

SIMULACIÓN NUMÉRICA DE EVENTOS HIDRO-SEDIMENTOLÓGICOS EXTREMOS EN AMBIENTES FLUVIALES MONTANOS Y PEDEMONTANOS

Pedro Abel Basile

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

RESUMEN

Las crecidas catastróficas en ambientes fluviales montanos y pedemontanos están íntimamente relacionadas con las grandes cantidades de sedimentos que alimentan al curso principal a través de deslizamientos y flujos hiper-concentrados. El consiguiente proceso de agradación del cauce a lo largo de la red hidrográfica es seguido por el desborde e inundación de áreas rurales y urbanas. En el presente trabajo se propone 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 cuencas relativamente grandes y morfológicamente complejas. 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 durante eventos hidrológicos extremos, cuando elevadas cantidades de sedimentos ingresan al curso principal debido a la ocurrencia 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. El modelo es aplicado para reproducir el evento extremo que afectó al río Mallerero (Alpes Centrales, Norte de Italia) en el mes de julio del año 1987.

Palabras Clave: simulaciones numéricas, sedimentos, cambios morfológicos, inundaciones.

ABSTRACT

Catastrophic flooding in mountain and piedmont rivers are invariably related to extremely large inputs of sediments from landslides and debris flow, followed by sudden deposition along the hydrographic network and consequent bank overflowing. In order to represent the time and space evolution of water flow, fractional sediment transport rates, bottom degradation-aggradation processes and river bed sediment composition changes, in relatively large and morphologically complex watersheds, a mathematical model is proposed. The model allows the simulation of non-equilibrium conditions of finer sediment particles transported in suspension and is particularly suitable for numerical simulation of strong overaggradation processes and eventual inundation of mountain rivers during extreme flooding events when 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 is applied to reproduce the July 1987 exceptional flooding of the Mallerero River, located in the northern region of Italy, Central Alps.

Key Words: numerical simulations, sediments, morphological changes, flooding.

INTRODUCCIÓN

Durante eventos hidrológicos extremos, las inundaciones en ríos montanos y pedemontanos no solo se relacionan con la elevada alimentación líquida, sino también con el excesivo ingreso de sedimentos provenientes de los numerosos afluentes que conforman la red hidrográfica.

En efecto, durante tales eventos, el volumen de sedimentos transportados por el curso de agua principal, en una determinada sección, alcanza valores que superan ampliamente el transporte anual en condiciones hidrológicas ordinarias. Los elevados caudales sólidos, asociados obviamente a caudales líquidos igualmente elevados, están íntimamente relacionados con los movimientos de sedimentos en masa que se verifican en las laderas (deslizamientos, colapso de márgenes, etc.) y con los flujos hiperconcentrados que tienen lugar en los afluentes de mayor pendiente (flujos de detritos).

En primer lugar, la sobrealimentación sólida produce, en correspondencia de los ingresos, depósitos de sedimentos localizados cuya composición granulométrica es generalmente más fina que la que constituye el fondo del curso en condiciones hidrológicas ordinarias. Sucesivamente, este material es transportado progresivamente aguas abajo por la corriente hídrica, dando lugar a un proceso de sedimentación selectivo que se propaga a lo largo del curso e involucra considerables distancias (Di Silvio, 1992; Cui, 1999). El excesivo aporte sólido acentúa el proceso de sedimentación de embalses, condiciona el regular funcionamiento de las obras de toma, influye negativamente en la dinámica de la biocenosis, genera procesos de metamorfosis fluvial y es, en gran medida, responsable del agravamiento de las inundaciones.

Las consecuencias más graves del proceso generalizado de agradación del lecho se verifican en los tramos del curso que presentan menores pendientes, como por ejemplo, en la parte baja de la cuenca, donde se localizan poblaciones e infraestructura. Efectivamente, la progresiva sedimentación de las secciones de escurrimiento hace que se reduzca sustancialmente el caudal líquido que puede transitar por el río en condiciones de seguridad, es decir, sin originar desbordes y severas inundaciones en esos lugares.

A los efectos de analizar el riesgo de inundaciones y la seguridad hidráulica en dichas áreas, es necesario disponer de un adecuado modelo matemático que sea capaz de simular numéricamente los procesos hidrodinámicos, morfológicos y sedimentológicos, que ocurren durante tales eventos. El modelo debe representar la dinámica del flujo bifásico, considerando las peculiaridades que presentan los ríos en ambientes montanos y pedemontanos.

Estos 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, teniendo en cuenta las distintas modalidades de ingreso.

Por otra parte, aún excluyendo la parte alta de la cuenca, las pendientes de fondo adoptan valores grandes. 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 que en la ecuación dinámica las fuerzas gravitacionales se equilibran solo con las fuerzas friccionales.

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.

MODELO MATEMÁTICO

A partir del concepto de capa activa (Hirano, 1971), distintos modelos matemáticos, cada uno con diferentes grados de simplificación, han sido desarrollados para simular la evolución morfológica en ríos con lechos constituidos por sedimentos granulares heterogéneos (Ribberink, 1987; Armanini y Di Silvio, 1988; Basile y Di Silvio, 1994; Tsujimoto, 1999; Basile, 2000a). 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 no uniformes, 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 (Basile, 1999). 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.

La división de la corriente hídrica, en un estrato de transporte de fondo y en un estrato de transporte en suspensión, se realiza para tener en cuenta el comportamiento diferente que exhiben las partículas gruesas y las partículas finas, transportadas por el fondo y en suspensión respectivamente. Mientras el transporte de fondo es controlado por las condiciones hidrodinámicas y sedimentológicas locales, el transporte en suspensión, en cambio, en una determinada sección del curso depende además de las condiciones aguas arriba. La distancia que el sedimento en suspensión necesita recorrer para alcanzar la condición de equilibrio se denomina longitud de adaptación y depende de la hidrodinámica y del diámetro del sedimento. La misma adopta valores muy pequeños para las partículas gruesas y asume valores elevados para partículas finas.

