



## **MODELACIÓN MORFODINÁMICA DEL PROCESO DE EROSIÓN RETROGRADANTE: APLICACIÓN A LA CASCADA DEL A° SALADILLO**

**Pedro A. Basile<sup>1,2</sup>, Gerardo A. Riccardi<sup>1,2,3</sup>**

<sup>1</sup>Departamento de Hidráulica – Escuela de Ingeniería Civil (FCEIA – UNR), Argentina

<sup>2</sup>Centro Universitario Rosario de Investigaciones Hidroambientales (FCEIA – UNR), Argentina

<sup>3</sup>Consejo de Investigaciones de la Universidad Nacional de Rosario (CIUNR), Argentina

Riobamba 245 bis. (2000) Rosario. Argentina

E-Mail: [pbasile@fceia.unr.edu.ar](mailto:pbasile@fceia.unr.edu.ar)

### **RESUMEN**

Se presenta la formulación, implementación computacional, calibración y validación de un modelo morfodinámico, que simula el proceso de erosión retrogradante de cascadas en suelos cohesivos. El modelo simula el efecto morfodinámico combinado de la erosión efectiva del lecho al pie de la cascada, la socavación de la base por el vórtice antihorario de retroceso, la profundidad de la grieta de tracción y el mecanismo de colapso masivo por inestabilidad geotécnica asociada a falla por ménsula. El modelo contempla la influencia de la cohesión y de la fricción en las fuerzas resistentes y el efecto desestabilizador inducido por el agua contenida en el suelo. El modelo fue calibrado y validado utilizando 6 crecidas observadas en el A° Saladillo (Provincia de Santa Fe), para las cuales se contó con las correspondientes migraciones aguas arriba que experimentó la cascada, localizada en dicho arroyo, en la zona del Parque Regional Sur de Rosario. Los resultados obtenidos son muy satisfactorios, los desplazamientos observados de la cascada fueron reproducidos por el modelo con errores relativos iguales a 12 % para la calibración y -9 % para la validación.

### **ABSTRACT**

The formulation, computational implementation, calibration and validation of a morphodynamic model, which simulates the retrograde erosion process of cascades in cohesive soils is presented. The model simulates the combined morphodynamic effect of the effective erosion at the foot of the cascade, the undermining of the base by the counterclockwise vortex, the depth of the traction crack and the mechanism of massive collapse by geotechnical instability associated with cantilever failure. The model contemplates the influence of the cohesion and the friction in the resistant forces and the destabilizing effect induced by the water contained in the soil. The model was calibrated and validated using 6 floods observed in the Saladillo Creek (Santa Fe Province), for which we had the corresponding upstream migrations experienced by the waterfall, located in the South Regional Park of Rosario. The obtained results are very satisfactory, the observed displacements of the cascade were reproduced by the model with relative errors equals to 12 % for calibration and -9 % for validation.

### **INTRODUCCIÓN**

La erosión retrogradante, asociada a la migración aguas arriba de cascadas no estabilizadas, puede causar un gran número de problemas económicos y ambientales, tales como pérdida de suelo, colapso de infraestructuras (puentes, acueductos, gasoductos, edificaciones, etc.), alteración de habitats acuáticos, captura de cursos de otras cuencas (coalescencia), etc.; además, en general la deposición aguas abajo del sedimento generado puede condicionar las profundidades náuticas disponibles para la navegación, la capacidad funcional de estructuras

de control de inundaciones y obras de toma para abastecimiento de agua.

El proceso de erosión retrogradante es complejo e involucra la acción morfodinámica combinada de erosión fluvial localizada al pié de la cascada y el mecanismo de colapso masivo por inestabilidad geotécnica. Los primeros análisis de estabilidad geotécnica aplicados en taludes, realizados por Culman (1866) y Lohnes et al. (1968), consideraban geometrías simples de la cuña de deslizamiento y no tenían en cuenta el efecto de la erosión de lecho en el mecanismo de colapso (Spangler y Handy, 1982; Huang, 1983). Contribuciones posteriores, han extendido el análisis de estabilidad geotécnica de taludes al caso de márgenes de ríos (Osman y Thorne, 1988; Darby et al., 1996a,b, 2000; Basile, 2005; Patsinghasanee, 2015, 2016a,b), considerando perfiles más reales asociados a deformación de márgenes por erosión lateral al pié y erosión de lecho en proximidad de la margen. De acuerdo a la forma del perfil del talud/margen y a las propiedades físicas del material que la constituye, se han propuesto distintos tipos de modelos para representar los mecanismos de falla: i) Plana (Lohnes et al., 1968; Osman y Thorne, 1988; Darby et al., 1996a,b; Simon et al., 1999; Wan y Xia, 2001; Basile, 2005), ii) Rotacional (Bishop, 1955), iii) Cantilever (Thorne y Tovey, 1981; Wang et al., 2016; Patsinghasanee, 2016a,b), iv) Tubificación o sifonaje (Hagerty, 1991).

Dada la diversidad de condiciones hidráulicas, características topográficas y heterogeneidades del suelo, puede haber más de uno de estos mecanismos de colapso masivo actuando contemporáneamente; lo cual hace dificultoso establecer un modelo de validez universal. En este sentido, queda claro que ningún modelo o grupo de modelos puede ser apropiado para todos los problemas y ambientes geográficos. Por lo tanto, es necesaria la revisión de los modelos existentes, como así también, el desarrollo de nuevas metodologías de cálculo apropiadas para cada región.

