

SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA
XXI CONGRESO CHILENO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

**MODELACIÓN DE LA SEDIMENTACIÓN EN EL EMBALSE RAPEL: DELTA Y
CORRIENTE DE TURBIDEZ**

JAVIER BALBONTÍN¹
YARKO NIÑO²
JAVIER GONZÁLEZ³

RESUMEN

El presente trabajo consiste en la utilización del modelo numérico MOSSEM desarrollado en la tesis de Magíster de González (2006) para estudiar los procesos de sedimentación en el embalse Rapel, VI Región, Chile. El objetivo general es el estudio y aplicación del modelo de sedimentación en el embalse Rapel, considerando el delta de sedimento grueso del comienzo del embalse y la eventual corriente de turbidez que se desarrollaría a lo largo del embalse. La modelación de la sedimentación del embalse Rapel se realiza desde el año 1971, al término del llenado de éste, hasta el fin del año 2009. Existen antecedentes de batimetrías medidas en enero (ENDESA, 2010) y luego en diciembre (Lecaros, 2011) del año 2010, por lo que éstas fueron de gran utilidad para analizar el comportamiento del modelo. Finalmente se discuten los resultados obtenidos en la simulación, donde se observa una sobreestimación del volumen de sedimento grueso depositado en el embalse, al ser comparado con el volumen estimado con mediciones en terreno. En el caso de los sedimentos finos, el modelo predice una sedimentación menor a la medida en terreno, por lo cual, se propone una conceptualización alternativa que pueda utilizarse en estudios futuros.

¹Estudiante, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile - jbalbont@ing.uchile.cl

²Profesor Titular, Departamento de Ingeniería Civil y AMTC, Universidad de Chile - ynino@ing.uchile.cl

³Magíster en Recursos y Medio Ambiente Hídrico, Universidad de Chile - javgonza@ing.uchile.cl

1. INTRODUCCIÓN

La construcción de un embalse produce una modificación en las propiedades del escurrimiento de un cauce; aumenta la altura de escurrimiento y disminuye la velocidad de éste. En consecuencia, se reduce la capacidad de transporte del escurrimiento y aumenta la depositación de sedimentos en el fondo del embalse. La principal consecuencia de la acumulación de sedimentos corresponde a la pérdida de capacidad de almacenamiento del embalse. Este fenómeno puede ocasionar la inutilización de un embalse en relativamente poco tiempo.

Una vez que el cauce confluye al embalse, las partículas más gruesas comienzan a depositarse antes que las finas, produciendo lo que se denomina un *delta*, el cual avanza hacia aguas abajo mediante avalanchas de sedimento aportados por el cauce afluente. Por otro lado, si la concentración de sedimento fino en el cauce afluente es lo suficientemente alta se produce la estratificación del embalse, produciéndose una *corriente de turbidez*, que inicia su recorrido en el punto de *inmersión*. La corriente de turbidez avanza sumergida, transportando a las partículas finas largas distancias (Mulder y Alexander, 2001) y depositándolas incluso en zonas cercanas al muro (De Cesare et al., 2001).

En estricto rigor, los deltas están formados por tres zonas (Kostic y Parker, 2003a); (a) una zona alta de baja pendiente, en la cual depositan los sedimentos mayoritariamente gruesos provenientes del cauce afluente, (b) otra zona de alta pendiente denominada cara del delta, que se traslada hacia zonas profundas mediante avalanchas de sedimento grueso y (c) una zona de baja pendiente en el fondo embalse, la cual está formada por sedimentos finos que se han depositado principalmente por medio de la corriente de turbidez. Esta estructura se ilustra en la Figura 1.

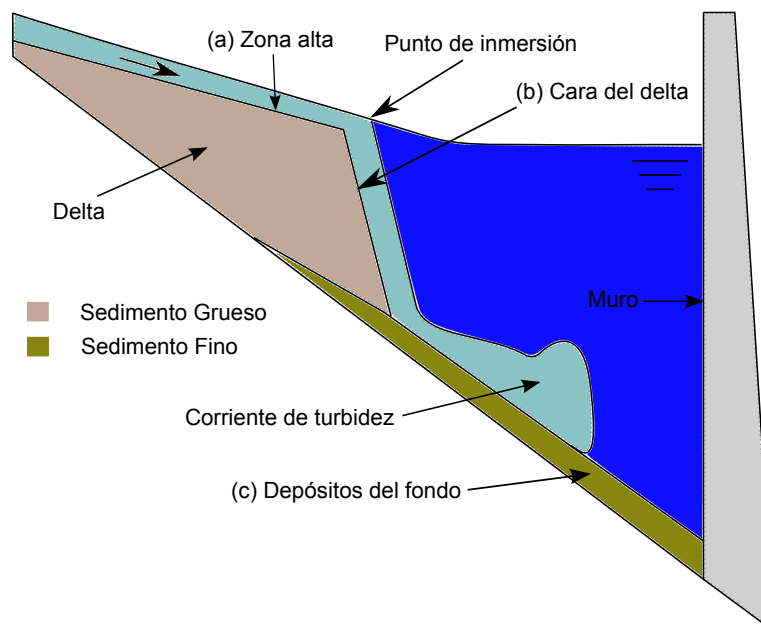


Figura 1: Definición del delta y estructura de los sedimentos en el embalse.