Por lo tanto, para el sedimento presente en el estrato de transporte en suspensión es necesario distinguir entre el transporte sólido efectivo de la clase i -ésima, Q_{si} , y la capacidad de transporte de la misma clase, Q_{sci} . Estos dos transportes coinciden solo en condiciones de equilibrio. En el caso general, en cambio, el flujo vertical neto de la clase i -ésima entre el estrato de transporte en suspensión y el estrato de transporte de fondo se expresa como:

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

donde B es el ancho y λ_{*i} es la longitud de adaptación de la clase i -ésima, que se expresa mediante la siguiente fórmula (Armanini y Di Silvio, 1988):

$$\lambda_{*i} = \frac{h_s v}{w_{si}} \left\{ \frac{a}{h_s} + \left(1 - \frac{a}{h_s} \right) e^{-1.5 \left(\frac{a}{h_s} \right)^{-1/6} \left(\frac{w_{si}}{u_*} \right)} \right\} \quad (2)$$

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.

Consecuentemente, el balance de sedimentos para la clase i -ésima en el estrato de transporte en suspensión se expresa como:

$$\frac{\partial(Q_{si}/v)}{\partial t} + \frac{\partial Q_{si}}{\partial x} + B \phi_{si} = q_{sLi} \quad (3)$$

donde t es la coordenada temporal, x es la coordenada espacial, v es la velocidad media de la corriente hídrica, q_{sLi} es el transporte en suspensión por unidad de longitud que ingresa lateralmente. El término $Q_{si}/v=C_{si}h_sB$, representa la cantidad de sedimento almacenado en el estrato de suspensión, siendo C_{si} la concentración de sedimentos asociada a la clase i -ésima en dicho estrato. La dispersión longitudinal no se tiene en consideración por ser generalmente despreciable (inclusive para sedimentos muy finos) respecto al término que expresa el intercambio neto con el estrato de fondo.

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 ϕ_{bi} es el flujo vertical 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.

Para la derivación de la ecuación (4) se ha considerado que el transporte es controlado por las condiciones hidrodinámicas y sedimentológicas locales, por lo tanto, $Q_{bi} = Q_{bci}$, donde este último es la capacidad de transporte de fondo. Además, no se ha incorporado el gradiente temporal del almacenamiento por ser despreciable respecto a los restantes términos involucrados.

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 (Basile, 1999):

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

con:

$$\phi_{ei} = f_{ei} \frac{\partial (z_b - \delta)}{\partial t} \quad (6)$$

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 sustrato, z_b es el nivel del fondo y f_{ei} es la fracción de intercambio entre el estrato de mezcla y el sustrato: $f_{ei} = f_i$ 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 (6) en la ecuación (5), 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 del nivel del fondo como:

$$(1-p) \frac{\partial z_b}{\partial t} = \sum_{i=1}^N \phi_{bi} = \sum_{i=1}^N \phi_{si} + \frac{1}{B} \left(\sum_{i=1}^N q_{bLi} - \frac{\partial \sum_{i=1}^N Q_{bi}}{\partial x} \right) \quad (7)$$

donde N es el número total de clases granulométricas, el cual es evaluado mediante la siguiente fórmula (Basile, 2001):

$$N = 0.19 \sigma_g + 3.88 \beta + 2.13 \quad (8)$$

donde σ_g es el desvío estándar geométrico y β es la asimetría adimensional de la distribución granulométrica de los sedimentos que constituyen el estrato de mezcla.

La ecuación (8) fue derivada mediante la fórmula de Engelund y Hansen (1967), analizando una vasta gama de distribuciones granulométricas. En principio, la misma puede ser aplicada para estimar N cuando se emplean ecuaciones de transporte sin umbral crítico.

En el modelo matemático la capacidad de transporte total de la clase i -ésima, Q_{tci} , se calcula mediante la ecuación de Engelund y Hansen (1967); modificada para sedimentos heterogéneos (Basile, 2000b):

$$\frac{Q_{tci} [(s-1)g]}{B u_*^3} = \alpha_{eh} f_i C_f^2 \tau_{*i} \xi_{oi} \quad (9)$$

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; α_{eh} es un coeficiente de proporcionalidad; C_f es el factor de fricción; τ_{*i} es la tensión de corte adimensional referida a la partícula de diámetro d_i :

$$\tau_{*i} = \frac{\tau_b}{g(\rho_s - \rho)d_i} \quad (10)$$

siendo τ_b la tensión de corte media sobre el fondo. El coeficiente de protección/exposición ξ_{oi} se expresa como:

$$\xi_{oi} = \left(\frac{d_i}{d_m} \right)^b, \quad d_m = \sum_{i=1}^N f_i d_i \quad (11)$$

donde d_m es el diámetro medio aritmético de la distribución granulométrica del sedimento del fondo y b es un coeficiente que asume valores comprendidos entre 0 (transporte selectivo) y 1 (igual movilidad).

La capacidad de transporte total de la clase i -ésima se divide en fondo y suspensión en función de la relación de transportes RT_i (Van Rijn, 1984):

$$Q_{bc_i} = [RT_i / (1 + RT_i)] Q_{tc_i} \quad (12)$$

$$Q_{sc_i} = [1 / (1 + RT_i)] Q_{tc_i} \quad (13)$$

con:

$$RT_i = \frac{5}{12} \left(\frac{d_i}{h} \right)^{0.2} \left\{ d_i \left[\frac{(s-1)g}{v^2} \right]^{1/3} \right\}^{0.6} \quad (14)$$

donde v es la viscosidad cinemática.

Con respecto a la fase líquida, el flujo hídrico es representado mediante la ecuación de onda cinemática.

Despreciando la aceleración local, la aceleración convectiva y el gradiente de presión en la ecuación dinámica del flujo impermanente gradualmente variado y combinando con la ecuación de continuidad, se obtiene:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + c_w \frac{\partial Q}{\partial x} = c_w q_L \quad (15)$$

donde Q es el caudal líquido; q_L es el caudal líquido lateral por unidad de longitud y c_w es la celeridad de onda cinemática:

$$c_w = \frac{\partial Q}{\partial A} \Big|_x \quad (16)$$

donde Q se expresa como:

$$Q = \frac{1}{n} A R^{2/3} S_b^{1/2} \quad (17)$$

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 $\alpha \approx 0.04$ y d_{90} expresado en metros. 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 (Basile, 1997, 2000a).