En este trabajo se presenta la formulación, implementación computacional, calibración y validación de un modelo morfodinámico, que simula el proceso de erosión retrogradante de cascadas en suelos cohesivos, ubicadas en arroyos y ríos sujetos a crecidas de corta duración, denominado ERCAS-SC (**Erosión Retrogradante CAScadas-Suelos Cohesivos**). El modelo contempla el efecto morfodinámico combinado de la erosión efectiva del lecho al pié de la cascada, la socavación de la base por el vórtice de retroceso, la profundidad de la grieta de tracción, el contenido de agua en el suelo y el mecanismo de colapso masivo por inestabilidad geotécnica asociada a falla por ménsula (cantilever). En el modelo se contempla la influencia de la cohesión y de la fricción en las fuerzas resistentes y el efecto desestabilizador inducido por el agua contenida en el suelo. El modelo fue calibrado y validado utilizando seis crecidas observadas en el A° Saladillo (Provincia de Santa Fe), para las cuales se contó con las correspondientes migraciones aguas arriba que experimentó la cascada.

## DESCRIPCIÓN DEL MODELO MATEMÁTICO

### Evolución temporal de la erosión al pié de la cascada

La profundidad de erosión local de equilibrio,  $z_{se}$  (m), al pié de la cascada, respecto al nivel del lecho no perturbado, se calcula mediante (Veronese, 1937; Lagasse et al., 2009):

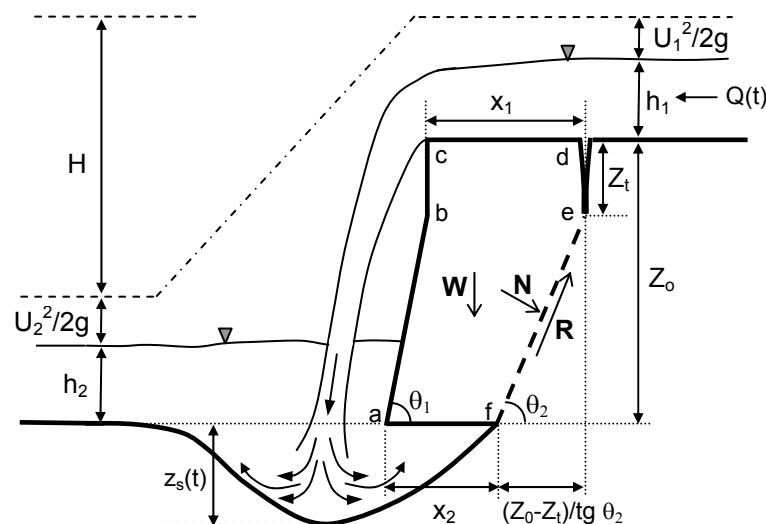
$$z_{se} = c_1 q^{c_2} H^{c_3} - h_2 \quad (1)$$

donde  $c_1=1.9$ ,  $c_2=0.54$  y  $c_3=0.225$ ,  $q$ : caudal específico ( $m^2/s$ ),  $H$ : diferencia entre la energía aguas arriba y aguas abajo del salto ( $m$ ) y  $h_2$ : profundidad de flujo normal aguas abajo ( $m$ ).

Durante una crecida, la erosión de equilibrio se alcanza generalmente si la duración (permanencia de caudales) es suficiente como para que la hoya de erosión entre en régimen o equilibrio. Si el sedimento del lecho es no cohesivo, en el rango de las arenas, esto puede ser factible incluso para crecidas de relativamente breve duración. Por el contrario, en lechos cohesivos consolidados y crecidas de corta duración, típicas de los arroyos del sur de Santa Fe (Saladillo, Ludueña, etc.), es improbable que se alcance tal erosión, es decir, la profundidad de erosión efectiva está limitada por la duración de cada caudal que conforma el hidrograma y es menor que la profundidad de erosión de equilibrio. Por lo tanto, para determinar la evolución temporal de la erosión efectiva  $z_s(t)$ , al pie de la cascada, se propone la siguiente ecuación:

$$z_s(t) = z_{se} \left( 1 - e^{-\alpha t_*^\beta} \right) \quad , \quad t_* = \frac{t U_1}{\delta Z_0} \tag{2a) y (2b)}$$

donde  $\alpha=0.025$ ,  $\beta=0.33$  y  $\delta=0.25$  son coeficientes adimensionales, ajustados con observaciones de la cascada del A° Saladillo;  $t_*$ : tiempo adimensional, siendo  $t$ : tiempo (s),  $U_1$ : velocidad media aguas arriba del salto ( $m/s$ ),  $Z_0$ : altura del salto ( $m$ ), ver Figura 1.



**Figura 1.-** Representación esquemática de variables de flujo, geometría del perfil y fuerzas intervinientes en el proceso morfodinámico de erosión retrogradante del modelo ERCAS-SC.

La evolución temporal de la erosión efectiva al pie de la cascada  $z_s(t)$ , durante el tránsito de un hidrograma  $Q(t)$ , se determina considerando condición de flujo cuasi-permanente, es decir, el caudal se mantiene constante en cada  $\Delta t$  de discretización del mismo.

