker, V. and Kochel, R.1988. Flood sedimen-

- tation in bedrock fluvial systems. In: Baker, V. R., Kochel, R.C., Patton, P.C. (eds.), *Flood Geomorphology*. J. Wiley & Sons, 393-403 p., New York.
- Benito G., Sopena A., Sánchez-Moya Y., Machado M. y Pérez-González A. 2003. Palaeoflood record of the Tagus River (Central Spain) during the Late Pleistocene and Holocene. *Quaternary Science Reviews* 22: 1737-1756.
- Benito, G y Thorndycraft, V. R. 2005. Palaeoflood hydrology and its role in applied hydrological sciences. *Journal of Hydrology* 313: 3-15.
- Bonalumi, A., Martino, R., Sfragulla, J., Carignano, C. y Tauber, A. 2005. Hoja Geológica 3363-I, Villa María, Córdoba. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 347. Buenos Aires.
- Cantú, M. 1992. Holoceno de la Prov. de Córdoba. Manual: Holoceno de la Rep. Argentina. Tomo 1. Simposio Internacional sobre El Holoceno en América del Sur. 24 p., Paraná.
- Carignano, C. 1997. Caracterización y evolución durante el Cuaternario Superior de los ambientes geomorfológicos extraserranos en el noroeste de la provincia de Córdoba. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Córdoba (inédita), 207 p., Córdoba.
- Degiovanni, S., Doffo, N. y Villegas, M. 2009. Rejuvenecimiento de la red de drenaje del Sur de Córdoba (Argentina), como consecuencia del cambio climático durante la última centuria. En Sayago J. M. y M. M. Collantes (eds.) *Geomorfología y Cambio Climático*. Instituto de Geociencias y Medio Ambiente, Universidad Nacional de Tucumán: 79-97 p., Tucumán.
- Doffo, N. y González Bonorino, G. 2008. Modificaciones morfohidrológicas en el tramo medio del arroyo Las Lajas, Dpto. Río Cuarto, Córdoba, como respuesta a cambios climáticos. 17 Congreso Geológico Argentino. T 3: 1202-1203. Jujuy.
- Doffo, N., Degiovanni, S. y Villegas M. 2010. Integración de cuencas de drenaje en áreas de llanura, durante la última centuria. El caso del arroyo Las Lajas, Córdoba, Argentina. En Varni, M., Entraigas, I. y Vives, L. (eds.) *Hacia la Gestión Integral de los Recursos Hídricos en Zonas de Llanura*. Tomo 1: 131-138 p., Santa Fé.
- Ely, L., Baker, V. 1985. Reconstructing paleoflood hydrology with slackwater deposits Verde River, Arizona. *Physical Geography* 6: 103-126.
- HEC-RAS. 2008. River analysis system. Hydraulic reference manual. Version 4.0. U.S Army. 747.
- Kochel, R., Baker, V. 1988. Paleoflood Analysis Using Slackwater Deposits. En John Wiley & Sons (eds.) *Flood Geomorphology*. 358 p., New York.
- Limerinos, J. 1970. Determination of the Manning coefficient from measured bed roughness in natural channels. United State. Geological Survey Water-Supply Paper 1898-B, 47 p.
- Magnante, L. 2010. Variaciones morfológicas y morfodinámicas del arroyo El Cano en la última centuria. Causas e implicancias ambientales. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional de Río Cuarto (inédito), 120 p., Río Cuarto.
- Morisawa, M. 1985. Rivers. Forms and process. Longman. Clayton, K. M. (eds.) *Geomorphology texts*. University East Anglia. 223 p., London and New York.
- Olthoff, L. 2012. Estimación de crecidas históricas mediante modelización numérica, basada en evidencias sedimentológicas y geomorfológicas, en el tramo medio del arroyo Tegua. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad Nacional Río Cuarto (inédito), 150 p., Río Cuarto.
- Sánchez, S., Crespo, G., Hernández, M. y García, Y. 2008. Factores bióticos y abióticos que influyen en la descomposición de la hojarasca en pastizales. *Pastos y Forrajes*. V 31: 99-118, Matanzas.
- Ven Te Chow. 1982. Hidráulica de los canales abiertos. Editorial Diana. 633 p. México.

Recibido: 16 de mayo, 2013

Aceptado: 28 de octubre, 2013