El esquema numérico es robusto y eficiente. El paso de integración temporal se ajusta dinámicamente en función de las celeridades de la fase sólida y de la fase líquida. El mismo se obtiene a partir del número de Courant, utilizando la celeridad máxima y manteniendo el paso de integración espacial constante. En el caso de simulaciones a fondo fijo el número de Courant puede llegar hasta 10 sin que el modelo evidencie ningún tipo de inestabilidad. En simulaciones a fondo móvil se deben tener en cuenta, además, las celeridades de perturbaciones del transporte en suspensión, del nivel del fondo y de la composición granulométrica del estrato de mezcla. En este caso, el número de Courant se especifica con valores cercanos a la unidad para evitar eventuales errores de fase y de amplitud.

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, los niveles del 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 50 afluentes, de este modo es posible simular redes hidrográficas con elevada densidad de drenaje.

Ingreso lateral de sedimentos

Se consideran tres casos distintos para el ingreso lateral de sedimentos:

Caso TL1: En ausencia de deslizamientos o flujos de detritos, el ingreso lateral de sedimentos, transportados por la corriente hídrica de un afluente, es calculado mediante la ecuación de transporte (9) en función de los parámetros hidrodinámicos y de las características sedimentológicas locales del tramo final del mismo.

Caso TL2: Cuando se verifican deslizamientos en un afluente, se aplica la ecuación de transporte (9) asumiendo que la composición granulométrica del fondo del afluente en su tramo terminal, inmediatamente después de ocurrido un deslizamiento, es igual a aquella que posee el sedimento que constituye el cuerpo del deslizamiento y permanece como tal hasta que el volumen total deslizado (V_s) es eventualmente transportado por la corriente hídrica que ingresa al curso principal.

Caso TL3: Es además posible considerar el ingreso lateral de sedimentos bajo forma de flujo de detritos proveniente de un afluente (pendiente mayor que 15-20% (Takahashi, 1981; Wang et al., 1999)). 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, permaneciendo como tal hasta que el volumen total de sedimentos movilizado por el flujo de detritos, V_s , es eventualmente transportado por la corriente hídrica del curso principal. Se asume además una tasa de entrada constante del flujo de detritos.

En los casos TL2 y TL3 los datos requeridos son la ubicación, el tiempo de ocurrencia, el volumen de sedimentos (V_s) y su correspondiente composición granulométrica. En el caso de no contar con la composición granulométrica correspondiente a V_s , la misma se puede estimar asumiendo que es igual a la composición del transporte (f_i^t con $i=1,N$), (Di Silvio, 1992), la cual se obtiene a partir de la ec. (8) como:

$$f_i^t = \frac{f_i d_i^{b-1}}{\sum_{i=1}^N f_i d_i^{b-1}}, \quad i=1,N \quad (18)$$

donde f_i es, en este caso, la fracción de la i -ésima clase presente en el fondo del tramo terminal del afluente, antes de que se produzca el deslizamiento.

Condición de borde interna

En cursos de agua montanos es usual encontrar tramos con fondo rocoso (rock outcrops). En este caso en el modelo no se permite que la erosión progrese por debajo del nivel 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 niveles 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

Breve descripción de la cuenca del río Mallero y del evento extremo de Julio de 1987

El río Mallero es un afluente del río Adda y está localizado en el norte de Italia, en la región de la Valtellina, Alpes Centrales. Drena un área de 319 Km² y a lo largo de su recorrido de 24 Km recibe el aporte de numerosos afluentes. Su origen se ubica en cota 1636 m (s.n.m.m), en correspondencia con la confluencia de los torrentes Ventina y Vazzeda, y desemboca en el río Adda a cota 282 m (s.n.m.m).

Existen varias ciudades emplazadas a lo largo de su recorrido. La más importante es la ciudad de Sondrio ubicada en la parte baja de la cuenca, cerca de la

confluencia con el río Adda. La región de la Valtellina ha sido siempre afectada por intensas precipitaciones acompañadas con deslizamientos y flujos de detritos, originando, en algunos casos, eventos aluvionales de características catastróficas. Las informaciones referidas a eventos hidrológicos extremos ocurridos en dicha región se retrotraen hasta la edad media.

Uno de tales eventos ocurrió en Julio de 1987, cuando las precipitaciones diarias en numerosas estaciones alcanzaron una recurrencia superior a los 100 años. En la cuenca del río Mallerio se registraron numerosos deslizamientos con un movimiento de varios millones de metros cúbicos de sedimentos. Parte de este material sólido ingresó al curso principal a través de los distintos afluentes. La excesiva alimentación sólida, conjugada con los elevados caudales líquidos en el curso principal, incrementó el transporte de sedimentos en el mismo. En esta situación, el volumen de sedimentos transportado durante el evento fue varios ordenes de magnitud superior que el volumen de transporte anual del río en condiciones hidrológicas ordinarias. Los desequilibrios en el balance del transporte originaron graves procesos de sedimentación, llegando, en diversos lugares, a llenar de sedimentos la totalidad de la sección transversal, produciendo desbordes y graves inundaciones de áreas rurales y urbanas.

Simulación numérica

Para la simulación numérica del evento se contó con información referida a las ubicaciones de los deslizamientos ocurridos, los volúmenes involucrados y la composición granulométrica de los mismos. Asimismo, se contó con los volúmenes de sedimentación y erosión que se observaron a lo largo del río como consecuencia del evento extremo, con muestreos de sedimentos de fondo en algunas zonas específicas y con los hidrogramas de entrada en correspondencia con cada uno de los afluentes. (Di Silvio, 1989). Asimismo, los datos morfológicos del río y sus afluentes fueron recabados a partir de información existente (Di Silvio, 1989).

En la Figura 2 se representa esquemáticamente el río Mallerio con sus afluentes, indicándose, para cada afluente, el tipo de ingreso lateral de sedimentos considerado y, en caso de deslizamiento, el volumen

de sedimentos involucrados Vs y el correspondiente tiempo de ocurrencia.