El modelo MOSSEM desarrollado por González (2006), utiliza secciones transversales con forma trapecial, las cuales pueden variar en la dirección longitudinal. Este modelo es aplicado al embalse Rapel, en donde se ha observado un importante aumento de los niveles del fondo del lecho debido

a los procesos de sedimentación. Campañas de terreno realizadas por ENDESA (2010) y Lecaros (2010) indican que existe depositación de sedimentos gruesos y finos, formando un delta al comienzo y produciendo un aumento de la cota del fondo en las zonas cercanas al muro debido a los sedimentos finos.

2. DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

El embalse Rapel se ubica en el límite de las provincias Cardenal Caro y Cachapoal, pertenecientes a la sexta región del Libertador Bernardo O'Higgins. Está formado por la junta del río Rapel con el estero Alhué. Posee aproximadamente unos 35 km de largo, alcanzando un ancho máximo de 5 kilómetros en la cubeta Alhué, reduciéndose a unos 100 metros en el muro. Tiene como fecha de inicio de llenado el año 1968, el cual culminaría el año 1971, comenzado su operación. El río Rapel está formado por la junta del río Cachapoal y el Tinguiririca, los cuales aportan aproximadamente el 87 % del caudal afluente (Benítez, 1984).

El embalse se puede dividir en tres zonas: Alhué, Las balsas y Muro; las cuales se esquematizan en la Figura 2.

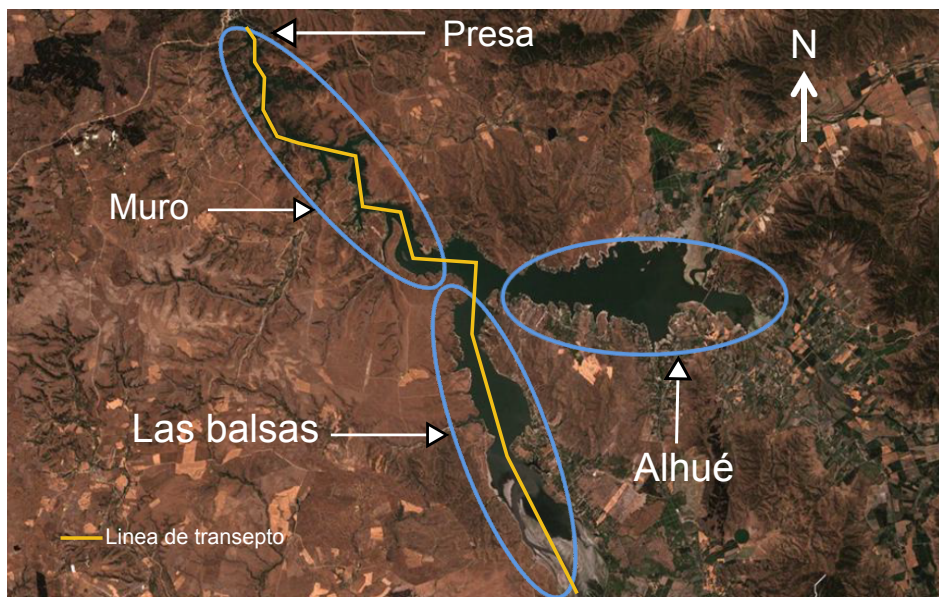


Figura 2: Esquema del embalse Rapel.

Batimetría de 1968 Y 2010

Se cuenta con información de planos topográficos del embalse Rapel previos al comienzo del llenado, proporcionados por ENDESA a Lecaros (2011). Los planos se realizaron el año 1959 e incluyen la topografía hasta la cota 110 m s.n.m.. A partir de estos datos se obtuvieron perfiles batimétricos transversales de la situación base. Además, se cuenta con mediciones batimétricas realizadas el verano del año 2010 por ENDESA desde el kilómetro 17,2 hasta el 34,9 desde el muro. Esta información es complementada con la campaña a terreno realizada por Lecaros (2011) a fines del año 2010. En la Figura 3 se presentan las batimetrías mencionadas anteriormente.

