

XX CONGRESO LATINOAMERICANO DE HIDRÁULICA

MODELO MATEMÁTICO HIDRO-MORFO-SEDIMENTOLÓGICO PARA RÍOS CON LECHOS CONSTITUÍDOS POR SEDIMENTOS DE GRANULOMETRÍA EXTENDIDA

Pedro Abel Basile

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas
Centro Universitario Rosario de Investigaciones Hidroambientales. FCEIA. UNR
Riobamba 245 bis. (2000) Rosario. Argentina
Telefax: ++54 +341 4808541. E-mail: pbasile@fceia.unr.edu.ar

RESUMEN

En el presente trabajo se describe el desarrollo y la implementación computacional de un modelo matemático adecuado para la simulación dinámica del flujo hídrico, del transporte de sedimentos por clases granulométricas, de los procesos de erosión/sedimentación del fondo y de los respectivos cambios de composición granulométrica, en ríos con lechos constituídos por sedimentos de granulometría extendida. El modelo propuesto permite simular condiciones de desequilibrio del transporte de sedimentos en suspensión y resulta apropiado para simular fuertes procesos de sedimentación y eventuales inundaciones en ríos montanos y pedemontanos, cuando, durante crecidas extremas, elevadas cantidades de sedimentos alimentan el curso principal bajo forma de deslizamientos y flujos de detritos. El sistema de ecuaciones que gobiernan la dinámica del flujo bifásico se resuelve en forma cuasi-acoplada, a través de aproximaciones en diferencias finitas, utilizando un esquema de predicción-corrección. Mediante la aplicación del modelo se han analizado los efectos morfo-sedimentológicos inducidos por una perturbación gradual y por una perturbación abrupta de la composición granulométrica del fondo.

ABSTRACT

This paper deals with the mathematical modelling of hydro-morpho-sedimentological dynamic processes in rivers with non-uniform grain-size materials. The model is capable to simulate time and space evolution of water flow, fractional sediment transport rates, bottom degradation-aggradation processes and river bed sediment composition changes. The model allows the simulation of non-equilibrium conditions of finer sediment particles transported in suspension. The model is particularly suitable for numerical simulations of strong overaggradation processes and eventual inundation of mountain rivers, when during extreme flooding events large amounts of sediments are fed into the river by landslides and debris flow. Water flow equations are solved together with the sediment continuity equation by fractions in a quasi-coupled way by means of predictor-corrector scheme. The model was applied to simulate the morfo-sedimentological changes induced by both gradual and sharp perturbations in the granulometric composition of the river bed.

INTRODUCCIÓN

Durante eventos hidrológicos extremos o extraordinarios, las inundaciones en ríos de montaña no solo se relacionan con la elevada alimentación líquida, sino también con el excesivo ingreso de sedimentos provenientes de sus numerosos afluentes, generalmente en forma de deslizamientos y flujos de detritos.

A los efectos de simular numéricamente los procesos hidrodinámicos, morfológicos y sedimentológicos, que tienen lugar durante dichos eventos, es necesario contar con herramientas computacionales apropiadas. Tales herramientas deben representar adecuadamente la dinámica del flujo bifásico, considerando las peculiaridades que presentan los ríos en ambientes montanos y pedemontanos.

Tales ríos forman parte generalmente de una densa red hidrográfica y muestran una fuerte variabilidad espacial y temporal de los parámetros hidráulicos, morfológicos y sedimentológicos. En particular, tanto los sedimentos que constituyen el lecho, como así también el material sólido que ingresa a través de los numerosos afluentes presentan una acentuada no-uniformidad granulométrica. Es necesario, por lo tanto, considerar la continuidad sólida por clases granulométricas, contemplar los efectos de protección/exposición en el cálculo del transporte de sedimentos por fracciones, incluir efectos de adaptación espacial del transporte de partículas finas en suspensión, considerar los aportes laterales de agua y sedimentos de los afluentes, etc.

Por otra parte, las pendientes son importantes, aún excluyendo los afluentes y los tramos del curso principal en la parte alta de la cuenca. Consecuentemente, el flujo hídrico en un determinado tramo del río es controlado solo por las características morfológicas del mismo, es decir, no existen efectos pronunciados de remansos. Además, no obstante a pequeña escala espacial el flujo es altamente no uniforme, alternando localmente entre estados supercríticos y subcríticos, con ondas tridimensionales de variada orientación, en un tramo relativamente largo, digamos del orden de magnitud del ancho del río, la condición media de la corriente hídrica es bastante bien representada por un flujo cuasi-uniforme. Esto permite, representar cada tramo por sus características morfo-sedimentológicas promedio, describir la resistencia al escurrimiento mediante parámetros de rugosidad globales y representar la hidrodinámica en forma simplificada asumiendo flujo uniforme en cada tramo del río.