La longitud total de 24 Km fue discretizada con pasos de integración espacial de 250 m, por lo tanto, el número total de puntos computacionales es igual a 96. El evento completo fue simulado desde el día 17/07/87 a las 18 horas (t=0 hs) hasta el día 19/07/87 a las 20 horas (t=50 hs). Por lo tanto la simulación numérica abarcó un período de 50 horas.

La calibración del modelo se efectuó ajustando el coeficiente de la ecuación de transporte para reproducir los procesos de sedimentación o erosión a lo largo del río. El valor del coeficiente α_{eh} que produjo el mejor ajuste fue de 0.085. Este valor es mayor que el especificado por Engelund y Hansen (0.05). Sin embargo, en aplicaciones anteriores ha sido observado que la ecuación muestra una tendencia a subestimar los transportes sólidos elevados (Basile, 2000b). El exponente b de la función de protección/exposición se mantuvo fijo en 0.8 y la porosidad $p=0.4$. El valor del coeficiente α de la función de resistencia de Manning-Strikler varió entre 0.05 y 0.07.

Presentación y análisis de resultados

Se observaron numerosos procesos de sedimentación a lo largo del río, ocasionados por la excesiva alimentación sólida que ingresó por los distintos afluentes y fue transportada por la corriente hídrica del curso principal. En la Tabla 1 se presenta la comparación entre los volúmenes de sedimentos depositados medidos y calculados mediante el modelo.

Tabla 1. Comparación de volúmenes

Tramo (Km)	Volumen depositado (m ³)	
	Calculado	Medido
0.00 - 1.25	160000	(-)
3.00 - 3.90	61000	47000
4.25 - 5.00	120000	180000
10.00 - 10.70	110000	(-)
14.50 - 16.80	500000	550000
19.50 - 20.25	140000	(-)
21.50 - 24.00	360000	350000

(-) no medido

En la Figura 3(a) se presenta la evolución espacio-temporal del nivel del fondo calculado, referido al nivel inicial, es decir, $\Delta z_b(x_j, t_n) = z_b(x_j, t_n) - z_b(x_j, 0)$, con j índice espacial y n índice temporal. Se observa una cierta independencia entre los procesos de sedimentación generados cerca de las confluencias de los distintos afluentes con el curso principal. Esto indica que el proceso está fuertemente dominado por las condiciones al contorno internas, es decir, por los ingresos laterales de sedimentos. En la Figura 3(b) se observa la pendiente de fondo inicial y la pendiente de fondo final obtenida en la simulación numérica, en función de la coordenada espacial. En la Figura 3(c) se presenta la evolución espacio-temporal de la fracción f_1 , correspondiente a la clase 1, cuyo diámetro representativo es $d_1=0.32$ mm. La composición del fondo al final del evento resulta ser definitivamente más fina que la inicial, a lo largo de todo el río, debido evidentemente a la composición relativamente fina que presenta el material de los deslizamientos.

En la Figura 4(a) se presentan los hidrogramas en correspondencia con las progresivas 21.75 Km y 22.25 Km (Sondrio). Dichos hidrogramas son el resultado de la propagación a fondo móvil de 10 hidrogramas (9 de los afluentes más 1 en el contorno aguas arriba). Se observan dos picos netos, uno de $515 \text{ m}^3/\text{s}$ para $t=27.72$ hs y otro de $290 \text{ m}^3/\text{s}$ para $t=35.98$ hs.

En los tramos terminales, en particular a la altura de la ciudad de Sondrio, se manifiesta en forma evidente el efecto de la excesiva alimentación sólida en los niveles hídricos. En la Figura 4(b) y (c) se presenta la evolución temporal del nivel del fondo y del nivel hídrico, en las progresivas 21.75 Km y 22.25 Km respectivamente. Todos los niveles están referidos al valor inicial ($t=0$) del nivel del fondo en las correspondientes progresivas. Se note la rápida sedimentación que comienza a partir aproximadamente de $t=25.6$ hs, después que ocurrieron los distintos deslizamientos en los tramos inmediatamente aguas arriba ($t=23$ horas). Las tasas de sedimentación promedio en las primeras 3.75 hs, a partir del inicio del proceso ($t=25.6$ hs), son de 0.97 m/h en la progresiva 21.75 Km y de 0.73 m/h en la progresiva 22.25 Km.

Además, se observa claramente que la evolución temporal de los niveles hídricos en Sondrio está

controlada básicamente por el fuerte proceso de sedimentación del lecho. En efecto, en la progresiva 22.25 Km se observa un desfase de 1.02 hs entre el tránsito del primer caudal pico de la onda de crecida ($Q_{p1}=515 \text{ m}^3/\text{s}$) y el nivel hídrico máximo. Por otra parte, el segundo caudal pico ($Q_{p2}=290 \text{ m}^3/\text{s}$) es menor que el primero y sin embargo el nivel hídrico máximo en esta situación alcanza un valor cercano al observado durante el tránsito del primer caudal pico. En la progresiva 21.75 Km se observa un comportamiento similar. Aquí, sin embargo, el nivel hídrico durante el segundo caudal pico supera ligeramente al observado durante el tránsito del primero.

En la Figura 4(b) y (c) se presenta, además, la evolución temporal del nivel hídrico obtenido efectuando la propagación de la crecida a fondo fijo (ingresos sólidos y transportes, ambos nulos). Se observa que el nivel hídrico en esta situación no hubiera sobrepasado el nivel de bankfull en la ciudad de Sondrio y por lo tanto la crecida hubiera sido contenida dentro del cauce. Es oportuno destacar que, en este contexto, cualquier procedimiento de alerta hidrológica y eventual pronóstico en tiempo real de niveles hídricos, que no tenga en cuenta el transporte de sedimentos y los cambios morfológicos, puede conducir a predicciones completamente erróneas.