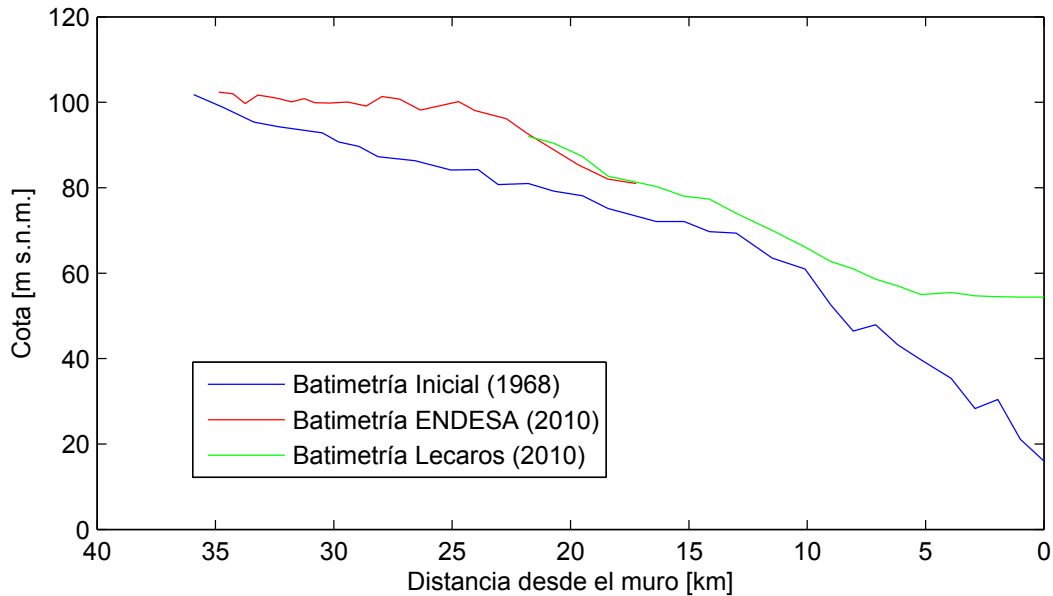


Figura 3: Batimetrías del embalse Rapel.

A partir de estos datos, se determina que el volumen total del depósito embancado es de aproximadamente de 112 millones de m^3 , de donde 94 millones de m^3 corresponderían a sedimento grueso y 18 millones de m^3 a sedimento fino, considerando la depositación de los 18 kilómetros más cercanos al muro se debe al sedimento fino y lo restante al sedimento grueso.

Hidrología y gasto sólido en suspensión

Se cuenta con información de dos estaciones fluviométricas: Cachapoal en Puente Arqueado y Tinguiririca en Los Olmos, las cuales son las más cercanas al embalse en los respectivos ríos. Estas estaciones tienen datos de caudales medios diarios entre los años 1968 y 2010, además de información de gasto sólido a nivel diario entre 1968 y 1991. A partir de estos datos Lecaros (2011) generó relaciones potenciales entre el gasto sólido en suspensión y caudal, las cuales se utilizaron en el resto del periodo de modelación como condición de borde:

$$Q_s = aQ^b \quad (1)$$

donde Q_s es el gasto sólido en suspensión en $ton/día$ y Q es el caudal medio diario en m^3/s , a y b son constantes que dependen del tipo de régimen hidrológico del cauce.

Características de los sedimentos afluentes

Se realizó una salida a terreno el día 4 de diciembre del 2012 para caracterizar los sedimentos que transportan los ríos Cachapoal y Tinguiririca. Los parámetros obtenidos corresponden a las curvas granulométricas de los sedimentos finos y gruesos transportados por ambos ríos y la densidad de los sedimentos finos. Además, se determinó el coeficiente de rugosidad de Manning a partir de la curva granulométrica de los sedimentos gruesos.

En la Figura 4 se presentan las granulometrías obtenidas para los sedimentos finos y gruesos respectivamente, en ambos casos se determinó una granulometría representativa, la cual es la utilizada en las modelaciones. En el caso de los sedimentos finos, éstos se determinaron a través del granulómetro láser Mastersizer 2000, el cual tiene incluido el módulo de dispersión de partículas Hidro2000G, ambos marca Malvern. Para obtener la granulometría de los sedimentos gruesos de la superficie, se optó por utilizar el software de fotoanálisis WipFrag 2010, el cual mediante un método óptico digital es capaz de reconocer los límites entre los fragmentos y dimensionarlos mediante análisis estadísticos.

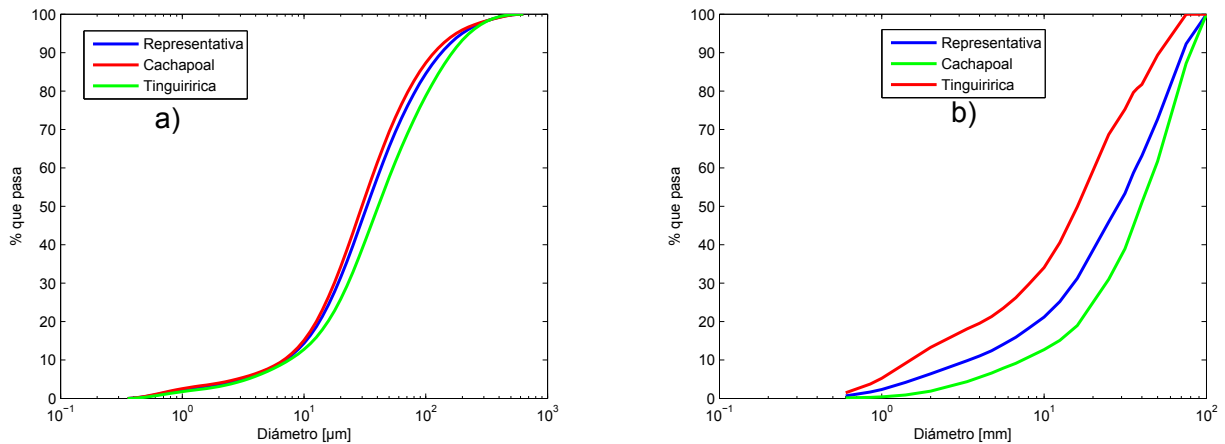


Figura 4: Granulometrías afluentes al embalse Rapel, a) sedimentos finos y b) sedimentos gruesos.