En primer lugar, para cada uno de los caudales del hidrograma discretizado:  $Q(n\Delta t)$ ,  $n=1,2,3$ , etc., se determinan las variables hidráulicas y los correspondientes valores de  $z_{se}$  (ec. (1)). Luego se aplican las ecuaciones (2a) y (2b) en forma recursiva:

Para el primer caudal del hidrograma ( $t=1\Delta t$ ):

$$z_s^n = z_{se}^n \left\{ 1 - EXP \left[ -\alpha \left( \frac{U_1^n \Delta t}{\delta Z_0} \right)^\beta \right] \right\} \tag{3}$$

Para los caudales sucesivos ( $t=2\Delta t, 3\Delta t, \text{etc.}$ ), utilizando las ecs. (2a) y (2b), y considerando la erosión efectiva obtenida en el tiempo anterior, se determina un tiempo de referencia  $t_r$  como:

$$t_r = \frac{\delta Z_0}{U_l^{n+1}} \left[ -\frac{1}{\alpha} \ln \left( 1 - \frac{z_s^n}{z_{se}^{n+1}} \right) \right]^{1/\beta} \quad (4)$$

La función del tiempo de referencia es determinar el tiempo que le insume al flujo, con las nuevas condiciones hidráulicas en  $t=(n+1)\Delta t$ , alcanzar una erosión efectiva igual a la calculada en el tiempo anterior  $t=n\Delta t$ . De esta manera, la profundidad de erosión efectiva en  $t=(n+1)\Delta t$  se determina mediante:

$$z_s^{n+1} = z_{se}^{n+1} \left\{ 1 - \text{EXP} \left[ -\alpha \left( \frac{U_l^{n+1}}{\delta Z_0} (t_r + \Delta t) \right)^\beta \right] \right\} \quad (5)$$

En general, se observa que la profundidad de erosión efectiva durante la crecida, va aumentando en el tiempo hasta alcanzar en forma asintótica un valor máximo, inmediatamente después que transita el pico del hidrograma, y se detiene cuando su valor es igual a la profundidad de erosión de equilibrio correspondiente a un cierto caudal de la rama descendente del hidrograma.

Tal evolución de la profundidad de erosión efectiva es posible solo si la cascada se mantiene fija en su posición original. En cambio, si la profundidad de erosión efectiva, en un tiempo genérico  $t=n\Delta t$ , es de tal magnitud que induce el colapso masivo (que describiremos a continuación), se asume que parte del bloque de suelo colapsado llena completamente la hoya de erosión al pie y otra parte se vuelca aguas abajo de la hoya. En ese caso, en el modelo se anula el tiempo de referencia en  $t=(n+1)\Delta t$  y se recomienza el cálculo desde allí, hasta que eventualmente se produzca un nuevo colapso masivo, y así sucesivamente.

### **Evolución temporal del colapso masivo de la cascada**

La estabilidad geotécnica se determina mediante un modelo de colapso masivo por ménsula (cantilever), considerando los efectos de cohesión y fricción del suelo. La geometría del perfil de la cascada considera la profundidad de la grieta de tracción  $Z_t$ ; la erosión efectiva del lecho al pie  $z_s(t)$ , la socavación de la base del bloque  $x_2$ , la erosión retrogradante  $x_1$  y los ángulos  $\theta_1$  y  $\theta_2$ , como se esquematiza en la Figura 1. Las fuerzas actuantes sobre el bloque de suelo que puede colapsar (ver Figura 1) son: el peso del bloque  $W$ , la fuerza resistente actuante a lo largo de la superficie de falla  $R$  y la fuerza normal a la superficie de falla  $N$ .

La estabilidad geotécnica se modela definiendo un factor de seguridad  $F_s$ , que se expresa mediante la relación entre la fuerza resistente  $R$  y la fuerza desestabilizadora  $D$ , actuantes sobre el bloque:

$$F_s = \frac{R}{D} \quad (6)$$

Si  $F_s > 1$  el bloque es estable y si  $F_s < 1$  es inestable y colapsa. La fuerza resistente  $R$  por unidad de longitud de margen puede expresarse como:

$$R = \frac{c(Z_0 - Z_t)}{\text{sen } \theta_2} + N \text{tg } \phi \quad (7)$$

con  $c$ : cohesión ( $\text{N/m}^2$ ),  $Z_t$ : profundidad de la grieta de tracción (m),  $\theta_2$ : ángulo de la superficie de falla (grados),  $N$ : fuerza normal al plano de falla (N) y  $\phi$ : ángulo de fricción interna del suelo (grados). La fuerza  $D$ , paralela al plano de falla  $e-f$  (Figura 1) y opuesta a  $R$ , es expresada como:

$$D = W \operatorname{sen} \theta_2 \quad (8)$$

Reemplazando (7) y (8) en (6) se obtiene:

$$F_s = \frac{c (Z_0 - Z_t)}{W \operatorname{sen}^2 \theta_2} + \frac{N \operatorname{tg} \phi}{W \operatorname{sen} \theta_2} \quad (9)$$

La fuerza  $N$  dada por:  $N = P \cos \theta_2$ , es la componente normal, de una fuerza vertical  $P$ , transmitida sobre el plano de falla por el suelo contenido en el volumen  $abcdef$  (Figura 1). La fuerza  $W$  en (8) es la fuerza asociada al peso total del mismo volumen. Reemplazando  $N$  en (9) se obtiene:

$$F_s = \frac{c (Z_0 - Z_t)}{W \operatorname{sen}^2 \theta_2} + \frac{P \cos \theta_2 \operatorname{tg} \phi}{W \operatorname{sen} \theta_2} \quad (10)$$