En la Figura 5(a), (b), (c) y (d) se presenta la evolución espacial del nivel del fondo y del nivel hídrico en Sondrio, calculados para diferentes tiempos, $t=26.25$ hs, $t=28.75$ hs, $t=36.25$ hs y $t=50$ hs respectivamente. En la Figura 5(d) se observa, además, el nivel del fondo final medido en algunos puntos específicos del tramo. Es importante señalar que en algunos sectores la sección transversal ha sido prácticamente llenada de sedimentos hasta el nivel de bankfull.

Se investigó además el efecto de los cambios morfo-sedimentológicos sobre la celeridad de propagación de la onda de crecida. A tal fin se compararon los hidrogramas calculados sin considerar los cambios morfo-sedimentológicos del fondo (propagación a fondo fijo) con los que se calcularon incluyendo tales cambios (propagación a fondo móvil). En la Figura 6(a), (b) y (c) se presenta la comparación de los hidrogramas calculados mediante los dos abordajes mencionados precedentemente, en correspondencia de las progresivas 9 Km, 15 Km y

19 Km respectivamente. No se observan diferencias significativas entre los hidrogramas propagados a fondo fijo y a fondo móvil. Esto indica que, en el caso analizado, los cambios de rugosidad y pendiente no inciden significativamente en los valores de celeridad de la onda de crecida, lo cual puede atribuirse, por un lado, a los valores elevados de la pendiente de fondo y por otro lado, a la fuerte influencia que ejercen las numerosas condiciones al contorno internas, en correspondencia con los ingresos líquidos de los afluentes, en el proceso propagatorio.

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 no uniformes. 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 reproducir 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.

El modelo ha sido aplicado y calibrado con datos del evento extremo que afectó al río Mallero en Julio de 1987. Se observó que el proceso hidro-morfológico que experimentó el río estuvo fuertemente dominado por las condiciones al contorno internas, en correspondencia con cada uno de los ingresos laterales de agua y sedimentos. Además de los notables procesos de sedimentación, la composición granulométrica del fondo, al final del evento extremo, es marcadamente más fina que aquella que

presenta el río en condiciones hidrológicas ordinarias.

En los tramos terminales del río se manifiesta claramente el efecto producido por la excesiva alimentación sólida y consiguiente sedimentación del lecho. En efecto, a la altura de la ciudad de Sondrio (gravemente afectada por la inundación) se observó que la evolución temporal de los niveles hídricos estuvo básicamente controlada por el fuerte proceso de sedimentación que experimentó el fondo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Armanini, A. y Di Silvio, G. (1988). *A one-dimensional Model for the Transport of Sediment Mixture in Non-equilibrium Condition*. Journal of Hydraulic Research, IAHR. Vol. 26, N° 3, pp. 275-292.
- 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.
- Basile, P.A. (1997). *Un modelo matemático morfológico unidimensional para ríos aluviales*. Cuadernos CURIHAM, ISSN 1514-2906. UNR Ed., Vol. 3, N° 4, pp. 1-13.
- Basile, P.A. (1999). *Modelación de procesos de erosión-sedimentación en ríos con lechos de sedimentos heterogéneos*. Cuadernos CURIHAM, ISSN 1514-2906. UNR Ed., Vol. 5, N° 2, pp. 89-105.
- 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.
- 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.
- 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.
- Cui, P. (1999). *Impact of Debris Flow on River Channel in the Upper Reaches of the Yangtze*

- River*. International Journal of Sediment Research, ISSN 1001-6279, CN 11-2699/P. Vol. 14, N° 2, 1999, pp. 201-203.
- Di Silvio, G. (1992). *Flood and sediment dynamics in mountain rivers*. NATO Advanced Study Institute on "Coping with floods". 3-15 Nov. 1992. Erice, Italia.
- Di Silvio, G. (1989). *L'evento in Valtellina del Luglio 1987*. Informe de la U.O. 1.5 del Gruppo Nazionale per le Difese delle Catastrofi Idrogeologiche. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Italia.
- Engelund, F. y Hansen A. (1967). *A monograph on sediment transport in alluvial streams*. Tech. Univ. of Denmark.
- Hirano, M. (1971). *River Bed Degradation with Armouring*. Transactions of Japan Society of Civil Engineering (JSCE), Vol. 3, Part 2, pp.194-195.
- 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.
- Takahashi, T. (1981). *Debris Flow*. Annual Review of Fluid Mechanics. Vol. XIII, pp. 57-77.
- 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.
- Van Rijn, L.C. (1984). *Sediment Transport, Part III: Bed Forms and Alluvial Roughness*. Journal of Hydraulic Engineering, ASCE. Vol. 110, N° 12, pp.1733-1754.
- Wang, Z.Y.; Wai, O.W.H. y Cui, P. (1999). *Field Investigation into Debris Flow Mechanism*. Inter. Journal of Sediment Research, ISSN 1001-6279, CN 11-2699/P. Vol. 14, N° 4, 1999, pp. 10-22.

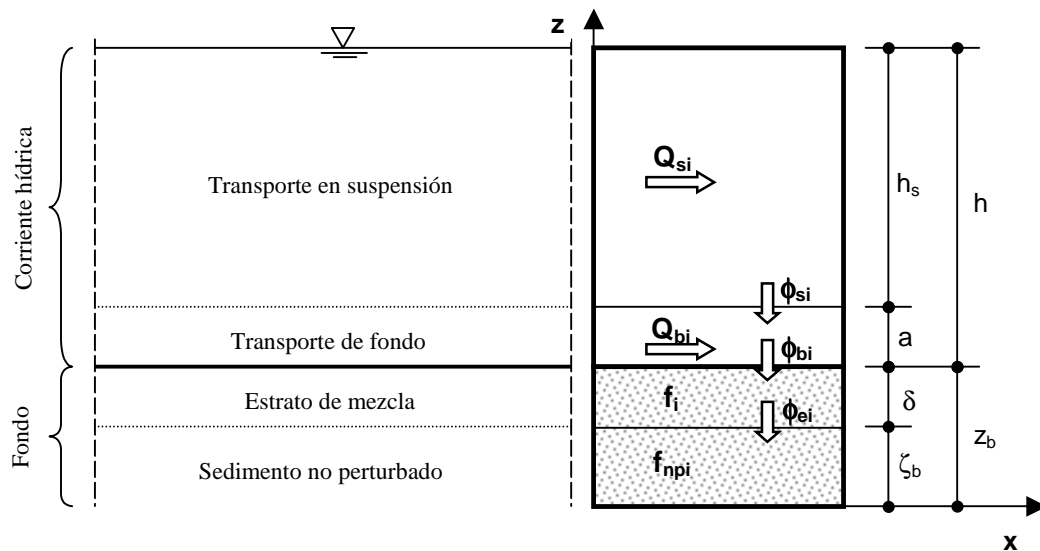


Figura 1. Representación esquemática de los flujos de sedimento.