La densidad de los sedimentos finos se determinó a partir de un ensayo de gravedad específica de sólidos, en donde se obtuvo un valor de $2,504 \text{ ton}/\text{m}^3$.

Finalmente se determinó el valor del coeficiente de rugosidad de Manning a partir de la fórmula de Strickler (1923), valor que se le agregaron correcciones propias del sector utilizando el método de Cowan (1956), obteniéndose un valor de $0,03 \text{ sm}^{-1/3}$.

3. ECUACIONES QUE RIGEN EL MOVIMIENTO DE LOS SEDIMENTOS EN EMBALSES

El modelo de Simulación de Sedimentación en Embalses (MOSSEM) involucra tres módulos, cada uno orientado a un proceso de la sedimentación en embalses:

- Resolución del flujo con transiciones de régimen entre subcrítico y supercrítico.
- Transporte de sedimento grueso con granulometrías extendidas.
- Transporte de sedimento fino considerando la posibilidad de formación de corriente de turbidez.

Modelación del flujo

El flujo en cauces naturales se determina a partir de las ecuaciones de Saint-Venant, presentadas en las ecuaciones 2 y 3:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial Q^2/A}{\partial x} = -gA \frac{\partial Z}{\partial x} - g \frac{n^2 Q |Q|}{AR_h^{4/3}} \quad (3)$$

donde A corresponde a la sección transversal del escurrimiento, Q es el caudal, g es la aceleración de gravedad, Z es el nivel de la superficie libre del flujo, n es el coeficiente de rugosidad de Manning y R_h es el radio hidráulico.

De la ecuación de momentum (3) se debe mencionar que el primer término del lado derecho engloba los efectos de la fuerza de presión y del peso, las cuales son determinadas en conjunto mediante el gradiente longitudinal de superficie libre. El segundo término del lado derecho corresponde a la fuerza de roce ejercida por el lecho al flujo estimado mediante la relación de Manning, donde el valor absoluto indica que esta fuerza es siempre contraria a la dirección del movimiento.

El esquema numérico utilizado por MOSSEM para resolver las ecuaciones de Saint-Venant es el de Ying et al. (2004), esquema basado en la técnica de volúmenes finitos, explícito, capaz de tratar flujos transcíticos y geometrías irregulares (González, 2006).

Las ventajas del esquema presentado en Ying et al. (2004), es que resuelve las ecuaciones de Saint-Venant utilizando los mismos términos de la ecuación 3. Utilizar el gradiente de superficie libre evita problemas que pueden manifestarse por un trato inadecuado de las pendientes de fondo, lo cual puede generar soluciones no conservativas y flujos numéricos (Ying et al., 2004). El desarrollo de la implementación del esquema en MOSSEM se puede revisar en González (2006) o en su versión más reciente en Balbontín (2013).

Modelación del sedimento grueso

Las partículas gruesas se trasladan manteniéndose en las cercanías del lecho mediante uno de los siguientes mecanismos: deslizamiento, rotación y/o saltación. En el deslizamiento, la partícula se desplaza sin rotar en contacto permanente con el lecho; en la rotación, la partícula se desplaza girando en torno a sí misma sin desprenderse del lecho; y la saltación, el principal mecanismo de transporte de las partículas gruesas, corresponde a una sucesión de colisiones entre la partícula y el lecho, realizándose un continuo traspaso de momentum del flujo hacia la partícula.

Para describir la depositación de sedimentos gruesos en las secciones trapeciales como la presentada en la Figura 5, se utiliza la ecuación 4, la cual se basa en un balance de masa en un volumen de control de largo dx :

$$\frac{\partial A_s}{\partial t} + \frac{1}{1 - \lambda_s} \frac{\partial Q_s}{\partial x} = 0 \quad (4)$$

$$\begin{aligned}\tau_{rg}^* &= 0,021 + 0,015 \exp(-20F_s) \\ \tau_{rg} &= \rho Rg D_{sg} \tau_{rg}^*\end{aligned}\tag{9}$$

Modelación del sedimento fino

En el caso de los sedimentos finos, el efecto gravitacional es mucho más débil, la turbulencia permite que estas partículas sean transportadas en suspensión abarcando la totalidad de la columna de agua en un cauce.

Si la carga de sedimento es lo suficientemente alta, de modo que su densidad sea mayor que la del agua en el embalse, puede generarse una corriente de turbidez. El cauce presiona al agua del embalse hasta el punto en donde las fuerzas gravitacionales superan a las inerciales produciendo la inmersión del flujo y el inicio de la corriente de turbidez.

Las ecuaciones que describen el movimiento de la corriente de turbidez utilizadas por MOSSEM, se obtienen a partir de las ecuaciones de Navier-Stokes, las cuales luego de incorporar el efecto de la turbulencia y de aplicar la hipótesis de aguas someras, son promediadas en la sección transversal, en el caso de las ecuaciones de conservación de volumen y sedimentos, o en la vertical, en el caso de la ecuación de momentum, obteniendo el siguiente conjunto de ecuaciones diferenciales:

$$\frac{\partial U h_c}{\partial t} + \frac{\partial U^2 h_c}{\partial x} = -\frac{1}{2} Rg \frac{\partial C h_c^2}{\partial x} + Rg S C h_c - c_f U^2\tag{10}$$

$$\frac{\partial A_c}{\partial t} + \frac{\partial U A_c}{\partial x} = (e_w U - \delta v_s) l_{cw}\tag{11}$$

$$\frac{\partial C A_c}{\partial t} + \frac{\partial U C A_c}{\partial x} = v_s b_w (E_s - r_0 C) + 2v_s k_m h_c (E_s - C)\tag{12}$$

La ecuación 10 es la correspondiente al balance de momentum, siendo t el tiempo, x la coordenada longitudinal, U es la velocidad media de la corriente, h_c es la altura de la corriente, C la concentración volumétrica media de la corriente, S la pendiente del fondo y c_f el coeficiente de fricción.

