

# Procesos de erosión-sedimentación en cauces y cuencas

Volumen 2



Oficina Regional de Ciencia para  
América Latina y el Caribe

Programa  
Hidrológico  
Internacional



UNESCO  
Programa Hidrológico Internacional  
Oficina Regional de Ciencia  
para América Latina y el Caribe  
Edificio Mercosur - Dr. Luis Piera 1992, 2° piso  
Casilla de Correo 859  
11200 Montevideo, Uruguay  
Tel.: (598) 2413 20 75, Fax: (598) 2413 20 94  
phi@unesco.org.uy  
<http://www.unesco.org.uy/phi>

Centro Tecnológico de Hidrología Ambiental  
Facultad de Ciencias Forestales  
Universidad de Talca  
Avenida Lircay S/N  
Talca, Chile  
Tel.: 56 71 200 370 / 200 375  
<http://www.cienciasforestales.cl>  
<http://eias.entalca.cl>

Procesos de erosión - sedimentación en cauces y cuencas. Vol 2



Organización  
de las Naciones Unidas  
para la Educación,  
la Ciencia y la Cultura



Oficina Regional de Ciencia para  
América Latina y el Caribe

Programa  
Hidrológico  
Internacional

# Procesos de erosión - sedimentación en cauces y cuencas Volumen 2

Editores:

José Daniel Brea  
Francisco Balocchi



Programa Hidrológico Internacional de la UNESCO  
para América Latina y el Caribe

PHI-VII / Documento Técnico N° 28



PHI-VII / Documento Técnico N° 28





Organización  
de las Naciones Unidas  
para la Educación,  
la Ciencia y la Cultura

Oficina Regional de Ciencia para  
América Latina y el Caribe



Programa  
Hidrológico  
Internacional

# Procesos de erosión - sedimentación en cauces y cuencas

## Volumen 2

PHI-VII / Documento Técnico N° 28

Editores:

José Daniel Brea  
Francisco Balocchi



Publicado en el 2011 por el Programa Hidrológico Internacional (PHI) de la Oficina Regional de Ciencia para América Latina y el Caribe de la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO)

ISBN 978-92-9089-177-2 Documento Técnico N° 28: Procesos de erosión – sedimentación en cauces y cuencas, Volumen 2.

© UNESCO 2011

Las denominaciones que se emplean en esta publicación y la presentación de los datos que en ella figura no suponen por parte de la UNESCO la adopción de postura alguna en lo que se refiere al estatuto jurídico de los países, territorios, ciudades o zonas, o de sus autoridades, no en cuanto a sus fronteras o límites. Las ideas y opiniones expresadas en esta publicación son las de los autores y no representan, necesariamente, el punto de vista de la UNESCO.

Se autoriza la reproducción, a condición de que la fuente se mencione en forma apropiada, y se envíe copia a la dirección abajo citada. Este documento debe citarse como:

UNESCO, 2011. Procesos de erosión – sedimentación en cauces y cuencas, Volumen 2.  
José Daniel Brea y Francisco Balocchi  
Documentos Técnicos del PHI-LAC, N° 28

Dentro del límite de la disponibilidad, copias gratuitas de esta publicación pueden ser solicitadas a:

Programa Hidrológico Internacional para  
América Latina y el Caribe (PHI-LAC)  
Oficina Regional de Ciencia para América  
Latina y el Caribe  
UNESCO  
Dr. Luis P. Piera 1992, 2° piso  
11200 Montevideo, Uruguay  
Tel.: + 598 2413 2075  
Fax: + 598 2413 2094  
E-mail: [phi@unesco.org.uy](mailto:phi@unesco.org.uy)  
<http://www.unesco.org.uy/phi>

Centro Tecnológico de Hidrología Ambiental  
Facultad de Ciencias Forestales  
Universidad de Talca  
Avenida Lircay S/N  
Talca, Chile  
Tel.: 56 71 200 370 / 200 375  
<http://www.cienciasforestales.cl>  
<http://eias.otalca.cl>

#### Agradecimientos:

Al Instituto Costarricense de Electricidad (ICE)  
por las fotografías aportadas al presente libro

# ÍNDICE

Capítulo I	7
Estudio experimental en la interacción entre flujos detríticos y barreras de control (Experimental study on the interaction of debris flows and control barriers). Santiago Montserrat, Aldo Tamburrino y Yarko Niño (Chile).	
Capítulo II	20
Análisis de los procesos erosivos en los espacios rurales cubanos (Analysis of the erosive processes in the Cuban rural areas). J. M. Febles y M. B. Vega (Cuba).	
Capítulo III	25
Papel del material leñoso ( <i>large wood</i> , lw) en la retención de sedimentos en el cauce (Role of large wood on stream sediment retention). Andrea Andreoli (Chile).	
Capítulo IV	36
Integración de análisis multiescala - multitemporal en la estimación del factor de cobertura de suelo del modelo de erosión Rusle, asistido por fotografías aéreas, imágenes aster y modis en la región del biobio, Chile (Integration of multiscale and multi-temporal analysis in the soil canopy cover estimation be used to predict soil erosion by Rusle model, assisted by aerial photographs Aster and Modis images in the Bio Bio region, Chile). David González Lanteri y Fabián Mardones Gacitúa (Chile).	
Capítulo V	52
Técnicas integradas para modelar la contaminación por erosión de sedimentos enriquecidos en un sistema fluvio-lacustre (Integrated techniques for pollution modelling with nutrient-enriched sediment in a river-lake system). Rocío Luz Fernández (Argentina).	
Capítulo VI	66
Modelación del efecto de un desembalse en la distribución de sedimentos dentro del embalse Peñas Blancas, Costa Rica (Modelling the effect of flushing on the sediment distribution within the Peñas Blancas reservoir, Costa Rica). Federico Gómez-Delgado, José a. Zúñiga-Mora, Rafael e. Chacón-Mora, Sadí Laporte-Molina (Costa Rica).	
Capítulo VII	76
Estudio mediante modelación física de la erosión local en pilas de puente complejas (Physical modeling study by local erosion in cell complex bridge). Pablo Spalletti y José Daniel Brea (Argentina).	
Capítulo VIII	86
Calibración de un modelo distribuido para estimar la tasa de ingreso de sedimentos al embalse Peñas Blancas, Costa Rica (Calibrating a distributed model to estimate the sediment input rate to the Peñas Blancas reservoir, in Costa Rica). Federico Gómez-Delgado, Miguel Marchamalo-Sacristán y Sadí Laporte-Molina (Costa Rica).	

## PRÓLOGO

Como coordinador para América Latina y el Caribe de la Red ISI (International Sediment Initiative) de Unesco y su Programa Hidrológico Internacional, me es muy grato prologar la segunda versión del libro “Procesos de Erosión y Sedimentación en cauces y cuencas”, el cual ve la luz como producto del aporte inestimable de diversos investigadores de nuestra región y de otras zonas, pero también es el resultado del trabajo mancomunado y eficiente de los ingenieros Daniel Brea de Argentina y Francisco Balocchi de Chile, quienes también por segunda vez han emprendido esta tarea con singular éxito.

Cuando se pensó en dar luz a esta iniciativa de escribir experiencias relacionadas con la gestión y comprensión científica de los procesos de erosión y sedimentación, siempre se estructuró esta idea como una forma de dar a conocer a colegas de la región las formas cómo otros investigadores, ingenieros y profesionales habían abordado la temática. Es decir no se trataba de un documento científico de última generación necesariamente, sino de cómo era posible subsanar falencias, encontrar soluciones y dar respuestas técnicas y políticas a una problemática que crecientemente cobra mayores costos a nuestras sociedades. Y eso es lo que representa este esfuerzo; es la concreción de una transmisión eficiente de experiencias, las cuales intentan apoyar y fortalecer a otras zonas, por lo cual esta iniciativa se enmarca en una concatenación de valores relativos a la solidaridad y al desprendimiento, toda vez que no existen pagos ni estímulos para nadie de los que aquí han cooperado, sólo el sentimiento concreto y suficiente, de que estamos haciendo historia, porque lo único que nos motiva es procurar ser útiles. Y eso tiene otra lectura positiva, porque da cuenta de que al interior de nuestra región deben alzarse con mayor fuerza estas redes de cooperación que se sustentan en la capacidad de producir conocimientos, transformarlos en tecnologías aplicables y transferirlas hacia quienes puedan necesitarlas.

Por otra parte, si se analizan los costos que deben afrontar las sociedades por el problema de la erosión y de los sedimentos acarreados aguas abajo y que son producto de las alteraciones antrópicas ocurridas en los ecosistemas, éstos son variados, pero desgraciadamente no existen en los distintos países cuantificaciones de los mismos, en términos directos e indirectos. Si esos costos pudieran ser parte de la normal contabilidad de los estados, seguramente se encontrarían cifras tan altas que no habría dudas en que es necesario abordar estas problemáticas de una forma distinta y en la cual se deberían privilegiar las medidas de prevención, por sobre las de mitigación o de reparación del daño. Sin embargo, no es necesario ser un especialista para saber que estos problemas pueden ser abordados desde ya con medidas de bioingeniería, (forestación en zonas altas de cuencas, uso de plantas retenedoras de suelos; colchones vegetacionales de protección; etc) o con medidas de ingeniería clásica (diques; zanjas de infiltración en laderas; canales de desviación de aguas lluvias; etc.) o con acciones de prevención y educación a la población (mapas de riesgo de movimientos en masa; orientación para un manejo eficiente de la vegetación y los suelos; concienciación a la población sobre los riesgos existentes), entre otras medidas. Pero, los resultados de estas actuaciones poseen impactos positivos en una dimensión temporal que excede los tiempos de decisión política, lo cual les quita el atractivo para ser implementadas; además, no existen las adecuadas interrelaciones entre las diversas administraciones que permitan entrelazar aspectos técnicos, económicos y ambientales, para por ejemplo hacer coherentes entre sí las actuaciones forestales y las hidrológicas, sobre todo en las partes altas de las cuencas; y adicionalmente, tampoco los investigadores y profesionales relacionados con estas materias hemos sido lo suficientemente

convincientes con nuestras autoridades, para dar cuenta de un problema que es creciente, que genera incertidumbres acerca de su comportamiento y sus consecuencias y que se ve aún más agravado por las situaciones de cambio climático que se están viviendo en las distintas zonas de América Latina y el Caribe.

Todo lo anterior se constituye en una demanda social que es necesario satisfacer desde varias perspectivas, pero que debe apuntar sobre todo a mejorar las condiciones de seguridad de la población y a reducir de forma significativa los riesgos y costos de afectación de infraestructura, entre otros. Por tanto, este libro y el esfuerzo que involucra, apunta en esta dirección y de ahí el agradecimiento del programa ISI a todos quienes aportaron al mismo, porque este tipo de acciones son las que pueden reducir los impactos de los procesos de erosión y sedimentación, las cuales poseen por fin no sólo reducir costos o riesgos, sino que también el otorgar mayor estabilidad temporal, ambiental y espacial a los factores productivos de los países de la región LAC, dado que son ellos la base de las economías regionales y son los que sustentan la posibilidad de mejoramiento creciente y concreto de la calidad de vida de la población.



Dr. Ing. Roberto Pizarro Tapia Ing. For.  
Coordinador Red ISI Unesco  
América Latina y el Caribe



Pablo Santiago Montserrat<sup>1</sup>, Aldo Tamburrino<sup>1</sup> y Yarko Niño<sup>1</sup>

### Abstract

In this article, experimental results regarding the interaction between debris flows and control barriers are presented and discussed. Water-solid mixtures characteristics affect debris flow behavior. While coarser fractions (pebbles in the experiments) promote an inertial behavior, due to particle-particle interactions, fines (bentonite in the experiments) enhance viscous effects, changing the effective fluid rheology and medium size particles settling velocity. Experimental results show that impermeable barriers could function as sediment traps in low slope terrain, arresting large volumes of sediments transported by debris flows with low fine sediments concentrations and low Froude numbers. Nonetheless, high values of solid concentration could cause the reduction of barrier retention capacity. Even though a dynamic scaling between the present experimental results and geophysical flows is almost impossible, these results provide insights on the expected behavior of control barriers. Using the experiments, it was possible to speculate about the functionality of debris flows control structures constructed in Chile. More specific studies are needed to obtain a more definitive assessment of such functionality.

Keywords: debris flows, control barriers, experimental study.

### Resumen

En este artículo se presentan y discuten resultados experimentales de la interacción entre un flujo detrítico y barreras de control aluvional. Los resultados muestran que las características de las mezclas sólidos-líquidos afectan la dinámica de los flujos detríticos. Mientras las fracciones más gruesas (piedras en los experimentos) promueven un comportamiento inercial debido a interacciones partícula-partícula, los finos (bentonita en los experimentos) afectan la viscosidad del fluido intersticial cambiando la reología efectiva de éste y la velocidad de caída de las partículas de tamaño medio. Resultados experimentales muestran que las barreras de control pueden funcionar como trampas de partículas en terrenos de baja pendiente, reteniendo grandes volúmenes de sedimento transportado por flujos detríticos con bajas concentraciones de sedimentos finos y bajos números de Froude. Sin embargo, altos valores de la concentración de sólidos puede causar la reducción de la capacidad de retención de la barrera. Aunque escalamientos dinámicos entre los resultados experimentales aquí presentados y flujos geofísicos es casi imposible, estos resultados permiten concluir acerca del comportamiento esperado de las barreras de control. Usando los experimentos es posible especular acerca de la funcionalidad de las barreras de control de flujos detríticos construidas en Chile. Más estudios específicos se requieren para obtener un enfoque definitivo de tal funcionalidad.

Palabras claves: Flujo detrítico, barreras de control, estudio experimental.



## 1. Introducción

La alta pendiente topográfica y la actividad volcánica en las montañas de Chile (Cordillera de los Andes y de la Costa), son responsables de la ocurrencia de eventos de movimientos en masa a grandes escalas por ejemplo, flujos detríticos, lahares y flujos piroclásticos. La variación climática y diversidad geológica encontradas en Chile, marca una significativa diferencia en los suelos y características de los flujos a lo largo del país.

Por muchas décadas, en Chile se ha documentado la ocurrencia de flujos detríticos. En los comienzos de los 90, dos grandes eventos afectaron diferentes regiones del país. En junio de 1991, después de intensas precipitaciones (19-25 mm/hr; CRH, 1996), ocurrieron flujos detríticos en 15 quebradas rodeando la ciudad de Antofagasta, en el norte de Chile, causando 119 muertes y enormes daños a la infraestructura. Después del evento, estimaciones de campo mostraron que las concentraciones en volumen asociados con el evento fueron alrededor de 50% a 60% y el volumen total de sedimento movilizado por el evento fue cerca de  $7-8 \times 10^5 \text{ m}^3$ . La fase sólida de la mezcla consistió mayormente de arena gruesa, donde la fracción más gruesa rara vez sobrepasó los 10 mm ( $d_{16} = 0.25-0.83$  mm,  $d_{50} = 2.99-1.03$  mm y  $d_{84} = 3.76-13.2$  mm) (Ayala, 1996; Hauser, 2004; Sepúlveda *et al.*, 2006).

En mayo de 1993, intensas precipitaciones combinadas con temperaturas elevadas en la cordillera afectarán la parte central de Chile, causando flujos detríticos en una extensa área comprendida entre las regiones VI y Metropolitana (CRH, 2006). En particular, un enorme flujo detrítico ocurrió en la Quebrada de Macul, uno de los varios arroyos que fluyen en la parte Este de la ciudad de Santiago, capital de Chile. Ese solo evento causó 34 muertes y fueron dañadas sobre 5.000 casas, afectando más de 28.000 personas. Concentraciones de sólidos en el flujo fueron estimadas en alrededor de 38% y cerca de  $8.4 \times 10^5 \text{ m}^3$  de material fueron movilizados por este evento. La densa y viscosa masa transportó rocas de varios metros de diámetro, árboles y también vehículos. En algunos lugares, fueron depositados bloques aislados de 5-10 m de diámetro. Depósitos de material fino con rocas aisladas fueron formados hacia las orillas y el cono de depositación. De acuerdo a testigos y observaciones después del evento, los flujos tenían velocidades que algunas veces excedían los 30 km/h y las ondas de superficie alcanzaron alturas sobre los 10 m (Ayala, 1996; Naranjo y Varela, 1996; Hauser, 2004; Sepúlveda *et al.*, 2006).

Estos dos grandes eventos incrementaron la percepción del riesgo asociado con los flujos detríticos en la población chilena, lo que motivó al Gobierno a desarrollar grandes proyectos para reducir los peligros de flujos detríticos en el país. Es así como se construyeron tres proyectos de gran envergadura, en tres ciudades con una historia de daños por flujos detríticos: Antofagasta en el norte del país, Quebrada de Macul en Santiago, y Coyhaique en el norte de la Patagonia.

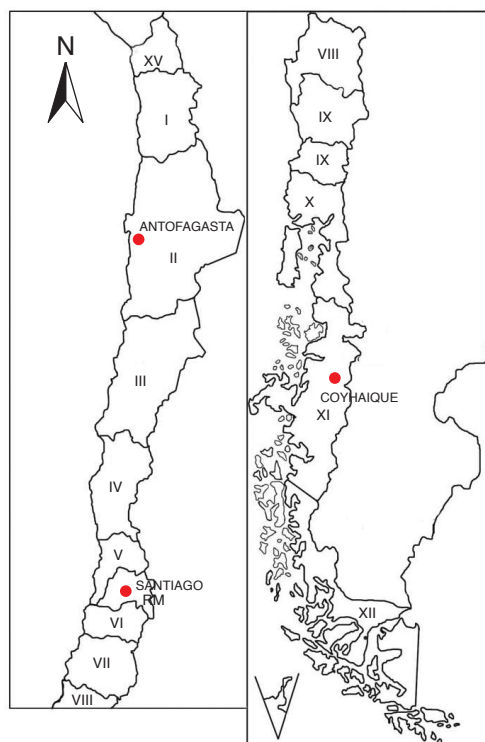


Figura 1. Mapa de Chile mostrando la locación de los tres estudios.

La estrategia básica de control considerada para los tres proyectos, fue la construcción de barreras impermeables bloqueando el flujo en la dirección transversal, reteniendo porciones de los sedimentos transportados por el flujo detrítico. La crecida de diseño corresponde a una de periodo de retorno de 100 años. En 1995 fue finalizada la construcción de 7 grandes piscinas en la Quebrada de Macul, en las márgenes de la ciudad de Santiago (Figura 2). Las piscinas están ubicadas a lo largo de 1590 m del cauce, a una altitud entre 900 y 850 m con respecto al nivel del mar. Las estructuras formando las piscinas están separadas entre 55 a 220 m y su ancho varía entre 50 m en la base del canal a 80 m en el borde superior. Las 7 piscinas tienen la capacidad volumétrica de retener cerca de  $4.5 \times 10^5 \text{ m}^3$  de sedimento.

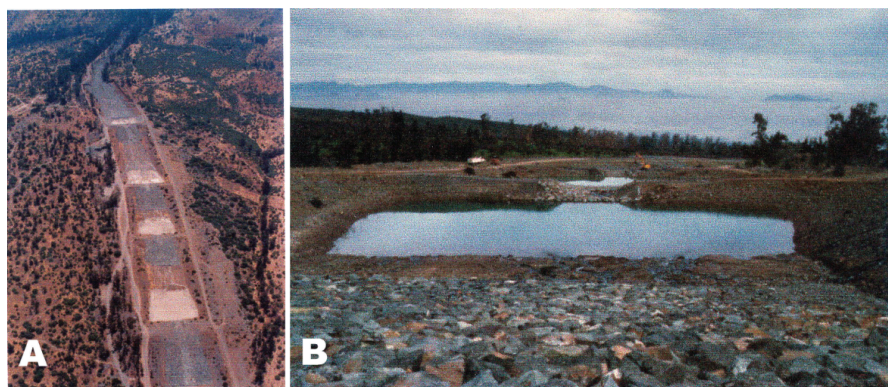


Figura 2. Piscinas construidas en la Quebrada de Macul, Santiago. A) Vista aérea. B) Vista por aguas arriba. Se observan las piscinas llenas con agua.

La solución propuesta para Antofagasta fue la construcción de varios check-dams localizados en las quebradas de modo de retener casi el 85% del total de sedimentos transportados por el flujo. Las alturas de las presas variaron entre 2.5 y 3 m (Figura 3). De acuerdo al proyecto original, deben construirse check-dams en 14 quebradas (Hausser, 2004). Actualmente hay construidas alrededor de 100 check-dams en 10 quebradas (MOP, 2009).

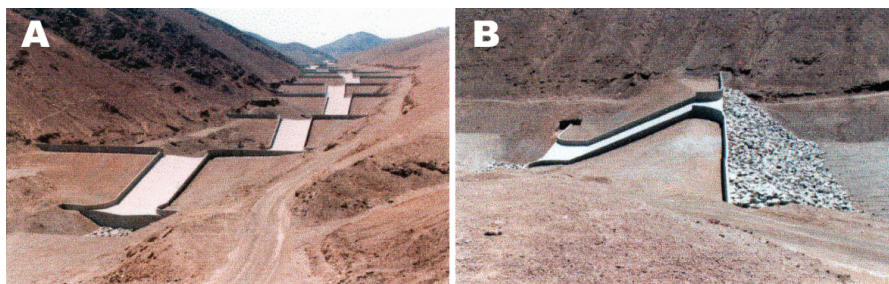


Figura 3. Check-dams construidos en Antofagasta. A) Vista desde aguas abajo. B) Vista lateral, el flujo corre hacia la izquierda. Rocas han sido usadas para proteger el talud de aguas arriba de la barrera, la cual está expuesta al impacto del flujo.

La ciudad de Coyhaique está localizada en el sur de país, caracterizándose por una intensa pluviometría (1205,9 mm/año, fuente: Dirección Meteorológica de Chile, [www.meteochile.cl](http://www.meteochile.cl)). Vegetación densa y un amplio rango de tamaños de suelos son típicos de esta zonas. La deforestación ha aumentado los procesos de erosión denudando los márgenes de los ríos, contribuyendo a la ocurrencia de flujos detríticos. Un estudio concluyó la necesidad de construir varios check-dams (244 en total) a lo largo de cinco arroyos de montaña que confluyen a la ciudad, con el fin de atrapar la mayoría de los sedimentos transportados por los flujos detríticos y también para prevenir la erosión del fondo, reduciendo así las pendientes y elevando el fondo para prevenir socavación y erosión de laderas. Los check-dams fueron diseñados como presas impermeables separadas por una distancia  $L=H/\tan\theta$ , donde  $H$  es la altura de la presa y  $\theta$  la pendiente local del canal (Figura 4). Al presente, las obras están terminadas en dos de las cinco quebradas (Hauser, 2004).

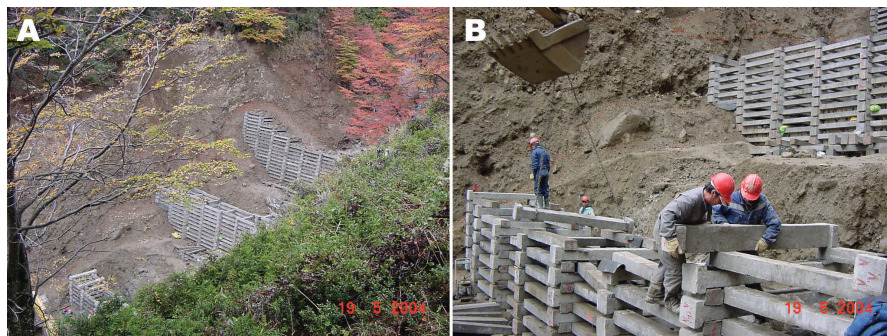


Figura 4. Construcción de los check-dams en la ciudad de Coyhaique. A) Series de check-dams en un canal de pendiente fuerte. B) Construcción de la presa. Estos check-dams están construidos en base a cajas hechas de vigas de concreto prefabricado rellenas con piedras obtenidas en el campo.

La construcción de estas enormes estructuras y otras de menor escala en el país, sumado a que, hasta el momento, ninguna de estas estructuras han sido expuestas a un evento de flujo detrítico, motivó un estudio experimental con respecto a la interacción entre flujos detríticos y barreras de control. El estudio fue focalizado en características importantes de los depósitos de flujos detríticos en barreras impermeables, por ejemplo, el volumen del depósito y la ocurrencia de segregación como función del flujo y las características de la mezcla.

## 2. Diseño Experimental

La explosiva construcción de proyectos de control aluvional en el país, agregado al poco conocimiento acerca de su funcionalidad, motivó la realización de un estudio experimental para abordar el entendimiento de las principales estrategias de control seguidas por estos proyectos: atrapar grandes volúmenes de sólidos acarreados por los flujos detríticos entre estructuras impermeables de retención. Las estructuras consisten en pozas excavadas, barreras impermeables o una mezcla de ambas, formando reservorios donde los flujos detríticos deben

ser depositados. La estabilización de pendientes puede ser parte de la estrategia en terrenos erosionables como los que ocurren en Coyhaique. Flujos detríticos fueron generados en un canal rectangular de 6.5 m de longitud, 0.4 m de altura y 0.2 m de ancho en el Laboratorio de Hidráulica Francisco Javier Domínguez, del Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile. Una de las paredes laterales del canal fue hecha de acrílico para permitir observaciones del flujo. Hacia aguas arriba, una compuerta separa el canal de un estanque de carga donde los sólidos son agitados mecánicamente para asegurar una mezcla homogénea. El volumen de mezcla fue constante e igual a 130 litros. El flujo fue iniciado por la apertura brusca de la compuerta. Los experimentos fueron hechos con dos pendientes diferentes,  $S_0$ : 15% y 32%, cubriendo una pendiente alta donde los flujos detríticos se transportan sin depositar y una pendiente intermedia entre la pendiente de transporte y pendiente de depositación, pendientes que pueden ser fácilmente encontradas en las montañas de Chile.

La fase sólida de la mezcla fue compuesta por un 10% en peso de gravillas ( $d_{50} = 9$  mm), 85 a 90% de arena ( $d_{50} = 0.48$  mm) y 0 a 5% de bentonita, simulando flujos compuestos de una matriz arenosa con presencia de bolones grandes. El contenido de finos en el rango 2-5% es típicamente encontrado en los depósitos de flujos detríticos en Chile. Dos diferentes concentraciones en volumen de la mezcla fueron testeadas: 25 y 35%. Concentraciones más elevadas no pudieron ser probadas debido a la ocurrencia de segregación en el reservorio. Las características electroquímicas de la bentonita, típico de los suelos finos, hace que la mezcla de agua y bentonita actúe como un fluido equivalente (Iverson, 1997). La reología de la mezcla de agua y bentonita fue determinada experimentalmente (Montserrat *et al.*, 2004; Montserrat, 2005).

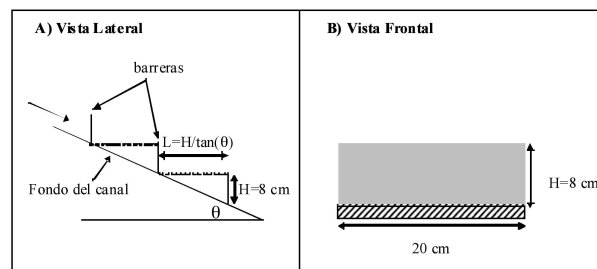


Figura 5. Vista esquemática de las barreras experimentales. A) Vista lateral de las barreras emplazadas en el canal de pruebas. B) Vista frontal de las mismas barreras.

Las estructuras de retención de los flujos detríticos fueron materializadas como barreras rectangulares impermeables bloqueando el ancho completo del flujo (Figura 5). Las barreras fueron puestas en serie a lo largo de la parte baja del canal y fueron separadas por  $L = H/\tan(\theta)$  o  $2L$ . Los volúmenes de sólidos ensayados (y transportados por el flujo) fueron al menos dos veces la capacidad de retención de las barreras.

Tres cámaras de video fueron utilizadas para grabar los experimentos. Una de ellas tomó vistas laterales del flujo arriba de las barreras, suficientemente lejos de la primera barrera como para asegurar la captura de imágenes del flujo uniforme de aproximación no interferido por éstas. Las imágenes permitieron la medición de la altura del flujo de aproximación a las barreras. En la misma posición, una segunda cámara tomó vistas en planta de la superficie libre. Incorporando trazadores, fue posible estimar la velocidad de la superficie libre del flujo. La tercera cámara tomó vistas laterales de las barreras para estudiar su interacción con el flujo.

### 3. Caracterización de la Dinámica del Flujo

Mediante análisis dimensional, involucrando las variables características de los flujos detríticos y de sus mezclas, da origen a distintos números adimensionales típicos en el estudio de flujos

granulares tales como los números de Bagnold,  $Ba$ , de Savage,  $Sa$ , y número de fricción,  $N_f$  ( $N_f \approx Ba/Sa$ ) (Iverson, 1997; Iverson y Denlinger, 2001; Iverson et al., 2004):

$$Ba = \frac{\rho_s \dot{\gamma} d^2 \lambda^{1/2}}{\mu_f} ; Sa = \frac{\rho_s}{(\rho_s - \rho_f)} \frac{\dot{\gamma}^2 d^2}{gh} \quad N_f = \frac{c_v}{(1 - c_v)} \frac{(\rho_s - \rho_f) gh}{\dot{\gamma} \mu_f} \tan \theta \quad (1)$$

Donde  $\rho_s$  y  $\rho_f$  denotan la densidad de los sólidos y del fluido, respectivamente,  $d$  es un diámetro característico de la partícula,  $\mu_f$  es la viscosidad del fluido,  $\dot{\gamma}$  es la tasa de corte,  $h$  es la altura del flujo,  $g$  es la aceleración de gravedad,  $\phi$  es el ángulo de fricción de los sólidos,  $\lambda = ((C_v / C_{vmax})^{1/3} - 1)^{-1}$  es la concentración lineal,  $C_v$  es la concentración volumétrica, y  $C_{vmax}$  la máxima concentración volumétrica que puede alcanzar la fase sólida. La tasa de corte  $\dot{\gamma}$  fue estimada como  $u/h$ , donde  $u$  es una velocidad característica del flujo. En este estudio, la velocidad característica usada en el análisis fue la velocidad de la superficie libre.