A partir de este abordaje se desarrolló e implementó computacionalmente un modelo matemático que resuelve numéricamente las ecuaciones que gobiernan la dinámica del flujo bifásico en forma cuasi-acoplada, a través de aproximaciones en diferencias finitas, utilizando un esquema de predicción-corrección. Mediante la aplicación del modelo se han analizado los efectos morfo-sedimentológicos inducidos por una perturbación gradual y por una perturbación abrupta de la composición granulométrica del lecho.

MODELO MATEMÁTICO

A partir del concepto de capa activa de Hirano [11], distintos modelos matemáticos, cada uno con diferentes grados de simplificación, han sido desarrollados para simular la evolución morfológica en ríos con lechos constituídos por sedimentos granulares fuertemente heterogéneos [1], [3], [6], [13], [14]. Estos modelos se basan en las ecuaciones del flujo impermanente gradualmente variado y en la ecuación de continuidad de sedimentos para cada clase granulométrica presente en el fondo del río.

En el presente modelo la sección del curso de agua, incluido el fondo constituido por sedimentos de granulometría extendida, se representa mediante tres estratos superpuestos como se indica en la Figura 1. En la parte superior, la corriente hídrica se divide en un estrato de transporte en suspensión, de altura h_s y un estrato de transporte de fondo, de altura a . En el fondo del cauce se esquematiza un estrato de mezcla (o capa activa) de altura δ , debajo del cual se encuentra el sedimento no perturbado o substrato [5]. Para cada estrato y para cada clase granulométrica se pueden determinar las correspondientes ecuaciones de continuidad de sedimentos y asociarles las ecuaciones que representan el flujo hídrico.

Comenzando con la fase sólida, el balance de sedimentos para la clase i -ésima en el estrato de transporte en suspensión se expresa como:

$$\frac{\partial(Q_{si}/v)}{\partial t} + \frac{\partial Q_{si}}{\partial x} + B\phi_{si} = q_{sLi} \quad (1)$$

donde t es la coordenada temporal, x es la coordenada espacial, Q_{si} es el transporte en suspensión efectivo, v es la velocidad media de la corriente hídrica, q_{sLi} es el transporte en suspensión por unidad de longitud que ingresa lateralmente y ϕ_{si} es el flujo de sedimentos entre el estrato de transporte en suspensión y el estrato de transporte de fondo:

$$\phi_{si} = \frac{1}{B\lambda_{*i}}(Q_{si} - Q_{sci}) \quad (2)$$

donde Q_{sci} es la capacidad de transporte en suspensión, B es el ancho y λ_{*i} es la longitud de adaptación [1], [4]:

$$\lambda_{*i} = \frac{h_s v}{w_{si}} \left\{ \frac{a}{h_s} + \left(1 - \frac{a}{h_s} \right) \exp \left[-1.5(a/h_s)^{-1/6} (w_{si}/u_*) \right] \right\} \quad (3)$$

donde w_{si} es la velocidad de caída asociada a la clase i -ésima, u_* es la velocidad de corte y $a=2 d_{90}$, donde d_{90} es el diámetro para el cual el 90% del sedimento que constituye el estrato de mezcla es más fino.

La ecuación de continuidad de sedimentos para la clase i -ésima en el estrato de transporte de fondo es:

$$\frac{\partial Q_{bi}}{\partial x} + B(\phi_{bi} - \phi_{si}) = q_{bLi} \quad (4)$$

donde $Q_{bi} = Q_{bci}$ es la capacidad de transporte de fondo, ϕ_{bi} es el flujo de sedimentos entre el estrato de transporte de fondo y el estrato de mezcla y q_{bLi} es el transporte de fondo por unidad de longitud que ingresa lateralmente.