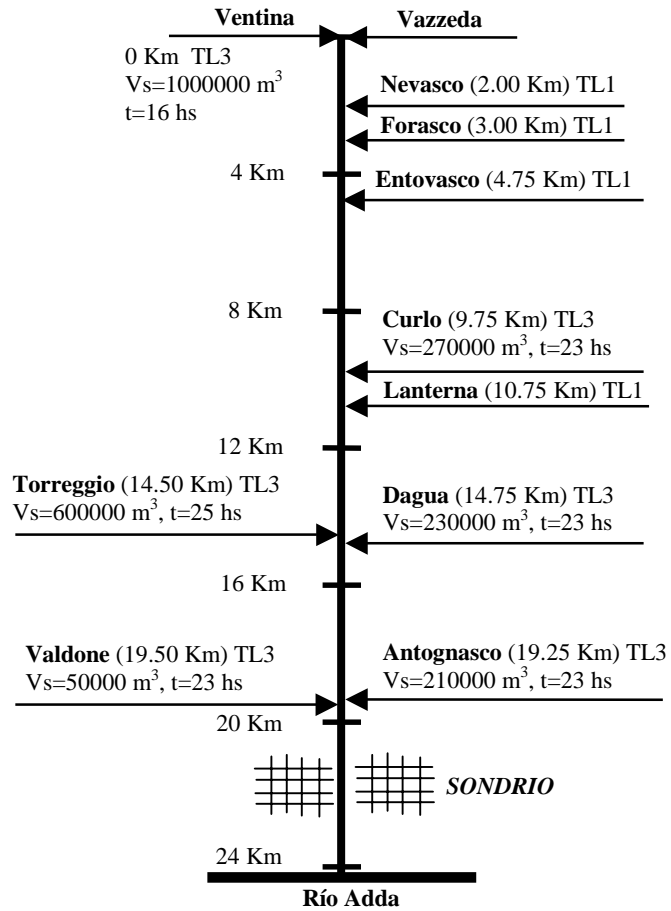


Figura 2. Representación esquemática del río Mallerio y sus afluentes.

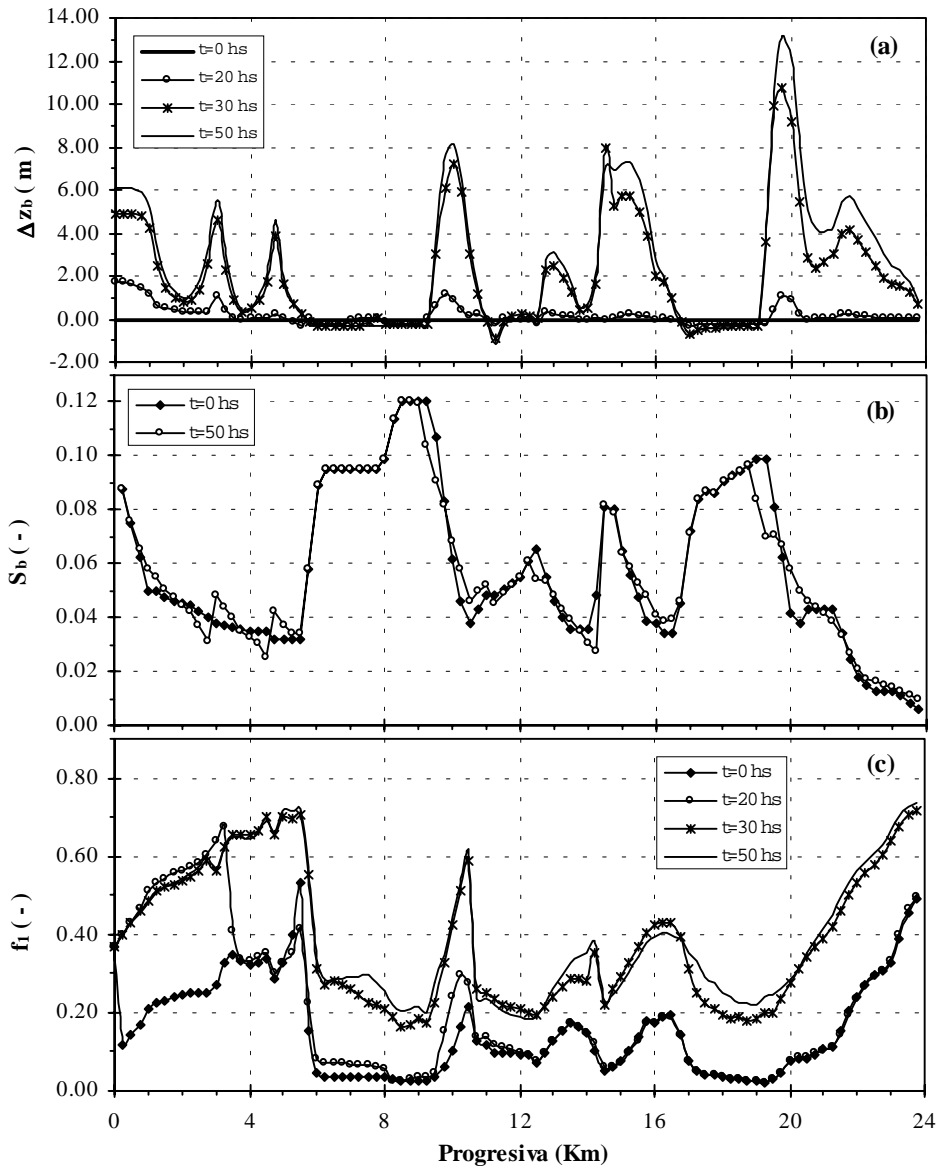


Figura 3. Evolución espacio-temporal de (a) Nivel del fondo, referido al nivel inicial $z_b(x_j, t_n=0)$. (b) Pendiente de fondo. (c) Fracción de la clase 1 ($d_1=0.32$ mm).