Debido a que la mezcla agua y bentonita actúa como fluido equivalente (Iverson, 1997), tanto la viscosidad como la densidad del fluido deben corregirse en el conjunto de parámetros adimensionales. La densidad del fluido equivalente puede ser estimada como  $\rho_f = C_b \rho_b + (1 - C_b) \rho_w$ , donde  $C_b$  es la concentración volumétrica de bentonita,  $\rho_b$  es la densidad de la bentonita y  $\rho$  es la densidad del agua. La viscosidad cinemática del fluido equivalente,  $\eta$ , fue estimada experimentalmente. Resultados experimentales muestran que la mezcla de agua y bentonita, en el rango de concentraciones de bentonita utilizado, se comportan como un fluido plástico de Bingham ( $\tau = \tau_y + K\dot{\gamma}$ , donde  $\tau$  es el esfuerzo de corte) si  $C_b$  excede 1%, donde el esfuerzo de fluencia,  $\tau_y$ , y la consistencia,  $K$ , dependen de la concentración de bentonita,  $C_b$ . Para bajos valores de  $C_b$ , la mezcla puede ser bien representada por una reología Newtoniana (Montserrat et al., 2004; Montserrat, 2005), según se muestra en las relaciones siguientes.

$$\begin{array}{lll} K = 0.01 & \tau_y = 0 & C_b < 0.1 \\ K = 0.015 e^{1.41 C_b} & \tau_y = 0 & 0.1 \leq C_b < 1 \\ K = 0.15 e^{1.41 C_b} & \tau_y = 0.82 C_b^{3.95} & C_b \geq 1 \end{array} \quad (2)$$

Para escurrimientos de fluidos plásticos de Bingham en canales abiertos, el número de Reynolds puede ser estimado como  $Re = u R_h / \eta$ , donde  $u$  es una velocidad característica del flujo,  $R_h$  es el radio hidráulico y  $\eta$  es la viscosidad equivalente dada por:

$$\eta = K \left( 1 - \frac{2 \tau_y R_h}{3 K u} \right) \quad (3)$$

Con el objeto de incluir los efectos de la mezcla de agua y bentonita en la caracterización del flujo,  $\rho_f$  tiene que ser tomado como la densidad de la mezcla de agua y bentonita y  $\mu_f$  tiene que ser remplazado por  $\eta$  en los parámetros adimensionales previamente definidos.

Los resultados muestran que los números de Bagnolds,  $Ba$ , y de Savage,  $Sa$ , asociados con colisiones entre partículas,  $\rho_s \dot{\gamma} d^2$ , no son bien descritos por el diámetro medio de la fase sólida. Estimaciones de  $Ba$  usando el diámetro medio resulta en valores muy bajos, correspondiendo casi completamente al rango macroviscoso, lo que se contradice con observaciones del comportamiento del flujo. Los resultados sugieren que al ponderar la inercia

asociada a las piedras y la arena, representada por sus diámetros medios, con sus concentraciones en peso en la mezcla sólida, se obtienen resultados que concuerdan con las observaciones experimentales (Montserrat *et al.*, 2004; Montserrat, 2005). Siguiendo con este procedimiento, se obtienen valores de  $Ba$  entre  $5 \times 10^3$  a  $1 \times 10^2$ . El flujo cambia desde régimen inercial a régimen en transición, siendo los efectos viscosos los responsables de disminuir los valores de  $Ba$  (Figura 6). El número de Savage siempre permaneció sobre 0.1 indicando que la fricción entre partículas no juega un rol importante, mientras que los valores  $N_f$  fueron siempre menores que  $2 \times 10^3$ , indicando que los esfuerzos viscosos superaran a la fricción entre partículas. En suma, los flujos detríticos generados en este estudio son principalmente gobernados por la colisión entre partículas mientras que los efectos viscosos son crecientes con la concentración de bentonita. Los esfuerzos friccionales de origen coulombico entre partículas resultan despreciables.

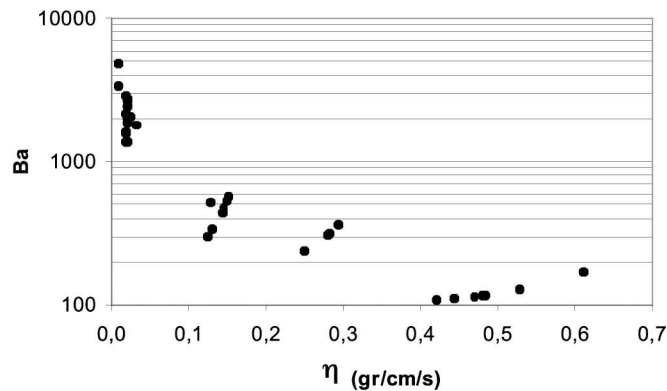


Figura 6. Variación del número de Bagnold en función de la viscosidad equivalente. Los flujos corresponden a un comportamiento de régimen inercial ( $Ba > 450$ ) para bajos valores de  $\eta$ , mientras que el comportamiento de flujo corresponde al régimen de transición ( $40 < Ba < 450$ ) para valores mayores.

#### 4. Interacción de Flujos Detríticos y Barreras

Cuando el flujo impacta la primera barrera, genera un chorro por arriba de ésta que impacta al lecho una cierta distancia más abajo (Hákonardóttir *et al.*, 2003). En algunos casos, el chorro puede alcanzar o sobrepasar la segunda barrera. Después del impacto inicial, el flujo se comporta como aquel sobre un vertedero de pared delgada, mientras que la distancia a la cual cae el del chorro se reduce significativamente. La reducción en la distancia recorrida por el chorro parece ser una función del ángulo formado entre el flujo y la barrera, el cual es reducido significativamente después de que se generan algunos depósitos aguas arriba de la barrera (Hákonardóttir *et al.*, 2003). Los depósitos empiezan en la primera barrera reduciendo la descarga de sólidos en el flujo y este mecanismo se repite en las próximas barreras. Así, después de que el frente del flujo alcanza la última barrera, los depósitos son generados casi simultáneamente en todas las barreras, a menos que una barrera alcance su máxima capacidad de retención. El chorro que fluye por sobre una barrera puede socavar los depósitos generados en la siguiente, reduciendo así su capacidad efectiva de retención de sedimentos si estas no están suficientemente separadas.

En los experimentos aquí reportados, el volumen de los depósitos generados en cada barrera fueron medidos después de cada experimento y expresados en función de una capacidad nominal de retención,  $Vn$ , definida como:

$$Vn = \frac{1}{2} H^2 \tan \theta B \quad (4)$$

donde  $B$  es el ancho del canal; es decir,  $V_n$  representa el volumen limitado por la altura de la barrera, el plano horizontal que pasa por la parte superior de ésta y el lecho del canal. La capacidad de retención del volumen en cada barrera está definida como:  $V^* = V/V_n$ , siendo  $V$  el volumen detrítico que queda retenido en cada barrera. Resultados de la capacidad de retención en cada barrera para diferentes condiciones experimentales y espaciamiento de ellas igual a  $L = H/\tan \vartheta$ , son mostradas en la Figura 7.

La Figura 7 muestra que el máximo de la capacidad de retención ocurre sistemáticamente en la primera barrera, mientras que decrece secuencialmente en las siguientes. Generalmente, la capacidad de retención tiende a crecer con la concentración total de sólidos, pero decrece a medida que la concentración de bentonita aumenta. También, la pendiente del canal juega un papel importante. Para  $S_0 = 15\%$  (Figura 7A) y para valores bajos de la concentración de bentonita, la retención, aguas abajo de la primera barrera, permanece cercano a dos, lo que quiere decir que los depósitos tienen un espesor equivalente a la altura de las barreras a lo largo de todo el espacio comprendido entre ellas. Lo anterior puede interpretarse como que para esta configuración, el nivel del lecho aumenta hasta alcanzar el nivel de coronamiento de las barreras. Contrariamente, para concentraciones altas de bentonita y la misma pendiente,  $V^*$  raramente sobrepasa valores de 1, queriendo decir que la capacidad de retención nominal,  $V_n$ , no puede ser alcanzada para las mismas condiciones de pendiente y geometría de las barreras. Para concentraciones menores de bentonita, la capacidad de retención en cada barrera podría aumentar sobre el valor obtenido en la primera barrera si el espaciamiento entre barreras fuese incrementado. Las diferencias entre los valores de  $V^*$  medidos en las primera barrera (el que puede alcanzar valores cercanos al 200% de retención, es decir,  $V^* = 2$ ) comparados con los menores valores registrados en las barreras siguientes, se debe básicamente a la socavación que se produce al pie de ellas. A medida que la concentración aumenta, la socavación crece y la capacidad de retención se reduce.

Un comportamiento similar se observa para  $S_0 = 32\%$  (Figura 7B). Sin embargo, la pendiente parece aumentar la socavación al pie de las barreras debido al chorro incidente desde la barrera superior. La reducción en la capacidad del volumen atrapado debido a la socavación al pie de las barreras se hace más importante en la segunda barrera, donde se registran los menores valores respecto de la capacidad de retención. Los efectos de la socavación decrecen en las barreras siguientes, esto probablemente debido a la reducción en la concentración de sedimentos y energía debido al paso del flujo sobre las barreras anteriores. En el caso de mezclas con bajas concentraciones de bentonita, los efectos de la socavación pueden ser reducidos significativamente al aumentar el espaciamiento de las barreras al doble de la distancia original. Sin embargo, en el caso de mezclas con mayores concentraciones de bentonita esta separación todavía resulta insuficiente (Figura 8).

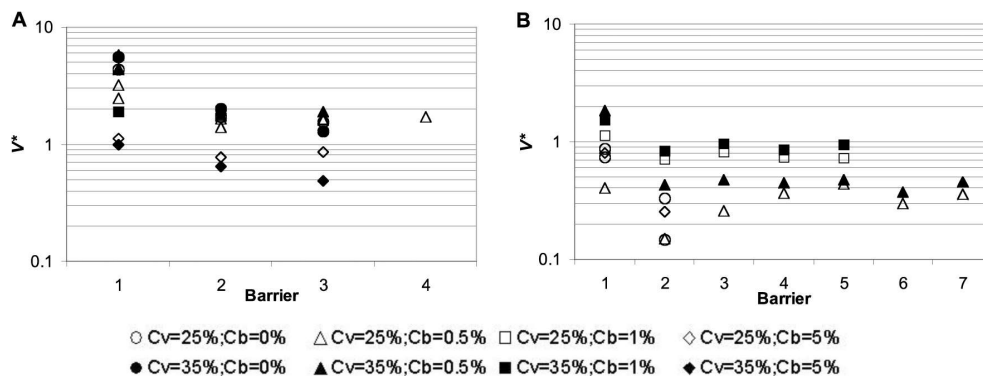


Figura 7. Capacidad de retención de las barreras en función de las propiedades de la mezcla:  $C_v$  y  $C_b$ , para  $L = H / \tan \vartheta$  y diferentes pendientes del canal. A)  $S_0 = 15\%$ . B)  $S_0 = 32\%$ .

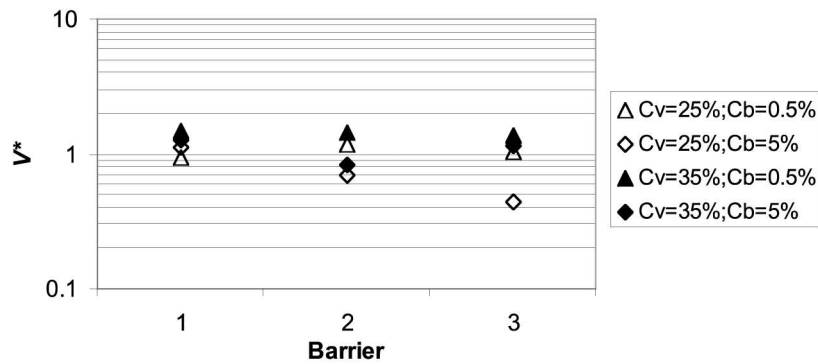


Figura 8. Capacidad de retención de las barreras en función de las propiedades de la mezcla:  $C_v$  y  $C_b$ , para  $L = 2H / \tan\theta$  y  $S_0 = 32\%$ .

La baja capacidad de retención observada en las barreras debido a altas concentraciones de bentonita en la mezcla ( $C_b = 5\%$ ), se explica por la alta segregación de las partículas depositadas. La bentonita reduce la velocidad de sedimentación de las partículas de arena, dificultando la sedimentación de estas fracciones granulométricas. Esto puede ser observado en la Figura 9, donde se muestra que para  $C_b = 5\%$ , el valor de  $d_{50}$  del material depositado en las barreras es cercano al diámetro de la gravilla, indicando que los depósitos son en su mayoría compuestos por estas partículas. Para concentraciones bajas de bentonita, los depósitos están formados casi por las mismas fracciones de sólidos descargadas inicialmente y no se observa segregación. Esta segregación, asociada con altas concentraciones de bentonita, reduce la cantidad efectiva de sólidos capaces de ser retenidos por las barreras, contribuyendo a disminuir las tasas de retención.

Las propiedades de la mezcla,  $C_v$  y  $C_b$ , y también la pendiente del canal,  $S_0$ , no sólo controlan la eficiencia de atrape de las barreras, si no también la dinámica del flujo. La capacidad de retención de las barreras parece ser bien descrita por el número de Savage, el cual puede ser interpretado como un número de Froude, definido como  $Fr = u/(g h)^{0.5}$ , el que también incluye una relación de densidad y una razón de aspecto, comparando el diámetro de la partícula con la altura del flujo:  $Sa = R (d/h)^2 Fr^2$ , con  $R = \rho_s / (\rho_s \rho_f)$ . Lo anterior hace del número de Froude un parámetro alternativo, y más fácil de estimar que el  $Sa$ , para caracterizar el flujo. La Figura 10 muestra cómo  $V^*$  depende de los números de  $Sa$  y  $Fr$  en la primera barrera.

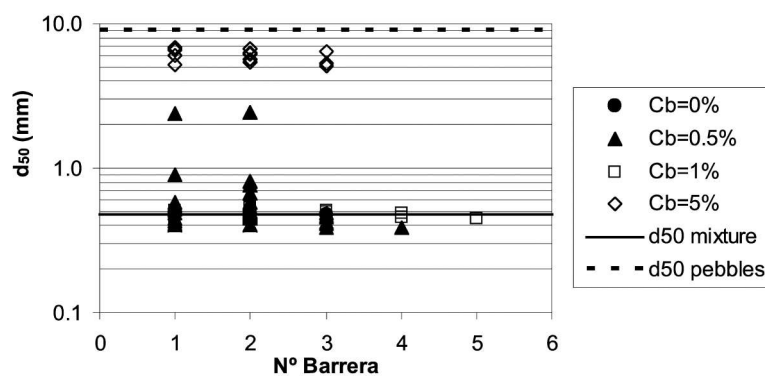


Figura 9. Diámetro medio,  $d_{50}$ , de las partículas depositadas entre las barreras. Se observa que no existe segregación en el caso de bajos valores de  $c_b$  ( $d_{50}$  cercano al valor de la mezcla original). Para el caso de altos valores de  $c_b$  ( $c_b = 5\%$ ), la segregación se vuelve importante, mostrando que los depósitos en las barreras consisten en una mayoría de gravillas con bajo contenido de arenas ( $d_{50}$  tiende al tamaño de la gravilla).



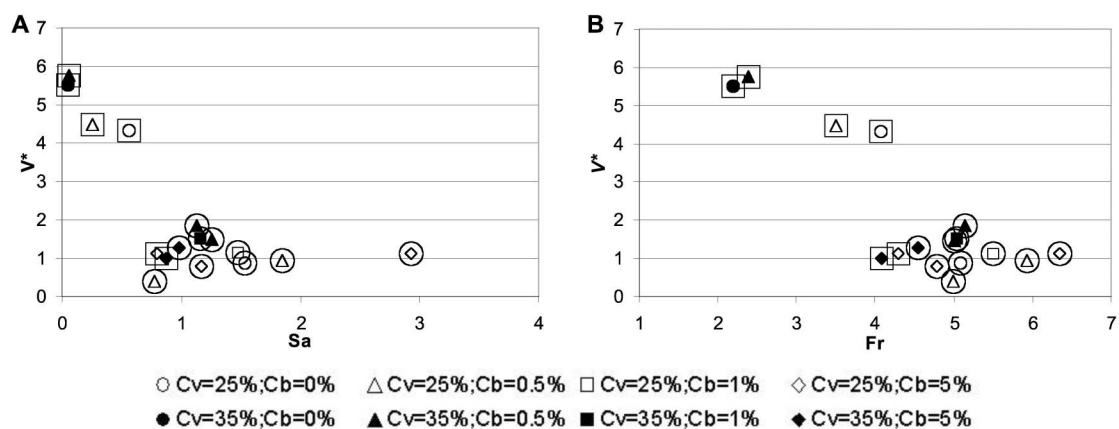


Figura 10. Capacidad de retención de la primera barrera como función de parámetros característicos de la dinámica del flujo: A)  $Sa$  y B)  $Fr$ , y propiedades de la mezcla:  $c_v$  y  $c_b$ . Los datos encerrados por cuadrados corresponden a experimentos con  $S_0 = 15\%$ , mientras que los datos encerrados en círculos corresponden a experimentos con  $S_0 = 32\%$ .  $V^*$  decrece abruptamente para números grandes de  $Sa$  y  $Fr$ .

Ambos números,  $Sa$  y  $Fr$ , tienden a incrementar con la pendiente del canal y a decrecer con la concentración en volumen de sólidos. El rol de la bentonita no es muy claro dado que reduce los contactos entre partículas pero también aumenta la viscosidad del fluido intersticial. Ambos efectos actúan en sentido contrario en la definición de los números de  $Sa$  y  $Fr$ . Los volúmenes depositados en la primera barrera decrecen abruptamente desde un valor cercano a  $V^* = 5$  a  $\sim 1$  cuando los números  $Sa$  y  $Fr$  sobrepasan los límites de 1 y 4, respectivamente. Los valores de  $V^*$  muestran una gran dispersión para  $Sa > 1$  y  $Fr > 4$ , con diferencias mayores al 100%, indicando que flujos de alta energía tienen un comportamiento más aleatorio cuando interactúan con las barreras. Los errores experimentales pueden ser aumentados por este efecto. Parte de los sólidos atrapados en las barreras en el caso de flujos de alta energía son depositados durante las últimas etapas del experimento, a medida que el flujo se detiene, por lo que la zona efectiva de retención aguas arriba de las barreras puede ser incluso menor durante la ocurrencia del flujo. Esto sugiere que las barreras no son estructuras efectivas para retener flujos detríticos con altos números  $Sa$  o  $Fr$ , asociados con terrenos de altas pendientes. En flujos de baja energía, la zona del flujo muerto aguas arriba de la primera barrera, donde la depositación realmente ocurre, se propaga continuamente hacia aguas arriba. Lo anterior muestra que el volumen atrapado por la primera barrera es totalmente dependiente de la duración del flujo. Resultados asociados a flujos granulares secos muestran que el frente de depositación puede moverse hacia arriba casi a velocidad constante, causando un importante aumento en el espesor de la avalancha y dejando partículas rápidamente en reposo, similar a lo observado en los experimentos reportados aquí (Gray *et al.*, 2003).

Los resultados experimentales asociados con avalanchas granulares secas muestran que la zona muerta pendiente arriba del obstáculo está bien correlacionada con el número de Froude del obstáculo,  $Fr_H = u/(gH)^{0.5}$ , con  $H$  la altura de la barrera (Faug *et al.*, 2002). Los resultados muestran que el largo de la zona muerta rápidamente decrece con el  $Fr_H$ , similar al comportamiento encontrado aquí para las zonas de depósito. Sin embargo, grandes concentraciones de bentonita podrían también reducir la capacidad de retención de las barreras hasta para bajos  $Fr_H$  (Figura 11).

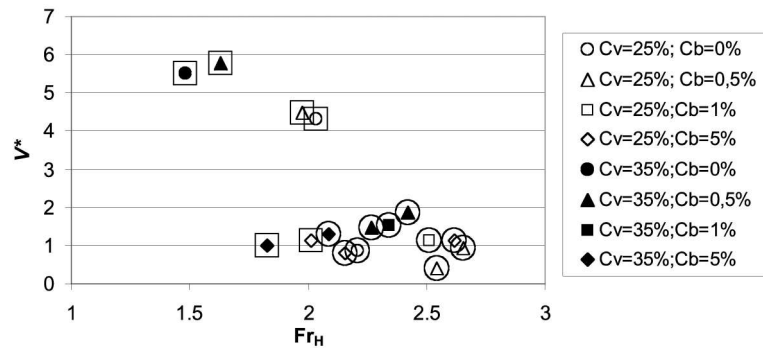


Figura 11. Capacidad de retención de la primera barrera en función del número de Froude del obstáculo,  $Fr_H$ , y propiedades de la mezcla:  $c_v$  y  $c_b$ . Los datos encerrados por cuadrados corresponden a experimentos con  $S_0 = 15\%$ , mientras que los datos encerrados por círculos corresponden a experimentos con  $S_0 = 32\%$ .  $V^*$  decrece abruptamente para números grandes de  $Fr_H$ .

Para flujos de baja energía en terrenos de moderada pendiente, las barreras impermeables resultan ser efectivas trampas de sedimento, capaces de retener grandes volúmenes de sedimentos transportados por los flujos detríticos. Así, obstáculos emplazados en zonas de bajas pendientes pueden resultar en estructuras efectivas para el control aluvional. También, bajo estas condiciones, las barreras pueden ser utilizadas para estabilizar terrenos o peraltar el lecho del cauce a una mayor altura en terreros de pendientes moderadas y bajos contenidos de finos. Este efecto no es observado para pendientes altas, donde la socavación al pie de las estructuras reduce la cantidad de sedimentos atrapados.

## 5. Discusión

Los resultados experimentales sobre la interacción entre flujos detríticos y barreras de control muestran diferentes características que dependen de las propiedades del flujo, las cuales a su vez dependen de las propiedades de la mezcla y la topografía. En general, en comparación con flujos de menores concentración volumétrica de sólidos, flujos con altas concentraciones tienden a generar grandes zonas muertas de depositación aguas arriba de las barreras de control, mientras que la presencia de suelos finos, aquí representado por bentonita, juega un papel opuesto, reduciendo la cantidad de sólidos retenidos por las estructuras debido a la reducción en la velocidad de sedimentación de las partículas. En este sentido, las barreras pueden actuar como estructuras de control efectivo bajo ciertas propiedades del flujo. El escalamiento de flujos detríticos representa una tarea difícil por los numerosos parámetros involucrados, haciendo casi imposible escalar los resultados experimentales a flujos geofísicos reales. Sin embargo, estos resultados permitirían comprender el comportamiento de barreras impermeables interactuando con flujos detríticos.

La capacidad de retención de las barreras parece estar bien correlacionada con los números  $Sa$  y  $Fr$ . Sin embargo, en muchos flujos geofísicos densos la fricción entre partículas juega un rol importante, muchas veces dominando la disipación de energía del flujo. Los flujos granulares dominados por fricción presentan bajos números de Savage,  $Sa \ll 0.1$  (Iverson, 1997; Iverson *et al.*, 2004), un rango no cubierto por los experimentos aquí presentados. A pesar de que los valores de  $Sa$  estimados en estos experimentos no escalan necesariamente con flujos geofísicos, los valores de  $Fr$  si se encuentran en el rango, el que va entre valores cercanos a 1 para el caso de flujos detríticos gruesos, a más de 10 en flujos detríticos poco profundos y rápidos (estimados por Iverson, 1997, Tabla 5).

En los flujos ocurridos en Antofagasta, la fracción sólida de la mezcla agua-sedimentos

fue caracterizada por una matriz de arena con poco o ningún material grueso (raramente excedido de los 10 mm), mientras que las fracciones finas, consistentes en su mayor parte en cenizas volcánicas (CRH, 1991), alcanzaba cerca del 3% en peso de los sólidos. Dado que los finos afectan la reología del fluido intersticial, cambiando la velocidad de caída de las arenas, una pequeña cantidad de material fino (arcillas) podría afectar de manera importante el comportamiento del flujo incluso en flujos geofísicos reales. La matriz arenosa y la fracción fina que caracteriza los flujos detríticos en Antofagasta, podría reducir la capacidad de retención de las barreras debido a que las partículas de arena podrían tener dificultad de decantar entre ellas. No obstante, la alta concentración estimada en los flujos,  $c_v \approx 50-60\%$ , puede resultar en muy bajos valores de  $S_a$ , los cuales promueven la depositación de detritos en las barreras. La velocidad del flujo varía desde 4 a 8 m/s, mientras que la altura del flujo varía entre 0.2 a 1 m, produciendo un amplio rango de números del Froude ( $Fr \approx 1,3-6$ ) y, por lo tanto, diferentes capacidades de retención en estructuras tipo barreras. La baja capacidad de drenaje de la mezcla agua sedimento promovería la fluidización de la mezcla por tiempos comparables a la duración del flujo, haciendo difícil que la pendiente de los depósitos exceda la horizontal, así  $V^*$  raramente excederá 1. La socavación al pie de las estructuras, podría verse aumentada por la presencia de sedimentos finos.

Por otro lado, la fase sólida en el flujo detrítico de la Quebrada de Macul está caracterizada por una gran variedad de tamaños de suelos, variando entre el rango de arcillas hasta grandes rocas. El efecto de las arcillas parece importante en la reología del fluido intersticial. Según testigos visuales del evento, el flujo parecía comportarse como “concreto fluido” hacia los bordes y pie del abanico aluvial. De esta manera, se espera que en la parte alta del cauce y debido a la presencia de grandes rocas y una concentración de sedimentos media a alta, el flujo haya presentado un comportamiento de características inerciales (régimen inercial). Las velocidades del flujo fueron estimadas entre 4 a 8 m/s, mientras que la altura del flujo fue cercana a 1 m, lo que entrega números de Froude en el rango 1 a 3. Debido a la presencia de grandes rocas y material fino en la mezcla, se espera la ocurrencia de segregación del material atrapado por las piscinas de control, similar a lo observado en los experimentos. Dado que las piscinas están localizadas en zonas bajas y de poca pendiente ( $S_0 \approx 3\%$ ), se espera que estas tengan una gran capacidad de retención en el caso de flujos con bajos  $Fr$ . Así, la construcción de estructuras en zonas de mayor pendiente, aguas arriba de las piscinas, orientadas en reducir la energía del flujo podrían aumentar de manera importante la efectividad de las piscinas.

Desde el punto de vista de la granulometría de la fracción sólida de la mezcla, se espera que los flujos detríticos ocurridos en Coyhaique sean similares a los de la Quebrada de Macul pero con altos contenidos de árboles y ramas debido a la abundante vegetación que caracteriza esta zona del país. Como se muestra en la Figura 4, en Coyhaique se construyeron barreras de control en terrenos de montaña empinados, lo cual resultó en distanciamientos pequeños entre barreras ( $L = H/\tan\theta$ ). Bajo esta configuración, los resultados experimentales aquí expuestos muestran una baja capacidad de retención en las barreras, siendo la socavación al pie de las barreras determinante en la capacidad de retención del sistema de control aluvional. Siguiendo estos resultados, las obras propuestas podrían no ser realmente efectivas en la estabilización de los taludes del cauce y reducción de la erosión para eventos de gran magnitud. Dada la proximidad entre las barreras, el chorro generado por el flujo desde la barrera superior podría golpear la de aguas abajo o socavar el lecho, poniendo en peligro la estabilidad de éstas. El impacto de grandes rocas podría también comprometer la estabilidad de las estructuras de control.

Nuevos estudios relacionados con las características granulométricas de la fase sólida que componen los flujos detríticos, incluyendo la caracterización de la reología de la mezcla de finos y agua y la dinámica del flujo, son importantes para validar estas conclusiones, así como para mejorar el conocimiento respecto del comportamiento real de estas estructuras.

## 6. Conclusiones

En este artículo se presentan resultados experimentales referentes a la interacción entre flujos detríticos y barreras de control. Los resultados muestran el efecto de varios parámetros relacionados con la mezcla, topografía y características del flujo. Las características de la mezcla afectan de manera importante el comportamiento de los flujos detríticos. Mientras que las fracciones más gruesas (gravilla en los experimentos) promueven un comportamiento inercial debido a importantes interacciones partícula a partícula (colisiones), la fracción de finos (bentonita en los experimentos) pueden aumentar considerablemente los efectos viscosos, cambiando la reología efectiva del fluido intersticial y los patrones de depositación de las partículas (Montserrat *et al.*, 2004; Montserrat, 2005). Cambios en la viscosidad del fluido debido al material fino en flujos detríticos de gran escala, pueden ser insignificantes comparados con las interacciones entre partículas (colisiones y fricción) y fuerzas gravitacionales. Sin embargo, la reducción en la velocidad de caída debido a cambios en la reología del fluido es independiente de la escala, afectando los patrones de depositación tanto en los experimentos como en flujos geofísicos. Dada la importancia del material fino en la capacidad de retención y segregación del material depositado en las barreras, análisis específicos deberían ser realizados con el fin de estimar el efecto real del material fino en los flujos detríticos naturales y como podrían modificar los patrones de depositación de los sedimentos.

Los resultados muestran que las barreras impermeables podrían funcionar como importantes trampas de sedimentos en terrenos de baja pendiente, atrapando considerables volúmenes de sedimentos transportados por flujos detríticos con bajas concentraciones de sedimento fino y bajos números de Froude. Sin embargo, flujos con bajo  $Fr$  pero alta concentración de finos, podrían exhibir bajas capacidades de retención, mostrando que  $c_b$  puede ser tan importante como  $Fr$  en la capacidad de retención de las barreras. El número de Savage parece ser un mejor parámetro para estudiar la capacidad de retención de las barreras, mostrando una mejor correspondencia con  $V^*$ , dado que éste incluye en su formulación las propiedades de la mezcla. El problema con  $Sa$  se debe a que en flujos geofísicos sus valores son normalmente menores que 0.1, mucho menor que los típicamente alcanzados en condiciones experimentales. Esto hace imposible escalar resultados utilizando este parámetro. Así, el número de Froude parece ser, todavía, un mejor parámetro para comparar características de retención de las barreras. Estudios experimentales en avalanchas granulares secas muestran una buena correlación entre diferentes números de Froude ( $Fr$  y  $Fr_H$ ), características del flujo y su interacción con obstáculos (Faug *et al.*, 2002; Gray *et al.*, 2003).

Aunque un escalamiento dinámico entre los resultados experimentales y flujos geofísicos no es posible, los resultados aquí obtenidos proveen comprensión en el comportamiento esperado de este tipo de barreras de control aluvional. Los resultados experimentales expuestos permiten realizar inferencias respecto del comportamiento y efectividad de las barreras de control aluvional en función de las características de la mezcla y topografía del cauce. Estudios específicos son requeridos para obtener una evaluación definitiva de la funcionalidad de las barreras a escalas naturales.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen el apoyo prestado por MECESUP en la forma de una beca de Doctorado y el Departamento de Postgrado y Postítulo de la Vicerrectoría de Asuntos Académicos, Universidad de Chile, en la forma de una beca de permanencia en el extranjero, Proyecto ECOS-CONICYT C06U01, el Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile y al Advanced Mining Technology Center.