En el estrato de mezcla solo se producen flujos verticales de sedimentos, debido a los procesos de erosión/sedimentación, los cuales inducen cambios en su composición granulométrica. El balance sólido para la clase i -ésima en dicho estrato se expresa como [5]:

$$(1-p) \left[\frac{\partial(f_i \delta)}{\partial t} + \phi_{ei} \right] = \phi_{bi} \quad , \quad \phi_{ei} = f_{ei} \frac{\partial(z_b - \delta)}{\partial t} \quad (5a),(5b)$$

donde p es la porosidad del sedimento, f_i es la fracción de la clase i -ésima presente en el estrato de mezcla, ϕ_{ei} es el flujo de sedimentos entre el estrato de mezcla y el estrato de sedimentos no perturbados o substrato, z_b es la cota del fondo y f_{ei} es la fracción de intercambio entre el estrato de mezcla y el substrato: $f_{ei} = f_i$ si en un determinado intervalo de tiempo la superficie de separación entre dichos estratos, posicionada en cota $(z_b - \delta)$, se desplaza hacia arriba o $f_{ei} = f_{np\ i}$ si tal superficie se desplaza hacia abajo. La altura del estrato de mezcla se relaciona con las partículas más gruesas presentes en el mismo mediante: $\delta = 2 d_{90}$. El valor de d_{90} puede variar durante la evolución de la composición granulométrica del estrato de mezcla, produciendo, por lo tanto, cambios en el tiempo y en el espacio del valor de δ .

Introduciendo la ecuación (5b) en la ecuación (5a), realizando la sumatoria sobre el número total de clases granulométricas y sucesivamente utilizando la ecuación (4) para expresar el flujo de sedimentos ϕ_{bi} , se obtiene la ecuación que describe el gradiente temporal de la cota del fondo como:

$$(1-p) \frac{\partial z_b}{\partial t} = \sum_{i=1}^N \phi_{bi} = \sum_{i=1}^N \phi_{si} + \frac{1}{B} \left(\sum_{i=1}^N q_{bLi} - \frac{\partial \sum_{i=1}^N Q_{bi}}{\partial x} \right) \quad (6)$$

donde N es el número total de clases granulométricas, el cual es evaluado en función del desvío estándar geométrico y la asimetría adimensional de la distribución granulométrica de los sedimentos que constituyen el estrato de mezcla [8].

La capacidad de transporte total de la clase i -ésima, Q_{tci} , se calcula mediante la ecuación de Engelund y Hansen [10], modificada por el autor para sedimentos heterogéneos [7]:

$$\frac{Q_{tci} [(s-1)g]}{B u_*^3} = \alpha_{eh} f_i C_f^2 \tau_* \xi_{oi} \quad (7)$$

donde $s = \rho_s / \rho$ es la gravedad específica del sedimento, siendo ρ_s la densidad del sedimento y ρ la densidad del agua; g es la aceleración de la gravedad; $\alpha_{eh} = 0.05$; C_f es el factor de fricción; $\tau_* = \tau_b / g(\rho_s - \rho)d_i$ es la tensión de corte adimensional referida a la partícula de diámetro d_i , siendo τ_b la tensión de corte media sobre el fondo y $\xi_{oi} = (d_i / d_m)^b$ es el coeficiente de protección/exposición, siendo $d_m = \sum f_i d_i$ el diámetro medio aritmético de la distribución granulométrica del sedimento del fondo y b un coeficiente que asume valores comprendidos entre 0 y 1 [2], [7], [8].

La capacidad de transporte total se divide en fondo y suspensión mediante la aplicación de las siguientes expresiones:

$$Q_{bci} = (RT_i / 1 + RT_i) Q_{tci} \quad , \quad Q_{sci} = (1 / 1 + RT_i) Q_{tci} \quad (8a), (8b)$$

donde RT_i es la relación de transportes de Van Rijn [15], [16], [17].

El flujo hídrico se representa mediante la ecuación de onda cinemática [9], [12]:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + c_w \frac{\partial Q}{\partial x} = c_w q_L \quad (9)$$

donde Q es el caudal líquido; q_L es el caudal líquido lateral por unidad de longitud y c_w es la celeridad de la onda cinemática, la cual es igual a $c_w = \partial Q / \partial A|_x$, con $Q = (1/n)AR^{2/3}S_b^{1/2}$, siendo A el área mojada de la sección transversal, S_b la pendiente del fondo, R el radio hidráulico y n el coeficiente de Manning-Strickler. Este último es definido como: $n = \alpha(d_{90})^{1/6}$, con $\alpha = 0.038$ para la formulación de Strickler. El coeficiente α es constante y puede ser calibrado, mientras d_{90} puede variar durante la evolución de la composición granulométrica del estrato de mezcla, induciendo de este modo una variación espacio-temporal de n .