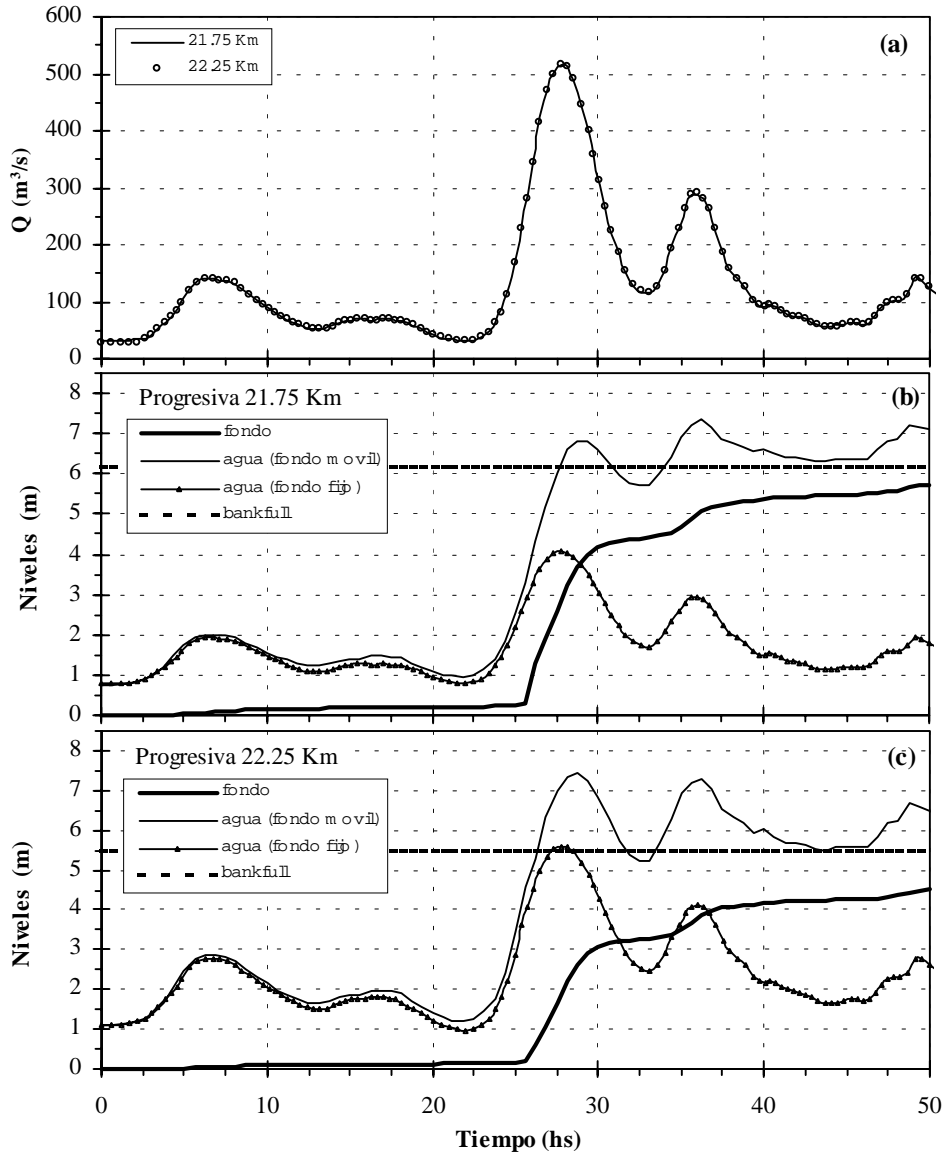


Figura 4. Evolución temporal de (a) Caudal líquido en Progresivas 21.75 Km y 22.25 Km. (b) y (c) Nivel del fondo y del agua en Progresivas 21.75 Km y 22.25 Km respectivamente.