Si se considera bloque de suelo seco  $P$  y  $W$  son idénticas, adoptan el mismo valor, es decir, son iguales al peso de las partículas de suelo contenidas en el volumen  $abcdef$  (Figura 1). En este caso, la ecuación (10) queda expresada como:

$$F_s = \frac{c (Z_0 - Z_t)}{\gamma_b V \operatorname{sen}^2 \theta_2} + \frac{\operatorname{tg} \phi}{\operatorname{tg} \theta_2} \quad (11)$$

donde  $V$ : volumen por unidad de ancho ( $\text{m}^3/\text{m}$ ), contenido en  $abcdef$  (ver Figura 1);  $\gamma_b$ : peso específico global del suelo ( $\text{N/m}^3$ ),  $\gamma_b = \rho_s g (1-p)$ , siendo  $p$ : porosidad (-),  $g$ : aceleración de la gravedad ( $\text{m/s}^2$ ) y  $\rho_s$ : densidad del suelo ( $\text{kg/m}^3$ ).

Para tener en cuenta la saturación del lecho, en el modelo se determina un factor de seguridad que contempla el efecto del agua en el suelo. Si se considera suelo saturado  $P$  y  $W$  son diferentes. En este caso, la fuerza ejercida por el bloque de suelo (cuyo volumen total es  $V$ ) sobre el plano de falla, es reducida por el efecto de flotación, mientras que, el peso total del volumen  $V$  aumenta debido a la presencia del agua. En general, las fuerzas  $P$  y  $W$  pueden expresarse como:

$$P = \gamma_f V \quad , \quad W = \gamma_g V \quad (12a) \text{ y } (12b)$$

donde  $\gamma_f$  y  $\gamma_g$  son los pesos específicos globales asociados al volumen  $V$  en lo que concierne a las fuerzas de fricción y gravedad. Reemplazando (12a) y (12b) en (10) se obtiene:

$$F_s = \frac{c (Z_0 - Z_t)}{\gamma_g V \operatorname{sen}^2 \theta_2} + \frac{\gamma_f \operatorname{tg} \phi}{\gamma_g \operatorname{tg} \theta_2} \quad (13)$$

Si el suelo está seco ambos pesos específicos son iguales:

$$\gamma_f = \gamma_g = \rho_s g (1-p) \quad (14)$$

Si el suelo está saturado, a la fuerza de fricción se le debe sustraer el efecto de flotación:

$$\gamma_f = g [\rho_s (1-p) - \rho_w (1-p)] = g (\rho_s - \rho_w) (1-p) \quad (15)$$

donde  $\rho_w$ : densidad del agua ( $\text{kg/m}^3$ ). Por otra parte, en este caso, a la fuerza de gravedad se le debe adicionar el peso del agua contenida en los poros, es decir:

$$\gamma_g = g [\rho_s (1-p) + \rho_w p] \quad (16)$$

Para darle mayor versatilidad al modelo, se han definido los pesos específicos globales  $\gamma_{g^*}$  y  $\gamma_{f^*}$ , mediante un coeficiente  $\eta$ , que simula condiciones de humedad intermedias:

$$\gamma_{g^*} = g [\rho_s (1-p) + \eta \rho_w p] \quad , \quad \gamma_{f^*} = g (\rho_s - \eta \rho_w) (1-p) \quad (17) \text{ y } (18)$$

Para suelo seco:  $\eta=0$ ,  $\gamma_{f^*}$  y  $\gamma_{g^*}$  son iguales a (14). Para suelo saturado:  $\eta=1$ ,  $\gamma_{f^*}$  y  $\gamma_{g^*}$  son iguales a (15) y (16) respectivamente. Para simular valores intermedios de humedad (bloque de suelo parcialmente saturado), en el modelo se especifica:  $0 < \eta < 1$ , entonces  $\gamma_{f^*}$  varía entre los límites dados por (14) y (15), mientras que,  $\gamma_{g^*}$  varía entre los valores límites dados por (14) y (16).

Consecuentemente, el factor de seguridad generalizado puede expresarse como:

$$F_s = \frac{c Z_0 (1 - z_{ta})}{\gamma_{g^*} V \text{sen}^2 \theta_2} + \frac{\gamma_{f^*} \text{tg} \phi}{\gamma_{g^*} \text{tg} \theta_2} \quad (19)$$

donde  $z_{ta}$ : profundidad adimensional de la grieta de tracción,  $z_{ta} = Z_t / Z_0$ , la cual varía entre 0 y 0.5 y puede ser sujeta a calibración. En cada tiempo  $t = n \Delta t$ ,  $n=1, 2, \dots, M$ ; se determina la geometría del bloque susceptible de colapsar, computándose las longitudes  $x_2$  (socavación de la base) y  $x_1$  (erosión retrogradante potencial), y el correspondiente volumen por unidad de ancho  $V$ , mediante:

$$x_2 = \xi z_s (n \Delta t) \quad (20)$$

$$x_1 = x_2 + \frac{Z_0 - Z_t}{\text{tg} \theta_2} - \frac{Z_0 - Z_t}{\text{tg} \theta_1} \quad (21)$$

$$V = x_1 Z_t + \left( x_2 + \frac{Z_0 - Z_t}{\text{tg} \theta_2} \right) (Z_0 - Z_t) - \frac{1}{2} \frac{(Z_0 - Z_t)^2}{\text{tg} \theta_2} - \frac{1}{2} \frac{(Z_0 - Z_t)^2}{\text{tg} \theta_1} \quad (22)$$

El vórtice de retroceso (antihorario), que se desarrolla en la hoya de erosión, tiene un gran poder erosivo y produce el ensanchamiento de la hoya por debajo del pie de la cascada. En el modelo, la socavación de la base de la cascada, indicada como  $x_2$ , se relaciona con la erosión efectiva  $z_s(t)$  mediante un parámetro de amplificación  $\xi$ . En principio, el mismo es mayor que 1 y puede ser considerado como un parámetro de calibración.