MODELO NUMÉRICO

Las ecuaciones que constituyen el modelo matemático son resueltas mediante la implementación de un método de predicción-corrección en diferencias finitas. Para la fase de predicción se utiliza un esquema progresivo en el tiempo y regresivo en el espacio mientras que para la fase de corrección se aplica el esquema de Priessmann [9], [6].

Condiciones iniciales y al contorno

El modelo de simulación numérica requiere condiciones iniciales y al contorno. Las condiciones iniciales necesarias están representadas por las características geométricas, las cotas de fondo y la correspondiente composición granulométrica, los caudales líquidos y los caudales sólidos; sea para el curso principal como así también para los tramos inferiores de los afluentes. Las condiciones de borde están representadas por el hidrograma y el sedimentograma de entrada en correspondencia del contorno de aguas arriba. Asimismo se requieren los hidrogramas en correspondencia con cada uno de los afluentes y los respectivos ingresos laterales de sedimentos. El modelo permite representar el ingreso al curso principal de caudales líquidos y sólidos provenientes de un número máximo de 30 afluentes, de este modo es posible simular redes hidrográficas con elevada densidad de drenaje.

Ingreso lateral de sedimentos

En el modelo el ingreso lateral de sedimento proveniente de los afluentes puede ser representado de diferentes maneras en función de los procesos que deben ser simulados, los cuales se describen sintéticamente a continuación.

- Ingreso lateral de sedimento en forma de transporte sólido ordinario:
En este caso el ingreso lateral de sedimentos, transportados por la corriente hídrica del afluente antes del deslizamiento, es calculado mediante la ecuación de transporte en función de los parámetros hidrodinámicos y de las características sedimentológicas locales del tramo final del mismo.
- Ingreso lateral de sedimentos en forma de transporte sólido extraordinario originado por un deslizamiento:
 - i) En este caso se asume que la composición granulométrica del fondo del afluente, inmediatamente después del deslizamiento, es igual a aquella que posee el sedimento que constituye el cuerpo del deslizamiento y permanece tal hasta que el volumen total deslizado es eventualmente transportado por la corriente hídrica que ingresa al curso principal.
 - ii) Es además posible considerar el ingreso lateral de sedimentos bajo forma de flujo de detritos. En este caso la composición granulométrica del fondo del curso

principal en la zona de la confluencia es modificada asumiendo que la misma es igual a la composición del material que ingresa y asumiendo una velocidad constante del flujo de detritos.

En los casos i) y ii) los datos requeridos son la ubicación, el tiempo de ocurrencia, el volumen deslizado y su correspondiente composición granulométrica. En el caso de no contar con la composición granulométrica del material del deslizamiento es posible calcularla asumiendo que la misma es igual a la composición del transporte en condiciones ordinarias de flujo.

Condición de borde interna

En ríos de montaña es usual encontrar tramos, a lo largo del curso principal, con fondo rocoso (rock outcrops). En este caso en el modelo no se permite que la erosión progrese por debajo de la cota del fondo rocoso en el tramo especificado.

Mapeo estratigráfico de los depósitos

Los procesos de sedimentación dan lugar, sobre todo bajo condiciones hidrológicas y sedimentológicas fuertemente variables en el espacio y en el tiempo, a fenómenos de estratificación de los depósitos que se traducen en definitiva en una estructura vertical no homogénea del fondo del río. A los efectos de contemplar este fenómeno en el modelo se almacena la "historia" del proceso de sedimentación en función de cotas y composiciones granulométricas para que en el caso de eventuales erosiones de los mismos se asigne correctamente la composición granulométrica en el cálculo del transporte de cada clase.

APLICACIÓN DEL MODELO MATEMÁTICO

El modelo propuesto fue utilizado para simular numéricamente dos casos esquemáticos de propagación de perturbaciones de la composición granulométrica del fondo. En particular, se realizaron las simulaciones numéricas de propagación de una perturbación gradual y de una perturbación abrupta de la composición granulométrica del fondo. En los dos casos esquemáticos analizados se consideró un canal prismático de ancho $B=70$ m y pendiente $S_b=0.01$, en condiciones de flujo uniforme con caudal líquido $Q=400$ m³/s. En ambas simulaciones numéricas el paso de integración espacial y el paso de integración temporal se adoptaron igual respectivamente a $\Delta x=250$ m y $\Delta t=90$ s. Asimismo, a los diferentes coeficientes y parámetros se le asignaron los siguientes valores: $s=2.65$, $p=0.4$, $\alpha_{eh}=0.05$, $b=0.8$.