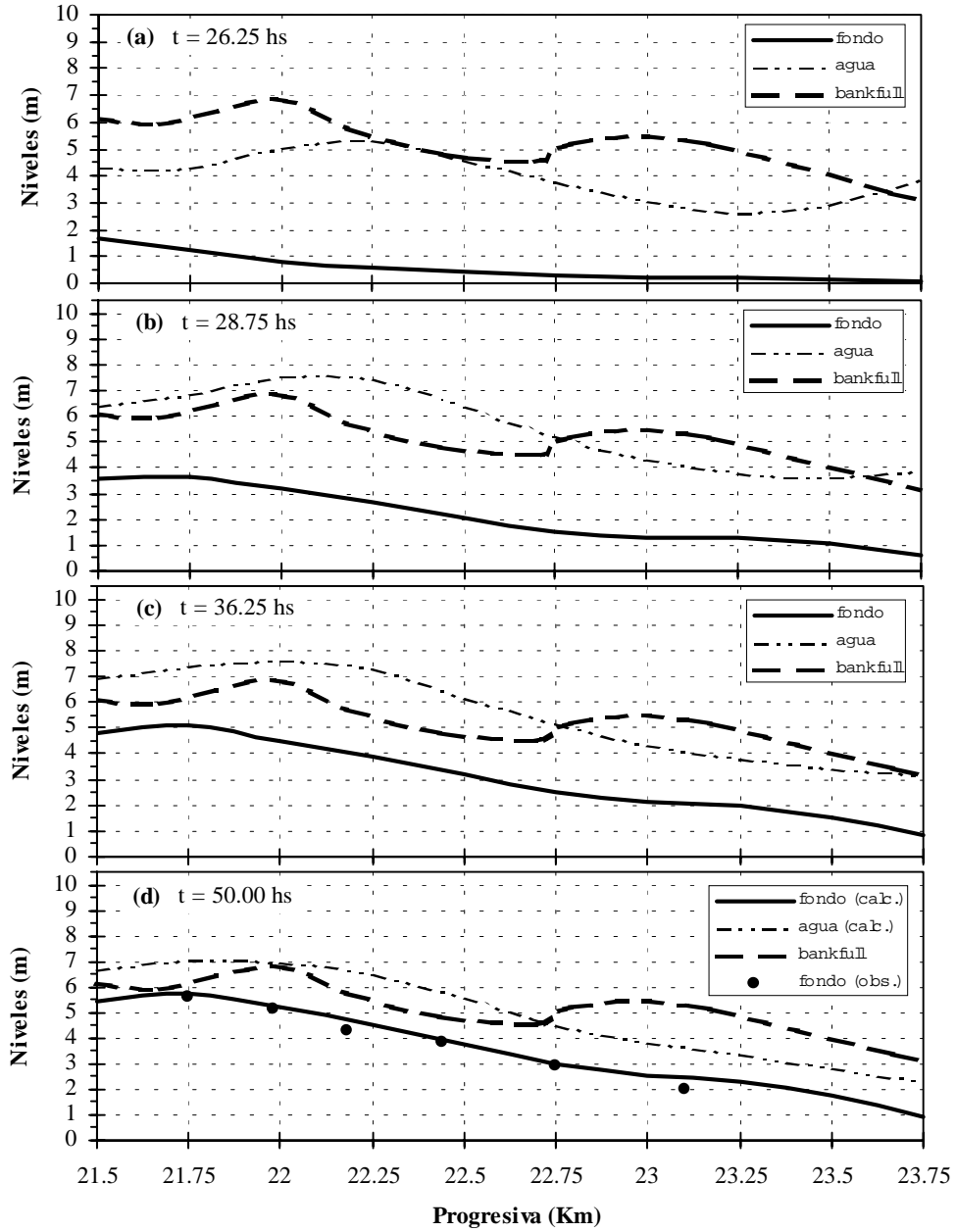


Figura 5. Evolución espacial del nivel del fondo y del agua para (a) $t=26.25$ hs. (b) $t=28.75$ hs. (c) $t=36.25$ hs. (d) $t=50$ hs.

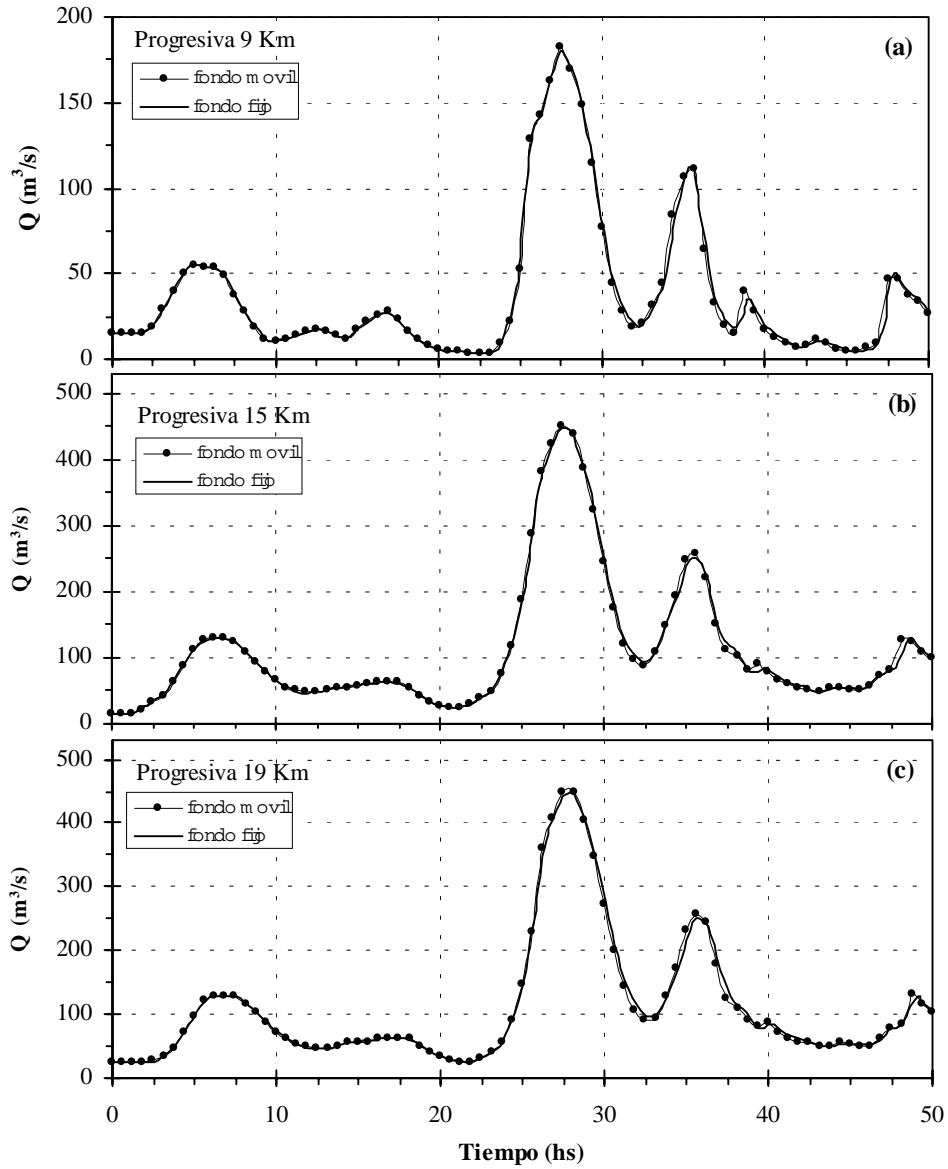


Figura 6. Comparación de hidrogramas propagados a fondo fijo y a fondo móvil en (a) Progresiva 9 Km. (b) Progresiva 15 Km. (c) Progresiva 19 Km.