J. M. Febles<sup>1</sup> y M. B. Vega<sup>2</sup>

#### Abstract

The degradation of the soils are found among the most pressing problems of the world food crisis. This deterioration is more accentuated and accelerated in tropical and subtropical regions due to the interactions of the characteristics of the soils and climate with agricultural practices and the transformations of forests in line by anthropogenic influence. In the National Program of soil improvement and conservation (Soils Institute, 2001), points out that of the 6.6 million hectares that make up the agricultural area of the country, are cultivated the 3.6 and of them, 70% of it is affected by degradation processes recognizing erosion, as one of the limiting factors of greatest relevance, which means that 2.9 million hectares are affected by this process for this purpose were examined the principal actors involved as a cause; the components of the geographical environment that participate as factors for the emergence and spatial differentiation of the processes and forms erosive, which take place in the territories of eroded soils in the world and in Cuba. In the analysis has placed emphasis on the economic effects, social and environmental that have originated and especially the change from a farming system intensive conventional to an alternative system or organic agriculture, which has become an example to follow.

Keywords: hydric erosion, soil conservation, models.

#### Resumen

La degradación de los suelos se encuentra entre los problemas más apremiantes de la crisis alimentaria mundial. Este deterioro es más acentuado y acelerado en regiones tropicales y subtropicales, debido a las interacciones de las características de los suelos y el clima, con las prácticas agrícolas y las transformaciones de los bosques en sabanas por la influencia antropogénica. En el Programa Nacional de Mejoramiento y Conservación de Suelos (Instituto de Suelos, 2001), se señala que de los 6,6 millones de hectáreas que conforman la superficie agrícola del país, están cultivadas el 3,6 y de ellas, el 70% está afectada por procesos de degradación reconociendo a la erosión, como uno de los factores limitantes de mayor relevancia, lo cual se traduce en que 2,9 millones de hectáreas están afectadas por este proceso. Con tal propósito fueron examinados los agentes principales que intervienen como causa; los componentes del medio geográfico que participan como factores, para el surgimiento y diferenciación espacial de los procesos y formas erosivas, que tienen lugar en territorios de suelos erosionados en el mundo y en Cuba. En el análisis se ha puesto énfasis en los efectos económicos, sociales y ambientales que se han originado, y en especial en el cambio de un sistema agrario convencional intensivo a un sistema alternativo o de agricultura orgánica, que se ha convertido en un ejemplo a seguir.

Palabras claves: erosión hídrica, conservación suelos, modelos.

<sup>1</sup> Universidad de la Habana, La Habana, Cuba.

<sup>2</sup> Instituto Superior Politécnico José Antonio Echeverría CUJAE, La Habana, Cuba.

## 1. Antecedentes

Desde que el sabio ruso Vasili Vasilevich Dokuchaev (1846 – 1903), publicara su obra maestra “*El Chernoziom ruso*”, donde esbozó la necesidad de fundar ciencias integradoras, por entonces inimaginadas, como la Edafología, situada según él en “*los límites entre el hombre, el mundo orgánico y mineral*”. Aún persiste la necesidad de fomentar el paradigma agroecológico en suelos cada vez más escasos, pobres y erosionados en las diferentes zonas edafoclimáticas. Sin embargo, como *natura non facit saltum*<sup>3</sup> y no soporta la ilegalidad, el caos y la casualidad, las desviaciones parecen *casuales y arbitrarias* solamente para el ojo inexperto, sólo para el hombre que no sabe leer el libro grandioso de la naturaleza.

Los países tropicales que pertenecen en su inmensa mayoría al Tercer Mundo, son los que más sufren los efectos de la superpoblación, desnutrición, desigualdades sociales, deterioro del medio y los más vulnerables a los retos del futuro, especialmente en la mitigación del cambio climático, lo cual incrementará el número de personas subnutridas. Se prevé que el cambio gradual de las temperaturas y las lluvias, así como una mayor frecuencia de fenómenos meteorológicos extremos, se traduzcan en malas cosechas, muerte del ganado y otras pérdidas de activos, lo cual representa una amenaza para la producción de alimentos, así como para el acceso a los recursos alimentarios, la estabilidad y la utilización de los mismos.

La agricultura ecológica se encuentra en el centro de este desafío al desempeñar un papel importante en la reducción de las emisiones mundiales sembrando árboles, reduciendo la labranza, aumentando la cubierta vegetal, mejorando la gestión de los pastizales, modificando los forrajes y las variedades de animales y utilizando con mayor eficacia los fertilizantes, entre otras medidas. Se necesita profundizar en el conocimiento de los impactos del cambio climático, con objetivo de identificar de una forma anticipada las potenciales medidas de adaptación que van a minimizar estos impactos o que, incluso, pueden aprovecharse nuevas oportunidades que puedan surgir.

Un elevado porcentaje del fondo de suelos de la República de Cuba, se encuentran afectados por procesos de carácter natural o antrópico acumulados en el transcurso de los años (Figura 1), con una marcada preponderancia de los segundos, que han conducido a que los procesos erosivos afecten más de 2,5 millones de hectáreas, el alto grado de acidez alcance a 3,4 millones de hectáreas, la elevada salinidad y sodicidad influencien alrededor de un millón de hectáreas, la compactación incida en unos 2,5 millones de hectáreas, los problemas de drenaje se contabilicen en 2,7 millones de hectáreas y que el 60 % de la superficie agrícola del país se encuentre afectada por estos y otros factores (incluso por más de un factor a la vez), que pueden inducir a procesos de desertificación (Instituto de Suelos, 2001).

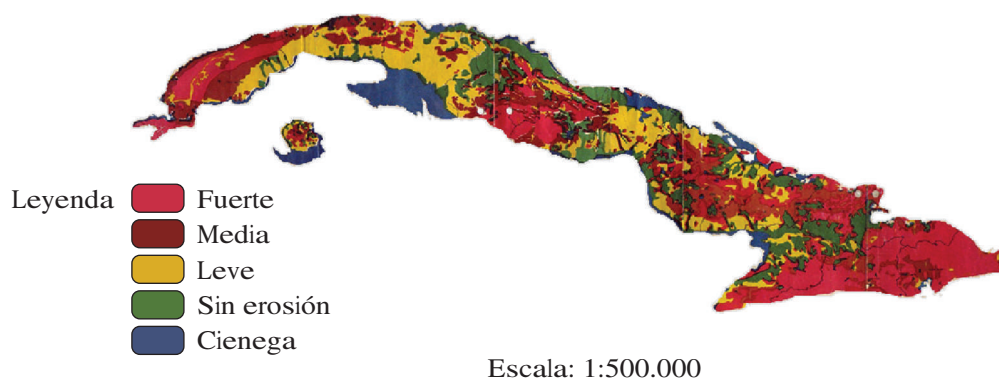


Figura 1. Mapa de erosión de los suelos en Cuba (DGSF, 1978).

Esto evidencia la necesidad de estudiar de manera sistemática los disímiles factores naturales, sociales y económicos que intervienen en la génesis y evolución secuencial de las propiedades de los suelos presentes en estos geoeosistemas e impedir así, que el temible flagelo de la degradación conduzca de manera acelerada y adoptando mecanismos genéricos en su dinámica, la morfogénesis de los procesos de la fase incipiente a la fase paroxismal, la cual representa el punto culminante de La retrogresión<sup>4</sup> y la inercia edafológica<sup>5</sup> (Febles *et al.*, 2008).

Desde el punto de vista evolutivo, la interacción de los factores y procesos de formación generaron las características genéticas de 13 agrupamientos de suelos, en los cuales se agrupan en 33 tipos y 162 subtipos con una variada gama de géneros o constituyentes químico – mineralógicos procedentes de las rocas formadoras (Instituto de Suelos, 1999).

Tabla 1. Distribución de los suelos en Cuba (miles de hectáreas)

Provincias	Alíticos	Ferríticos	Ferralíticos	Ferrálicos	Fersialíticos	Pardo sialíticos	
Cuba	557,4	174,2	1 461,2	35,8	1 008,0	2 355,8	
Pinar del Río	187,0	2,7	60,4	--	96,4	60,1	
La Habana	4,8	0,1	198,5	5,1	26,5	108,4	
Matanzas	15,8	0,4	407,1	10,4	27,7	78,6	
Villa Clara	26,0	1,9	117,6	3,0	118,5	249,4	
Cienfuegos	21,3	--	91,5	2,3	43,1	154,7	
Sancti Spíritus	29,6	--	37,8	1,0	61,4	257,1	
Ciego de Ávila	23,2	--	214,5	5,5	50,1	66,8	
Camagüey	136,6	60,3	95,8	2,5	109,4	372,3	
Las Tunas	5,8	--	86,3	2,2	104,3	174,7	
Holguín	--	84,9	3,1	--	228,3	225,8	
Granma	1,0	--	24,4	0,6	59,3	70,8	
Santiago de Cuba	7,7	--	42,1	1,1	35,6	285,7	
Guantánamo	28,8	23,9	80,0	2,1	47,4	251,3	
Isla de la Juventud	69,8	--	2,1	--	--	0,1	
Provincias	Húmico sialíticos	Vertisol	Hidromórfico	Halomórfico	Fluvisol	Histosol	Poco evolucionados
Cuba	627,1	694,9	664,4	56,7	444,8	18,8	626,6
Pinar del Río	84,3	0,7	103,5	--	81,2	--	255,0
La Habana	43,7	14,1	23,4	--	12,4	--	8,8
Matanzas	150,9	12,5	31,8	--	3,0	14,7	--
Villa Clara	42,4	26,7	83,0	15,4	39,7	3,4	22,1
Cienfuegos	35,4	17,9	2,8	--	8,9	--	14,3
Sancti Spíritus	6,5	59,6	49,8	9,9	26,9	--	23,0
Ciego de Ávila	42,8	70,0	16,1	0,4	15,2	--	3,4
Camagüey	50,7	137,0	73,8	12,0	31,3	--	26,3
Las Tunas	28,1	50,9	92,1	17,3	10,6	0,7	18,3
Holguín	94,5	53,7	155,4	0,2	16,9	--	--
Granma	7,0	228,0	20,2	--	143,6	--	--
Santiago de Cuba	39,6	23,8	1,1	--	19,1	--	133,5
Guantánamo	1,2	--	--	1,5	32,9	--	104,6
Isla de la Juventud	--	--	11,4	--	3,1	--	17,5

Fuente: Instituto de Suelos. Mapa 1: 25 000, Clasificación Genética de los Suelos de Cuba (1999).

No obstante, resulta oportuno consignar que uno de los problemas en la actualidad más complejos y difíciles de encontrar solución adecuada, es el uso racional y óptimo de los suelos en los trópicos

<sup>4</sup> La retrogresión es lo inverso de un proceso, como en el caso de la resalinización estacional de un suelo lixiviado gradualmente.

<sup>5</sup> Inercia edafológica se refiere a la resistencia de un suelo a los cambios, como respuesta a las nuevas condiciones ambientales.

húmedos, sin que se hayan alcanzado hasta el presente, resultados definitorios o concluyentes que permitan diagnosticar el uso y manejo más ajustado en conformidad con los ambientes biofísicos que caracterizan a cada ecosistema (Febles *et al.*, 2007).

Es por esto que es necesario conocer cómo se formaron los suelos y cómo van a evolucionar sus propiedades, ante los cambios que pueda inducir el hombre en la práctica agrícola, para de esta forma poder predecir las variaciones que puedan originarse.

El éxito de este proceso dependerá de la competitividad de las estrategias agroecológicas para manejar el suelo. En este sentido, la diversificación productiva y el aprovechamiento eficiente de los recursos disponibles, serán la clave para garantizar la vida del suelo y mejorar la calidad de vida de la población.

Hernández *et al.* (1998) plantean que los cambios globales en los suelos inducidos por el hombre conllevan en muchos casos a procesos de degradación, enumerando para las regiones tropicales los siguientes: sabanización, empobrecimiento, erosión, acidificación, empantanamiento, salinización secundaria, contaminación, destrucción fitotécnica y mecánica y disminución de la fertilidad.

La sabanización en países como Cuba resulta un proceso bastante generalizado. Al ocurrir la tala y desmonte de los bosques, con el objetivo de la explotación maderera y el establecimiento de cultivos agrícolas, se provocó la denudación de una parte de la cubierta vegetal. Esto determinó un rejuvenecimiento de los suelos y pérdidas de sus reservas de materia orgánica y nutrientes; lo que sin duda influyó en el decrecimiento del rendimiento de los cultivos que se habían establecido y en el abandono posterior de estas tierras. Como consecuencia, comenzó a predominar una vegetación característica de sabana secundaria, que tuvo su origen por la conjugación de un clima cálido de humedad alternante, con factores topográficos y edáficos (Hernández *et al.*, 2006).

Esencialmente, podemos decir que la diversidad de suelos está conectada a la diversidad biológica. Cuando labramos un suelo, cambiamos su biogeoquímica, estimulando a los microorganismos a metabolizar rápidamente la materia orgánica que contiene. Las plantas y animales que dependen de este alimento, se ven afectados. Según Amundson (2003), “un suelo cultivado es como un animal que ha sido domesticado, se parece al original salvaje, pero sus características han sufrido cambios enormes y profundos”.

### 1.1. Operación paraguas

Estudios detallados del proceso erosivo indicaron que el efecto erosivo se repartía en la proporción siguiente: 95% debido al impacto de las gotas de lluvia y 5% debido al escurrimiento del agua.

Del trabajo clásico de Duley y Coyle (1955), surge con claridad que el principal factor en la absorción del agua de lluvia es el estado en que se encuentra la superficie del suelo. Según sus investigaciones, “*La delgada y compacta capa que se forma en la superficie del suelo desnudo durante las lluvias intensas tiene un mayor efecto en la absorción del agua por el suelo que el tipo del mismo, la pendiente, el contenido de humedad o las características del perfil del suelo*”.

En su opinión, para evitar el escurrimiento, la mejor práctica agrícola es la de dejar sobre la superficie una cubierta de residuos vegetales. En el trabajo de Roose (1974), se subraya la importancia decisiva de la cobertura superficial en los suelos de Costa de Marfil, al expresar en sus conclusiones: “*En estas zonas tropicales la cobertura vegetal desempeña un rol primordial en la lucha antierosiva. Una cobertura de paja de un centímetro de espesor reduce la erosión y el escurrimiento del suelo, lo mismo que una floresta secundaria de 30 metros de altura*”.

La erosión del suelo y el escurrimiento del agua en agroecosistemas con sólo un centímetro de paja en superficie, alcanzan valores de alrededor de 600 veces *menores* que un suelo testigo desnudo.



Todos estos trabajos actualizan y explican las observaciones pioneras de Lowdermilk (1953), que estableció que en un bosque la protección del suelo se debe a la capa de “mulch” y no al bosque en sí, ya que actúa como una protección perfecta del suelo. Disipa el impacto de las gotas de lluvia y hace que las mismas se incorporen infiltrándose lentamente, sin provocar daños de ninguna clase. Es un “paraguas” perfecto.

Hugh H. Bennett, Padre de la Conservación de los Suelos (Bennett, 1926), indica que “los más eficientes métodos encontrados por el hombre para el control de la erosión son imitaciones de los métodos naturales de protección de suelos”.

Tanto la erosión hídrica como la eólica, son incapaces de atacar un suelo en estas condiciones edafoclimáticas. El principal enemigo del suelo está controlado. En regiones tropicales y subtropicales, donde los procesos erosivos son mucho más intensos, dado que llueve más y las lluvias son más torrenciales, la vegetación natural es generalmente invasora y caracterizada por una gran diversidad biológica. En estas condiciones de densa formación vegetal, los suelos disponen incluso de un doble “techo”; el formado por la vegetación viva (estrato arbóreo), y el de la vegetación muerta o mulch, que es la barrera más efectiva contra la erosión.

Como resultado de estas consideraciones, la elección no parece dudosa; *habría que dejar los suelos en su estado natural y eliminar la agricultura, si queremos impedir la erosión*. En esas condiciones no existiría erosión, pero tampoco podríamos mantener nuestra civilización.

Resulta evidente que la solución debe ser otra, por lo que tenemos que aprender a desmontar el mecanismo natural y obtener los mismos resultados que logra la naturaleza a través de muchos miles de años, pero en un plazo enormemente más corto. Esto que parece muy complicado es quizás muy sencillo. No existe ningún suelo, con su vegetación natural intacta, que no tenga un “techo”.



Figura 3. Manifestaciones de la erosión por escurrimiento areal y lineal en espacios rurales de la provincia La Habana (Foto del autor).

## 2. Consideraciones Finales

En general, el desarrollo futuro de la investigación de la Ciencia del Suelo debe dirigirse a alcanzar una valoración integral de los procesos y reacciones de los suelos relacionados con la producción de cultivos, con el reciclaje de residuos y con el balance hídrico, en un amplio rango de escalas espaciales y temporales.

La falta de información acerca de los efectos de la erosividad de la lluvia en Cuba, ha impedido una evaluación objetiva a nivel local de la aplicación de prácticas de conservación de los suelos. Dicha evaluación debe partir de modelos predictivos, los cuales, en otras condiciones, han demostrado su efectividad.

Andrea Andreoli<sup>1</sup>

## Abstract

Here is presented the main variables used to characterize LW influence on morphology, sediment transport and retention along with the methodology to estimate the morphological influence of LW, which includes the characterization of the study area, surveys of the channel morphometry with different instruments, measurement of the volume of sediment retained by LW to quantify its influence on flow resistance. The LW effects on channel morphology depend on the stability of woody elements, which varies according to the relationship between piece size and channel dimensions. In streams with limited bankfull width (less than 15m), LW easily obstruct the channel with log-steps and log-dams. This kind of structure can retain and capture large amounts of sediments and dissipate a portion of flow energy in the downstream plunge pool. Especially in channels that drain forested watersheds LW have a fundamental role in regulating the transport and retention of sediments and diversify channels forms. In some streams, sediment retention caused by LW can be increased by ten times the watershed sediment annual production, regulating transport along the collector. In contrast, the destruction of dams formed by the accumulation of woody material, can lead to a rapid decrease in sediment storage, and consequently a strong increase in transport along the stream to an order of magnitude. LW naturally present in water courses is an element that provides greater stability to the channel and can significantly reduce the mobilization of sediments at watershed scale.

Keywords: Large Wood, sediment retention, river morphology.

## Resumen

Se presentan las principales variables utilizadas para caracterizar la influencia de los LW en la morfología, transporte y retención de sedimentos, junto con la metodología para estimar la influencia morfológica de los LW: ésta incluye la caracterización del área de estudio, la caracterización de la morfometría de canal con diferentes instrumentos, la medición del volumen de sedimentos retenidos por los LW, con el fin de cuantificar su influencia en la resistencia al flujo. Los efectos de los LW en la morfología del canal dependen de la estabilidad de los elementos leñosos, que varía en función de la relación entre el tamaño de la pieza y las dimensiones del canal. En los flujos con un ancho de cauce limitado (menos de 15m). Especialmente en los canales que drenan cuencas forestadas, los LW tienen un papel fundamental en la regulación del transporte, la retención de sedimentos y la diversificación de las formas de los canales. En algunos cursos de agua, la retención de sedimentos causadas por los LW puede alcanzar hasta diez veces la producción anual de sedimentos de la cuenca hidrográfica, regulando el transporte a lo largo del colector. Por el contrario, la destrucción de las obstrucciones formadas por la acumulación de material leñoso, puede conducir a una rápida disminución en el almacenamiento de sedimentos. Naturalmente presentes en los cursos de agua, los LW son un elemento que proporciona una mayor estabilidad en el canal y pueden reducir significativamente la movilización de sedimentos a escala de cuenca.

Palabras claves: elementos leñosos, retención de sedimentos, morfología de ríos.

<sup>1</sup> Dept. Manejo de Bosque y Medioambiente, Facultad de Ciencias Forestales, Universidad de Concepción, Chile.

## 1. Introducción

El material leñoso presente en los cauces es un elemento típico de los cursos de agua que drenan cuencas caracterizadas por cobertura forestal. Características y cantidades de este material son fuertemente ligadas a la fisiografía de las cuencas asociadas y a la cobertura vegetal del suelo. Sin embargo, podemos esperar encontrar elementos leñosos también en grandes ríos que drenan zonas desérticas (Minkley y Rinne, 1985) o regiones de tierras bajas (Triska, 1984), donde representan un sustrato importante para los macroinvertebrados, aumentando los nichos a disposición en los sistemas lóticos caracterizados por su alta concentración de sedimentos en suspensión.

Tres temas dominan cualquier discusión de los efectos geomorfológicos del material leñoso en los ríos: los cambios en las dinámicas de transporte y retención de los sedimentos, las influencias sobre los procesos y la dinámica de los ríos, y la morfología de los canales. Los efectos locales directos de los elementos leñosos son los más fáciles de percibir, mientras que los efectos indirectos se manifiestan generalmente a escalas espaciales y temporales más grandes, y han sido más ampliamente afectados y escondidos por cambios históricos de uso del suelo, por lo tanto son de más difícil reconocimiento.

Dependiendo de su tamaño y del tamaño del canal donde se encuentra, un elemento leñoso puede permanecer estable cerca de donde cayó, o se puede mover aguas abajo hasta pararse en una de las márgenes, atascarse en una acumulación, quedarse varado en el lecho del río como un obstáculo o flotar hasta salir de la cuenca. Muchos de los efectos geomorfológicos de los elementos leñosos en los ríos surgen de elementos estables que actúan como una obstrucción a la hidráulica local y al transporte de sedimentos y recogiendo más material, el cual contribuye a reforzar la obstrucción del flujo, siendo una fuente adicional de resistencia, tanto en ríos de baja pendiente (Shields y Gippel, 1995), como en ríos de montaña.

La tipología y la distribución de las formas de fondo del cauce pueden entonces ser fuertemente condicionadas para la presencia de LW. En torrentes con formas de fondo caracterizadas por secuencias escalón-remanso, MacFarlane y Wohl (2003) midieron mayor resistencia hidráulica debido a la presencia de material leñoso. Wilcox *et al.* (2006) exploraron, a través de experimentos de laboratorio, la partición entre las componentes de resistencia hidráulica debida a las partículas del lecho y al detrito leñoso en las secuencias escalón-remanso, revelando como ambas componentes son dominantes en torrentes a elevada pendiente, aunque los efectos de interacción dificulten la diferenciación entre una y otra.

Los principales factores que, directamente o indirectamente condicionan la presencia de material leñoso en los cursos de agua que drenan cuencas forestales, incluyen procesos biológicos (insectos y enfermedades fúngicas que causan la muerte de plantas adyacentes al cauce), no biológicos (incendios en los bosques, coladas detríticas, desprendimientos, viento y nieve) y el impacto antrópico de los trabajos silviculturales en el bosque. Estos fenómenos influyen en el diámetro, en la longitud, en la edad y en la especie del material leñoso presente en el interior de un curso de agua.

## 2. Métodos para estimar la influencia morfológica de LW en el cauce

### 2.1 Caracterización del Área de estudio

En cada estudio hidrológico es importante llevar a cabo una buena caracterización del área de estudio. Empezando de la macroescala, en donde es importante caracterizar el clima

del área, la distribución de precipitaciones y temperatura, el tipo de régimen hidrológico, y definir las características de cubierta vegetal de la cuenca. Sucesivamente, a menudo con la ayuda de herramientas SIG, se procede delimitando la cuenca hidrográfica asociada al cauce en estudio, derivando sus características fisiográficas principales: superficie, exposiciones, pendientes, red de drenaje, etc.. La base de datos que se necesita para llevar a cabo tales elaboraciones será compuesta de curvas de nivel digitalizadas del área, desde las cuales se podrá derivar el modelo de elevación digital del suelo, o bien se podrá disponer directamente de tal información por medio de levantamientos de radar satelital, LiDAR, etc.. La cubierta vegetal necesita de una exhaustiva caracterización que puede ser llevada a cabo por medio de fotografías aéreas, cartas temáticas e inspecciones en terreno. También una identificación de los disturbios naturales y humanos que interesan y han interesado la cuenca; éstos serán de suma utilidad. Los resultados de tal caracterización serán la base para enmarcar el estudio y se podrán resumir en mapas o tablas (Tabla 1).

Tabla 1. Ejemplo de descripción de las características principales de dos cuencas en estudio (Modificado de Andreoli *et al.*, 2008).

Variable	Unidad	Cuenca A	Cuenca B
Área	km <sup>2</sup>	9,1	11,1
Altura media	m s.n.m.	1478	1250
Altura mínima	m s.n.m.	1000	750
Altura máxima	m s.n.m.	1850	1750
Pendiente media	%	43	20
Cubierta forestal	%	74	98
Tipología forestal	-	Bosques nativos	Bosques nativos
Perturbación forestal	-	Incendios (los años 20)	Incendios (2002)
Precipitación anual	mm	2217	2480
Clima	-	Templado–cálido con lluvias invernales	Templado–cálido con lluvias invernales
Geología	-	Volcánica/piroclástica	Volcánica/piroclástica

## 2.2 Levantamientos topográficos de la morfometría del cauce

Unas de las primeras acciones a efectuar en terreno para estudiar el efecto morfológico de los LW en un cauce, es el levantamiento topográfico del perfil longitudinal del canal (Figura 1). Otras variables importantes a levantar en terreno son: el ancho del cauce activo (definido por el nivel de cauce lleno, o *bankfull*) y el ancho del plano de inundación (Figura 1), la pendiente del canal principal y la caracterización de las estructuras morfológicas del cauce tal como los rápidos, *step-pool*, etc. (Tabla 2).

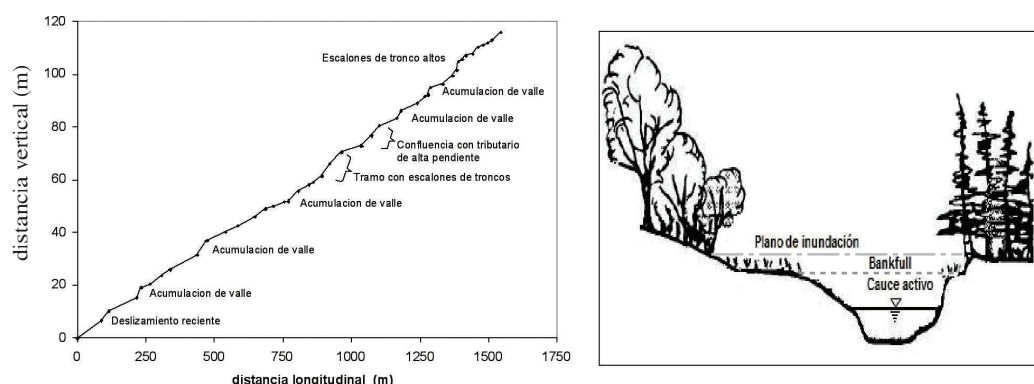


Figura 1. Izquierda: perfil longitudinal de un tramo de torrente estudiado donde se muestran las principales características de los LW presentes y otros procesos externos relacionados. Derecha: reconocimiento en terreno del nivel de cauce lleno (*Bankfull*), bajo el cual se define el “Cauce Activo”, y el plano de inundación.

Tabla 2. Características principales de los canales estudiados. (Modificado de Andreoli *et al.*, 2008).

	Unidad	Cuenca A	Cuenca B
Longitud del cauce principal	km	4,89	7
Longitud del cauce investigada	km	1,54	2,17
Pendiente media del canal investigado	(m/m)	0,08	0,05
Orden del cauce	-	3	3
Morfología del canal	-	<i>Step-pool/Cascade</i>	<i>Plane bed/Step-pool</i>
Ancho medio de banca llena	m	7,8	11,91
Nivel de cauce lleno	m	0,45	0,8
Caudal máximo registrado*	m <sup>3</sup> s <sup>-1</sup>	14	-

Todas estas variables pueden ser levantadas por medio de diversos instrumentos según los requerimientos de precisión y rapidez que se necesiten (Tabla 3). A la hora de elegir que instrumento utilizar, es importante considerar el tipo de medio en el cual se trabajará. Así, el hecho de trabajar casi siempre bajo cubierta vegetal arbórea sugiere descartar la utilización del GPS diferencial, ya que la recepción de la señal de los satélites se verá dificultada por la presencia de las copas de los árboles. Una estación total es seguramente el método más preciso y aconsejable para un levantamiento detallado de las características morfométricas del cauce, pero hay que considerar el costo elevado del instrumento, el peso para desplazarlo en terreno y la dificultad de transportarlo en condiciones de accidentalidad en suelos difíciles o en presencia de sotobosque tupido.

Tabla 3. Comparación de precisión y velocidad entre algunos instrumentos utilizables para la caracterización geométrica del cauce.

Instrumento	Precisión	Velocidad
Estación Total	Muy alta	Muy lento
Nivel	Alta	Lento
Distanciómetro Láser con clinómetro	Baja	Rápido
DGPS	Muy baja	Muy rápido

Con el fin de relacionar las características morfológicas y sedimentológica del cauce con la presencia/ausencia de material leñoso, puede resultar útil subdividir el cauce estudiado en tramos, basándose en diferencias entre los patrones morfológicos generales, la abundancia de elementos leñosos, la uniformidad de la pendiente y el ancho del canal. Para señalar los límites de cada tramo se pueden instalar en las orillas del cauce estacas de madera. En cada tramo se procederá entonces a la caracterización antes mencionada (Tabla 4).

Tabla 4. Características morfológicas, dimensionales y de presencia de detrito leñoso en los tramos medidos en el torrente Buena Esperanza (Argentina).  $L$  es la longitud del tramo,  $i$  es su pendiente,  $B_{BF}$  y  $H_{BF}$  son el ancho medio y el calado medio en condiciones de caudal de cauce lleno. (Modificado de Andreoli *et al.*, 2008).