El sedimento del fondo se representó mediante cuatro clases granulométricas, con diámetros $d_1=0.32$ mm, $d_2=3.2$ mm, $d_3=32$ mm y $d_4=320$ mm. Las correspondientes fracciones iniciales ($t=0$) en cada punto computacional fueron $f_1^\circ=0.06$, $f_2^\circ=0.20$, $f_3^\circ=0.48$ y $f_4^\circ=0.26$. En el caso de la perturbación gradual, para $t>0$ la composición del fondo en la progresiva 1 Km fue $f_1=0.18$, $f_2=0.26$, $f_3=0.42$ y $f_4=0.14$, alcanzando linealmente el valor inicial 750 m aguas arriba y 750 m aguas abajo de dicha progresiva. En el caso de la perturbación abrupta, se mantuvo una perturbación constante de la composición del fondo, igual a la utilizada en el caso anterior, pero aplicada solamente en el contorno aguas arriba.

En las Figuras 2 y 3 se presenta la evolución espacio-temporal de la fracción f_1 , adimensionalizada con la fracción inicial f_1° , correspondiente al caso de perturbación gradual de la composición granulométrica del fondo y abrupta respectivamente. En el primer caso, la perturbación introducida no se mantiene constante en el tiempo, por lo

tanto la misma se propaga aguas abajo sufriendo un proceso de atenuación. Esto no ocurre en el segundo caso, ya que la perturbación se mantiene constante en el ingreso y hace que se tienda a una composición uniforme del fondo a lo largo del canal e igual a la composición de entrada.

En las Figuras 4 y 5 se presenta la evolución espacio-temporal de z_b^* (diferencia entre la cota de fondo calculada y la cota de fondo inicial z_b^0) correspondiente respectivamente al caso de la perturbación gradual y abrupta de la composición granulométrica del fondo. En el primer caso se observa que la perturbación de la composición induce desequilibrios del transporte sólido, los cuales se traducen en procesos de erosión y sedimentación del fondo. En el segundo caso, la composición granulométrica del fondo es más fina en la entrada y hace que se mantenga un gradiente espacial negativo del transporte sólido, lo cual genera consecuentemente un proceso de sedimentación.

CONCLUSIONES

El modelo propuesto constituye una herramienta robusta y eficiente para simular numéricamente los procesos hidrodinámicos, morfológicos y sedimentológicos en ríos aluviales de lechos con sedimentos de granulometría extendida. En particular, el mismo resulta apropiado para simular fuertes procesos de sedimentación y eventuales inundaciones en ríos montanos y pedemontanos cuando elevadas cantidades de sedimentos alimentan el curso principal bajo forma de deslizamientos y flujos de detritos.

El modelo puede ser utilizado para reconstruir eventos ocurridos. En este caso resulta útil para estudiar la evolución del fenómeno, como así también para completar datos faltantes en algunos lugares específicos de la zona afectada. Asimismo, puede ser empleado para analizar la respuesta morfológica de un río ante diferentes escenarios que contemplen la variabilidad espacio-temporal de la alimentación líquida y sólida. Otra aplicación importante está relacionada con el proyecto de distintas medidas estructurales para mitigar el efecto del elevado transporte sólido en las zonas susceptibles de inundaciones.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- [1] Armanini, A. y Di Silvio, G. (1988). *A one-dimensional Model for the Transport of Sediment Mixture in Non-equilibrium Condition*. Journ. Hydr. Research, IAHR. Vol. 26, N° 3, pp. 275-292.
- [2] Ashworth P.J. y Ferguson, R.I. (1989). *Size-selected entrainment of bed load in gravel bed streams*. Water Resources Research. Vol. 25, N° 4, pp. 627-634.
- [3] Basile, P.A. y Di Silvio, G. (1994). *Interception and release of sediments by permeable check-dams*. IAHR Workshop on Flood and Inundations Related to Large Earth Movements. Section C, pp.C3.1-C3.17, Trento, Italia.
- [4] Basile, P.A. (1997). *Un modelo matemático morfológico unidimensional para ríos aluviales*. Cuadernos CURIHAM, ISSN 1514-2906. Eds. UNR, PHI. Vol. 3, N° 4, pp. 1-13.
- [5] Basile, P.A. (1999). *Modelación de procesos de erosión-sedimentación en ríos con lechos de sedimentos heterogéneos*. Cuadernos CURIHAM, ISSN 1514-2906. Eds. UNR, PHI. Vol. 5, N° 2, pp. 89-105.
- [6] Basile, P.A. (2000a). *Modelación matemática hidromorfológica en ríos con lechos de sedimentos heterogéneos*. XIX Congreso Latinoamericano de Hidráulica – IAHR, Córdoba, Argentina. Tomo III, pp. 565-574.
- [7] Basile, P.A. (2000b). *Revisión de ecuaciones de transporte modificadas para sedimentos heterogéneos*. XIX Congreso Latinoamericano de Hidráulica – IAHR, Córdoba, Argentina. Tomo I, pp. 369-378.