De esta manera, mediante (19) se calcula la evolución temporal del factor de seguridad, que determina la estabilidad geotécnica al colapso masivo. Durante el tránsito del hidrograma  $Q(t)$ , a medida que se incrementa la profundidad de erosión efectiva al pie de la cascada  $z_s(t)$ , se van incrementando los valores de  $x_2$  (esta socavación va dejando al bloque superior sin soporte en la base) y de  $x_1$ ; por lo tanto, se va incrementando el volumen del bloque. El factor de seguridad va disminuyendo progresivamente, hasta que para  $F_s < 1$  el bloque colapsa, produciendo la erosión retrogradante efectiva  $x_1$ . Como explicado anteriormente, el bloque que colapsa llena la hoya de erosión localizada al pie de la cascada y recomienza el proceso de erosión al pie, iniciando nuevamente el proceso que conducirá a otro episodio de colapso masivo, y la consiguiente migración de la cascada aguas arriba.



## APLICACIÓN DEL MODELO

El modelo fue aplicado para simular la migración aguas arriba que experimenta la cascada del A° Saladillo, ubicada en la zona del Parque Regional Sur de Rosario, la cual se encuentra actualmente 190 m aguas abajo del puente Molino Blanco de calle Ayacucho (Figura 2).

Para la aplicación se utilizaron datos geotécnicos obtenidos de muestras de 3 perforaciones de 20 m de profundidad, una sobre el cauce y dos sobre las márgenes izquierda y derecha del arroyo, a la altura de calle Munne, realizadas en el marco del Convenio CFI-FCEIA (DHIS, 1993). Asimismo, se utilizaron datos topográficos (DHIS, 1993) e información de relevamientos topobatimétricos realizados en el año 2015 por el MASPMA de la Provincia de Santa Fe, los cuales se complementaron con visitas periódicas al lugar, para distintas condiciones de caudal, entre los años 2015 y 2017.



**Figura 2.-** Ubicación de la cascada del A° Saladillo, actualmente 190 m aguas abajo del puente Molino Blanco.

Se seleccionaron 6 crecidas del arroyo, 3 se utilizaron para la calibración del modelo y las 3 restantes para la validación. Los hidrogramas se determinaron convirtiendo los datos de niveles hidrométricos, registrados en correspondencia con la RP18 (Base de datos Hidrológica Integrada, SSRH de la Nación), en caudales a partir de la construcción de una curva h-Q en dicha sección.

Sucesivamente, los hidrogramas fueron propagados hasta la sección del arroyo en correspondencia del puente Molino Blanco, donde se les adicionaron los caudales generados por el sector de la cuenca aguas abajo de la RP18. Además, se utilizaron imágenes satelitales cronológicas de Google Earth® para determinar los desplazamientos de la cascada en correspondencia con los eventos hidrológicos seleccionados.

En la Tabla 1 se resumen las características de las 6 crecidas seleccionadas, especificando el período, el caudal pico del hidrograma  $Q_p$ , el tiempo de base  $t_b$ , el volumen del hidrograma  $V_h$  y las longitudes observadas de la migración de la cascada  $L$ . Cabe aclarar que, este último dato se presenta agregado temporalmente, para las 3 crecidas de calibración y para las 3 de validación, ya que no se contaron con los datos específicos entre los períodos de cada crecida.

**Tabla 1.-** Resumen de características de las crecidas y desplazamientos observados.

Crecida	Período	$Q_p$ (m <sup>3</sup> /s)	$t_b$ (hs)	$V_h$ (hm <sup>3</sup> )	L (m)
C1 (calib.)	02/03/15 – 14/03/15	423.3	288	220.7	115
C2 (calib.)	02/05/15 – 12/05/15	298.0	240	166.0	
C3 (calib.)	08/08/15 – 16/08/15	505.5	192	149.8	
C4 (valid.)	24/12/16 – 01/01/17	686.9	216	273.2	394
C5 (valid.)	01/01/17 – 12/01/17	665.7	264	234.3	
C6 (valid.)	12/01/17 – 25/01/17	655.2	336	265.2	

Para representar adecuadamente la evolución temporal del proceso de erosión retrogradante se adoptó un  $\Delta t=0.5$  hs, con el cual se discretizaron los hidrogramas y se determinaron las variables hidráulicas, representando condiciones de flujo cuasi-permanente, mediante la integración de la ecuación de flujo permanente gradualmente variado 1D para cada caudal. Se especificó un coeficiente de rugosidad de Manning igual a  $0.03 \text{ s/m}^{1/3}$ , y pendiente del cauce, aguas arriba y aguas abajo del salto, iguales a 0.0005 y 0.0004 respectivamente. Se consideró sección rectangular con ancho  $B=60$  m. Aguas arriba del salto se impuso como condición de borde la profundidad crítica en el frente de la cascada. Mientras que, aguas abajo del salto, se especificó el nivel asociado a la profundidad normal en el extremo aguas abajo del tramo inferior del arroyo; ya que los niveles del río Paraná en la desembocadura del arroyo, para los períodos en estudio, se mantuvieron todos por debajo de 7.3 m IGN. Dicho nivel no induce ningún efecto de remanso significativo para las crecidas simuladas.