La ecuación 11 es la de continuidad de volumen, donde A_c es la sección transversal de la corriente, e_w es un coeficiente de incorporación de volumen desde el fluido ambiente, v_s la velocidad de sedimentación de los sedimentos finos, l_{cw} es el ancho de la corriente en la interfaz y δ tiene el valor 1 cuando la corriente se encuentra en régimen subcrítico y 0 en supercrítico.

Finalmente la ecuación 12 es la de conservación de sedimentos, donde r_0 es un coeficiente que relaciona la concentración cerca del lecho c_b con la concentración media de la corriente C , b_w es el ancho basal de la sección y $k_m = \frac{k_d + k_i}{2}$ corresponde al promedio de los taludes de la sección.

El coeficiente de fricción c_f presenta valores entre 10^{-3} y 10^{-1} según los valores medidos por Parker et al. (1986). El coeficiente de incorporación de volumen e_w es función del número de Richardson, dado por la ecuación 13 (Parker et al., 1986):

$$e_w = \frac{0,00154}{0,0204 + Ri}\tag{13}$$

$$Ri = \frac{RCgh_c}{U^2} \quad (14)$$

El coeficiente de entrada de sedimentos, E_s , se determina a partir de la expresión determinada por García y Parker (1993):

$$E_s = \frac{AZ_u^5}{1 + \frac{A}{0,3}Z_u^5} \quad (15)$$

donde $A = 1,3 \cdot 10^{-7}$ y $Z_u = \frac{u_{*s}}{v_s} R_p^\alpha$. Donde $R_p = \sqrt{RgD^3}$ es el número de Reynolds de la partícula, u_{*s} es la velocidad de corte por los granos, α es un coeficiente que tiene valor 0,6 y d es el diámetro de los sedimentos. Los autores proponen $c_{fs} = 7,24 \cdot 10^{-2,75}$, donde $u_{*s}^2 = c_{fs}U^2$.

Por otro lado, el coeficiente r_0 utilizado en la ecuación 12 depende de las condiciones del flujo, siendo cercano a 2 en régimen supercrítico (Parker et al., 1987) y aproximadamente 1 en subcrítico (Toniolo et al., 2006b) debido a la mezcla producida por el resalto hidráulico.

Finalmente la evolución del lecho debido a la depositación del sedimento fino se evalúa realizando un balance de sedimentos entre el lecho y la corriente. Entonces, la nueva ecuación que define la variación temporal del lecho es:

$$\frac{\partial A_{sf}}{\partial t} = \frac{v_s b_w (r_0 C - E_s) + 2v_s k_m h_c (C - E_s)}{1 - \lambda_m} \quad (16)$$

donde λ_m es la porosidad del depósito de finos.

Para resolver numéricamente las ecuaciones de la corriente de turbidez se utiliza nuevamente el esquema de Ying et al. (2004), el cual fue adaptado por González (2006) para ser utilizado en corrientes de turbidez.

4. RESULTADOS DE LA MODELACIÓN

En la Figura 6 se presenta la evolución del lecho del embalse a lo largo de la modelación y la comparación con las mediciones realizadas en terreno respectivamente.

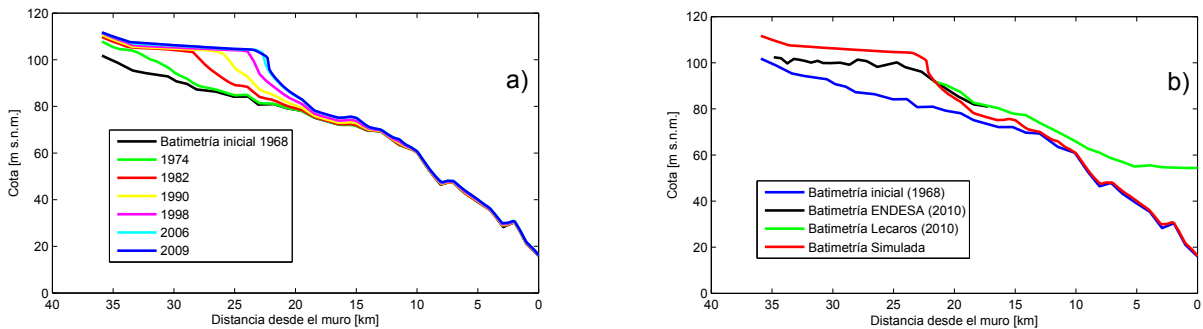


Figura 6: Resultados de la simulación del embalse Rapel, a) evolución del lecho durante la modelación y b) comparación entre la modelación y las mediciones en terreno.

El volumen total del embanque corresponde a 134 millones de m^3 , volumen superior en 22 millones de m^3 al medido en terreno.