Tramo	Morfología dominante	$L$ (m)	$i$ (m m <sup>-1</sup> )	$B_{BF}$ (m)	$H_{BF}$ (m)	Densidad espacial de LW (piezas ha <sup>-1</sup> )	Densidad lineal de LW (piezas km <sup>-1</sup> )
1	Rápidos	62,3	0,02	10,5	0,47	429	450
2	Rápidos	47,2	0,04	6,6	0,42	831	551
3	Rápidos	37,0	0,06	7,0	0,51	581	405
4	Acumulaciones de detrito leñoso	44,7	0,06	8,7	0,53	1.781	1.543
5	Secuencias escalón-remanso	34,8	0,09	6,0	0,63	904	545
6	Secuencias escalón	48,9	0,05	9,1	0,60	2.292	2.085

### 2.3 Medición del material leñoso

En las investigaciones científicas de los últimos años hubo a menudo bastante inconsistencia entre los métodos de medición y en el tipo de variables medidas (Wohl *et al.*, 2010). Aquí se reportan las variables principales que suelen ser medidas para caracterizar el material leñoso presente en un cauce. Para mayor detalle se puede hacer referencia al artículo de Wohl *et al.* (2010).

La longitud, el diámetro, la orientación y el estado de decaimiento, son las principales variables que hay que medir para caracterizar el material leñoso, pero también la posible agregación en acumulaciones y la clasificación de las mismas es muy importante. Abbe y Montgomery (1996), por ejemplo, proponen una tipología de clasificación basada en procesos de acumulación de madera sobre la base de su estabilidad y de los efectos morfológicos, además de reconocer la importancia de distribución longitudinal de tales acumulaciones a lo largo del sistema fluvial.

La cuestión de cómo definir la organización espacial de la madera en el cauce, también se introduce desde el punto de vista metodológico por Kraft y Warren (2003), quienes realizaron un análisis geoestadístico para la evaluación de la organización de las acumulaciones longitudinales de material leñoso.

#### 2.3.1 Metodología de medición del LW

Generalmente se define como LW a todos los troncos y trozos de material leñoso que tienen un diámetro mayor a 10 cm y un largo igual o superior a 1 m (Abbe y Montgomery, 2003; Andreoli *et al.*, 2007; Comiti *et al.*, 2008; Faustini y Jones, 2003; Montgomery y Piegay, 2003). Estas características se pueden medir en terreno simplemente con una cinta métrica y una forcípula forestal. Es importante, con el fin de recolectar correctamente los datos, diferenciar entre elementos medidos en el cauce activo, y elementos medidos en la planicie de inundación adyacente (Figura 1). El volumen de cada elemento se calcula a partir de su diámetro medio y de su largo, asumiendo la forma de un cilindro sólido (Cordova *et al.*, 2007). A la hora de medir el material leñoso es indispensable tener en cuenta si los elementos se encuentran dispersos aisladamente en el cauce o si se encuentran en acumulaciones (formadas por dos o más elementos). Los elementos se podrán además clasificar según su supuesto origen: erosión de orillas, deslizamientos de laderas, residuo de cosecha o madera cortada, mortalidad natural (senescencia, viento, nieve, etc.), flotación por el cauce, entre otras. Otra

información importante que se puede levantar para inferir el efecto morfológico del material leñoso y su influencia en la dinámica de sedimentos es la posición en el canal (a nivel de *bankfull*, marginal, en el cauce activo, puente o suspendido sobre el canal, escalón de troncos o *log-step*), la orientación respecto al flujo (paralelo, oblicuo, perpendicular) y el estado de descomposición (leve, intermedio, alto) basado en estimaciones visuales de presencia/ausencia de hojas, corteza y material esponjoso.

### 2.3.2 Elementos aislados, acumulaciones y escalones de troncos – efectos en la morfología y en la retención de sedimentos

Cuando un árbol o una porción del mismo cae o es trasladado a un río y se deposita en el mismo curso o en sus orillas, empieza a funcionar como un rastrillo, el cual retiene otro material flotante más pequeño. Por otra parte, si el elemento es suficientemente pequeño, y puede ser transportado aguas abajo por efecto de las crecidas, tenderá a acumularse en puntos particulares del río. La tendencia del material flotante a retenerse por efecto de otros troncos o grandes rocas es más evidente en cursos de agua de montaña donde el transporte de los elementos de mayor tamaño es ocasional. En los torrentes con pendiente alta y ancho limitado, a veces las acumulaciones de material leñoso ocupan toda la sección del cauce creando verdaderos diques.

En ríos de zona de piedemonte y de llanura, donde se reduce la pendiente y el cauce se ensancha, el material leñoso tiende a dispersarse en el lecho, o tiende a acumularse en posiciones particulares, como aguas arriba de islas o en correspondencia de curvas de meandros (Abbe y Montgomery, 2003).

Otra particular forma de depósito del material leñoso que se forma en torrentes con una anchura de *bankfull* limitada (menor de 15m), son los escalones de tronco o *log-steps* (Wohl *et al.*, 1997). Ellos están caracterizados por la presencia de uno o dos componentes, netamente transversales al flujo de la corriente, encajados a las orillas y al fondo, formándose así una estructura a peldaño similar a aquella de los *steps-pools*, por cuanto concierne la altura y el espacio entre los *steps*. Este tipo de estructura puede retener y capturar una gran cantidad de sedimentos aguas arriba y disipar parte de la energía de la corriente por medio de la formación de pozas (*pools*) aguas abajo (Figura 2).



Figura 2. Escalones de troncos (*log-steps*) en el estero Tres Arroyos, Malalcahuello, Chile. Particular de la formación de poza aguas abajo (izq.) y de la retención de sedimentos aguas arriba (derecha).

Cuando los troncos transportados durante un evento de crecida presentan longitudes muy próximas a la anchura del lecho del colector, tienden a bloquearse a causa de la morfología del cauce. Por consiguiente, se forman verdaderos diques que resisten hasta que se mantiene una cierta fricción entre los troncos. Estos grandes depósitos (llamados también “*log dams*”,

o diques de material leñoso) provocan una disminución de la corriente aguas arriba, induciendo un progresivo aumento del material que constituye la obstrucción y la deposición de sedimentos (Figura 3). La rotura repentina del bloqueo puede generar frentes de onda de tipo impulsivo (*dambreak*) y coladas detríticas.

Hay varios efectos de los LW en la morfología del cauce. Éstos se pueden resumir en nueve categorías (Figura 4): socavación de pozas, retención de sedimentos, formación de barras, erosión de márgenes, protección de márgenes, estrechamiento, ensanchamiento, bifurcación y desviación del cauce. Éstos efectos se pueden manifestar a menudo de forma múltiple.

En un torrente de Tierra del Fuego, Argentina, Mao *et al.* (2008) encontraron, por ejemplo, que todos los escalones de troncos (*log-steps*) causaron una socavación aguas abajo, influyendo entonces en la energía cinética del flujo hídrico, y por consecuencia en la capacidad erosiva y de transporte de sedimentos, pero sólo el 50% de tales escalones determinó una acumulación de sedimentos aguas arriba (Figura 4).



Figura 3. Acumulación de material leñoso formando un dique en el estero Vuelta de Zorra, Chaihuín, Chile.

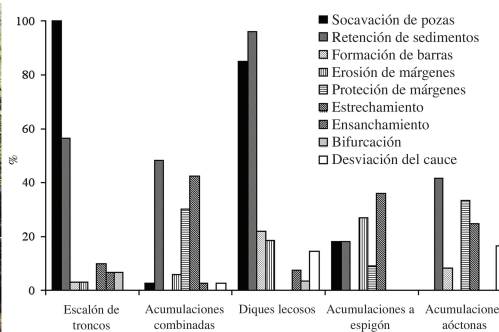


Figura 4. Influencias morfológicas de las acumulaciones de LW en el cauce del torrente Buena Esperanza (Argentina). (Modificado de Mao *et al.*, 2008)

### 2.3.3 Movilidad y aporte de material leñoso en la cuenca

Esquemáticamente, es posible pensar que la dinámica del material leñoso en los cauces sea similar a aquella de los sedimentos. De hecho, así como para los sedimentos, en un cierto tramo existe el ingreso del material leñoso al cauce ( $Q_i$ ), la salida por transporte aguas abajo ( $Q_0$ ), áreas fuentes de material leñoso (I), como por ejemplo los bosques ribereños, y áreas de acumulación temporáneas (O) (Figura 5). Existe además una particular forma de salida del material leñoso: su degradación natural (D). Sin embargo, la física del transporte de la madera es diferente a la del sedimento a causa de las diferencias de forma, de densidad, de volúmenes movilizados y de las modalidades de abastecimiento del material desde las vertientes al cauce y en el cauce mismo.

Con la finalidad de cuantificar la distancia de transporte de los troncos frente a una crecida, se puede proceder a marcar los elementos leñosos con etiquetas metálicas numeradas o con sensores electrónicos (Figura 6). La elección de los elementos leñosos a marcar puede seguir distintos patrones: aleatorio, sistémico de todos los elementos o según un esquema prefijado (por ejemplo a zigzag cada 50 metros). De cada elemento marcado es importante conocer las características dimensionales, cualitativas y la influencia morfológica descrita en el párrafo anterior, además del grado de libertad de elementos (libres o vinculados). Los elementos de mayor longitud pueden ser marcados con más de una etiqueta, con el objetivo de seguir los movimientos de las piezas que pudieran generarse de su rotura.



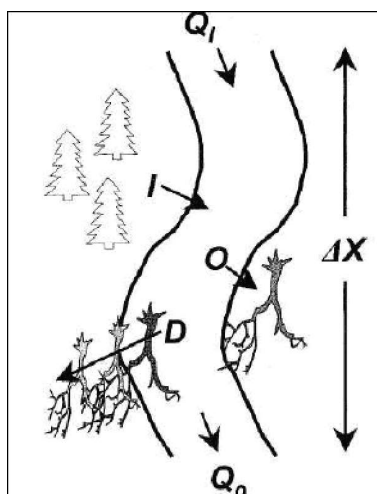


Figura 5. Dinámica del material leñoso en los cauces (modificado de Martín y Benda, 2001).

Finalmente se mide la posición de los elementos marcados, como distancia entre los mismos elementos y unas estacas posicionadas a orilla del cauce, o con georreferenciación GPS. El seguimiento y la nueva georreferenciación después de las crecidas permitirán relacionar la magnitud de estas últimas con el desplazamiento de las piezas de material leñoso.

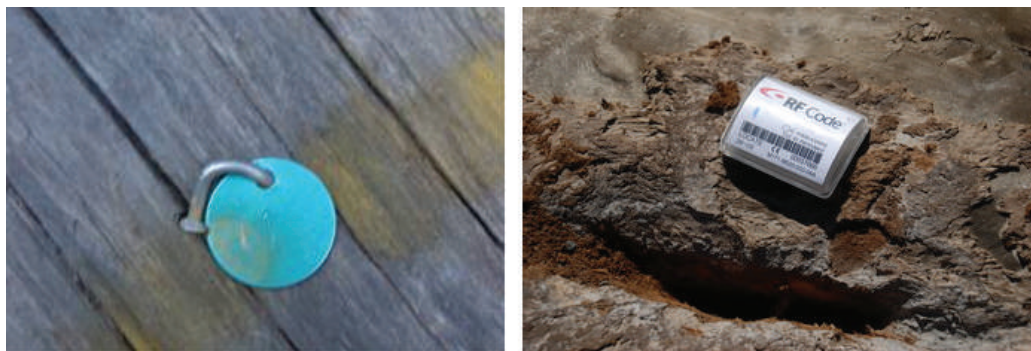


Figura 6. Marcación de elementos leñosos con marca metálicas (izquierda) y con sensores electrónicos (derecha).

## 2.1 Medición de la resistencia al flujo y del volumen de sedimentos acumulados por efecto de los LW

Con el fin de cuantificar la influencia del material leñoso en la resistencia al flujo, es indispensable hacer varias mediciones de velocidad media del flujo en tramos caracterizados por su presencia o ausencia (Tabla 5). La velocidad media del flujo en un tramo puede ser medida con diversos instrumentos (método visual, molinete, velocímetro Doppler, etc.), pero resulta muy cómodo para su rapidez y estimación integral de la velocidad media, la utilización de uno o dos conductivímetros que miden la velocidad del flujo inyectado con un trazador salino (por ejemplo NaCl). El trazador salino tiene que ser introducido instantáneamente en el flujo a una distancia suficientemente aguas arriba del sensor (10 veces la anchura del canal), para permitir una adecuada mezcla de la solución salina (Elder *et al.*, 1990). La mezcla salina introducida en el cauce aumenta la conductividad eléctrica y empleadas en modestas cantidades, no proporciona ningún impacto a la fauna íctica ni a la población de invertebrados bentónicos. (Wood y Dykes, 2002). El intervalo temporal registrado entre la inyección de la dilución salina y la llegada del pick de conductividad eléctrica en el conductivímetro, junto con la distancia entre estos dos puntos, permite calcular la velocidad del agua. Más precisa es la utilización de dos conductivímetros.

De esta manera se evitan errores proporcionados en el momento de inyectar la solución (debidos a la diferencia de velocidad entre el flujo hídrico y la solución introducida). La velocidad será dada por la distancia entre los dos sensores y el tiempo trascurido entre los dos picks de conductividad.

La resistencia al flujo, puede ser expresada como parámetro de Darcy-Weisbach ( $f$ ), y calculada a partir de la velocidad media del flujo ( $V$ ) a través de:

$$f = \frac{8ghi}{V^2} \quad (1)$$

Donde  $g$  es la aceleración de la gravedad ( $9,8 \text{ m s}^{-1}$ ),  $h$  es el tirante medio del flujo calculado usando la ecuación de continuidad y el ancho de la sección mojada media medida en terreno,  $e$   $i$  es la pendiente del tramo ( $\text{m m}^{-1}$ ). Además es necesario medir la altura media ( $H_s$ ) y la longitud media ( $L_s$ ) de las formas morfológicas a escalón-remanso (*step-pool*) o escalón de troncos (*log-step*), que pueden ser calculadas a partir del perfil longitudinal de cada tramo medido en terreno, y la granulometría superficial representativa de cada tramo (Tabla 5).

Tabla 5. Características morfológicas y dimensionales de los tramos (torrentes Buena Esperanza, Argentina, y Tres Arroyos, Chile) donde se ha medido resistencia hidráulica. En la tercera columna, X indica los tramos dominados morfológicamente por la presencia de acumulaciones de LW. L indica la longitud del tramo,  $i$  su pendiente,  $D_{84}$  el percentil 84 de la curva granulométrica acumulada,  $H_s$  es la altura media de los escalones y  $L_s$  es la ínterdistancia media entre los escalones.

	Tramo	LW	Morfología	$L$ (m)	$i$ ( $\text{m m}^{-1}$ )	$D_{84}$ (m)	$H_s$ (m)	$L_s$ (m)
Buena Esperanza (Argentina)	A	-	Secuencias escalón-remanso	21,5	0,022	0,223	0,25	2,4
	C	-	Secuencias escalón-remanso	17,2	0,023	0,113	0,22	1,9
	E	-	Rápidos	23,4	0,076	0,260	0,42	6,0
	G	-	Secuencias escalón-remanso	17,0	0,103	0,336	0,61	3,4
	B	X	Dos grandes diques leñosos	22,8	0,097	0,083	0,99	3,6
	D	X	Escalón de troncos	4,1	0,105	0,172	1,00	2,7
	F	X	Diques leñosos	13,7	0,092	0,208	1,02	2,3
	DEF	X	Diques leñosos	41,3	0,084	0,219	0,72	4,3
	GH	X	Diques leñosos	22,6	0,132	0,285	0,78	3,9
H	X	Diques leñosos	5,6	0,223	0,153	1,28	5,3	
Tres Arroyos (Chile)	15	-	Secuencias escalón-remanso	36,9	0,028	0,151	0,37	13,7
	1	-	Secuencias escalón-remanso	23,9	0,057	0,378	0,21	9,7
	14	-	Secuencias escalón-remanso	50,5	0,072	0,341	0,53	4,8
	8	-	Secuencias escalón-remanso	42,1	0,036	0,385	0,63	5,8
	10	X	Escalón de troncos	32,1	0,153	0,143	1,89	10,6

El volumen de sedimentos acumulados aguas arriba de las acumulaciones se estima generalmente como un paralelepípedo sólido, sin considerar la porosidad del sedimento. Además es importante tomar nota de las dimensiones y origen de los elementos claves que forman las acumulaciones, y de la información cualitativa acerca de los efectos morfológicos de cada acumulación (protección o erosión de las márgenes del cauce, desviación o bifurcación del cauce, retención de sedimentos, etc.).

### 3. Discusión

Los elementos leñosos, especialmente en cauces que drenan cuencas forestales, tienen un papel fundamental en regular el transporte y la retención de sedimentos y en diversificar las formas del canal, lo cual tiene consecuencias importantes en la ecología acuática y ribereña, y en la estabilidad de los cursos de agua.

La influencia de los elementos leñosos en la forma y en la dinámica del cauce es mayor en ríos de primer orden o de cabecera, donde el LW exhibe un rol clave en la retención de sedimentos (Nakamura y Swanson, 1993). Faustini y Jones (2003) encontraron durante una crecida caracterizada por un periodo de retorno de 25 años, que los tramos sin material leñoso experimentaron erosión y aumento de la granulometría del lecho, mientras que los tramos caracterizados con presencia de LW, presentaban agregación aguas arriba de las estructuras de material leñoso.

Marston (1982) encontró que en ríos de tercer a quinto orden, los sedimentos almacenados por *log-steps* pueden ser mayores al 100% de la producción total anual de sedimentos de la cuenca. Evaluaciones similares fueron proporcionadas por Swanson y Lienkaemper (1978) y Swanson y Fredriksen (1982). Otros autores estimaron que, en algunos colectores, el depósito causado por material leñoso puede ser mayor a diez veces la producción anual de sedimento de la cuenca, regulando así el transporte a lo largo del colector (Bilby y Ward, 1989; Hogan, 1987; Megahan y Nowlin, 1976; Mosley, 1981; Nakamura y Swanson, 1993; Pitlick, 1995; Swanson *et al.*, 1976). Mao *et al.* (2008), estimaron que sólo las acumulaciones de LW presentes en un cauce de Tierra del Fuego, eran responsables de la retención de un volumen de 1750 m<sup>3</sup> de sedimentos (959 m<sup>3</sup>km<sup>-1</sup>), y que el almacenamiento de sedimentos mostraba una correlación positiva con la carga de LW.

Al contrario, la destrucción de los diques formados por la acumulación de material leñoso, puede dar lugar a una rápida disminución de los sedimentos almacenados, y en consecuencia un aumento del transporte sólido a lo largo del colector hasta un orden de magnitud Smith *et al.* (1993), mientras que las acumulaciones de LW reducen la eficiencia del transporte de sedimentos respecto a cauces sin ellas (Swanson y Lienkaemper, 1978; Thompson, 1995).

Según algunos estudios, el desnivel proporcionado por los *log-steps* puede influir entre el 6 y el 80 % sobre el desnivel total del tramo considerado (Heede, 1981; Marston, 1982), y estas estructuras pueden bloquear el sedimento transformando el lecho rocoso de un colector en un lecho aluvionado. Las obstrucciones a escalón, además, crean saltos que disipan la energía de la corriente de otra forma utilizable para el transporte de sedimentos.

En la Cordillera de Los Andes, Chile, Andreoli *et al.* (2008) encontraron grandes diferencias en la abundancia de LW en dos cauces debido a diferentes alteraciones naturales que afectaron las cuencas. Los autores encontraron volúmenes medios de material leñoso de 700 m<sup>3</sup>ha<sup>-1</sup> de superficie del cauce en una cuenca afectada por incendios entre los años 1930 y 1940, seguidos por grandes deslizamientos y flujos de detritos, mientras que en otra cuenca caracterizada por un incendio más reciente, los volúmenes alcanzaron solamente 117 m<sup>3</sup>ha<sup>-1</sup>. Estas grandes diferencias eran reflejadas en la morfología de los cauces, donde el primero presentaba grandes acumulaciones y altos *log-steps* que entregaban al canal un macro-perfil a escalones, disipando el 27 % de la energía potencial total de la corriente, y acumulando 2000 m<sup>3</sup> de sedimentos en el cauce principal. Estos correspondían aproximadamente al 100 % del aporte anual total de sedimentos de la cuenca. Por el contrario, en el segundo cauce, la influencia morfológica de los LW era muy limitada por la total ausencia de escalones de troncos o grandes diques leñosos (*valley-jams*).

Mao *et al.* (2008), encontraron diferencias estadísticamente significativas entre la granulometría superficial de tramos donde el material leñoso no era dominante en la definición de la morfología del lecho, y tramos donde el LW se presentaba organizado en acumulaciones. Asimismo, hallaron diferencias en la relación entre altura e interdistancia de los escalones, encontrando que en tramos dominados morfológicamente por la presencia de acumulaciones de LW, los escalones son más altos y las pozas de socavación más profundas. Esto provoca una mayor macrorugosidad de los tramos caracterizados por presencia de LW proporcionando una resistencia al flujo mayor de un orden de magnitud respecto a tramos con LW no organizado en acumulaciones estables y muy desarrolladas (diques leñosos y escalones de troncos).

Los efectos sobre la morfología del canal varían entonces según la estabilidad de los elementos leñosos, la cual a su vez varía en función de la relación entre dimensión de los elementos leñosos y dimensión del canal. Un factor fundamental que condiciona la formación de las acumulaciones leñosas es la presencia de “piezas claves” a lo largo del lecho del colector, que tienden a obstruir el flujo de la corriente y el transporte de sedimentos (Adbe y Montgomery, 1996; Keller y Swanson, 1979; Nakamura y Swanson, 1993).

Sobre la base de las consideraciones anteriores, es posible afirmar que existe una relación entre el número de elementos leñosos y la cantidad de sedimentos almacenado por un colector: mientras más alta es la frecuencia de acumulaciones, más elevada será la cantidad de sedimentos almacenados en aquel tramo de canal. En un sistema fluvial con altas cargas de material leñoso, las acumulaciones de sedimento asociadas a los *log jams* pueden actuar de receptores de otro sedimento y disminuir significativamente su tasa de transporte (Lancaster *et al.*, 2001; Massong y Montgomery, 2000).

#### 4. Consideraciones Finales

Conocimientos básicos de los efectos geomorfológicos de los elementos leñosos en los procesos y la morfología del cauce, son necesarios para planificar mejor las intervenciones humanas a nivel de cuenca, ya que estas tienen consecuencias sobre el reclutamiento y la estabilidad de los LW (Downs y Simon, 2001). Tales conocimientos permiten evaluar correctamente los riesgos de inundación y la posibilidad de daños a la infraestructura (Diehl, 1997), además de planificar la posible reintroducción de material leñoso en programas de restauración fluvial para mejorar los ecosistemas acuáticos (Gurnell *et al.*, 1995).

La cantidad de material leñoso presente en el interior de un cauce aumenta la biodiversidad y el número de seres vivos (animales y vegetales) de un curso de agua, yendo a influir sobre diferentes aspectos del ecosistema fluvial: hidráulico, morfológico, estructural, químico-físico, etc.

La actividad de remoción de la vegetación ribereña y de los elementos leñosos desde el canal, normalmente percibida como "obras de mantenimiento" de los cauces, deben adoptarse sólo a nivel local cuando está claro que se han formado acumulaciones peligrosas en una sección crítica del cauce. Por lo demás tal operación es una actividad costosa, a menudo inútil, con efectos negativos sobre la morfología del cauce, su estabilidad, el transporte y la acumulación de sedimentos y el estado ecológico general.

Resulta evidente que el material leñoso naturalmente presente en los cursos de agua, sea un elemento que entrega una mayor estabilidad al cauce, pudiendo disminuir sensiblemente la movilización de sedimentos a nivel de cuenca por la red hidrográfica.

## CAPÍTULO IV

### INTEGRACIÓN DE ANÁLISIS MULTIESCALA - MULTITEMPORAL EN LA ESTIMACIÓN DEL FACTOR DE COBERTURA DE SUELO DEL MODELO DE EROSIÓN RUSLE, ASISTIDO POR FOTOGRAFÍAS AÉREAS, IMÁGENES ASTER Y MODIS EN LA REGIÓN DEL BIOBIO, CHILE.

Integration of multiscale and multi-temporal analysis in the soil canopy cover estimation be used to predict soil erosion by RUSLE model, assisted by aerial photographs ASTER and MODIS images in the Bio Bio region, Chile

David González Lanteri<sup>1</sup> y Fabián Mardones Gacitúa<sup>1</sup>

#### Abstract

Water is perhaps one of the most valuable natural resources in the world. However, this can cause great damage to the ground if there is insufficient vegetation covering the soil resource. The literature states that the soil canopy cover is one of the most important biological resources to protect the soil from the water erosive power.

This research focuses on developing a method for estimating a factor of vegetation cover of soil, used for the RUSLE erosion model, utilizing procedures based on aerial photograph and satellite products ASTER and MODIS, in order to provide the mathematical algorithms that can generate in the space-time vegetation soil cover factor for incorporating it in the RUSLE erosion model to assess the level of erosion on large surfaces.

Keywords: Soil canopy cover, soil erosion, multiscale, ASTER, MODIS.

#### Resumen

El agua es quizás uno de los recursos naturales más valiosos existentes en el mundo. Sin embargo, este puede causar gran daño al suelo si no existe una adecuada cobertura vegetal que cubra el suelo. La literatura, señala que la cobertura vegetal del suelo constituye uno de los recursos biológicos más importantes para proteger el suelo del poder erosivo del agua.

Esta investigación centra sus esfuerzos en desarrollar un método para estimar un factor de cobertura vegetal de suelo empleado por el modelo de erosión RUSLE, utilizando procedimientos basados en el empleo de fotografías aéreas y productos de satélites ASTER y MODIS, con la finalidad de proporcionar los algoritmos matemáticos que permitan generar en el vector espacio y tiempo, el factor de cobertura vegetal que permita ser incorporado al modelo de erosión RUSLE con objeto de evaluar el nivel de erosión presente en grandes extensiones de superficie.

Palabras claves: cobertura de suelo, erosión de suelos, multiescala, ASTER, MODIS.

## 1. Introducción

La pérdida de suelo debido a la erosión hídrica, constituye la mayor fuente de impacto en la zona central de Chile (Díaz, 2005). Las consecuencias *in situ* son particularmente importantes en los terrenos de uso agrícola, donde la redistribución, la degradación de la estructura, la pérdida de materia orgánica y nutrientes, llevan a la reducción del espesor del perfil de cultivo en los primeros horizontes del suelo, reduciendo su fertilidad debido a la pérdida de arcilla, limo, arena y materia orgánica, las que son la principal fuente de minerales disponibles para las plantas (Ellies, 2000; Díaz, 2005).

Entre los factores físicos que afectan la erosión de suelo se tiene: la textura del suelo, porosidad, plasticidad y régimen de intensidad de uso y cantidad de agua lluvia-nieve caída. De acuerdo a Stallings (1969), el impacto mecánico que ejercen las gotas de lluvia que caen sobre el suelo, genera más del 90 % de la remoción de material edáfico en el proceso de erosión hídrica, el resto se debe a la escorrentía superficial, proceso que arrastra el material ya desagregado y suelto disperso sobre el suelo. A partir del modelo USLE, se desprende la Ecuación Universal Corregida de Pérdida de Suelo (Revised Universal Soil Loss Equation, RUSLE, Renard *et al.*, 1997). Sin duda, el factor más importante para regular la energía cinética de las gotas de lluvia que golpean el suelo es la cubierta vegetal (C), la que atenúa significativamente esta energía. La vegetación actúa como una capa protectora o amortiguadora entre la atmósfera y el suelo. Los componentes aéreos, como ramas (hojas y tallos), absorben parte importante de la energía de las gotas de lluvia provenientes del agua en movimiento a través de la atmósfera, influenciada por las condiciones del viento, de modo que su efecto es menor que si actuara directamente sobre el suelo mineral. Los componentes subterráneos por su lado, como sistemas radiculares, contribuyen a la resistencia mecánica del suelo a ser movido de su lugar (Morgan, 1997). Mientras más densa es la vegetación que cubre el suelo, menor es la pérdida de suelo (Parent *et al.*, 1999; Ibarra y Mancilla, 2003), evidenciando la importancia de analizar detalladamente la influencia de la cobertura vegetal en la pérdida total de suelo por erosión hídrica.

Morgan (1997) postula que la eficacia de una cubierta vegetal para reducir la erosión por impacto de las gotas de lluvia depende, sobre todo, de la altura y continuidad de la vegetación, y de la densidad de cobertura del suelo. También señala que la altura de la vegetación es importante debido a que las gotas de agua que caen desde 7 m pueden alcanzar más del 90% de su velocidad terminal, haciéndose más grandes aumentando su poder erosivo.

La erosión anual de suelo es la sumatoria de la erosión parcial que se presenta en distinto grado a lo largo del año. Por ello queda de manifiesto la importancia de evaluar en el tiempo la pérdida de suelo, tomando en cuenta el dinamismo que presenta la cobertura vegetal durante un año determinado, dependiendo de las propiedades fenológicas de las especies que forman parte de la formación vegetal, haciendo más eficiente las estimaciones de erosión por parte de modelos matemáticos. La fenología de la cobertura vegetal de formaciones forestales puede ser detectada en buena forma empleando información de Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), la cual captura antecedentes que permiten describir la dinámica de la cobertura vegetal (González *et al.*, 2004; González, 2005), permitiendo la generación de datos para el desarrollo de análisis de series de tiempo con imágenes MODIS, pudiendo con ello generar índices de vegetación, los que son capaces de monitorear el comienzo, evolución y término de los ciclos fenológicos de la vegetación (Zhang *et al.*, 2003).

## 2. Métodos

El área de Estudio se encuentra ubicada en el secano interior de la Región del Bío Bío, Chile. Se compone de 2 áreas que cubren una superficie de aproximadamente 53.000 ha cada una, totalizando 106.000 ha. Corresponden a áreas que cubren parcialmente las hoyas hidrográficas del río Bío Bío y del río Itata, entre el meridiano 72° 22' Oeste y el 72° 50' Oeste, y desde el paralelo 36° 52' Sur al 37° 17' Sur aproximadamente (Figura 1).

Para lograr los objetivos planteados, fue generada una metodología para la determinación anual del factor de cobertura vegetal (C) del modelo RUSLE, integrando distintas resoluciones espaciales y temporales, denominado análisis multiescala y multitemporal.

La ecuación del modelo RUSLE se define como:

$$A = R \times K \times LS \times C \times P \quad (1)$$

Donde:

- A : Pérdida de suelo promedio anual en (ton/ha/año).
- R : Factor erosividad de las lluvias en (MJ\* mm /ha\* hr).
- K : Factor erodabilidad del suelo en (ton\*ha.MJ/ha\*mm\*hr).
- LS : Factor topográfico (función de la longitud y la inclinación de la pendiente)
- C : Factor cobertura vegetal.
- P : Factor de prácticas de conservación (conservación de la estructura del suelo).