- [8] Basile, P.A. (2001). *On the Number of Fractions to Compute Transport of Sediment Mixtures*. International Journal of Sediment Research, ISSN 1001-6279, CN 11-2699/P. Vol. 16, N° 3, 2001, pp. 399-407.
- [9] Cunge, J.A.; Holly, F.M. y Verwey, A. (1980). *Practical Aspects of Computational River Hydraulics*. Pitman Publishing Limited, Londres.
- [10] Engelund, F. y Hansen A. (1967). *A monograph on sediment transport in alluvial streams*. Tech. Univ. of Denmark.
- [11] Hirano, M. (1971). *River Bed Degradation with Armouring*. Transactions of Japan Society of Civil Engineering – JSCE. Vol. 3, Part 2, pp.194-195.
- [12] Miller, J. (1984). *Basic concepts of kinematic-wave models*. U.S. Geological Survey, Professional Paper N° 1302, Washington, USA.
- [13] Ribberink, J.S. (1987). *Mathematical modelling of one-dimensional morphological changes in rivers with non-uniform sediment*. Communications on Hydr. and Geotechnical Engrg. R. 87-2. T.U. Delft, The Netherlands.
- [14] Tsujimoto, T. (1999). *Fluvial processes in streams with vegetation*. Journal of Hydraulic Research, IAHR. Special Issue on Fluvial Hydraulics. Vol. 37, N° 6, pp. 789-803.
- [15] Van Rijn, L.C. (1984a). *Sediment Transport, Part I: Bed Load Transport*. Journal of Hydraulic Engineering, ASCE. Vol. 110, N° 10, pp.1431-1456.
- [16] Van Rijn, L.C. (1984b). *Sediment Transport, Part II: Suspended Load Transport*. Journal of Hydraulic Engineering, ASCE. Vol. 110, N° 11, pp.1613-1641.
- [17] Van Rijn, L.C. (1984c). *Sediment Transport, Part III: Bed Forms and Alluvial Roughness*. Journal of Hydraulic Engineering, ASCE. Vol. 110, N° 12, pp.1733-1754.

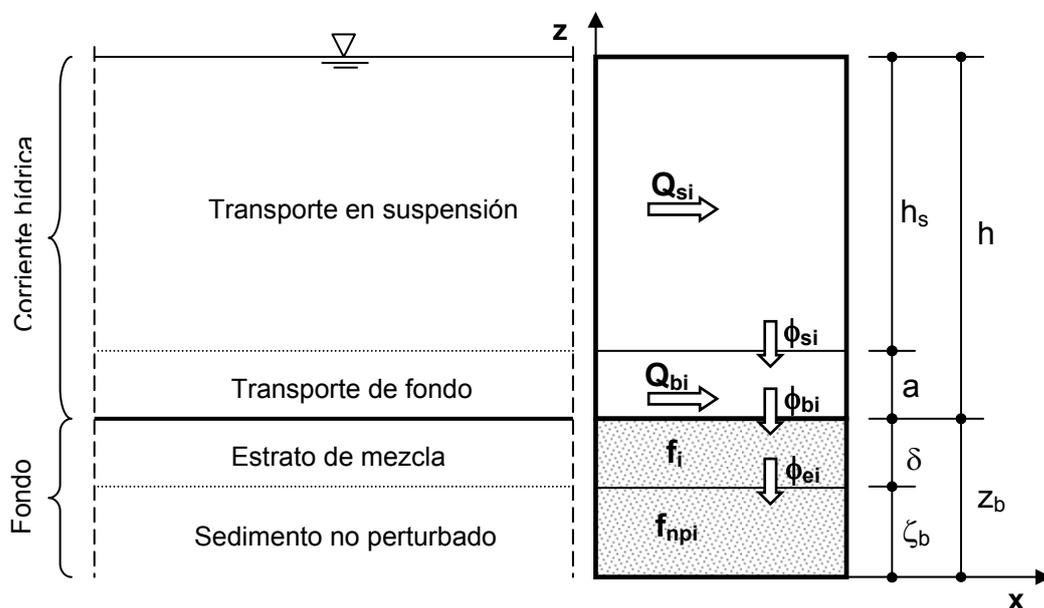


Figura 1: Representación esquemática de los flujos de sedimento.