En el caso de los sedimentos finos, la modelación entrega un volumen embancado de 2,7 millones de m^3 , considerando los 18 kilómetros más cercanos al muro y las mediciones en terreno indican un volumen embancado de 18,3 millones de m^3 . Por otro lado, es posible que estas mediciones en terreno estén mal interpretadas en los últimos 5 kilómetros aproximadamente, ya que la variación de cota del lecho no debiese aumentar hacia aguas abajo, por lo que las mediciones de la cota del lecho estarían sobrevalorando los valores reales y midiendo la termoclina en vez del lecho (Baltobón, 2013).

Por su parte, se considera que la zona entre el kilómetro 18 hasta el 36 desde el muro está compuesta principalmente de sedimentos gruesos. Las mediciones en terreno indican que el volumen embancado en esa zona del embalse corresponde a 94 millones de m^3 , mientras que la modelación entrega un volumen de 131 millones de m^3 .

5. ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

Sedimento grueso

El gasto sólido de fondo determinado con la fórmula de Wilcock y Crowe (2003) entregó una sobreestimación del 39 % de los flujos afluentes al embalse, lo cual se evidencia con los volúmenes embancados entre el kilómetro 18 hasta el 36 desde el muro.

Dado que la fórmula de Wilcock y Crowe (2003) considera la granulometría extendida, los resultados pueden variar considerablemente según la granulometría utilizada en el modelo. Mientras más fina sea la granulometría, mayor será el valor del transporte de fondo calculado. Así, el modelo tiene un grado de imprecisión considerable respecto al sedimento grueso.

Además, se tiene la incertidumbre acerca de la representatividad del coeficiente de Manning estimado, lo que también puede provocar cambios en los valores del gasto sólido de fondo, ya que a partir de este coeficiente se determina el esfuerzo de corte que actúa en el fondo. Por lo tanto, una sobreestimación de este coeficiente provocaría un efecto similar en el transporte de sedimentos gruesos en el embalse.

Los resultados muestran que la fórmula de Wilcock y Crowe (2003) tiende a sobreestimar los valores del gasto sólido en el embalse Rapel entre un 20 % y un 65 %, si se utilizan las granulometrías de sedimento grueso del río Cachapoal y Tinguiririca, respectivamente, según la Figura 4. En la modelación, se utilizó una curva granulométrica que se determinó ponderando las curvas anteriores con los volúmenes de sedimento grueso afluentes al embalse Rapel, de cada río, estimados por Lecaros (2011) utilizando la fórmula de Wilcock y Crowe (2003).

Sedimento fino y corriente de turbidez

Los resultados de la simulación evidenciaron la necesidad de incorporar otras alternativas en la conceptualización que realiza el modelo de la corriente de turbidez.

En la Figura 7 se presenta la situación observada en la modelación en dos periodos en donde hubo inmersión. Se puede observar que el flujo supercrítico es ahogado inmediatamente por el resalto hidráulico interno. Además, la interfaz de la corriente en la zona subcrítica alcanza la superficie libre, situación que no debiese ocurrir.

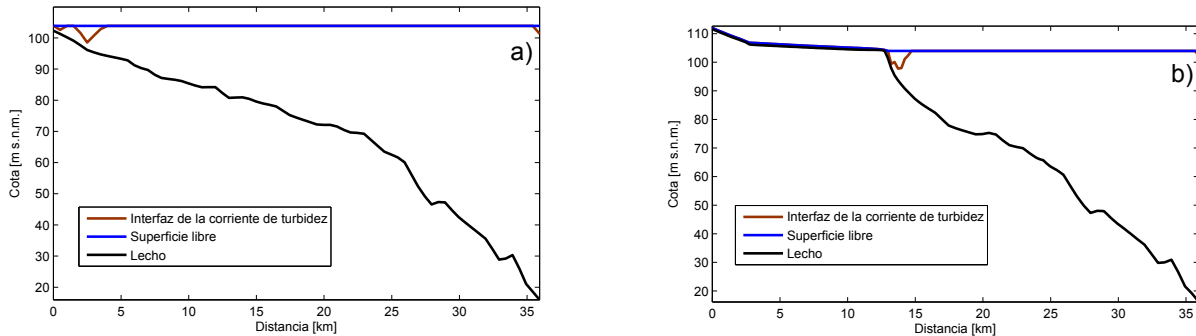


Figura 7: Simulación en el embalse Rapel, a) 1 de noviembre de 1971 y b) 1 de marzo de 2003.

Por lo tanto, es muy poco probable que se presente la situación que considera el modelo, en la cual se supone que la corriente de turbidez alcanza el muro, produciendo un resalto y una corriente de turbidez estancada, similar a la del experimento de Toniolo (2003) (Figura 8), en donde el flujo atraviesa por un fuerte cambio de pendiente, ya que, el embalse presenta una topografía con una pendiente muy suave, donde difícilmente pueda desarrollarse un flujo supercrítico interno sin ser ahogado por el resalto hidráulico interno.