Este estudio fue enfocado exclusivamente para determinar el factor de cobertura vegetal (C), considerando las siguientes metodologías.

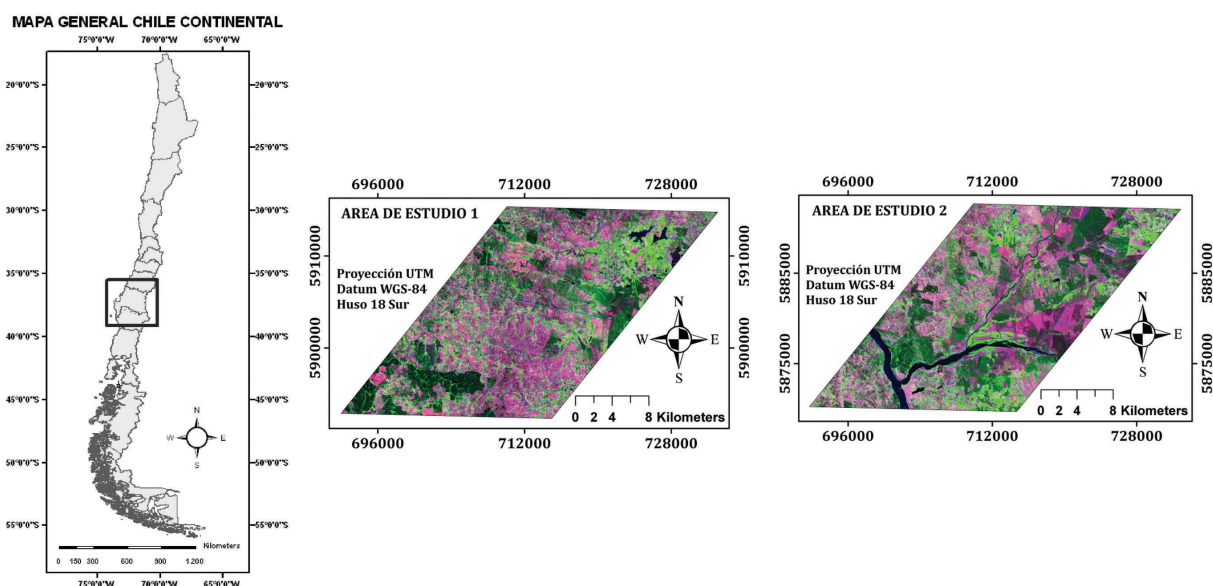


Figura 1. Área de estudio en la región del BioBio, Chile, e imágenes ASTER de las dos áreas de estudio.

### 2.1. Método para estimación del factor de cobertura vegetal (C).

El factor C es utilizado para reflejar el efecto de la cubierta vegetal y prácticas de manejo en las tasas de erosión. Este factor mide cómo el potencial de pérdida de suelo es distribuido en el tiempo durante la evolución de actividades, rotación de cultivos y otros esquemas de

manejo. El factor C está basado en el concepto de estándar, siendo el estándar un área bajo condiciones de barbecho con cultivo limpio (Renard *et al.*, 1997). El valor que asume C para la condición estándar es 1.

El factor C se calcula en función de la razón de pérdida de suelo influenciado por la vegetación (Soil Loss Ratio, SLR) que se expresa en función de 5 subfactores como se muestra en ecuación 2:

$$SLR = PLU \times CC \times SC \times SR \times SM \quad (2)$$

Donde:

SLR : Razón de pérdida de suelo debido a la vegetación, cultivos y prácticas de arado de suelo.

PLU : Subfactor de uso previo del suelo.

CC : Subfactor de cobertura de dosel.

SC : Subfactor de cobertura de la superficie.

SR : Subfactor de rugosidad de la superficie.

SM : Subfactor de humedad del suelo.

Para el cálculo de las razones de pérdida de suelo (SLR) de cada período, cada uno de sus cinco subfactores fueron determinados a partir de variables del cultivo o uso del suelo al que correspondan o estimados a partir de tablas, gráficos y expresiones presentados por Renard *et al.* (1997). Esta información fue adosada a las coberturas del “Catastro y Evaluación de la Vegetación Nativa de Chile”, editado por CONAF/CONAMA/BIRF en Marzo de 1999. Renard *et al.* (1997) recomiendan calcular estos factores quincenalmente, lo cual implica también disponer de bases de datos climáticas para hacer el cálculo de la erosividad de la lluvia asociadas a este período de tiempo.

### 2.1.1. Subfactor de cobertura del dosel (Canopy Cover, CC)

Este subfactor refleja la efectividad del dosel vegetal para reducir la energía de la lluvia que golpea el terreno. La cubierta aérea es la cubierta vegetal por encima de la superficie del suelo que intercepta las gotas de lluvia, pero que no está en contacto con la superficie del suelo. El subfactor de cubierta del dosel se calcula por medio de la ecuación 3.

$$CC = 1 - F_c \times \exp(-0,38 \times H) \quad (3)$$

Donde:

CC : Subfactor de Cobertura del dosel (rango de 0 a 1)

F<sub>c</sub> : Fracción de la superficie terrestre cubierta por dosel (rango de 0 a 1).

H : Distancia de caída de las gotas de lluvia después de ser interceptados por el dosel (metros)

Para la aproximación de F<sub>c</sub>, se contó con fotografías aéreas con resolución espacial de 0,8 m del verano del año 2004 e Imágenes ASTER de similar estación anual.

### 2.2. Fracción de cobertura del dosel (F<sub>c</sub>) a partir de imagen ASTER y en base a Fotografías aéreas.

En esta etapa fue necesario separar las superficies cubiertas por el dosel utilizando fotografías aéreas, obteniendo con esto la fracción de cobertura del dosel real del terreno. Con



este objeto se llevó a cabo una clasificación supervisada, de manera de caracterizar las coberturas de dosel presentes a partir de puntos de entrenamiento, aplicando métodos desarrollados por Chuvieco en 1990 y 1996. En este caso se utilizaron fotografías aéreas para la interpretación de la realidad, las que fueron corregidas geométricamente, asegurando su correcta ubicación geoespacial.

Una vez terminada esta etapa de clasificación supervisada, se procedió a generar matrices de muestreo digital de 3 x 3 píxel sobre la imagen ASTER (45 m x 45 m). De esta forma se obtuvo la fracción real de Cobertura del dosel en cada matriz de muestreo, extrayéndolo desde las fotografías aéreas clasificadas. Los polígonos de entrenamiento fueron analizados sobre "Índices de Vegetación". De esta forma se extrajo el valor promedio de los 9 píxeles incluidos al interior de cada polígono de muestreo. El suelo desnudo y la vegetación verde presentan alta separabilidad en su clasificación al considerar índices de vegetación con presencia de banda en el infrarrojo cercano (De Boer, 1990; Minen y Williams, 1993; Chuvieco, 1996). Por ello, los Índices de Vegetación (en los que se resaltan las diferencias entre ambos espectros mediante relaciones matemáticas) son parámetros confiables para discriminar entre la cubierta verde y el suelo sin vegetación verde (González *et al.*, 2005).

Tabla 1. Índices de Vegetación utilizados en el estudio.

Índice de vegetación	Algoritmo
Índice de vegetación de Diferencias Normalizadas	$NDVI = \frac{\rho IC - \rho R}{\rho IC + \rho R}$
Índice de Vegetación de Razón Simple	$SR = \frac{\rho IC}{\rho R}$
Índice de Vegetación Ajustado por el Suelo	$SAVI = \frac{\rho IC - \rho R}{\rho IC + \rho R + L} \times (1 + L)$
Índice de Vegetación de Monitoreo Ambiental Global	$GEMI = \eta (1 - 0,25\eta) - \frac{\rho R - 0,125}{1 - \rho R}$ $\eta = \frac{[2(\rho IC^2 - \rho R^2) + 1,5 \rho IC + 0,5 \rho R]}{(\rho IC + \rho R + 0,5)}$

Donde:

$\rho IC$  : Reflectancia en la banda Infrarrojo Cercano.

$\rho R$  : Reflectancia en la banda Roja del espectro electromagnético.

$NDVI$  : Índice de vegetación de diferencia normalizado.

$SR$  : Índice de vegetación de razón simple.

$SAVI$  : Índice de vegetación ajustado por el efecto suelo.

$L$  : Es el factor de ajuste del suelo. Para este caso se usó los valores 0,5 y 1.

$GEMI$  : Índice de Vegetación Global de Monitoreo Ambiental.

Estos índices de vegetación fueron calculados desde las imágenes ASTER y MOD13Q1. A partir de estos valores se generó la fracción de cobertura real para cada muestra y los valores de índices de vegetación correspondientes a cada una de estas (tabla 2). Con esta información se generó el ajuste de funciones de regresión, para describir el comportamiento de los índices de vegetación con respecto a la fracción de cobertura del dosel real. Finalmente se eligió el modelo y el índice de vegetación que presentaron mejor ajuste. El proceso descrito se resume en la Figura 2.

La decisión del modelo de regresión utilizado y el índice de vegetación mejor ajustado se tomó en base al “Coeficiente de determinación” (R2) y al “Error Estándar de Estimación” (EEE).

### 2.2.1. Determinación de la fracción de cobertura del dosel vegetal ( $F_c$ ) en base a Imágenes satelitales MOD13Q1.

Se muestrearon 42 matrices de 3 x 3 píxel cada una desde el producto MOD13Q1, extrayendo la reflectancia de bandas roja e infrarroja cercana, sobreponiendo la imagen ASTER y la imagen MOD13Q1, ambas corregidas geoméricamente. A partir de los valores generados, se estructuró una base de datos para comparar la información entre ambos sensores. Con esta información se pudo generar gráficamente el ajuste de funciones de regresión, de manera tal de justar el modelo que correlaciona a ambos sensores con respecto a un índice de vegetación, y así utilizar esta relación para realizar la modificación de la función generada en la determinación de la fracción de cobertura vegetal ( $F_c$ ) a partir imágenes ASTER para ser determinada a partir de imágenes MOD13Q1.

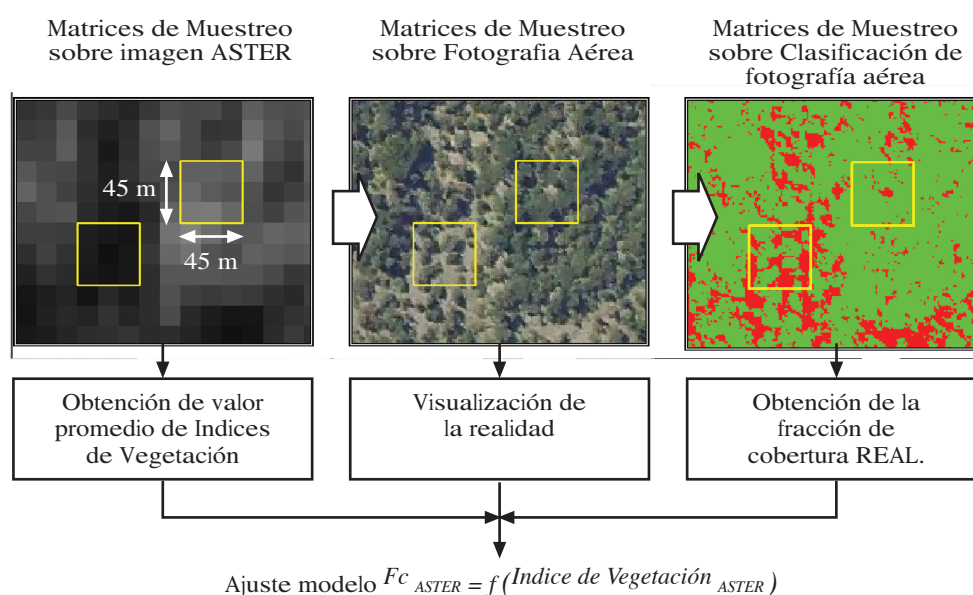


Figura 2. Proceso de flujo de obtención de datos en imagen ASTER y modelación de la Fracción de cobertura vegetal en función de Índices de vegetación.

La obtención de las alturas de caída de las gotas de agua después del impacto con el dosel ( $H$ ) en cada tipo de cobertura, obteniendo los valores de ( $H$ ), se realizó a través de la información disponible sobre las formaciones vegetales del sector, en este caso se empleó el estudio “Catastro y Evaluación de la Vegetación Nativa de Chile” editado por CONAF/CONAMA/BIRF en marzo de 1999. De esta forma se hicieron estimaciones de alturas promedio por tipo de vegetación y fue adosado a la cobertura vectorial.

Para ello se realizaron visitas a terreno para medir la altura de caída de las gotas de lluvia después de su impacto con el dosel para las coberturas de suelo correspondiente, a partir del estudio de CONAF/CONAMA/BIRF (1999). Tras las mediciones de terreno, se estimaron valores promedio de altura ( $H$ ) para cada categoría de cobertura de suelo. Estas estimaciones también fueron apoyadas por las descritas en la bibliografía, donde se estimó el parámetro para coberturas similares a las tratadas en este estudio (Lianes, 2008).

La altura efectiva de caída de gota se midió desde el suelo hasta el nivel medio del dosel, desde donde caen la mayoría de las gotas de agua, utilizando la metodología descrita

por Dissmeyer y Foster (1980) para la medición de la altura (H) en coberturas herbáceas, matorrales y cultivos.

### 2.2.1.1. Subfactor uso previo de la tierra (Prior Land Use, PLU)

El subfactor de uso previo de la tierra (PLU), expresa la influencia que tienen los efectos subsuperficiales de los cultivos precedentes y el efecto de las prácticas de cultivo anteriores al cultivo de estudio en la consolidación de los suelos (Renard *et al.*, 1997). Se puede obtener de la expresión:

$$PLU = C_f \times C_b \times \exp[(-c_{ur} \times B_{ur}) + (c_{us} \times B_{us}/C_{uf}^{c_{uf}})] \quad (4)$$

Donde:

- PLU : subfactor de uso previo de la tierra. (rango entre 0 y 1)
- $C_f$  : factor de consolidación superficial (rango entre 0 y 0,45)
- $C_b$  : efectividad relativa de los residuos subsuperficiales en la consolidación
- $B_{ur}$  : densidad de raíces muertas y vivas en la primera pulgada superficial del terreno (libra/acre/pulgada)
- $B_{us}$  : densidad del residuo superficial incorporado en la primera pulgada superficial del terreno (libra/acre/ pulgada)
- $c_{ur}$  y  $c_{us}$  : coeficientes de calibración que indican el impacto de los residuos subsuperficiales
- $c_{uf}$  : impacto de la consolidación del suelo en la efectividad del residuo incorporado.

El subfactor de uso previo de la tierra (PLU) agrupa el efecto de la biomasa en el suelo proveniente de las raíces de plantas vivas o muertas, de los residuos enterrados con el laboreo y de la consolidación de la tierra desde la última perturbación. En tierras cultivadas, el subfactor PLU será alto (próximo a 1) porque la biomasa incorporada a la superficie es reducida y variable en el año y las perturbaciones por arados u otras herramientas de labranza del suelo hace aumentar la erodibilidad del suelo (Lianes, 2008).

Según las consideraciones sobre el subfactor PLU en Renard *et al.* (1997) y Kuenstler (1998), en el presente estudio se utilizan los siguientes valores del factor PLU: en parcelas con árboles como dosel principal, se utiliza el valor 0,05, en parcelas o con árboles como dosel complementario o con pasto, se utiliza el valor 0,50, y en las parcelas con cultivos anuales se utiliza el valor de 0,99. La asignación de estos valores por categoría de uso de suelo se detalla en la Tabla 2.

Tabla 2. Asignación de valores del subfactor de uso previo de la tierra (PLU) para cada categoría de uso de suelo presente en las áreas de estudio.

Categoría de uso de suelo	Subfactor PLU
Praderas anuales, Terrenos de uso agrícola, Rotación cultivo – pradera.	0,99
Matorral pradera abierto, Matorral pradera semidenso, Matorral pradera denso, Matorral abierto, Matorral semidenso, Matorral arborescente abierto, Matorral arborescente semidenso, Matorral arborescente denso, Praderas perennes.	0,50
Renoval semidenso, Bosque nativo – exóticas asilvestradas abierto Bosque nativo – plantación semidenso, Bosque de exóticas asilvestradas, Plantaciones, Lago – laguna – embalse – tranque	0,05
Ríos, Ciudades – pueblos – zonas industriales	-

### 2.2.1.2. Subfactor de rugosidad de la superficie (Surface Roughness, SR)

El subfactor de rugosidad de la superficie (SR) es una expresión de la rugosidad aleatoria de la superficie (Random Roughness, Rt), que se define como la desviación estándar de las elevaciones de la superficie cuando se eliminan los cambios debidos a la pendiente o a las marcas de cultivo (rodadas, surcos, etc) (Allmaras *et al.*, 1966, citado en Renard *et al.*, 1997). Renard *et al.* (1997) ofrecen tablas con valores típicos de Rt para praderas con diferente vegetación y para cultivos con diferentes operaciones. El efecto de este subfactor se evalúa con la expresión:

$$SR = \exp[0.66 (R_u - 0,24)] \quad (5)$$

Donde:

SR : subfactor rugosidad de la superficie. (rango entre 0 y 1)

Ru : rugosidad de la superficie, en este caso igualada a la rugosidad aleatoria (R t). (pulgadas).

En las condiciones estándares, cuando el subfactor SR es 1, la rugosidad aleatoria de la superficie es 0,24 pulgadas. Esto hace posible que algunas labores que pulverizan y suavizan el suelo y dejen tal rugosidad, menor a 0,24 pulgadas, se obtengan valores de SR mayores que 1 (Renard *et al.*, 1997). Para estos casos, según lo considerado por Lianes (2008), se adopta un valor de 0,25 pulgadas para superficies con muy baja rugosidad como las superficies boscosas. Los valores para los restantes usos de suelo son rescatados desde las tablas de valores típicos (R t) recomendados por Renard *et al.* (1997).

Tabla 3. Asignación de valores de Rugosidad aleatoria (R t) para cada categoría de uso de suelo presente en las áreas de estudio según el criterio de Renard *et al.* (1997) y Lianes (2008).

Categoría de uso de suelo	Rt (pulgadas)
Matorral pradera abierto, Matorral pradera semidenso, Matorral pradera denso, Praderas anuales, Praderas perennes, Renoval semidenso, Bosque nativo – exóticas asilvestradas abierto, Bosque nativo – plantación semidenso, Bosque de exóticas asilvestradas, Plantaciones.	0,25
Matorral abierto, Matorral semidenso, Matorral arborescente abierto, Matorral arborescente semidenso, Rotación cultivo – pradera, Matorral arborescente denso	0,80
Terrenos de uso agrícola	1,30
Lago - laguna - embalse - tranque - Ríos - Ciudades - pueblos - zonas industriales	-

Finalmente la información de la Tabla 3 es ingresada en la ecuación 5 para obtener los valores del subfactor de rugosidad de la superficie (SR), los que se tabulan a continuación:

Tabla 4. Asignación de valores del subfactor de Rugosidad de la superficie (SR) para cada categoría de uso de suelo presente en las áreas de estudio según el criterio de Renard *et al.* (1997) y Lianes (2008).

Categoría de uso de suelo	Subfactor SR
Matorral pradera abierto, Matorral pradera semidenso, Matorral pradera denso, Praderas anuales Praderas perennes, Renoval semidenso, Bosque nativo – exóticas asilvestradas abierto, Bosque nativo – plantación semidenso, Bosque de exóticas asilvestradas, Plantaciones	0,993
Matorral abierto, Matorral semidenso, Matorral arborescente abierto, Matorral arborescente semidenso, Matorral arborescente denso, Rotación cultivo – pradera	0,691
Terrenos de uso agrícola	0,497
Lago - laguna - embalse - tranque - Ríos - Ciudades - pueblos - zonas industriales	-

### 2.2.1.3. Subfactor de cubierta de suelo (Surface Cover, SC)

La cubierta de suelo influye en la erosión reduciendo la capacidad de transporte del agua de escorrentía (Foster, 1982, citado por Renard *et al.*, 1997), produciendo deposición en áreas estancadas (Lafren, 1983, citado por Renard *et al.*, 1997), disminuyendo el área susceptible al impacto de las gotas de lluvia (Renard *et al.*, 1997), aumentando la rugosidad, y con ello haciendo más lento y alterando la dirección del flujo de agua y favoreciendo la infiltración (Lianes, 2008). La cubierta del suelo incluye plantas, hojarasca, residuos de cultivo, rocas y otros materiales no erosionables en contacto directo con la superficie del suelo, con alturas menores a 3 ó 4 pulgadas (USDA-ARS-NRCS, 2004). El efecto de este subfactor se evalúa con la ecuación 6:

$$SC = \exp\left[-b \times S_p \times \left(\frac{0,24}{R_u}\right)^{0,08}\right] \quad (6)$$

Donde:

SC : subfactor cubierta del suelo. (rango entre 0 y 1).

B : coeficiente empírico que indica la efectividad de la cubierta del suelo para reducir la erosión.

S<sub>p</sub> : cubierta del suelo. (En porcentaje).

R<sub>u</sub> : rugosidad de la superficie. (Pulgadas).

En este estudio el subfactor SC se calcula con la ecuación 6 utilizando los datos estimados en campo del porcentaje de cubierta del suelo (S<sub>p</sub>). Estos datos fueron estimados a partir de parcelas de 1 m x 1 m ubicadas en puntos representativos de las categorías de uso de suelo que se encuentran disponibles en el estudio de CONAF/CONAMA/BIRF (1999).

Tabla 5. Asignación de valores del porcentaje de cubierta del suelo (S<sub>p</sub>) para cada categoría de uso de suelo presente en las áreas de estudio.

Categoría de uso de suelo	S <sub>p</sub> (%)
Matorral pradera abierto, Matorral pradera semidenso, Matorral pradera denso, Matorral abierto, Matorral semidenso, Matorral arborescente abierto, Matorral arborescente semidenso, Matorral arborescente denso, Praderas anuales, Praderas perennes.	70
Rotación cultivo – pradera, Terrenos de uso agrícola	10
Renoval semidenso, Bosque nativo – exóticas asilvestradas abierto, Bosque nativo – plantación semidenso, Bosque de exóticas asilvestradas, Plantaciones	100
Lago - laguna - embalse - tranque - Ríos - Ciudades - pueblos - zonas industriales	-

Para el coeficiente de efectividad de la cubierta del suelo para reducir la erosión (b) y la rugosidad de la superficie ( $R_U$ ), se presentan las consideraciones que a continuación se describen.

El coeficiente de efectividad de la cubierta del suelo para reducir la erosión (coeficiente b), depende de varios factores entre los que se incluyen el proceso dominante de erosión, es decir, la relación de erosión en surcos y entresurcos, la pendiente, el tipo de cubierta, la erodibilidad del suelo, las características de la superficie, el grado de consolidación y la cantidad de biomasa.

En terrenos con pendientes pronunciadas (mayores al 10%) la mayoría de la erosión resulta de procesos en surcos más que desde entresurcos, ocurriendo lo contrario en terrenos llanos.

Renard *et al.* (1997) recomiendan un valor de b de 0,039 para praderas, postulando que si bien los datos experimentales reflejan una amplia variación en los valores del coeficiente b para cultivos específicos, análisis adicionales usando técnicas modeladoras han señalado que la selección de un valor apropiado de este coeficiente se puede hacer más preciso si el proceso dominante de erosión es conocido. Cuando la erosión en surco es el mecanismo principal de pérdida del terreno (tanto para terrenos regados o deshielos o terrenos altamente intervenidos), los valores del coeficiente b deberían ser aproximadamente 0,050. Los campos dominados por la erosión en entresurcos tienen un valor del coeficiente b de alrededor de 0,025.

Para efectos de cálculo del subfactor de cobertura del suelo (SC), se considera el criterio de Renard *et al.* (1997) y Lianes (2008) según se muestra en la Tabla 6, por lo que el coeficiente b asignando a las coberturas agrícolas es de un valor de 0,50 y un valor de 0,025 en las coberturas arboladas, mientras que para pasturas y matorrales se usa el valor 0,039.

Tabla 6. Asignación de valores del coeficiente b para cada categoría de uso de suelo presente en las áreas de estudio según el criterio de Renard *et al.* (1997) y Lianes (2008).

Categoría de uso de suelo	b
Rotación cultivo – pradera, Terrenos de uso agrícola	0,50
Matorral pradera abierto, Matorral, Praderas anuales, pradera semidenso, Matorral pradera denso, Matorral abierto, Matorral semidenso, Praderas perennes.	0,039
Matorral arborescente abierto, Matorral arborescente semidenso, Matorral arborescente denso, Renoval semidenso, Bosque nativo – exóticas asilvestradas abierto, Bosque nativo – plantación semidenso, Bosque de exóticas asilvestradas, Plantaciones.	0,025
Lago - laguna - embalse - tranque - Ríos - Ciudades - pueblos - zonas industriales	-

Para los cálculos en este estudio, se considera el uso de la rugosidad aleatoria ( $R_t$ ) en lugar de la rugosidad de la superficie ( $R_U$ ). Los valores de  $R_t$  utilizados son los mismos que se recomiendan en las tablas de Renard *et al.* (1997) expuestos en la tabla 4 para el cálculo del subfactor de rugosidad de la superficie (SR) visto anteriormente.

Finalmente se calculan los valores del subfactor SC (Tabla 7) implementando la ecuación 6 para cada una de las coberturas del “Catastro y Evaluación de la Vegetación Nativa de Chile”.

Tabla 7. Asignación de valores del subfactor de cubierta del suelo (SC) para cada categoría de uso de suelo presente en las áreas de estudio según el criterio de Renard *et al.* (1997) y Lianes (2008) y valores estimados de campo.

Categoría de uso de suelo	Sub factor SC
Terrenos de uso agrícola	0,646
Rotación cultivo – pradera	0,635
Matorral arborescente abierto, Matorral arborescente semidenso, Matorral arborescente denso.	0,204
Renoval semidenso, Bosque nativo – exóticas asilvestradas abierto, Bosque nativo – plantación semidenso, Bosque de exóticas asilvestradas, Plantaciones.	0,083
Praderas anuales, Praderas perennes	0,066
Lago - laguna - embalse - tranque - Ríos - Ciudades - pueblos - zonas industriales	-

#### 2.2.1.4. Subfactor de humedad del suelo (Soil Moisture, SM).

El subfactor de humedad del suelo (SM) refleja la influencia de la humedad precedente del suelo en la infiltración y en la escorrentía, y por lo tanto en la erosión del suelo, y se debe ajustar para cada tipo de suelo. En zonas en las que la humedad del suelo es alta durante los períodos en que las precipitaciones y la escorrentía son máximas, no es necesario realizar ajustes en la humedad del suelo. Por ello, Renard *et al.* (1997) recomiendan el uso del subfactor SM para ciertas regiones con cultivos de secano y con periodos de barbecho, en las que la precipitación media anual es baja (menor de 25 pulgadas/año; 635 mm/año), y cuando la mayoría de la precipitación ocurre durante los meses de invierno.

Su valor varía desde 1, cuando el suelo está en capacidad de campo, hasta 0, cuando el suelo está en punto de marchitez permanente. Como no se cuenta con la información necesaria para la estimación adecuada de este subfactor, se asumió el valor 1.

#### 2.3. Generación del factor de Cobertura Vegetal (C) anual.

Cuando la cubierta vegetal varía considerablemente durante el año, como en cultivos, u operaciones en el terreno que afectan a los residuos de plantas o al suelo, el factor C se expresa como una media anual de las razones de pérdida de suelo comparado con las condiciones estándares (SLR<sub>i</sub>) para cada intervalo de tiempo, ponderado con la erosividad acumulada del citado período (EI<sub>i</sub>) (Renard *et al.*, 1997; Morgan, 1997). Para esto se usa la expresión:

$$C = \frac{\sum_{i=1}^n SLR_i \times EI_i}{EI_a} \quad (7)$$

- C : valor promedio anual del factor de cobertura vegetal (C)
- SLR<sub>i</sub> : valores de la razón de pérdida de suelos para el período i
- EL<sub>i</sub> : porcentaje erosividad que ocurre durante el período i
- N : número de períodos considerados
- EL<sub>a</sub> : erosividad total anual (R)
- I : resolución temporal del MOD13Q1 (16 días)

Según Morgan (1997), para efectos de simplificación de cálculo del factor C, se acepta que la erosividad está relacionada directamente con la cantidad de lluvia precipitada, por lo

tanto, pueden utilizarse esos valores para determinar la distribución de R durante el año. La distribución espacial de las precipitaciones fueron obtenidas de la cartografía de isoyetas de precipitación promedio mensual y anual en formato “raster”, las cuales fueron generadas en el marco del proyecto “Levantamiento Sistemas de Gestión Sustentable de Recursos Forestales” elaborado por la Universidad de Concepción en colaboración con la Corporación Nacional Forestal (CONAF). Las ponderaciones mensuales de  $E_i$  fueron divididas en 2 para los meses donde se obtuvieron 2 imágenes MOD13Q1, para lograr un mayor acercamiento a la cantidad de lluvia caída por cada periodo en que se obtuvieron imágenes de buena calidad. De esta forma se obtuvieron los valores del factor C para cada período de 16 días de las imágenes MOD13Q1.

Con la metodología anterior se obtuvo la imagen correspondiente al Factor de cobertura vegetal (C) promedio ponderado para el año 2004.

Finalmente se extrajo una muestra aleatoria desde ambas fotografías áreas de estudio para obtener el rango en que se mueve el factor C anual en las principales categorías de uso del suelo, y luego estos valores fueron comparados con datos de bibliografía para ver la calidad de las estimaciones de otros autores.

### 3. Resultados y Discusión.

#### 3.1 Obtención del subfactor de cobertura del dosel (CC) para las ambas áreas de estudio a partir de Imágenes MOD13Q1.

El orden de obtención de resultados según las etapas descritas en la metodología fueron los siguientes:

a) Clasificación supervisada de cobertura de dosel vegetal en imagen ASTER en base a Fotografías aéreas con resolución espacial de 0.8 m y ajuste de modelo de regresión.

Se muestrearon 234 matrices de 3 x 3 píxel. El índice de vegetación que presentó la mejor relación con la fracción de cobertura del suelo por vegetación es el “Índice de vegetación de Razón Simple” (SR), lo cual se muestra en la figura 3.