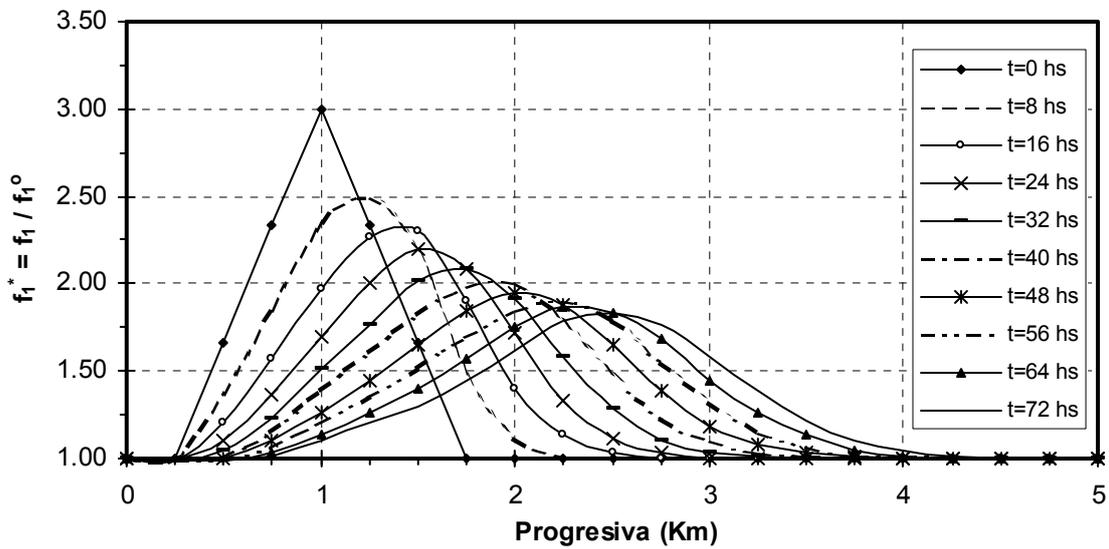


Figura 2: Evolución espacio-temporal de f_1^* para el caso de una perturbación gradual de la composición granulométrica del fondo.

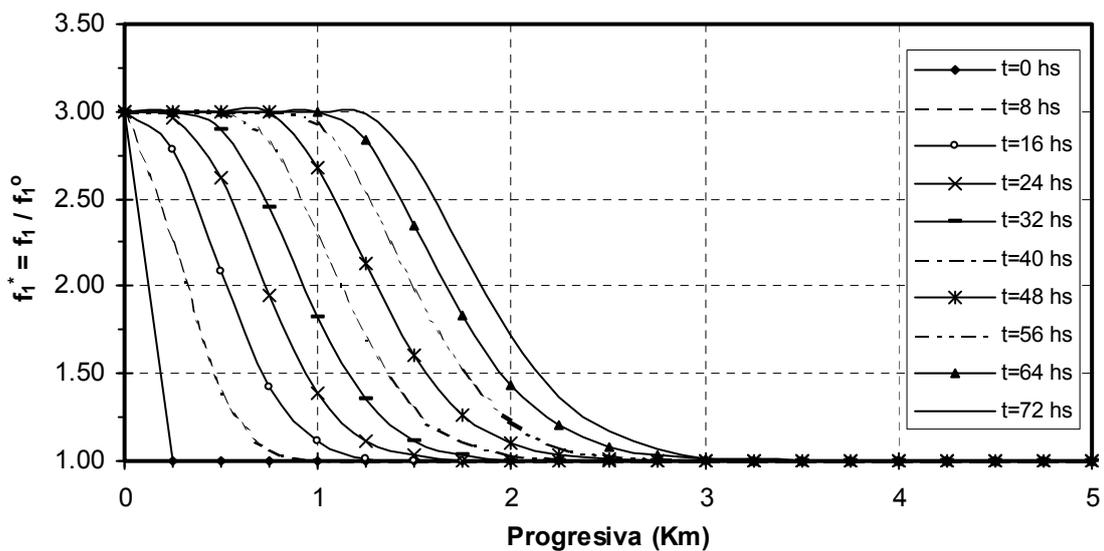


Figura 3: Evolución espacio-temporal de f_1^* para el caso de una perturbación abrupta de la composición granulométrica del fondo.