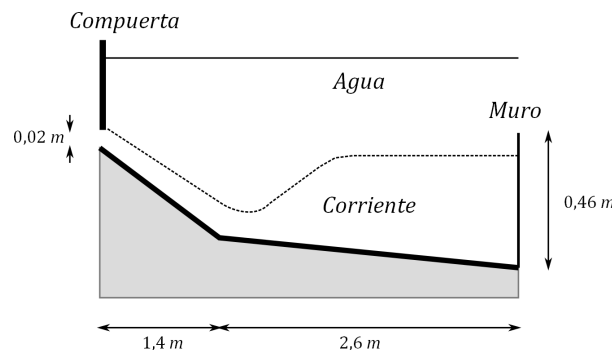


Figura 8: Esquema del experimento de Toniolo (2003).

Además, dado que la inmersión no es continua se pueden generar corrientes de turbidez que debido a la depositación pierdan su momentum, lo que provocaría su desaparición. Esto puede ocurrir antes o después de llegar al muro, lo cual dependerá de la duración de la inmersión del flujo para mantener el momentum de la corriente (Skene et al., 1997; Mulder et al., 1998).

Si la corriente de turbidez está canalizada, es decir, contiene restricciones laterales, el flujo será acumulativo y capaz de incorporar sedimentos (Mulder y Alexander, 2001), por lo tanto, un esquema posible de la corriente de turbidez que puede existir en el embalse rapel se presenta en la Figura 9. Por lo tanto, es necesario realizar un ajuste al planteamiento realizado por MOSSEM, modelando el fenómeno en su totalidad, es decir, la condición inicial debe ser la inmersión y la evolución de la

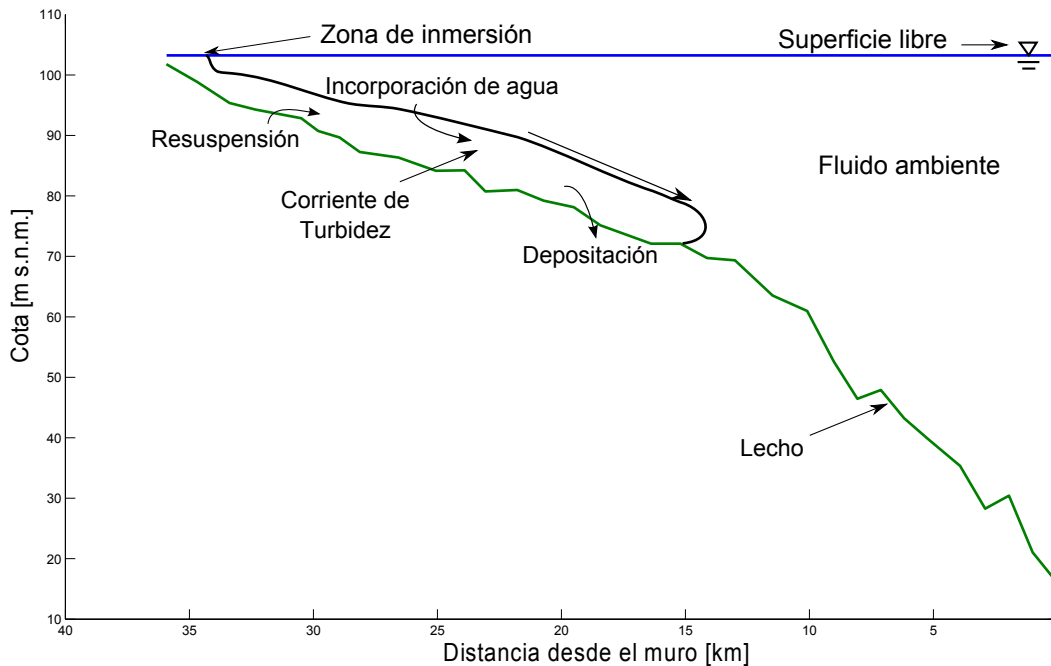


Figura 9: Esquema propuesto de la posible corriente de turbidez en el embalse Rapel.

corriente será el resultado de las ecuaciones de movimiento planteadas.

La resolución de estos frentes de corrientes de turbidez, como el presentado en la Figura 9, ha sido realizado a partir de las ecuaciones promediadas en la vertical, tanto en una dimensión como en dos dimensiones, utilizando esquemas de diferencias finitas (Imran et al., 1998) o de volúmenes finitos (Bradford, 1996; Bradford y Katopodes, 1999). Estos incorporan distribuciones no uniformes en el tamaño de los sedimentos, lo que mejoraría la precisión de las simulaciones que se realizan.

6. CONCLUSIONES

En este trabajo se ha aplicado el modelo de sedimentación MOSSEM en el embalse Rapel, considerando la depositación de sedimentos gruesos, que se realiza principalmente en el comienzo del embalse, y de sedimentos finos, la cual se produce esencialmente después del delta. A partir de mediciones en terreno, se evaluó el comportamiento del modelo, con el fin de detectar los problemas en la simulación y plantear mejoras para su aplicación futura, y así asegurar que esta sea una herramienta confiable en la predicción y evaluación del comportamiento sedimentológico de este tipo de proyectos.

El gasto sólido de fondo se determinó mediante la fórmula de Wilcock y Crowe (2003), donde la modelación reproduce la formación del delta al comienzo, aunque sobreestima sus dimensiones en un 39 % aproximadamente. Los resultados muestran esta fórmula tiende a sobreestimar los valores del gasto sólido de fondo existente en el embalse, lo cual está sujeto principalmente a los valores

utilizados en la granulometría y en el coeficiente de rugosidad de Manning.