Para la calibración se especificaron:  $Z_0=7.5$  m,  $c_1=1.9$ ,  $c_2=0.54$  y  $c_3=0.225$ ,  $\alpha=0.025$ ,  $\beta=0.33$ ,  $\delta=0.25$ ,  $c=32360 \text{ N/m}^2$ ,  $\phi=22^\circ$ ,  $\rho_s=2800 \text{ kg/m}^3$ ,  $\rho_w=1000 \text{ kg/m}^3$ ,  $g=9.81 \text{ m/s}^2$ ,  $p=0.4$ ,  $\eta=1$ ,  $\theta_1=80^\circ$ ,  $\theta_2=70^\circ$ . Se ajustaron los valores de la profundidad adimensional de la grieta de tracción  $z_{ta}$  y del parámetro de amplificación  $\xi$ , para reproducir con las tres crecidas C1, C2 y C3, el valor del desplazamiento de la cascada observado, agregado temporalmente. Los valores ajustados de dichos parámetros, en el proceso de calibración, fueron:  $z_{ta}=0.32$  y  $\xi=1.15$ . Para la validación del modelo; con las crecidas C4, C5 y C6, todas las variables, coeficientes y parámetros se mantuvieron invariados respecto a los obtenidos en la calibración.

## ANÁLISIS DE RESULTADOS

En la Tabla 2 se resumen los resultados obtenidos en la calibración y validación del modelo, donde, para cada crecida, se consignan: caudal pico específico  $q_p$ , volumen del hidrograma  $V_h$ , diferencia de energía asociada al caudal pico  $H_p$ , profundidad no perturbada aguas abajo del salto para el caudal pico  $h_{2p}$ , profundidad de erosión de equilibrio  $z_{se p}$ , profundidad de erosión efectiva máxima  $z_s(t)_{m\acute{a}x}$ , desplazamiento de la cascada calculado  $L_{i,cal.}$ , desplazamiento de la cascada calculado agregado temporalmente  $\sum L_{i,cal.}$ , desplazamiento de la cascada observado agregado temporalmente  $L_{obs.}$  y error relativo  $Er$  entre valores calculados y observados del desplazamiento.

**Tabla 2.-** Resumen de resultados de la calibración y validación del modelo morfodinámico.

Crecida	$q_p$ (m <sup>2</sup> /s)	$V_h$ (hm <sup>3</sup> )	$H_p$ (m)	$h_{2p}$ (m)	$z_{se p}$ (m)	$z_s(t)_{m\acute{a}x}$ (m)	$L_{i,cal.}$ (m)	$\sum L_{i,cal.}$ (m)	$L_{obs.}$ (m)	$Er$ (%)
C1 (calib.)	7.06	220.7	7.25	4.11	4.40	3.19	51.6	129.2	115	12
C2 (calib.)	4.97	166.0	7.30	3.34	3.73	2.85	28.9			
C3 (calib.)	8.43	149.8	7.23	4.58	4.79	3.38	48.7			
C4 (valid.)	11.45	273.2	7.17	5.51	5.54	4.26	156.4	360.2	394	-9
C5 (valid.)	11.10	234.3	7.18	5.40	5.45	3.93	98.1			
C6 (valid.)	10.92	265.2	7.18	5.35	5.41	4.04	105.7			

Los errores relativos, entre valores calculados y observados, del desplazamiento agregado



para el período de las tres crecidas, son iguales a 12 % para la calibración y -9 % para la validación. Teniendo en cuenta la complejidad del proceso morfodinámico y considerando que los parámetros de calibración adoptaron valores físicamente plausibles, podemos decir que los resultados obtenidos con el modelo simplificado son muy satisfactorios.

En la Figura 3 se presenta la evolución temporal de las profundidades de erosión de equilibrio y erosión efectiva para cascada fija, conjuntamente con el hidrograma y la profundidad de erosión efectiva para cascada móvil, correspondiente a la simulación de la crecida: a) C1 y b) C5. En ambos casos se observa que la profundidad de erosión efectiva para cascada fija, va aumentando en el tiempo hasta alcanzar en forma asintótica un valor máximo, inmediatamente después que transita el pico del hidrograma y se detiene cuando su valor es igual a la profundidad de erosión de equilibrio correspondiente a un caudal de la rama descendente del hidrograma.

Se observa que, el inicio del proceso de erosión retrogradante se da para un caudal de la rama ascendente del hidrograma de 260 m<sup>3</sup>/s (C1) y de 320 m<sup>3</sup>/s (C5), a partir del cual la erosión efectiva asociada a cascada móvil comienza un ciclo de oscilaciones, que se verifican con cada episodio de colapso. Se nota un incremento en el tiempo del número de colapsos para los caudales de la zona del pico del hidrograma, respecto a los que se verifican para caudales intermedios de las ramas de ascenso y descenso del hidrograma. Resultados similares se observan para las otras crecidas simuladas.