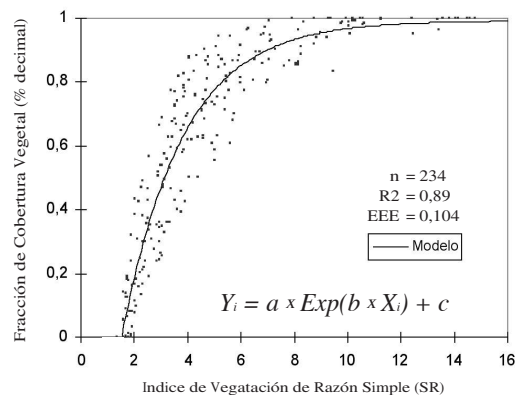


Figura 3. Gráfico de dispersión resultante de la metodología empleada para la estimación de fracción de cobertura vegetal ( $F_c$ ) determinado a partir de imagen ASTER y fotografías aéreas de resolución 0.8 m.

De esta forma el modelo para estimar ( $F_c$ ) a partir de imagen ASTER queda expresado:

$$F_{c_{ASTER}} = -1,924001 \times \text{Exp}(-0,4359673 \times SR_{ASTER}) + 0,992333 \quad (8)$$



Donde:

FcASTER : Fracción de cobertura del dosel vegetal estimada a partir de imagen ASTER.

SRASTER : Índice de Vegetación de Razón Simple, generado a partir de imagen ASTER 15 m.

### 3.2. Determinación de la fracción cubierta por vegetación (Fc) a partir de Imágenes MOD13Q1.

El día del año empleado para la comparación de imagen ASTER y MOD13Q1 fue el 5 de noviembre de 2004, correspondiente al día 310 del calendario Juliano. Después de generar la base de datos según el procedimiento explicado en la metodología, el error estándar de estimación fue 0,395 unidades de el índice de vegetación de razón simple (SR), y considerando que el rango en que se mueve el SR para este muestreo es de 3,5 y sobre 12,5, se deduce que es un error muy bajo, indicando que hay una relación muy estrecha entre ambos sensores.

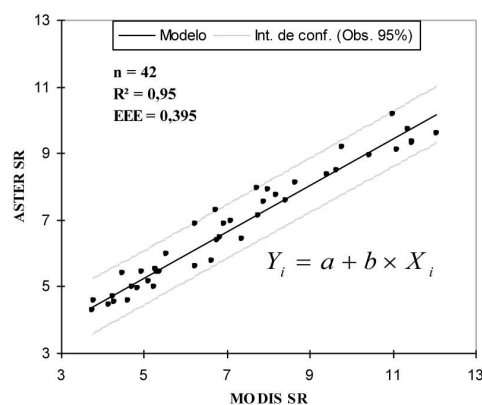


Figura 4. Resultado de la regresión lineal entre los valores del índice de Vegetación de Razón Simple para Imagen MOD13Q1 v/s Imagen ASTER 15 m.

Además se obtuvo un  $R^2$  de 0,95, indicando que por lo menos un 95 % de la variabilidad en el índice de vegetación de razón simple (SR) generado de imagen ASTER 15 m, se ve explicada por el comportamiento del SR generado de imagen MOD13Q1. La ecuación lineal que explica este comportamiento queda expresada como sigue (ecuación 9):

$$SR_{ASTER} = -1,804356 + 0,693566 \times SR_{MODIS} \quad (9)$$

Donde:

SRASTER : Índice de Vegetación de Razón Simple, generado a partir de imágenes ASTER.

SRMODIS : Índice de Vegetación de Razón Simple, generado a partir de imágenes MODIS.

Luego, reemplazando la ecuación 8 en la ecuación 9, se obtiene la función para obtener la fracción de cobertura del dosel a partir de imágenes MOD13Q1, resultando la ecuación 10:

$$Fc_{MODIS} = -1,924001 \times \text{Exp}(-0,78664 - 0,302372 \times SR_{MODIS}) + 0,992333 \quad (10)$$

Donde:

FcMODIS : Fracción de cobertura vegetal estimada a partir de imágenes MOD13Q1.

SRMODIS : Índice de Vegetación de Razón Simple, generado a partir de imágenes MOD13Q1.

La obtención de las alturas de caída de las gotas de lluvia después del impacto con el dosel (H) en cada categoría de uso de suelo, se realizó a través de las mediciones realizadas en terreno y la revisión bibliográfica, en donde se obtuvieron las siguientes estimaciones (Tabla 8):

Tabla 8. Asignación de alturas de caída de las gotas de lluvia después de ser interceptadas por el dosel para cada categoría de uso de suelo presente en las áreas estudiadas.

Categoría de uso de suelo	Altura h (m)
Plantaciones.	6,00
Renoval semidenso, Bosque nativo – exóticas asilvestradas abierto, Bosque nativo – plantación semidenso, Bosque de exóticas asilvestradas.	4,00
Matorral arborescente abierto, Matorral arborescente semidenso, Matorral arborescente denso.	1,00
Matorral pradera semidenso, Matorral pradera denso, Matorral abierto, Matorral semidenso.	0,40
Terrenos de uso agrícola.	0,35
Matorral pradera abierto.	0,30
Praderas anuales, Praderas perennes, Rotación cultivo – pradera.	0,20
Lago - laguna - embalse - tranque, Ríos, Ciudades - pueblos - zonas industriales	-

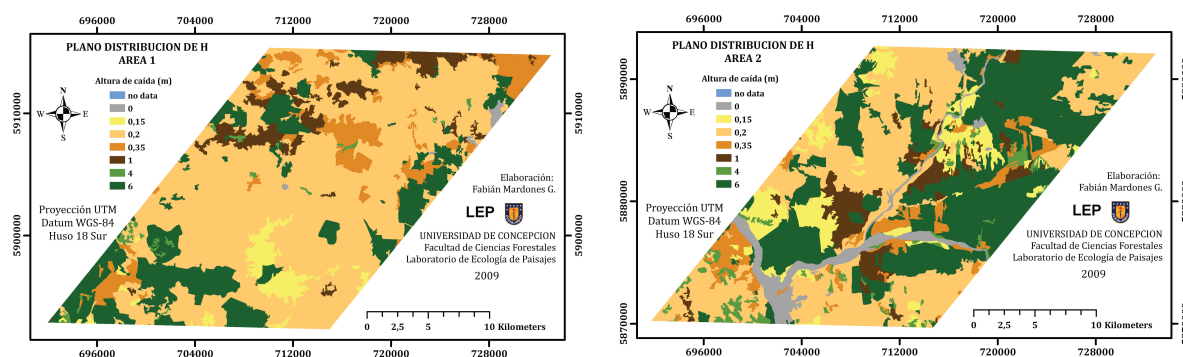


Figura 5. Planos de distribución espacial de las alturas de caída de las gotas de lluvia después de ser interceptadas por el dosel en ambas áreas de estudio.

Finalmente aplicando la ecuación 3 para cada fecha, se obtuvo el mapa del subfactor (CC) por fecha MOD13Q1, y se esta en condiciones de calcular el factor de cobertura vegetal (C) con la incorporación de los otros subfactores en la SLR.

### 3.3. Obtención del factor de Cobertura vegetal (C) anual.

Después de realizada la metodología para la obtención de las razones de pérdida de suelo (SLR) a partir de imágenes MOD13Q1, se aplicó la ecuación 7 para generar la aproximación del factor C anual, obteniéndose los siguientes mapas (Figura 6):

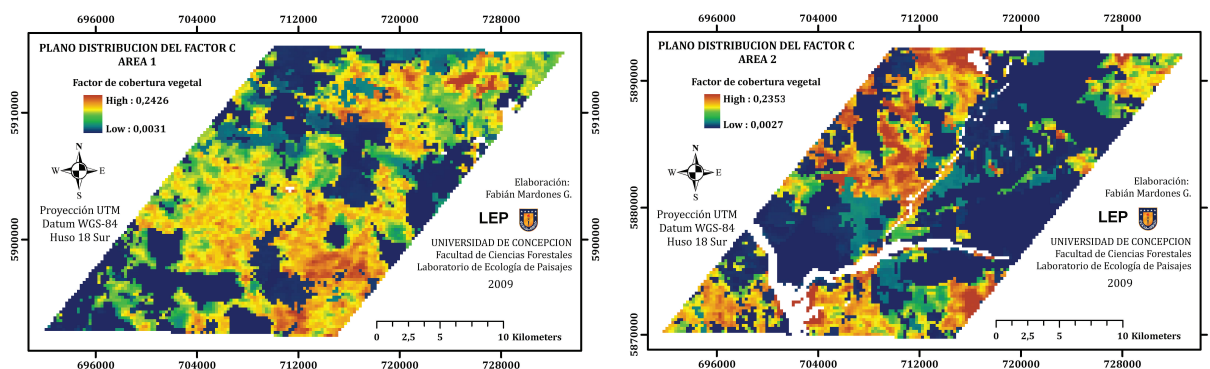


Figura 6. Planos de distribución espacial del factor de cobertura vegetal (C).

Se obtuvo una muestra aleatoria según la disponibilidad de datos o tamaño de las coberturas de la siguiente forma: Plantaciones (200 puntos), Bosque nativo (56 puntos), Rotación cultivo – pradera y Agrícola (200 puntos), Praderas (160 puntos) y matorrales (150 puntos). De estas muestras se evaluó el valor máximo y el valor mínimo del factor C de cada categoría. Los resultados se muestran en la siguiente tabla:

Tabla 9. rangos resultantes del muestreo del factor C anual para cada categoría general de uso de suelo.

Categoría de uso de suelo	Factor C
Bosque nativo	0,003
Plantaciones	0,004
Pradera	0,004 – 0,018
Matorrales	0,005 – 0,038
Rotación cultivo – pradera y agrícola	0,038 – 0,243

Tabla 10. Valores obtenidos de bibliografía referente a valores estandar de factor C para distintas categorías de uso de suelo calculados por otros autores.

Categoría de uso de suelo	Factor C
Bosque o matorral denso	0,001 – 0,003
Pradera herbácea natural	0,010 – 0,025
Pradera establecida mixta	0,004 – 0,006
Matorrales	0,01 – 0,11
Trigo, agrícola	0,1 – 0,4
Rotación cultivo – pradera	0,145

Fuente: Weischmeier y Smith, 1978; Morgan, 1997; Santibáñez y Zúñiga, 2006 (en la VI región); Lianes, 2008; Peña, 1983 y 1995 (en la VIII región).

Se evaluaron los valores obtenidos por Weischmeier y Smith (1978), Morgan (1997), Santibáñez y Zúñiga (2006, en la VI región), Lianes (2008) y Peña (1983 y 1995, en la VIII región) (Tabla 10). Se puede decir que los valores obtenidos para bosque nativo (0,003) y para plantaciones forestales (0,004), se aproximan bastante bien a los valores descritos por estos autores. Para el caso de bosque nativo, es un valor más bajo que en plantaciones debido principalmente a que es mayor el sotobosque y la acumulación de desechos vegetales, además de que la altura de caída de las gotas de lluvia promedio es menor (4 m para bosque nativo y 6 m para plantaciones), debido a que el dosel se encuentra más cercano a la superficie del suelo que en plantaciones forestales donde hay muerte de ramas por competencia solar y

podas en algunos rodales. De todas formas los bosques son el tipo de cobertura que mejor protegen el suelo contra la erosión hídrica.

En zonas agrícolas se encontraron valores entre 0,038 y 0,243, los que se encuentran entre los márgenes esperados y aunque el valor mínimo fue bastante bajo para este tipo de uso de suelo, autores como Peña (1997) hablan de valores del factor C entre 0,014 y 0,090 en cultivos de gramíneas en rotaciones cultivo - praderas donde se hace manejo de rastrojos o se emplea el sistema de cero labranza. Es importante que el factor C se ajuste bien para este tipo de cobertura, ya que es la que sufre la mayor cantidad de erosión debido principalmente al laboreo del suelo y a estaciones con muy poca cobertura vegetal.

Para el uso de praderas, se obtuvieron valores entre 0,004 y 0,018, lo que claramente calza muy bien con los valores obtenidos por la mayoría de los autores citados en la Tabla 10, indicando que es un tipo de cobertura que ofrece una buena protección al suelo pero aún no resulta mejor que una cobertura forestal.

Para el caso de los matorrales, en este estudio se obtuvieron valores del factor C entre 0,005 y 0,038, los cuales son más bajos que los obtenidos por Santibáñez y Zúñiga (2006) en la localidad de Pichilemu en la sexta región.

Con respecto a la fracción de cobertura del dosel ( $F_c$ ), la función generada para el modelamiento de este parámetro no debería ser usada de forma inmediata en otra zona geográfica con condiciones distintas a las que se encuentran en las áreas de entrenamiento de esta investigación, debido a que los distintos tipos de formaciones vegetales poseen comportamientos de reflectancia en el espectro electromagnético distintos, además el efecto del *background* que produce el tipo de suelo en el que está la vegetación localizada, son distintos en otras partes de Chile y el mundo, afectando directamente sobre el índice de vegetación que se utilice.

#### 4. Conclusiones.

La metodología generada para la estimación del factor de cobertura vegetal (C) a partir de Imágenes MOD13Q1 ha dado resultados satisfactorios. Estos valores resultan estar muy cercanos a los reportados por otros autores, tanto en Chile como en el Departamento de Agricultura de Estados Unidos (USDA), con categorías de coberturas vegetales semejantes a las estudiadas. Por ello se comprueba que es un método de aproximación al factor (C) confiable para ser ingresado a la Ecuación Universal Revisada de Pérdida de Suelo (RUSLE).

Rocío Luz Fernández<sup>1</sup>

## Abstract

By recognizing that sediment is one of the most important water quality problems in many areas, this discussion emphasizes the need for integrated erosion and sediment yield modelling approaches in sediment remediation as contaminant. Sediment yield refers to the amount of solids exported by a basin over a period of time, which is also the amount which will enter a reservoir located at the downstream end of the system. Moving through this system, the understanding of the physical processes along the lotic and lentic environments is of utmost importance because these processes determine the chemical, physical and biological enriched-sediment spatial distribution. Based on a combination of available numerical models, remote sensing techniques and in-situ data, an integrated and flexible methodology is presented capable to produce a reliable quantitative assessment of the nutrient-enriched sediment load entering a reservoir. Application of the proposed methodology further illustrates how remotely data could interact with modeling and in-situ data to give, in the selected study case, a prompt indication of the potential nonpoint pollution sources within the watershed.

Keywords: Modelling, water quality, erosion, sediment.

## Resumen

Al reconocer que el sedimento es uno de los problemas de calidad de agua más importante en muchas áreas, el presente estudio enfatiza la necesidad de integración en el campo de la modelación de la erosión y sedimentación, en la remediación como contaminante. La producción de sedimentos se refiere a la cantidad de sólidos exportados por una cuenca en un período de tiempo, que es también la cantidad que entrará en un depósito ubicado en el extremo inferior del sistema, moviéndose a través de este sistema, la comprensión de los procesos físicos a lo largo de los ambientes lóticos y lénticos es de suma importancia, debido a que estos procesos determinan la composición química, física y biológica enriquecida con la distribución espacial de sedimentos sobre la base de una combinación de modelos numéricos, las técnicas de teledetección, los datos in-situ y una metodología integrada y flexible, se presenta como una solución a la problemática de producir una evaluación cuantitativa fiable de la carga de sedimentos enriquecidos con nutrientes. La aplicación de la metodología propuesta, ilustra la forma de datos remoto que podría interactuar con el modelado de datos in situ para dar, en el caso del presente estudio, una alerta inmediata de las fuentes potenciales de contaminación no puntuales dentro de la cuenca.

Palabras claves: modelación, calidad de agua, erosión, sedimentación.

## 1. La producción de sedimentos en contexto

La descripción de diversas metodologías para la estimación de la erosión hídrica y los factores que intervienen en dicho proceso, fueron detallados en el Volumen I de *Procesos de erosión y sedimentación en cauces y cuencas* (Brea y Balocchi, 2010). Ahora, una vez que se han generado los sedimentos, éstos a dónde van? La respuesta a esta pregunta conduce a considerar el sistema fluvial de la Figura 1. En dirección aguas abajo, y tal como lo idealizara Niño (2004), el sistema propuesto incluye las Zonas 1, 2 y 3. La zona de más aguas arriba (Zona 1), corresponde a la cuenca hidrográfica, es decir, la zona en la que los sedimentos son generados. La Zona 2 es la zona de transferencia o traslado del material sólido, y dónde para un cauce estable, la tasa de entrada de sedimentos iguala a la tasa de salida de ellos. La Zona 3 es eventualmente la de deposición de los sedimentos. Por tanto, el agua y el sedimento procedentes de la Zona 1 son los que alimentan al resto del sistema fluvial.

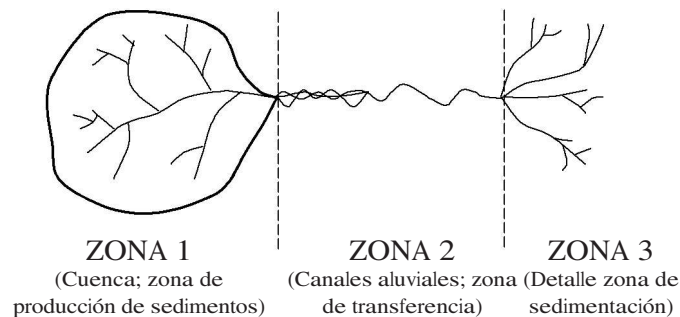


Figura 1. Sistema fluvial idealizado.

El coeficiente de aporte de sedimentos,  $C_{AS}$ , que se utiliza normalmente en los estudios sobre erosión y transporte, considera de cierta manera hasta qué punto el sedimento es almacenado dentro de la Zona 1. El  $C_{AS}$  se define así:

$$C_{AS} = \frac{\text{Producción de Sedimento Vertida}}{\text{Erosión Bruta de la Cuenca}} \quad (1)$$

Donde la *producción* (o cantidad de sedimentos entregados por una cuenca hidrológica en la unidad de tiempo) se determina a partir de datos de sedimentación medidos en forma directa en embalses o en secciones de aforos sólidos (con metodologías como las detalladas por Camargo-Hernández y Franco en el Volumen I ya mencionado); y la *erosión bruta* se determina utilizando técnicas de estimación como la Ecuación Universal de Pérdida de Suelo USLE (por sus siglas en inglés: *Universal Soil Loss Equation*), desarrollada por Wischmeier y Smith (1965).

El valor del  $C_{AS}$  es muy variable e involucra una serie de factores de la Zona 1 que determinan el tiempo de residencia del suelo erosionado en la misma, a saber: área de drenaje, relieve, distribución de la vegetación y textura del material erosionado. Asimismo, el  $C_{AS}$  también es influido por las características de la Zona 2: longitud de las corrientes fluviales, tasas de bifurcación, proximidad de la fuente de sedimento a las corrientes, y deposición en el lecho del río o fuera de él, cuando éste se desborda. Es decir, el  $C_{AS}$  indica la fracción de erosión bruta que se espera descargar en el punto de interés, considerando la cantidad de suelo erosionado en la Zona 1 y la capacidad de transporte de la Zona 2.

La producción o entrega de sedimentos,  $P_s$ , está directamente relacionada a la erosión

producida en la cuenca, si la capacidad de transporte del flujo o de transferencia no es excedida ( $C_{AS} = 1$ ), pero es limitada por la capacidad de transporte si la erosión producida excede la capacidad del flujo a transportar el suelo erosionado ( $C_{AS} < 1$ ). Cabe mencionar que existen en la literatura expresiones sencillas para el cálculo del  $C_{AS}$  desarrolladas en base a curvas calibradas con datos de campo y basadas particularmente en el tamaño de la cuenca, debido a la facilidad de obtener ese dato de área (ver por ejemplo Boyce, 1975 y Vanoni, 1975).

La combinación de los conceptos anteriores permite definir la velocidad de pérdida de suelo o tasa de erosión  $T_E$  (mm/año) de la Zona 1, de la siguiente manera,

$$T_E = \frac{\rho_s}{\rho_s \times C_{AS}} \quad (2)$$

Donde  $\rho_s$  es la densidad promedio del suelo. De este modo, la tasa  $T_E$  y el coeficiente  $C_{AS}$  quedan asociados a la Zona 1 y Zona 2, respectivamente.

Un gran número de metodologías de naturaleza cualitativa (formas y grados de erosión) y cuantitativa (modelos estadísticos, paramétricos y con base física), han sido propuestos en las últimas décadas para estimar la pérdida de suelo por erosión hídrica y/o la producción de sedimentos asociada a ésta, variando considerablemente en sus objetivos, escalas espacio-temporales, como así también, en los conceptos en los que se basan. Muchos de estos modelos que han alcanzado gran difusión, se detallan en la tesis de Fernández (1998), en la que se analizó la aplicabilidad en cuencas hídricas de Argentina. En este tipo de estudios, la poca cantidad de datos de entrada requeridos por los modelos del tipo semi-cuantitativo, sumado al hecho que prácticamente todos los procesos de erosión significativos son considerados, ha convertido a estos métodos semi-cuantitativos especialmente prácticos y válidos para la estimación de la producción de sedimento para un periodo de tiempo dado y en un punto de control de la cuenca determinado.

Sin entrar en el detalle, la Figura 2 ofrece de un modo simplificado una comparación de las metodologías disponibles según su naturaleza y destaca el enfoque holístico (modelos que tratan de conocer las relaciones entre los componentes, aunque no se conozcan con detalle los mismos) o reduccionista del modelo (es preciso conocer perfectamente las partes o distintos procesos involucrados para conocer el todo).

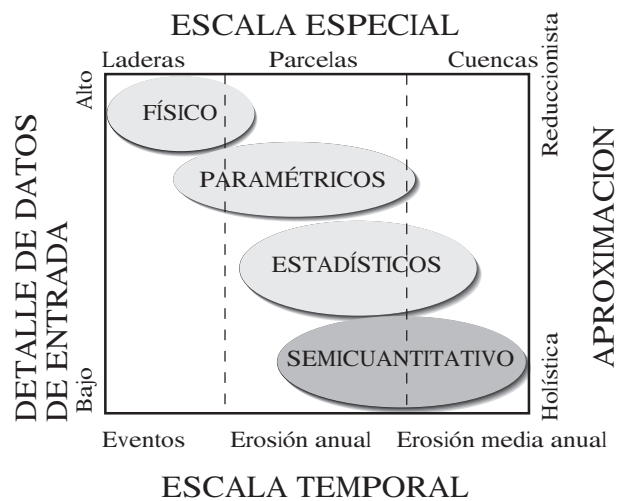


Figura 2. Comparación de los campos de validez de los modelos cuantitativos y semi-cuantitativos de estimación indirecta de la producción de sedimentos (Vente y Poesen, 2005).

La elección de la metodología a utilizar quedará determinada según el detalle de los datos de entrada disponibles y de las escalas espacio-temporales que se requiera. El objetivo perseguido en la estimación de la producción de sedimentos, (degradación de la cuenca, redistribución de contaminantes o sedimentación en embalses) terminará de indicar el modelo más apropiado a emplear. Por ejemplo, los modelos cuantitativos que estiman la pérdida de suelo sin considerar la capacidad de transporte del suelo erosionado, conducirán a valores sobreestimados de la producción de sedimentos. Así, el modelo USLE no considera la eventual deposición del suelo, y los resultados obtenidos del modelo deberán ser modificados con el coeficiente de aporte de sedimento ( $C_{AS}$ ) si lo que se requiere es evaluar la entrega de sedimentos de un área. Alternativo al uso del  $C_{AS}$ , y con mejor fundamento científico, es acompañar la aplicación del modelo USLE con un modelo de transporte que controle el movimiento del sedimento en la cuenca. La capacidad de transporte de estos modelos depende en general de parámetros relacionados con la velocidad del flujo, la cual varía en espacio y tiempo, como se menciona más abajo.

A partir de lo expuesto anteriormente, puede afirmarse que la producción de sedimentos de una cuenca puede limitarse, ya sea reduciendo la pérdida de suelo en la Zona 1, o bien, la capacidad de transporte de la Zona 2.

## 2. Generalidades del sistema fluvio-lacustre

El transporte del material sólido es la función fundamental de las corrientes fluviales según lo indicado en la Figura 1. La capacidad de un río para movilizar y desplazar partículas se la define como competencia de la corriente. Esta depende de la velocidad del flujo y la rugosidad; a mayor velocidad y rugosidad más turbulencia y a más turbulencia más competencia. Si la velocidad del flujo disminuye lo hace también la competencia, hasta llegar a ser negativa y depositar la carga.

Durante eventos de crecidas o de flujo alto, es decir, cuando ocurre el transporte de la mayor parte del sedimento generado en la cuenca, los ríos se caracterizan por un flujo rápido, turbulento, con una componente unidireccional de velocidad predominante (característicos de un ambiente lóxico), además de una alta y continua competencia del flujo en relación con la existente en un ambiente lacustre (o léxico). En estas condiciones, las corrientes fluviales de la Zona 2 tienen la capacidad de transportar material sólido relativamente más grueso, y acarrearlo en una única dirección: hacia el lago o embalse.

Por el contrario, el transporte lacustre se caracteriza por procesos hidrodinámicos constituidos por movimientos orbitales y/u oscilatorios, con una velocidad media unidireccional que es pequeña comparada con la de corrientes fluviales. Estos movimientos lacustres turbulentos sólo temporalmente, durante vientos fuertes, pueden tener una competencia similar a la del régimen fluvial y promover la resuspensión de los sedimentos; aún así, siguen siendo poco efectivos en el transporte del mismo a lo largo de grandes distancias.

Con respecto a la zona de transición entre ambos sistemas, la descarga de ríos en embalses usualmente involucra la mezcla de aguas de distintas densidades. Las fuerzas de flotación en sistemas de agua dulce se deben predominantemente debido a las diferencias de temperatura, y la carga de sedimentos (corrientes de turbiedad). Si la densidad del río afluente es igual que la del cuerpo receptor, se produce un flujo homopícnico y hay una dispersión inmediata de la carga de sedimentos de manera que se produce una deposición geométrica regular igual al delta de Gilbert. Si la densidad del río es mayor que la del agua del cuerpo receptor, se produce un flujo hiperpícnico, es decir, el agua más densa se sumerge, con lo



que hay una corriente y un depósito rápido del material sólido. Si la densidad del río es menor que la del embalse, se produce un flujo hipopónico, es decir el agua del río tributario avanza en la superficie del reservorio, descargando gruesos en primer lugar y luego el material fino ya en el interior del reservorio. El material que conforma este delta proviene principalmente del cauce mismo del río por lo que se considera de origen autóctono, a diferencia del material alóctono más fino que se mantiene en suspensión y que se considera representativo del suelo erosionado en la cuenca.

Por tanto, la sedimentación deltaica se considera que constituye la conexión entre los sistemas mencionados, es decir, la interfaz entre los procesos hidráulicos de transporte del sedimento fluvial y lacustre.

### 2.1 Competencia del flujo a través del sistema fluvio-lacustre

El traslado del suelo erosionado a través del sistema fluvio-lacustre, conduce entonces a considerar la competencia con la que el flujo se mueve en el mismo. Así, la Tabla 1 lista la longitud, frecuencia y velocidad características asociadas a distintos tipos de movimientos de flujo en ambientes fluviales y lacustres. La escala de longitud describe la dimensión unitaria del tipo de movimiento considerado, la escala de tiempo la duración característica del mismo, mientras que la escala de velocidad indica la velocidad característica o el rango de velocidades asociado al movimiento de flujo considerado. Por otro lado, la Figura 3 muestra los rangos de tamaños de partículas en el agua.

Con el propósito de sugerir la competencia de los distintos movimientos del flujo en un ambiente fluvial y uno lacustre, se considera ahora la velocidad de caída de una partícula sedimentable en un ambiente homogéneo y quieto. Para una partícula esférica mineral, por ejemplo, la velocidad de caída está en el rango de  $\sim 0,1$  cm/s para un diámetro del grano de 0,01 mm a 70 cm/s para diámetros de 10 mm. Por supuesto que no todas las partículas son esféricas y de naturaleza mineral, aunque son las características que predominan en los sedimentos fluviales. La densidad del material orgánico en el agua, está típicamente en el orden de  $1,05 \text{ g/cm}^3$  (Kazuhisa *et al.*, 1995) comparada con  $2,5 - 2,7 \text{ g/cm}^3$  del grano mineral. Basado en la Ley de Stokes, las partículas de naturaleza orgánica sedimentan a un 3-6 % de la tasa de sedimentación de un grano mineral. El material orgánico como partes de hojas, ácido húmico, también sedimentan comparativamente con una tasa baja. Jorgenson (1989) publicó tasas de sedimentación para el plancton de  $10^{-5} - 0,01$  cm/s para lagos naturales sin precisar la circulación del medio.

Por tanto, en corrientes fluviales, los movimientos en dirección longitudinal, como el de eventuales corrientes de densidad que se mueven desde aguas arriba hacia aguas abajo, pueden alcanzar grandes distancias y altas velocidades con capacidad de acarreo de sólidos sedimentables. En lo que refiere a la escala de longitud vertical para ríos, ésta se establece en base a la componente vertical del flujo turbulento, la cual es responsable de la resuspensión de sedimento y por lo que está asociada con el máximo diámetro de partícula que puede ser suspendido por el flujo. Para la velocidad característica de un río (Leopold *et al.*, 1964; valor medio de una extensa serie de mediciones realizadas por U.S. Geological Survey), la componente turbulenta es de 0,50 m/s aproximadamente, resultando competente para transportar arena gruesa y superando a las máximas velocidades que pueden ocurrir en ambientes lacustres si se exceptúan los movimientos asociados a la rotura de olas o a los movimientos de balanceo en una y otra dirección (*seiches*).

En lo que respecta a ambientes lacustres, las escalas horizontales de los distintos

movimientos son significativamente mayores a sus escalas verticales; asimismo, las velocidades horizontales son varios órdenes de magnitud mayores que las velocidades verticales, las que suelen ser insignificantes. Entre las fuerzas que causan el movimiento del agua en los ambientes lénticos, se incluyen además del viento, la gravedad, la evaporación, las fuerzas de flotación y la rotación de la Tierra. Los ríos tributarios generan un aporte importante como fuente de sustancias biológicas y químicas. El oleaje producido por la acción del viento juega un papel importante en la morfología de las costas y en fenómenos relacionados con la dinámica de sedimentos como se expone más adelante. Las olas producen eventualmente la resuspensión de sedimentos en profundidades menores a 2 m, en función del diámetro y densidad de los mismos. La rotación produce que las aguas se muevan hacia la izquierda en el hemisferio sur siempre que las dimensiones del cuerpo de agua sean extensas.