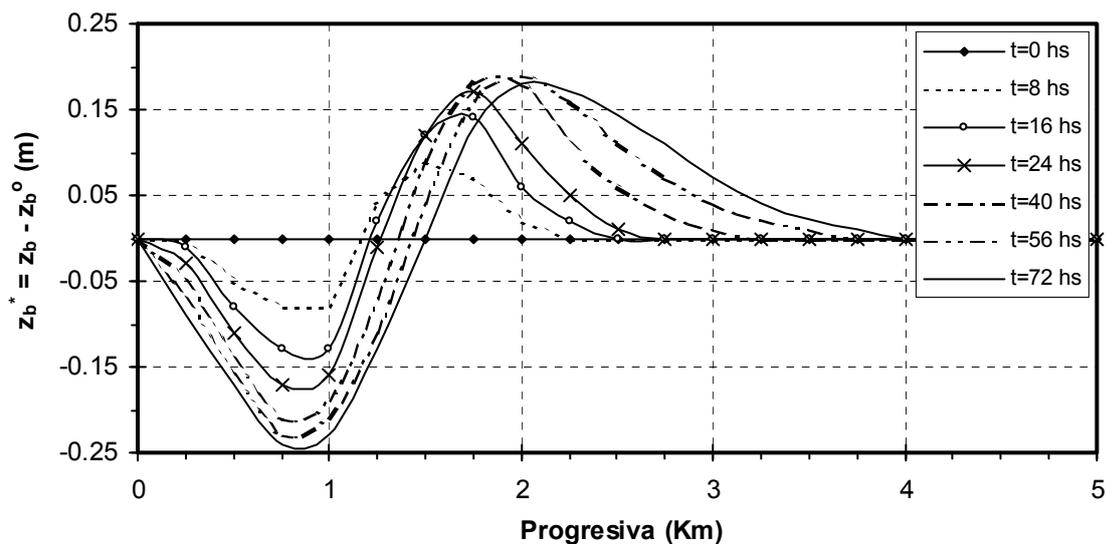


Figura 4: Evolución espacio-temporal de z_b^* correspondiente al caso de perturbación gradual de la composición granulométrica del fondo.

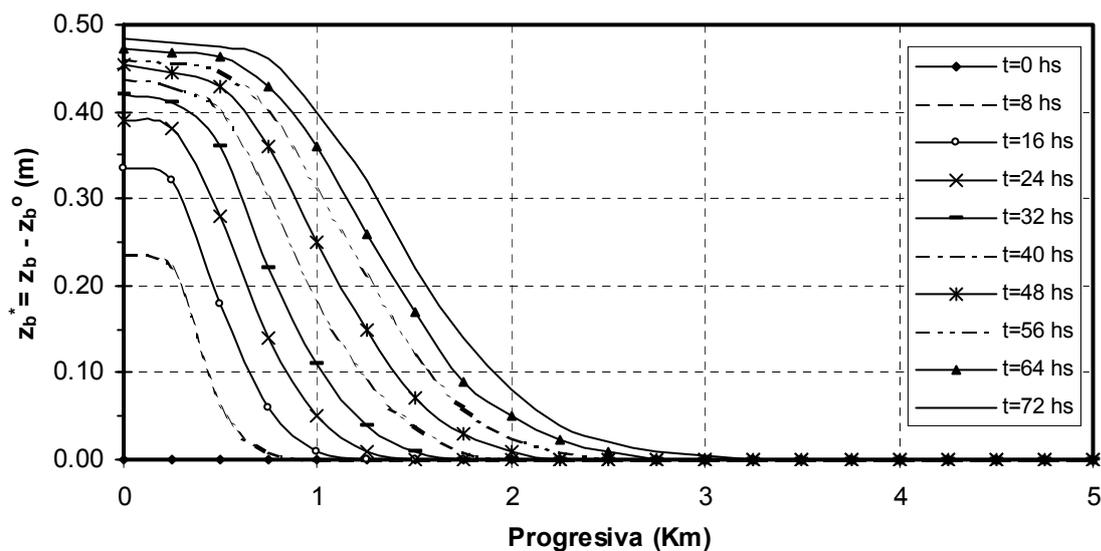


Figura 5: Evolución espacio-temporal de z_b^* correspondiente al caso de perturbación abrupta de la composición granulométrica del fondo.