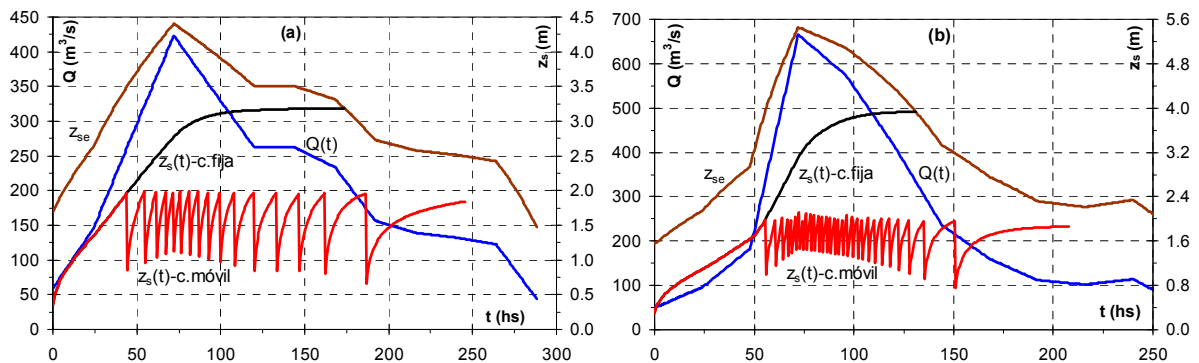


Figura 3.- Evolución  $Q(t)$ ,  $z_{se}$ ,  $z_s(t)$  cascada fija y  $z_s(t)$  cascada móvil, para: (a) Crecida C1, (b) Crecida C5.

En la Figura 4 se presenta la evolución temporal del desplazamiento aguas arriba  $L(t)=\sum x_1(t)$  de la cascada, correspondiente a la simulación de la crecida: a) C1 y b) C5.

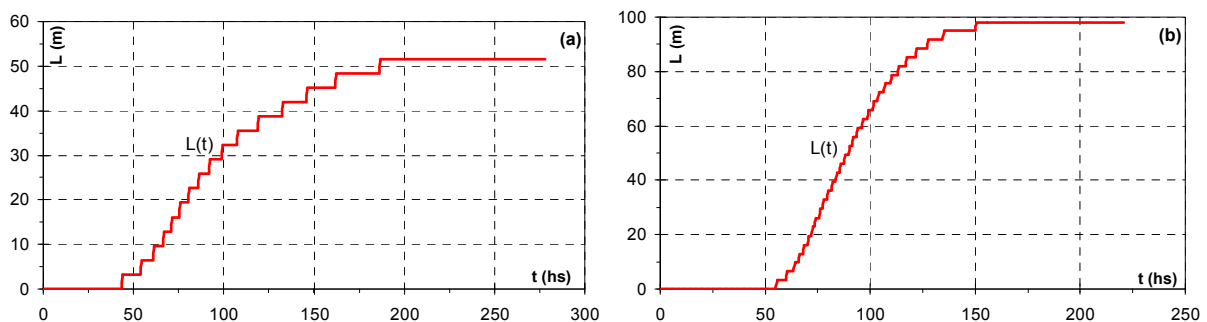


Figura 4.- Evolución de  $L(t)$ , para: (a) Crecida C1, (b) Crecida C5.

La profundidad de erosión efectiva máxima,  $z_s(t)_{m\acute{a}x}$  (m), durante una crecida, para cascada fija, puede estimarse con la siguiente ecuación, derivada a partir de los resultados de la calibración y validación del modelo morfodinámico con las 6 crecidas del A° Saladillo:

$$z_s(t)_{\text{máx}} = 1.462 q_p^{0.5198} V_h^{0.0614} H_p^{0.1411} - h_{2p} \quad (23)$$

con  $q_p$ : caudal pico específico ( $\text{m}^2/\text{s}$ ),  $V_h$ : volumen del hidrograma ( $\text{hm}^3$ ),  $H_p$ : diferencia de energía asociada a  $q_p$  (m) y  $h_{2p}$ : profundidad no perturbada aguas abajo del salto para  $q_p$  (m).

Dado que una fracción de la profundidad de erosión efectiva, dada por (23), es responsable del proceso de colapso masivo, y consecuente erosión retrogradante, la siguiente ecuación brinda el desplazamiento total aguas arriba que experimenta la cascada durante una crecida:

$$L = 0.0056 q_p^{0.2072} V_h^{1.1161} z_s(t)_{\text{máx}}^{2.3434} \quad (24)$$

con  $L$  (m),  $q_p$  ( $\text{m}^2/\text{s}$ ),  $V_h$  ( $\text{hm}^3$ ),  $z_s(t)_{\text{máx}}$  (m). Por lo tanto, para determinar el desplazamiento total aguas arriba de la cascada, durante una crecida, se calcula  $z_s(t)_{\text{máx}}$  con (23) y se introduce en (24).

Por otra parte, para estimar la profundidad de erosión de equilibrio máxima,  $z_{se p}$  (m), durante una crecida, para cascada fija, se propone la siguiente ecuación:

$$z_{se p} = 1.755 q_p^{0.5198} V_h^{0.0614} H_p^{0.1411} - h_{2p} \quad (25)$$

donde las variables involucradas ya han sido descriptas anteriormente.