En el plano horizontal, existen dos clases de movimiento bien diferenciados: oleaje y corrientes (seiches, gyres). La principal fuerza que los impulsa es el viento. En líneas generales, la mayor parte de la energía cinética en dirección horizontal en lagos está asociada al viento. En cuerpos de agua la acción del Este puede llegar a ser muy significativa y mover grandes masas de agua. Así, la acción de un fetch puede poner en movimiento un volumen de agua que supere ampliamente la descarga de un río. Por el contrario, los flujos turbulentos verticales en embalses son en general varias órdenes de magnitud menor que la de ríos, resultando una capacidad menor para suspender una partícula sólida.

Tabla 1. Tamaño, frecuencia y velocidad características asociada a los movimientos del flujo en un ambiente fluvial y uno lacustre. Los valores de velocidades para ríos se extrajeron de Leopold *et al.* (1964) y Richards (1982), mientras que para lagos se usaron los valores publicados por Horne y Goldman (1994).

Tipo de movimiento	Escala de longitud		Escala de Tiempo	Escala de Velocidad
	Horizontal	Vertical		
<b>Ríos</b>				
<i>Flujo longitudinal</i>	1-1000 km	0,1-5 m	días	1-3(<7) m/s
<i>Componente vertical turbulenta</i>	1-10 cm	1-100 cm	1 s	0,01-100 cm/s
<b>Lagos: dirección horizontal</b>				
<b>EN SUPERFICIE</b>				
<i>Oleaje inducido por viento</i>	1-10 m	1 m	1 s	10 m/s
<i>Seiche</i>	1-100 km	10 cm	2-10 h	2 cm/s
<i>Gyres, ciruclación inducida por viento</i>	>1 km	1-25 m	días	0,1-30 cm/s
<b>EN PROFUNDIDAD</b>				
<i>Ondas internas de alta frecuencia</i>	100 m	2-10 m	2-10 min	2 cm/s
<i>Ondas internas de baja frecuencia</i>	<10 km	2-20 m	1 d	50 cm/s
<b>Lagos: dirección vertical</b>				
<b>EPILIMNION</b>				
<i>Difusión momentum vertical</i>	1-100 cm	0,01-10 m	1 min	1 cm/s
<i>Rotura de oleaje</i>	1 m	1 m	minutos	50-500 cm/s
<i>Langmuir</i>	50-100 m	2-20 m	5 min	0-8 cm/s
<b>HIPOLIMNION</b>				
<i>Corrientes</i>	>1 km	<200 m	prolongada	0,5 cm/s

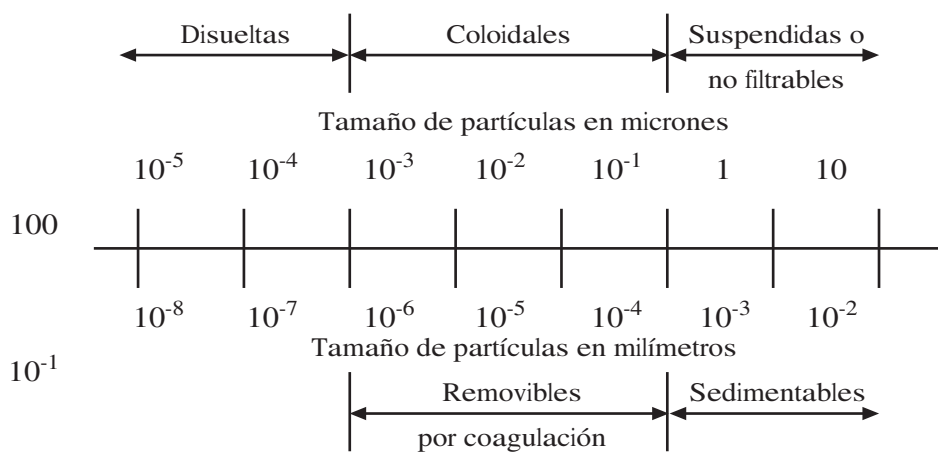


Figura 3. Rangos de tamaños de partículas en agua dulce.

### 3. La contaminación por sedimentos en contexto

El tamaño de las partículas del material erosionado en el origen (o Zona 1) va cambiando progresivamente en su transporte a través del sistema fluvial, aumentando el predominio de las partículas más finas como consecuencia de la deposición de las que son más gruesas. Como las partículas finas están químicamente enriquecidas debido a la gran superficie externa de los sedimentos con partículas predominantemente arcillosas, la concentración de productos químicos asociados con los sedimentos (fósforo, metales, nitrógeno orgánico y plaguicidas), aumenta hacia aguas abajo en la medida en que la parte empobrecida, de tamaño semejante al de la arena, se pierde durante el transporte; lo que da lugar a una proporción creciente de la parte de partículas finas (limo-arcilla) químicamente enriquecida.

Por tanto, la contribución de los sedimentos a la contaminación química está vinculada al tamaño de las partículas de los sedimentos. Se suele considerar que la fracción químicamente activa de un sedimento es la que mide menos de 63  $\mu\text{m}$  (limo + arcilla). Muchos de los contaminantes persistentes, bioacumulados y tóxicos, especialmente los compuestos clorados incluidos en muchos plaguicidas, están fuertemente asociados con los sedimentos y en especial con el carbono orgánico transportado como parte de la carga de sedimentos de los ríos.

De este modo, la contaminación provocada por los sedimentos tiene dos dimensiones principales: la *dimensión química* mencionada anteriormente, y la *dimensión física*, pues un alto contenido de sólidos en suspensión o alta turbiedad, también es limitante para el ecosistema acuático, ya que impide el paso de los rayos solares, daña y dificulta el sistema de intercambio gaseoso en los animales acuáticos y destruye sus hábitats naturales.

El concepto de relación de enriquecimiento de los sedimentos (*RE*) es muy importante para entender los efectos y costo económico de las pérdidas de productos químicos de los campos, como también, evaluar la contaminación por fuentes difusas de los ambientes acuáticos. El *RE* se define así:

$$RE = \frac{\text{Concentración del producto químico } X \text{ en el sedimento transportado}}{\text{Concentración del producto químico } X \text{ en el suelo}} \quad (3)$$

Dada la atracción de los nutrientes del suelo hacia los sedimentos finos, el concepto de enriquecimiento estriba en el hecho de que los sedimentos de grano fino transportados durante la erosión superficial, son proporcionalmente más abundantes que los de grano grueso. Luego, debe entenderse que esta carga sólida, ya enriquecida, eventualmente ingresará y se depositará en el fondo del reservorio. En consecuencia, el proceso de sedimentación es importante aquí por resultar en una acumulación de nutrientes en el fondo del embalse. La concentración de estos nutrientes puede variar de manera significativa en las distintas direcciones del reservorio, en función de la proximidad a tributarios y de la existencia de movimientos del agua como los listados en la Tabla 1. Asimismo, una vez depositados los sedimentos en el fondo del embalse, distintos procesos físico-químico y biológicos pueden favorecer tanto la retención de los nutrientes, como su liberación en la columna de agua.

#### 4. Modelación integral de la contaminación difusa por sedimentos enriquecidos

Los conceptos previamente desarrollados se combinan en esta sección con distintas herramientas de aplicación, para obtener un modelo integrado capaz de simular la contaminación por fuentes difusas y sustancias a través de las distintas zonas del sistema fluvio-lacustre. En la Figura 4 se presenta el esquema del flujo de masa de los sedimentos que permite la modelación integral en dicho sistema. En primer lugar, se distingue la estimación de pérdida de suelo o tasa de erosión mediante la aplicación de modelos disponibles para tal fin a los que se hizo referencia al principio de esta discusión. En esta primera etapa, se determina entonces cuali- o cuantitativamente según la naturaleza de la estimación empleada, el suelo erosionado que la cuenca pone a disposición de los procesos de transporte de la siguiente etapa.

En segundo lugar, se efectúa la aplicación de un coeficiente de aporte (Ecuación 1), o alternativamente, se implementa un modelo de transporte de sedimentos que evalúe la carga de sólidos hacia el embalse. En esta etapa se requiere información sobre pendientes, escorrentía, descargas líquidas, etc. Un modelo accesible que puede utilizarse en esta etapa es Hydro Trend (Syvitski *et al.*, 1998), como un ejemplo.

Una vez evaluada la producción de sedimentos en cada desembocadura de los ríos tributarios al embalse, se estima entonces el enriquecimiento con nutrientes del mismo. Cuantitativamente, puede recurrirse al uso de un coeficiente de enriquecimiento (Ecuación 3). Cualitativamente, al igual que se procede con los sedimentos, se puede considerar grupos de riesgo de contaminación por enriquecimiento con nutrientes del suelo erosionado (alto, medio y bajo); según el suelo proceda por ejemplo, de áreas urbanas o de quema (riesgo alto, debido a la alta disponibilidad de nutrientes) o proceda de áreas con vegetación (riesgo medio-bajo).

Por último, una vez determinada la carga total de nutrientes que entran al embalse adherida a los sólidos, se da seguimiento al proceso de transporte de estos sedimentos, desde que son depositados en la desembocadura de cada río y son transportados hacia el interior del cuerpo de agua por la acción conjunta de los procesos de difusión y de movimientos del agua. Un modelo que puede implementarse en esta etapa es por ejemplo ELCOM-CAEDYM (Hodges *et al.*, 2000).

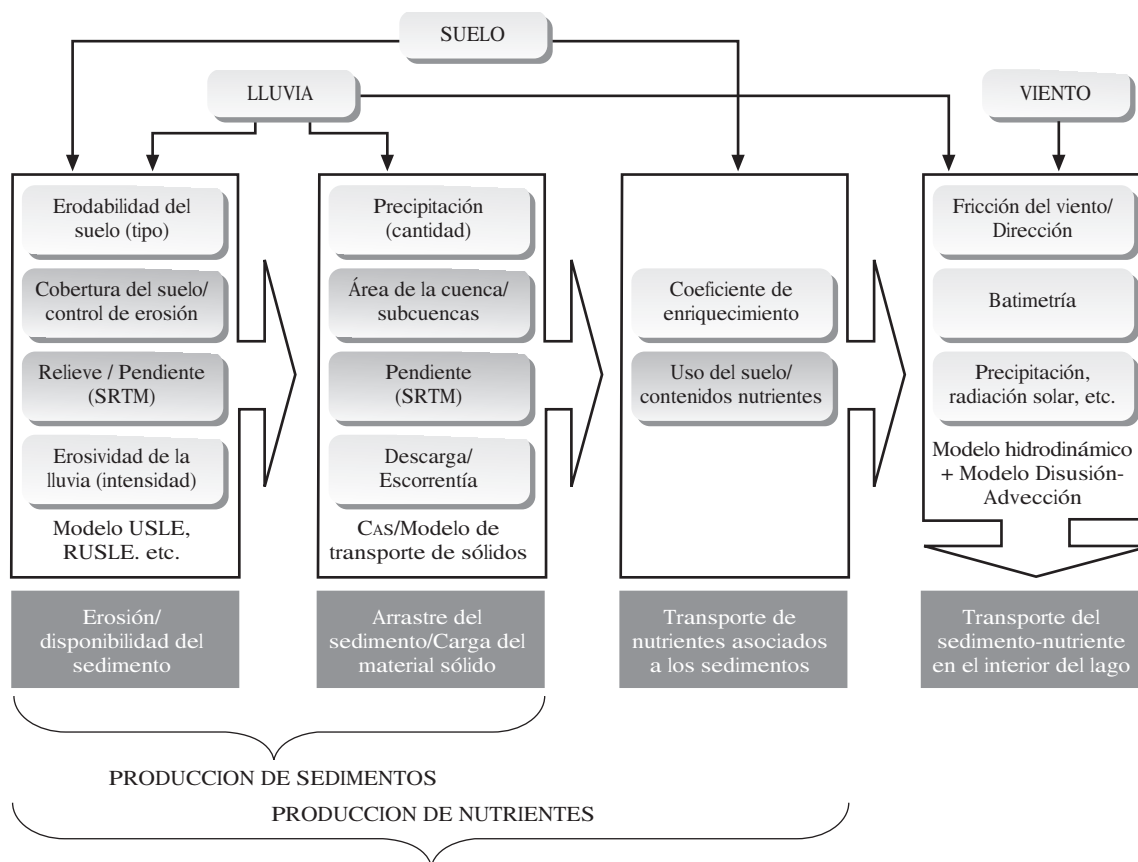


Figura 4. Esquema de flujo de masa para el modelado integral de la generación, transporte y eventual deposición de los sedimentos-nutrientes a través de los sistemas fluvial-lacustre.

## 5. Descripción de caso de estudio

Se ilustra la aplicación del modelo de la Figura 4 en la cuenca que forma parte del curso alto del Río Segundo, afluente de la Laguna Mar Chiquita, y que se localiza en la provincia de Córdoba, Argentina (Figura 5). El cierre de la cuenca se establece en el Embalse Los Molinos, abarcando el área en estudio una superficie de 916 km<sup>2</sup> de los cuales 21 km<sup>2</sup> corresponden al espejo de agua.



Figura 5. Límites de la cuenca del Embalse Los Molinos.

## 5.1 Estimación de la producción de sedimentos.

Valoración cualitativa: La Figura 6 ilustra el procedimiento de naturaleza cualitativa seguido para la estimación de la producción de sedimentos. Con el apoyo de herramientas GIS (*Geographic Information System*), mediante matrices se combinan los dos factores que se consideran y afectan la disponibilidad de los sedimentos: cobertura y erosionabilidad del suelo. Con aquellos factores que están asociados al arrastre o movilidad potencial del sedimento: pendiente, cantidad y erosividad de las precipitaciones, a fin de identificar las áreas dentro de la cuenca susceptibles a la producción potencial de sedimentos. La erosionabilidad del suelo se la estima a partir del tipo de suelo, mientras que el efecto erosivo de la lluvia a partir de su intensidad de valor  $EI_{30}$ , que resulta del producto entre la energía cinética de la lluvia y su máxima intensidad en 30 minutos. Este método empleado se encuentra descrito con más detalle en Lasso *et al.* (2010) y Fernández *et al.* (2010).

El mapa final que se obtiene presenta tres grados de producción de sedimentos: alto, un 20% de la cuenca; medio, un 48% y bajo un 32% del área de la misma.

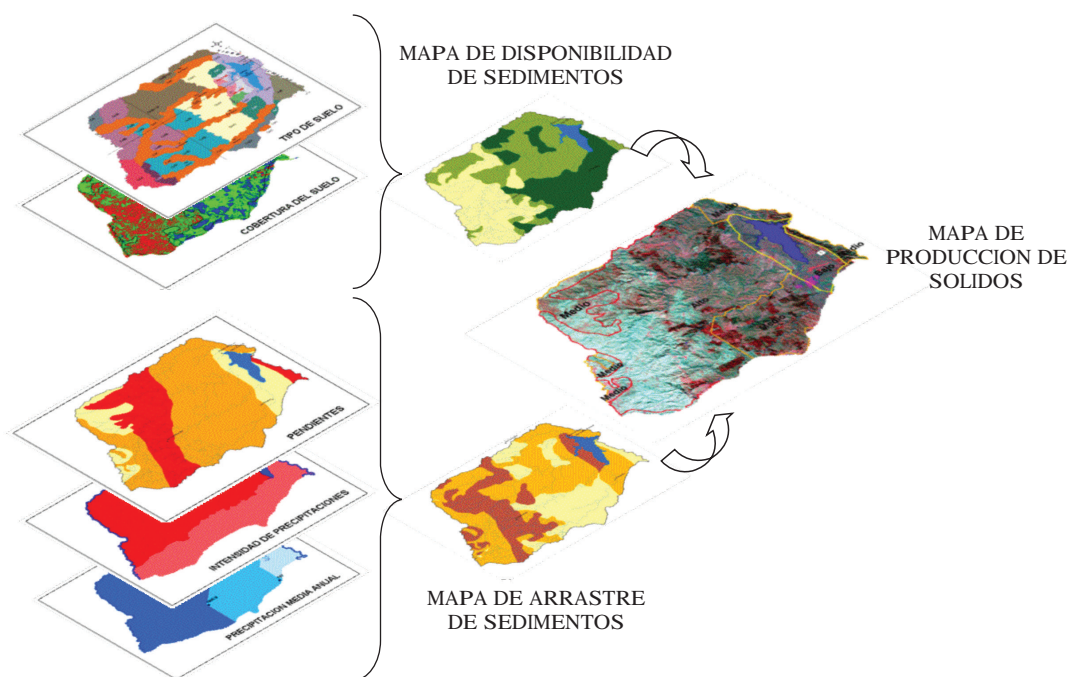


Figura 6. Estimación cualitativa de la producción de sedimentos en la cuenca de aporte al Embalse Los Molinos (Lasso *et al.*, 2010; Fernández *et al.*, 2010)

Valoración semi-cuantitativa: Alternativamente al modelo cualitativo mencionado anteriormente, puede interesar la aplicación de metodologías semi-cuantitativas que informen no sólo sobre los grados de erosión (alto, medio, bajo) sino que también, cuantifiquen el proceso erosivo. Obtenido los distintos grados de erosión del suelo en la cuenca mediante la combinación de los mapas de erosividad y cobertura del suelo, se puede hacer uso de la clasificación de Saavedra (2005), quién propone para las clases de riesgo los siguientes rangos de valores de pérdida de suelo: (i) bajo, con valores entre 0 y 2, (ii) medio entre 2 y 8, y (iii) alto, con valores entre 8 y 32 o muy alto si supera 32; todos los valores en  $10^5 \text{ kg/km}^2/\text{año}$ . En base a esta información, se estima la pérdida de suelo para cada subcuenca que lista la Tabla 2. En

promedio la cuenca de aporte al embalse Los Molinos, presenta una pérdida de suelo media de  $28,5 \cdot 10^5 \text{ kg/km}^2/\text{año}$ . A su vez, este valor medio de susceptibilidad a la generación de sedimentos que tiene la cuenca, es disminuido por el porcentaje de terreno en las partes bajas que tiene capacidad de arrastre bajo, especialmente en la zona del perilago, aumentando la deposición de sedimento de partículas antes de ingresar al reservorio. De este modo, la producción de sedimentos, es decir, la relación entre suelo erosionado y carga de sedimentos transportados por cada río, se ve afectada por estas áreas de baja pendiente, particularmente por la zona de la desembocadura del Río Los Reartes en la región Sur. Los coeficientes de aportes utilizados en la columna 4 de la Tabla 2, consideran dicha situación. Al relacionar la CAS con la pérdida de suelo estimada se obtienen luego los valores de sedimentos producidos para cada área que se listan en la columna 5 de la tabla mencionada. Estos valores se encuentran dentro del mismo orden de magnitud que el medido in-situ para el periodo 2010 indicados por la columna 7.

Tabla 2. Producción de sedimentos o carga de sedimentos que llegan a la desembocadura de los ríos tributarios del Embalse Los Molinos.

Río tributario	Area de captación km <sup>2</sup>	Erosión del suelo <sup>(*)</sup>	CAS	Producción de sedimentos	Deposición anual	Producción medida insitu
		10 <sup>5</sup> Kg/km <sup>2</sup> /año		10 <sup>3</sup> Kg/km <sup>2</sup> / año	10 <sup>7</sup> Kg/año	10 <sup>3</sup> Kg/km <sup>2</sup> / año
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
San Pedro	124	34	0,12	408	5,1	375
Los Espinillos	344	30	0,09	270	9,3	210
Del Medio	153	21	0,11	231	3,5	170
Los Reartes	274	29	0,10	290	7,9	230
Total	895	28,5	0,07	199	19	240

Según las estimaciones realizadas, la carga de sedimentos aportada por todos los ríos tributarios al Embalse Los Molinos asciende a un valor de 6 kg/s, que equivale a una deposición anual de  $1,9 \cdot 10^8 \text{ kg/año}$  (considerando 100% de capacidad de atrape del reservorio) y una producción de sedimentos de la cuenca de aporte de  $199 \cdot 10^3 \text{ kg/km}^2/\text{año}$ . Por tanto, las mayores producciones de sedimentos ocurren en las cuencas drenadas por los ríos San Pedro y Los Reartes, mientras que la mayor influencia de aporte de sedimentos al embalse la tienen los ríos Los Espinillos y Los Reartes.

## 5.2 Estimación del fósforo asociado al sedimento que llega a la desembocadura de los ríos.

Valoración cualitativa: El mapa de producción de sedimentos logrado en la sección anterior, se combina con el mapa de uso del suelo categorizado según la disponibilidad potencial de nutrientes asociado a cada uso. Por ejemplo, se considera con alta disponibilidad de nutrientes las áreas cultivadas, urbanas y de quemadas o incendiadas; de disponibilidad moderada de nutrientes a las áreas destinadas a pasturas, explotación forestal, y zonas no severamente erosionadas, reservando la calificación de disponibilidad baja de nutrientes a las áreas de vegetación natural. De este modo se deriva el mapa de producción potencial de nutrientes según lo sugiere la Figura 7.

Valoración semi-cuantitativa: En el embalse Los Molinos se considera al fósforo como el nutriente limitante del crecimiento de algas y, por tanto, el nutriente a controlar. Generalmente, el enriquecimiento de las aguas de los reservorios por fosfatos que proceden de actividades

agrícolas o zonas de quemas, se produce a través de la escorrentía superficial. Si está disponible la información y puede verificarse la existencia de una elevada correlación entre los sólidos en suspensión y fósforo total aportados por los ríos tributarios, se tendrá entonces una evidencia adicional acerca del origen erosivo de parte del fósforo transportado por las aguas de los ríos.

En el presente estudio, para el cálculo de la carga de fósforo, se considera la totalidad de la carga de sedimentos en suspensión estimada en la sección anterior como la enriquecida con el nutriente. La fracción más gruesa de la carga sólida que es transportada por los ríos tributarios (y que no se computa en este estudio), no cumple ningún rol significativo en la contaminación del embalse por tres motivos básicos: (i) la fracción químicamente activa de una muestra de sedimentos es la que mide menos de 63  $\mu\text{m}$ , es decir, los limos y arcillas, y no los diámetros mayores; (ii) el material sólido más grueso tiene su origen en el mismo cauce y por lo tanto se lo reconoce como material autóctono, no proveniente de la superficie de la cuenca (al menos en el corto plazo); y (iii), en la transición de río a embalse, los diámetros mayores son atrapados eventualmente por la existencia de deltas, y no llegan a ingresar al reservorio.

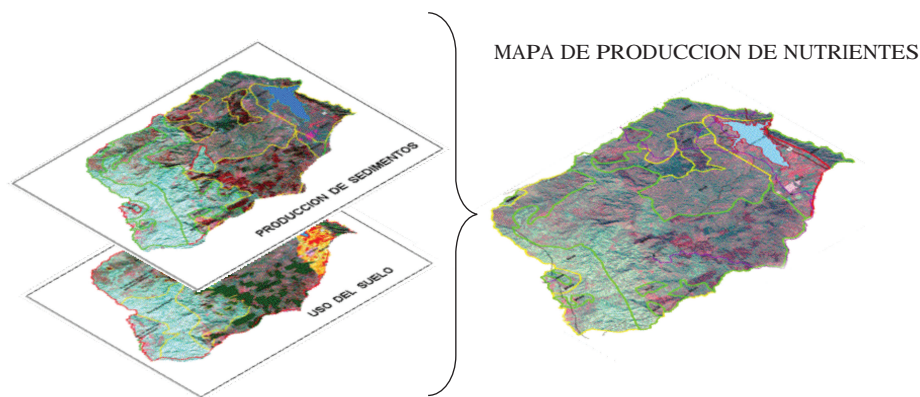


Figura 7. Estimación cualitativa de la producción de nutrientes en la cuenca de aporte al Embalse Los Molinos.

La carga de fósforo asociado al sedimento es estimada empleando el coeficiente de enriquecimiento, el cual para un nutriente X está dada por el producto:

$$Q_x = \text{Suelo}(X) \times \text{Concentración de sedimentos} \times RE(X)$$

Donde  $Q_x$  indica la cantidad de nutriente X asociado al sedimento (en mg/l),  $\text{Suelo}(X)$  representa la concentración de X en el suelo (mg/g) y  $RE(X)$  indica la relación de enriquecimiento para X.

Valores experimentales de  $RE$  se encuentran publicados en Sharpley (1980) para distintos diámetros del sedimento, o bien, pueden ser estimados según la expresión:  $\ln(RE) = 2 - 0,2 \ln(\text{descarga sólida})$  propuesta por Menzel (1980). Basado en el mapa de uso del suelo para la cuenca en estudio y asumiendo distintos valores de  $RE$  según la disponibilidad de nutrientes, a saber: alta (zonas urbanas e incendiadas),  $RE > 5$ , moderada,  $RE \sim 2$ , y baja,  $RE \sim 1$ ; se obtuvieron las cargas asociadas al fósforo que llegan al embalse listadas en la Tabla 3.



Tabla 3. Cargas de fósforo estimadas a partir de la concentración de sólidos de los ríos tributarios del Embalse Los Molinos.

Río tributario	Concentración promedio de sólidos	Módulo de los ríos tributarios	Producción de fósforo
	mg/l	m <sup>3</sup> /seg	10 <sup>3</sup> Kg/km <sup>2</sup> / año
(1)	(2)	(3)	(4)
San Pedro	29	1,1	4,3
Los Espinillos	13	3,7	11,6
Del Medio	17	1,3	4,5
Los Reartes	23	2,4	9,2
Total	82	8,5	29,6

En este contexto, los datos in-situ que se tienen del embalse Los Molinos para el periodo 2003-2004 durante el cual se produce un gran incendio, se muestran en la Figura 7b). Si bien no se disponen de datos de sólidos suspendidos para ese periodo, sí se tiene información sobre la turbiedad medida. El buen paralelismo entre ésta y el fósforo total, evidencia la asociación entre este nutriente y los sedimentos en suspensión. Claramente, los datos sugieren un incremento de la erosión y alto contenido de concentraciones de fósforo en la superficie de las áreas quemadas, donde la quema de material orgánico y de la vegetación incrementó la disponibilidad de nutrientes en los últimos meses del año 2003. Para este mismo evento, la Figura 7a) ilustra la evolución de la pluma de sedimentos al entrar al embalse. La vulnerabilidad de la pluma al ser advectada por la acción continua del viento predominante del norte, queda claramente ilustrada por la combinación de las imágenes satelitales de esos días.

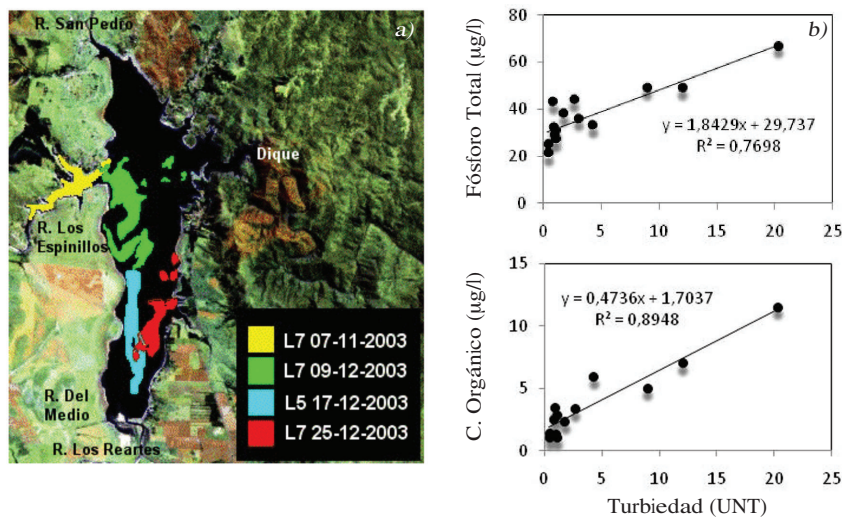


Figura 7. a) Imagen satelital compuesta que muestra la evolución de la pluma de sedimentos enriquecidos que ingresó al Embalse Los Molinos luego que su cuenca de aporte sea afectada por un gran incendio en 2003. b) Relación entre turbiedad y fósforo total/carbono orgánico medidos durante el 2003.

### 5.3 Simulación del campo de concentración de los sedimentos-nutrientes en el embalse.

Una vez que los sedimentos enriquecidos han llegado al reservorio, su concentración se ve influenciada entonces por el efecto del viento y los distintos estados de flotación dada por la distribución de temperaturas de la columna de agua. Con el modelo ecológico CAEDYM acoplado al modelo hidrodinámico ELCOM, se realizaron simulaciones sobre la variabilidad temporal y espacial del campo de concentración de los sedimentos enriquecidos dentro del embalse en estudio. Con la inclusión de las características morfológicas del embalse, las

simulaciones dependieron de las series temporales de datos meteorológicos utilizados. Distintas condiciones de viento se consideraron para dos situaciones hidrológicas extremas: un máximo de lluvias que ocurre comúnmente en el mes de enero y un período de déficit hídrico de los meses de octubre-noviembre. El promedio de velocidad del viento fue de 2,89 m/s, con máximos de 8 m/s y dirección predominante del norte.

En los resultados simulados, el movimiento del agua debido a la fricción del viento del norte, evitó de modo notable que las partículas sólidas provenientes de los tributarios ubicados al sur ascendieran hacia el interior del lago; al mismo tiempo que la pluma procedente del Río San Pedro del norte se vio favorecida por la acción del viento, mostrando una mayor deformación y traslado de las partículas hacia el interior del embalse. La evolución de la concentración máxima en estos dos tributarios, los más afectados para un viento con dirección del norte, tiene una diferencia de aproximadamente un orden de magnitud luego de días de simulación, según lo sugiere la Figura 8.

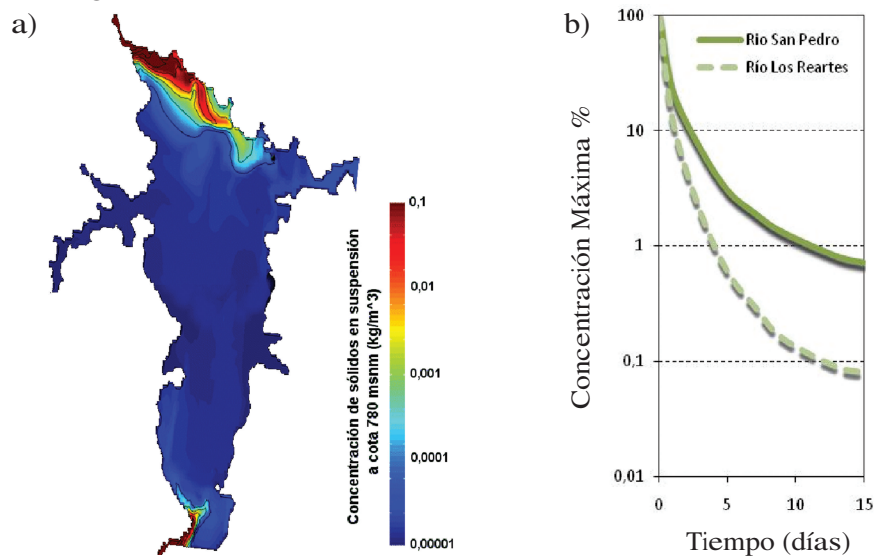


Figura 8. a) Campo de concentración de sólidos en suspensión a cota 780 msnm para caudal alto en tributarios Los Reartes y San Pedro. b) Evolución de la concentración máxima para los dos ríos más afectados por un viento del norte.