Por otro lado, se observó que el planteamiento de la corriente de turbidez genera un resalto hidráulico interno muy cercano a la zona de la inmersión, lo que implica la existencia de un régimen subcrítico por largas distancias y con secciones de escurrimiento similares a las del flujo, por lo que no se observa estratificación del embalse. Por lo tanto, los resultados muestran que el modelo no estaría reproduciendo correctamente el fenómeno, lo cual podría explicar la importante diferencia entre los resultados de la sedimentación de finos simulada y la medida en terreno, la cual existirá independiente de las posibles variaciones que puedan tener las mediciones en terreno en los 5 kilómetros más cercanos al embalse.

Un avance para MOSSEM sería no asumir la existencia de una corriente de turbidez estancada y modelar el proceso completo del avance de la corriente desde la inmersión, produciendo un método alternativo de transporte de sedimentos hasta el muro. Ya que en embalses como Rapel, en donde la pendiente de fondo es muy suave, asumir la existencia de un resalto hidráulico interno, producirá un ahogamiento de la zona supercrítica de la corriente como se observó en el presente estudio.

REFERENCIAS

Balbontín, J. (2013). Modelación de la Sedimentación en el Embalse Rapel: delta y corriente de turbidez. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil. Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.

Benitez, A. (1984). Estimación de la sedimentación en el embalse Central Rapel, ENDESA.

Bradford, S. F. (1996). Numerical Modelling of Turbidity Current Hydrodynamics and Sedimentation. Ph.D. Thesis, University of Michigan.

Bradford, S. E. y Katopodes, N. D. (1999). Hydrodynamics of Turbid Underflows. I: Formulation and Numerical Analysis. *Journal of Hydraulic Engineering, ASCE*, Vol. 125, Issue 10, pp. 1006-1015.

Cowan, W. L. (1956). Estimating hydraulic roughness coefficients. *Agric. Engrg.* , 37 , 473-475.

De Cesare G., Schleiss, A. y Hermann, F. (2001). Impact of Turbidity Currents on Reservoir Sedimentation. *Journal of Hydraulic Engineering, ASCE*, Vol. 127, No.1, pp. 6-16.

ENDESA, (2010). Estudio Embanque Sector Llallauquén. Informe Técnico.

García, M., y Parker, G. (1993). Experiments on the Entrainment of Sediment Into Suspension by a Dense Bottom Current. *Journal of Geophysical Research* , ASCE, Vol. 98, No. C3, pp. 4793-4807.

González, J. (2006). Sedimentación en embalses considerando el efecto de corrientes de turbidez. Desarrollo e implementación de un modelo matemático y numérico. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias de Ingeniería, Mención Recursos Hídricos y Medio Ambiente. Departamento

de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.

Imran, J., Parker, G. y Katopodes, N. (1998). A Numerical Model of Channel Inception on Submarine Fans. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 103, No. C1, pp. 1219-1238.

Kostic, S., y Parker, G. (2003)a. Progradational Sand-Mud Deltas in Lakes and Reservoirs. Part 1. Theory and Numerical Modeling. *Journal of Hydraulic Research*, Vol 41, No. 2, pp.127-140.

Lecaros, M. (2011). Estudio de sedimentación en el embalse Rapel. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil. Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.

Mulder, T. Syvitski, J.P.M. y Skene, K.I. (1998). Modelling of erosion and deposition by turbidity currents generated at the river mouths. *Journal of Sedimentary Research*. Vol.68, No. 1, pp. 124-137.

Mulder, T. y Alexander J. (2001). The Physical Character of Subaqueous Sedimentary Density Flows and Their Deposits *Sedimentology*, Vol. 48, pp. 269-299.

Parker, G., Fukushima, Y. and Pantin, H. M. (1986). Self-Accelerating Turbidity Currents. *Journal of Fluid Mechanics*, Vol. 171, pp. 145-181.

Parker, G., García, M., Fukushima, Y. and Yu, W. (1987). Experiments on turbidity currents over and erodible bed. *Journal of Hydraulic Research*, Vol. 25, pp. 123-147.

Skene, K.I., Mulder, T. y Syvitski, J.P.M. (1997). INFLO1: a model predicting the behavior of turbidity currents generated at river mouths. *Computers and Geosciences*, Vol. 23, pp. 975-991.

Strickler, A. (1923). Beiträge zur Frage der Geschwindigkeitsformel und der Rauigkeitszahlen für Ströme, Kanäle und geschlossene Leitungen. Bern: Eidg. Amt für Wasserwirtschaft.

Toniolo, H. (2003). Debris Flow and Turbidity Current Deposition in the Deep Sea and Reservoirs. Ph.D. Thesis, University of Minnesota, 2002.

Wilcock, P., y Crowe, C. (2003). Surface-based Transport Model for Mixed-Size Sediment. *Journal of Hydraulic Engineering*, ASCE, Vol. 129, No. 2, pp. 120-128.

Ying, X., Khan, A. A., Wang, S. S. (2004). Upwind Conservative Scheme for the Saint-Venant Equations. *Journal of Hydraulic Engineering*, ASCE, Vol. 130, No. 10, pp. 967-987.