## CONCLUSIONES

El modelo morfodinámico de erosión retrogradante propuesto, simula satisfactoriamente los principales procesos que gobiernan la evolución temporal del mecanismo de colapso masivo de cascadas en suelos cohesivos. El modelo fue aplicado en la cascada del A° Saladillo (Provincia de Santa Fe), obteniéndose errores relativos, entre valores calculados y observados del desplazamiento aguas arriba, agregado para el período de las 3 crecidas utilizadas en la calibración y las 3 crecidas de validación, iguales a 12 % y -9 % respectivamente.

El inicio del proceso de erosión retrogradante se verifica para caudales del arroyo en el rango de  $260 \text{ m}^3/\text{s}$  -  $320 \text{ m}^3/\text{s}$ . Actualmente la cascada se encuentra 190 m aguas abajo del puente Molino Blanco. De acuerdo a las simulaciones realizadas se concluye que, de verificarse por ejemplo, una crecida como la C3 ( $L(t)=48.7$  m) y otra como la C4 ( $L(t)=156.4$  m), la erosión alcanzaría la sección de dicho puente, provocando su colapso e interrumpiendo una vía de comunicación muy importante para la zona sur del gran Rosario.

*Agradecimiento.* Los autores agradecen a la UNR por el apoyo brindado mediante los PID ING514 e ING509.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Basile, P.A.** (2005). *Modelación de la Erosión de Márgenes por Mecanismo de Colapso Masivo Asociado a Falla Plana*. XX Congreso Nacional del Agua, Mendoza, Argentina.
- Bishop, A.W.** (1955). "The use of the slip circle in the stability analysis of slopes". *Geotechnique*, 5, 7-17.
- Culman, C.** (1866). *Graphische Statik*, Zurich.
- Darby, S.E. and Thorne, C.R.** (1996a). "Numerical simulation of widening and bed deformation of straight sand-bed rivers I: Model development". *Journal Hydraulic Engineering*, ASCE, 122(4), 184-193.
- Darby, S.E., Gessler, D. and Thorne, C.R.** (2000). "Computer program for stability analysis of steep cohesive riverbanks". *Earth Surface Proc. Landforms*, 25, 175-190.

- Darby, S.E., Thorne, C.R. and Simon, A.** (1996b). "Numerical simulation of widening and bed deformation of straight sand-bed rivers II: Model evaluation". *Journal Hydraulic Engineering*, ASCE, 122(4), 194-202.
- DHIS** (1993). *Proyecto Ejecutivo Tramo I Arroyo Saladillo*. Informes de Avance y Final del Convenio entre Consejo Federal de Inversiones (CFI) y Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura (FCEIA)-UNR.
- Hagerty, D.J.** (1991). "Piping/sapping erosion. I: Basic considerations". *J. of Hydr. Engineering*, ASCE, 117, 991-1008.
- Huang, Y.H.** (1983). *Stability analysis of earth slopes*. Van Nostrand Reinhold, New York, USA.
- Lagasse, P.F., Clopper, P.E., Pagán-Ortiz, J.E., Zevenbergen, L.W., Arneson, L.A., Schall, J.D. and Girard, L.G.** (2009). *Bridge Scour and Stream Instability Countermeasures: Experience, Selection and Design Guidance*. Hydraulic Engineering Circular N° 23 (HEC N° 23), Vol.2. Publication FHWA-NHI-09-112, 3rd Edition, FHWA, Washington, DC.
- Lohnes, R. and Handy R.L.** (1968). "Slope angles in friable loess". *Journal of Geology*, 76, 247-258.
- Osman, A.M. and Thorne, C.R.** (1988). "Riverbank stability analysis. I: Theory". *J. of Hydr. Engineering*. 114, 134-150.
- Patsinghasanee, S., Kimura, I., Shimizu, Y. and Nabi, M.** (2015). *Cantilever failure investigations for cohesive riverbanks*. Proc. Inst. Civil. Eng.-Water Manag., 1-16.
- Patsinghasanee, S., Kimura, I. and Shimizu, Y.** (2016b). "Numerical simulation of a cantilever failure with the effect of slump blocks for cohesive riverbanks". *J. of Japan Soc. of Civil Engineers, S. B1 (Hydr. Engineering)*, 72(4), 493-498.
- Patsinghasanee, S., Kimura, I., Shimizu, Y. and Todate, T.** (2016a). "Experimental investigation on cantilever failure for cohesive riverbanks". *J. of Japan Society of Civil Engineers, S. B1 (Hydraulic Engineering)*, 72 (4), 769-774.
- Simon, A.; Curini, A., Darby, S.E. and Langendoen, E.J.** (1999). *Streambank mechanics and the role of bank and near-bank processes in incised channels*. In *Incised River Channels*. John Wiley, Chichester. Darby & Simon eds., 123-152.
- Spangler, M.G. and Handy, R.L.** (1982). *Soil engineering*. 4ta Edición, Intext Educational, New York, USA.
- Thorne, C.R. and Tovey, N.K.** (1981). "Stability of composite river banks". *Earth Surface Proc. & Landforms*, 6, 469-484.
- Veronese, A.** (1937). "Erosioni di Fondo a Valle di uno Scarico". *Annali dei Lavori Pubblici*. 75 (9), 717-726.
- Wan, G. and Xia, J.** (2001). "Channel widening during degradation of alluvial rivers". *Int. J. of Sed. Res.*, 16(2), 139-149.
- Wang, Y., Kuang, S. and Su, J.** (2016). "Critical caving erosion width for cantilever failures of river bank". *International Journal of Sediment Research*, 31, 220-225.