Federico Gómez-Delgado<sup>1</sup>, José A. Zúñiga-Mora<sup>1</sup>, Rafael E. Chacón-Mora<sup>1</sup> y Saldí Laporte Molina<sup>2</sup>

## Abstract

Reservoir flushing is a common procedure for infrastructure maintenance in many hydropower plants, being indispensable sometimes to keep the reservoir useful volume from sedimentation processes. Considering its importance, the hydrological monitoring of these maneuvers is a common practice, as it provides useful information for both the operation of the plant, and the assessment and regulation of downstream social and environmental impacts. This paper describes the flushing maneuvers carried out at the Peñas Blancas hydropower plant during October and November 2003. In addition to traditional hydrological measurements (discharge and sediment concentration over the entire maneuver period), bathymetric surveys were conducted before and after the flushing in order to determine areas of material removal and deposition within the reservoir. This information was compared with a simulation of the executed maneuvers obtained from a two-dimensional model, thus trying to relate the flows induced by the operation of the dam sluice gate with the dynamics and the final distribution of sediments within the reservoir. The results of this exercise indicate that the proposed model appears to properly simulate the flow behavior, establishing a consistent relationship with the scheme of removal/deposition drawn from the bathymetric measurements. Therefore, this model with some improvements could be a useful tool to assess different maneuver scenarios for the hydraulic structures, in the search for an optimal scheme for operating reservoir flushings.

Keywords: Sediment, model, bathymetry, reservoir.

## Resumen

Los desembalses son procedimientos comunes para el mantenimiento de la infraestructura de muchas plantas hidroeléctricas, y en algunos casos son indispensables para proteger el volumen útil de los embalses ante los procesos de sedimentación. Dada su importancia, el seguimiento hidrológico de estas maniobras es una práctica común, pues suministra información no solo para fines de operación de la planta, sino para evaluar y regular los impactos sociales y ambientales hacia aguas abajo. En este trabajo se describe el desembalse realizado en la planta hidroeléctrica Peñas Blancas durante los meses de octubre y noviembre de 2003. Además de las mediciones hidrológicas tradicionales (caudal y concentración de sedimentos evacuados durante el procedimiento), se efectuaron sondeos batimétricos antes y después del desembalse para determinar las zonas de remoción y deposición de material dentro del embalse. La información anterior fue contrastada con una simulación de las maniobras utilizando un modelo en dos dimensiones, con el fin de relacionar los flujos inducidos por la operación de la compuerta de fondo de la presa con la dinámica y la distribución final de los sedimentos dentro del embalse. Los resultados de este ejercicio indican que el modelo propuesto parece simular adecuadamente el comportamiento de los flujos estudiados, los cuales se relacionan coherentemente con el esquema de remoción/deposición dado por las mediciones de campo. Por lo tanto, se considera que el modelo, con algunas mejoras, puede ser una herramienta útil para valorar diversos escenarios de maniobras de las estructuras hidráulicas, en la búsqueda de un esquema óptimo para la ejecución de desembalses.

Palabras claves: Sedimentos, modelo, batimetría, remoción, deposición, embalse, desembalaje, Costa Rica.

<sup>1</sup> Área de Hidrología, C.S. Estudios Básicos de Ingeniería, Instituto Costarricense de Electricidad, San José, Costa Rica.

<sup>2</sup> C.S. Estudios Básicos de Ingeniería, Instituto Costarricense de Electricidad, San José, Costa Rica.

## 1. Introducción

La construcción de represas altera el balance de ingreso y salida de sedimentos en los ríos naturales, creando un embalse caracterizado por bajas velocidades de flujo y un atrape eficiente de sedimentos (Morris y Fan, 1997). Esto interrumpe la continuidad y capacidad del sistema de ríos para transportar los sedimentos hacia aguas abajo y hacia las regiones costeras (Kondolf, 1997), de modo que más del 30% del flujo global de sedimentos queda atrapado en los embalses de todo el mundo (Vörösmarty *et al.*, 2003).

Desde la óptica inversa, los sedimentos reducen la capacidad de almacenamiento en los embalses y afectan máquinas hidráulicas, tuberías, canales y otras estructuras (Gómez-Delgado, 2002). Cada año, los procesos de sedimentación provocan la pérdida de entre 0.5% y 1% del volumen total de embalse en el mundo (WCD, 2000).

Para lidiar con el problema, se emplean técnicas como los desembalses, que consisten en la evacuación de sedimentos utilizando el agua embalsada y el flujo natural del río como agentes erosivos de los depósitos (Brandt y Swenning, 1999), pero también como medios de transporte del material. Pero en el entorno actual, diversos factores económicos, sociales y ambientales demandan que los procesos e impactos de este tipo de maniobras sean determinados con precisión, de modo que el seguimiento hidrológico detallado de los desembalses resulta indispensable para agencias, instituciones o empresas de generación hidroeléctrica, de gestión del agua o de protección ambiental. Adicionalmente, en el proceso de optimización de las maniobras de limpieza de embalses, y buscando minimizar el impacto socio-ambiental ocasionado, se hace relevante la elaboración de modelos para reproducir el comportamiento de los flujos que se inducen durante el desembalse.

En el caso de Costa Rica, es posible encontrar diversos trabajos que reportan aspectos particulares de los desembalses efectuados por el Instituto Costarricense de Electricidad (Jansson y Rodríguez, 1992; Brandt *et al.*, 1995, 1999; AB Hydroconsult, 1995a, b). Sin embargo, en la mayor parte de los casos sólo se hace un análisis descriptivo del proceso, y no se pretende hacer una modelación del procedimiento de desembalse. En contraste, Jiménez *et al.* (2005) aplicaron un modelo semi-empírico de erosión retrogresiva para tratar de estimar la efectividad de limpieza en el embalse Angostura (Turrialba, Costa Rica), utilizando la compuerta de fondo. Sin embargo, en este caso se evalúa un escenario en el que el embalse se encuentra completamente colmado de sedimentos, y no un escenario de desembalse real, que sería útil para la optimización de maniobras ya mencionada.

En este contexto, se presentan los resultados de la aplicación de un modelo hidráulico bidimensional en el embalse de la planta hidroeléctrica Peñas Blancas (Costa Rica). Este modelo simula la variación de las distribuciones de flujo a lo largo del tiempo, basándose en datos de un desembalse real. Posteriormente se intenta relacionar los resultados obtenidos con la variación en la morfología del embalse, que se estima a partir de sondeos batimétricos antes y después del procedimiento de vaciado.

En este artículo se exponen inicialmente las características del embalse Peñas Blancas, las mediciones hidrológicas efectuadas durante el desembalse en estudio y las estimaciones sobre el peso y el volumen de los sedimentos evacuados. A continuación, se describe el modelo empleado y se indican los datos utilizados en la simulación. Finalmente, se presentan y discuten los resultados, y se plantean las conclusiones del trabajo.

## 2. Sitio de estudio

La planta hidroeléctrica Peñas Blancas se ubica en la provincia de Alajuela, Costa Rica, y es propiedad del Instituto Costarricense de Electricidad (ICE). Inició su operación en octubre de 2002 y aprovecha las aguas del río Peñas Blancas, con un caudal promedio de  $23 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  y una cuenca tributaria de  $157 \text{ km}^2$ . Una represa de 37 m de altura y 203 m de largo crea un embalse de regulación diaria, que opera entre los niveles 295 y 305 m.s.n.m., con un volumen inicial a nivel normal de  $3,3 \text{ hm}^3$ , un volumen útil de almacenamiento de  $2 \text{ hm}^3$  y un espejo de agua de 35 ha (al nivel normal máximo). La planta cuenta con 2 km de túnel de baja presión, y 1,4 km de tubería de alta presión, que generan una caída neta de 125 m y llevan el agua hacia la casa de máquinas, que alberga 2 turbinas tipo Francis, que en conjunto pueden alcanzar una potencia nominal de 37 MW (ICE, 1999, 2002).

## 3. Descripción del desembalse realizado en octubre-noviembre de 2003

El primer desembalse en la planta hidroeléctrica Peñas Blancas se llevó a cabo a partir del día 30/10/2003 (a las 11:55 horas) y hasta el 01/11/2003 (9:30 horas), con el fin de limpiar el embalse de los materiales sedimentados en el fondo durante el primer año de operación de la planta. A continuación se describen las maniobras de operación de desembalse ejecutadas en octubre-noviembre de 2003, y luego se detallan las estimaciones hechas sobre el peso y volumen de los sedimentos evacuados.

### 3.1. Maniobras de operación

Las limpiezas del embalse deben efectuarse durante la época lluviosa, pues se considera que el caudal de limpieza más favorable es del orden del caudal promedio en esa época (ICE, 2002). Se ha estipulado que el caudal liberado nunca debe exceder los  $45 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , y que se debe seguir el siguiente esquema de operación: (1) se abre la ataguía de la descarga de fondo, (2) se baja el nivel del embalse hasta el mínimo de operación (cota 295 m.s.n.m.), utilizando las extracciones para generación, (3) se detiene la operación de la planta, (4) se abre parcialmente la compuerta radial hasta que pasen  $45 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  de manera permanente, (5) al llegar a la cota 276.5 m.s.n.m se abre completamente la compuerta (flujo libre), y finalmente, (6) se mantiene la compuerta abierta por algunas horas.

### 3.2. Estimación del peso de sedimentos evacuados

Durante el desembalse en la planta hidroeléctrica Peñas Blancas en 2003, el Área de Hidrología (C.S. Estudios Básicos de Ingeniería, ICE) desplegó un programa de seguimiento hidrológico en una estación denominada Presa Peñas Blancas (código 14-29), ubicada 500 m aguas abajo del sitio de presa. Aquí se midió el caudal (registro de nivel del flujo en el cauce) y se efectuó un muestreo continuo de la concentración de los sedimentos en suspensión evacuados. El personal de campo de Hidrología recolectó 196 muestras en 45 horas de trabajo continuo a lo largo de todo el proceso de desembalse (4 muestras por hora, en promedio). En los momentos de mayor evacuación de sedimentos, el muestreo se efectuó con una frecuencia de hasta 2 minutos. Las muestras fueron analizadas posteriormente en el Laboratorio Químico del C.S. Estudios Básicos de Ingeniería. Los caudales y concentraciones de sedimentos se presentan en la Figura 1 a continuación, identificados como “Q Hidrología” y “Concentración”, respectivamente. Como información complementaria, se contó con una estimación de caudal basada en la carga de agua y la curva de descarga de la compuerta de fondo de la presa, definida en el manual de operación de las obras hidráulicas (ICE, 2002). De este modo,

haciendo uso de los registros de nivel de agua en el embalse, y del porcentaje de apertura de la compuerta, fue posible estimar el caudal evacuado durante las 17 primeras horas del desembalse (identificado como “Q Hidráulica” en la Figura 1). Pese a que se llegan a detectar divergencias de hasta  $15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (un 30%) entre el caudal medido por medio de métodos hidrológicos y el estimado utilizando análisis hidráulico, en general se observa un buen grado de coincidencia en ambas medidas.

El caudal promedio registrado durante las 45 horas de desembalse es  $45 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , llegando a un valor máximo de  $75 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  a las 20:40 horas de desembalse (08:40 horas del 31/10/03).

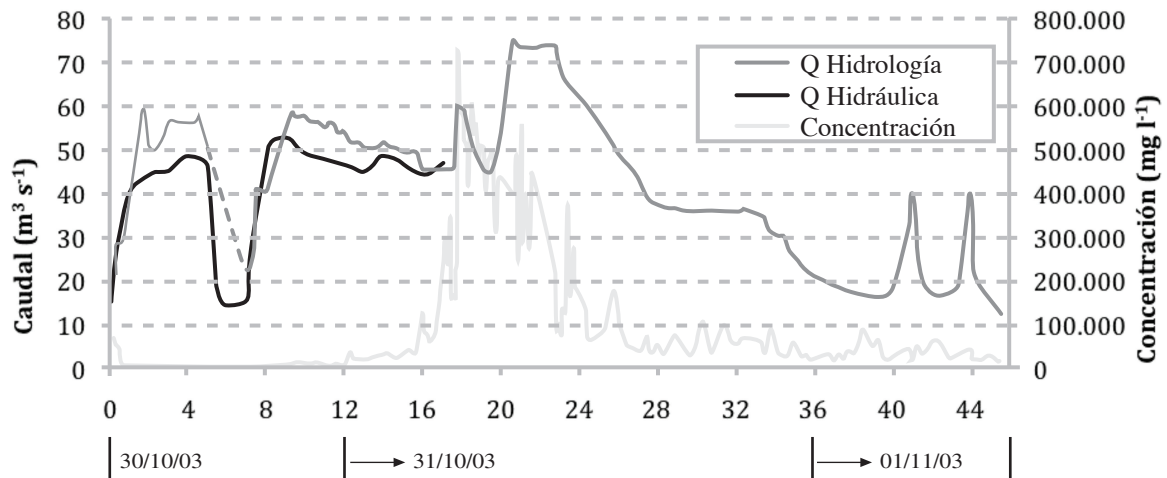


Figura 1. Caudal y concentración de sedimentos suspendidos durante las maniobras de desembalse, medidos en la estación 14-29 Presa Peñas Blancas. La línea identificada como Q Hidrología (eje vertical izquierdo) se obtuvo a partir de cálculos hidrológicos típicos a partir de la medición de una escala. La línea Q Hidráulica (eje vertical izquierdo) es una estimación hecha con base en las especificaciones hidráulicas de la compuerta de fondo de la presa. La línea concentración (eje vertical derecho) indica la concentración de sedimentos en suspensión.

Analizando el comportamiento de la concentración de sedimentos en suspensión, se observa un valor máximo de unos  $730.000 \text{ mg l}^{-1}$  a las 17:50 horas de desembalse. Este máximo constituye la mayor concentración de sedimentos que se ha registrado durante un desembalse del ICE. El desfase del pico de concentración con respecto al primer máximo observado en el caudal ( $59.8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , registrados después de 1 hora y 45 minutos de desembalse) es de unas 16 horas, a una distancia de 500 m de la presa. Este desfase también es el máximo que se ha observado, superando por mucho las 4 a 6 horas que se han observado históricamente en los desembalses de las plantas Cachí y Angostura, aún cuando en esas plantas las estaciones de medición se encuentran a distancias de 8,5 y 1,3 km de los sitios de presa, respectivamente. Esto sugiere que los sedimentos acumulados en el embalse de Peñas Blancas se componen de partículas de un tamaño y un peso mayores a los que se acumulan en otros embalses del ICE, lo cual Gómez-Delgado *et al.* (2004b) relacionó con la producción significativa de sedimentos no laminares en la cuenca tributaria al embalse. Adicionalmente, pareciera que la combinación entre la configuración de la estructura de descarga de sedimentos de la presa y el tipo de operación de la compuerta, hacen que el material se acumule durante las primeras horas del desembalse, para luego ser liberado de manera abrupta dentro de un lapso de 8 horas.

Una vez definidos el caudal líquido y la concentración de sedimentos, es posible calcular el flujo de sedimentos desalojados como el producto de ambos. Este flujo se presenta en la Figura 2, al igual que la respectiva curva acumulada. Dicha acumulación indica que el peso total de sedimentos desalojados durante el desembalse se estima en 717.000 toneladas. Esta cifra es unas siete veces mayor al ingreso medio anual de sedimentos que se ha estimado

para el embalse (Gómez-Delgado, 2004a), y tiene un valor similar al peso de los sedimentos desalojados durante un desembalse de la hidroeléctrica de Cachí (Costa Rica), pese a que este último embalse posee un volumen útil 24 veces mayor que el de Peñas Blancas.

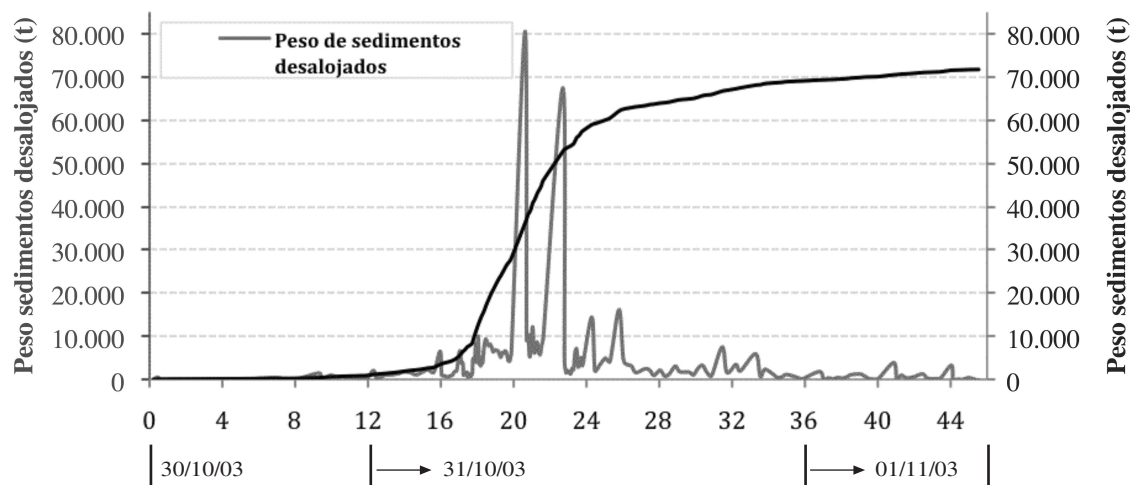


Figura 2. Peso de los sedimentos desalojados y su valor acumulado a lo largo del desembalse de la planta hidroeléctrica Peñas Blancas.

Lo anterior parece indicar que el nivel de acumulación de sedimentos en el embalse Peñas Blancas es particularmente alto, en comparación con la acumulación observada en otros embalses del ICE. Gómez-Delgado (2004b) plantea que esto puede deberse a la producción de sedimentos estimada para el año hidrológico 2001-2002 en 910.000 toneladas (unas 7 veces el promedio anual).

### 3.3. Estimación del volumen de sedimentos evacuados

El volumen de sedimentos evacuados durante el desembalse se estima calculando la diferencia en la capacidad de embalse justo antes y justo después de la maniobra de limpieza. A la vez, la capacidad de almacenamiento se determina construyendo digitalmente una superficie tridimensional, que a su vez se basa en un conjunto de puntos registrados durante un procedimiento de sondeo batimétrico. Las coordenadas de cada punto en el plano horizontal y la elevación del fondo de embalse se almacenan y se obtienen utilizando equipo de ecosonda y GPS, que son trasladados en una pequeña embarcación a través del área de embalse y siguiendo una trayectoria en forma de cuadrícula (ver Figura 3).

Así, de acuerdo con los sondeos de agosto y noviembre 2003, el volumen de los sedimentos evacuados durante el proceso de desembalse se estimó en 150.000 m<sup>3</sup> (casi un 5% del volumen útil de embalse). Comparativamente se considera que éste es un valor alto, pues, como ejemplo, durante el desembalse de Angostura de octubre de 2002 se desalojaron 190.000 m<sup>3</sup> de sedimentos, aún cuando este embalse tiene un tamaño casi 6 veces mayor.

La mayor parte del volumen recuperado durante el desembalse se considera volumen útil pues se encuentra sobre la cota 295. Sin embargo, si se toma como base la capacidad inicial del embalse determinada en abril de 2002, se advierte que al mes de noviembre de 2003, y hasta la elevación 305 m.s.n.m., se ha producido una pérdida volumétrica cercana al 9%.

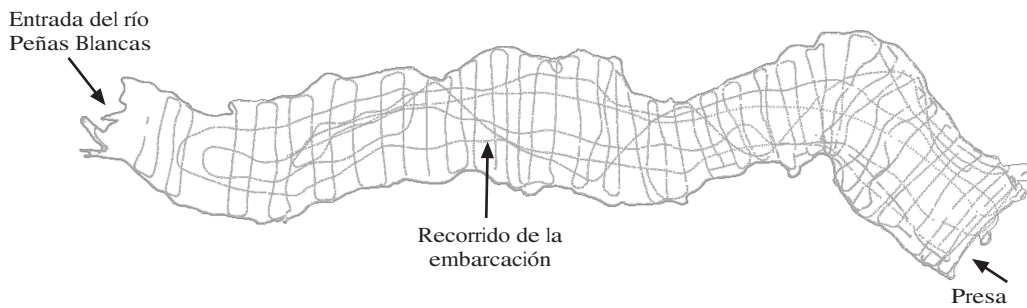


Figura 3. Embalse de la planta Peñas Blancas y grupo de puntos registrados durante el sondeo de agosto 2003.

Así, para noviembre de 2003 el embalse Peñas Blancas posee una capacidad de almacenamiento de  $2,8 \text{ hm}^3$ . La distribución de las áreas de remoción (color verde) o deposición (color rojo) de sedimentos dentro del embalse se puede apreciar en la Figura 4.

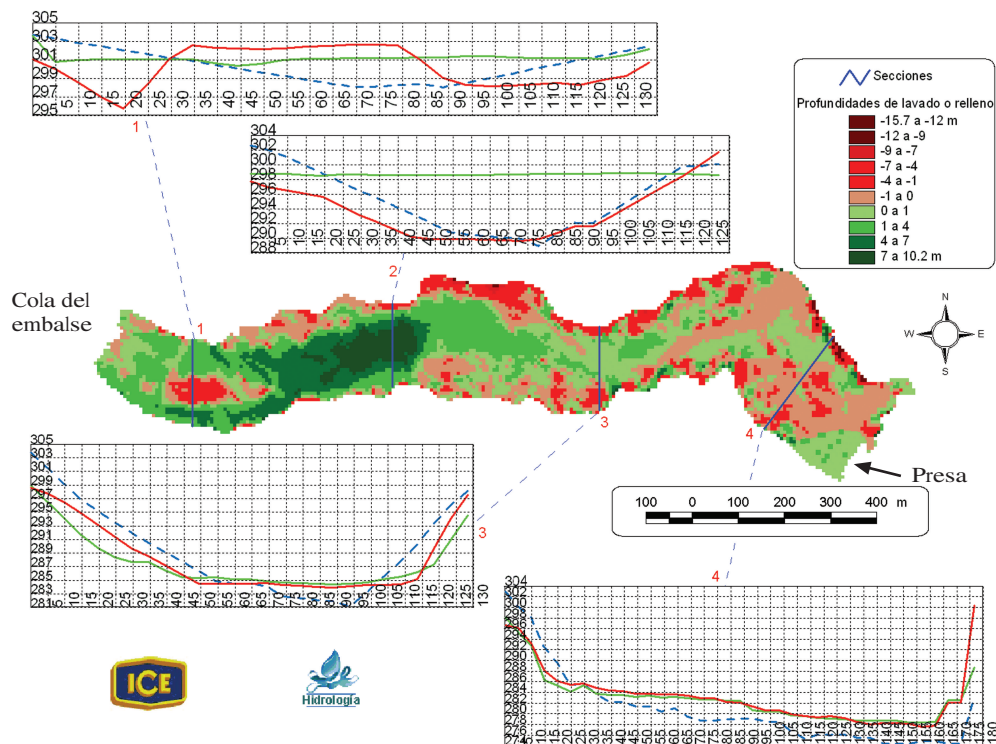


Figura 4. Distribución de las áreas de remoción o deposición de sedimentos dentro del embalse Peñas Blancas, como resultado del desembalse 2003. Los valores en rojo representan áreas de deposición, y los valores en verde áreas de limpieza. Se incluyen cuatro secciones transversales. En cada una de ellas, la línea celeste punteada representa la superficie original del embalse (abril 2002), la línea verde la superficie antes del desembalse (agosto 2003) y la línea roja, la superficie después del desembalse (noviembre 2003).

Los resultados de los sondeos indican que hubo una remoción de materiales en la mayor parte de la cola del embalse, e incluso en la región intermedia de la obra. En las partes bajas (cerca del sitio de presa) más bien se propició el proceso de deposición de sedimentos. En general, en cerca del 65% del área del embalse se presentó remoción de material. El resto, sin embargo, sufrió algún grado de deposición.

Adicionalmente, en la Figura 4 se muestran cuatro secciones transversales ubicadas a lo largo del embalse. Cada una de las secciones registra la forma del fondo del embalse en distintos momentos de su operación: el inicio de operaciones (línea celeste punteada), antes



del desembalse (línea verde) y después del desembalse (línea roja). En algunas zonas del embalse se logró una remoción de bancos de sedimentos de hasta 10 m de profundidad. También es posible apreciar cómo varias de las secciones que habían sido colmadas a lo largo de los primeros meses de operación tendieron a recuperar su forma original. Es importante destacar que una terraza existente cerca de la sección 2 de la Figura 4 fue removida casi por completo.

#### 4. Modelo para la simulación de flujos durante un desembalse

FloodArea (Geomer GmbH, 2003) es un programa creado para la modelación hidrodinámica, en dos dimensiones, de áreas y profundidades de inundación producidas por eventos hidrológicos extremos. Sin embargo, su diseño conceptual permite utilizarlo para aplicaciones adicionales, tales como simulación del rompimiento de presas y diques, simulación de eventos de lluvia torrencial con coeficiente de escurrimiento variable, o bien, generación de direcciones de flujo para análisis de trayectorias de cursos de agua.

En términos generales, el modelo simula el movimiento de un cuerpo de agua tomando como base la ecuación de Gauckler-Manning (Gauckler, 1867; Manning, 1891) y la configuración topográfica de la zona. La introducción o extracción de agua en la estructura simulada se hace a través de hidrogramas de ingreso y salida de agua. La última opción es fundamental, por ejemplo, para emular las operaciones de vertido a través de la compuerta de fondo de una represa. El proceso anterior produce una serie de imágenes o mapas que muestran la elevación del espejo de agua, así como las profundidades en diversas zonas del embalse a lo largo de la simulación. Además de estos mapas, el modelo determina la variación en las direcciones e intensidades del caudal, haciendo posible la identificación de las líneas predominantes de flujo. En particular, en este trabajo se plantea la posibilidad de que el conocimiento de las líneas de flujo mencionadas permitan estimar regiones de remoción o deposición de sedimentos dentro de un embalse. Se estima que si este planteamiento resulta efectivo, sería posible utilizarlo para proyectar diferentes escenarios de flujo (por ejemplo, diversos métodos de operación de la compuerta durante un desembalse) y observar en cada caso cuáles regiones del embalse podrían ser limpiadas eficazmente, o cuáles eventualmente sufrirían deposición.

Para calcular las áreas inundadas (o drenadas), el FloodArea se basa en métodos hidrodinámicos. A partir de mapas digitales cuadrículados se calcula, para pasos de tiempo sucesivos, el volumen de agua que se mueve (si es posible) desde la celda de interés hacia cada una de las ocho celdas que la rodean. El volumen de descarga se calcula de acuerdo con la fórmula Gauckler-Manning:

$$Q = A_v = AC R^{2/3} S^{1/2} \quad (1)$$

donde:

- $v$  : velocidad media de la corriente ( $\text{ms}^{-1}$ )
- $Q$  : caudal desaguado ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )
- $A$  : área de sección de flujo ( $\text{m}^2$ )
- $p$  : perímetro mojado (m)
- $R$  : radio hidráulico:  $R = A / p$  (m)
- $S$  : pendiente de la línea de energía (adimensional)
- $C$  : coeficiente de rugosidad de Gauckler-Manning

Suponiendo régimen uniforme, el gradiente  $S$  se toma igual a la pendiente longitudinal, que en este caso se calcula a partir de un modelo de elevación del terreno. En la ecuación anterior,  $S$  se define como la diferencia entre el nivel de agua más bajo y la mayor elevación del terreno encontradas entre la celda estudiada y cada una de sus vecinas. La distancia de recorrido del flujo entre celdas se considera igual a  $R$  (ancho de celda) para las celdas laterales, y a  $R \cdot \sqrt{2}$  para las diagonales, como se muestra en la Figura 5.

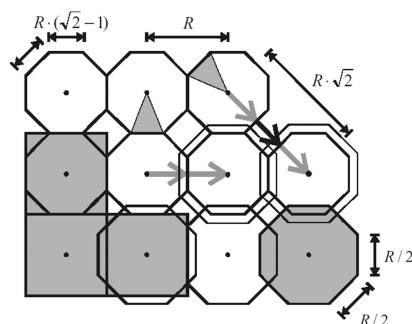


Figura 5. Modelo de celdas para los cálculos del volumen de descarga. Fuente: (Geomer GmbH, 2003).

El paso de tiempo de iteración se ajusta dinámicamente, basándose en la cantidad de agua disponible. Si la tasa de descarga se vuelve muy elevada en comparación con el volumen de agua disponible en la celda, el paso de tiempo será reducido por el modelo. Este mecanismo de control considera sólo cambios en el nivel de agua mayores que 1 mm. Si los volúmenes trasladados entre celdas son muy pequeños, el algoritmo incrementará el paso de iteración. Esta optimización permanente mantiene el tiempo de procesamiento en un mínimo.

Al final de cada iteración, el programa traslada hacia las celdas correspondientes los volúmenes de descarga que calculó, de modo que no existe pérdida ni ganancia de volumen de agua. Por otro lado, si se quisiera obtener información de salida con cierta frecuencia, el hidrograma de insumo debe estar dado en esa misma frecuencia.

## 5. Datos de entrada y configuración del modelo

Las datos requeridos para ejecutar el modelo FloodArea son (a) modelo de elevación digital para el área del embalse (m.s.n.m.), (2) mapa del coeficiente  $C$  de rugosidad de Gauckler-Manning (adimensional), y (3) conjunto de hidrogramas que definen los caudales que entran y salen del embalse ( $m^3 s^{-1}$ ), los cuales están geo-referenciados en diversos sitios dentro del embalse. En este caso en particular, se utilizó el modelo de elevación correspondiente con la condición inicial del embalse (sondeo previo al desembalse: agosto de 2002), se supuso un coeficiente de rugosidad  $C$  equivalente al de un fondo limo-arcilloso, y se prepararon dos hidrogramas: uno que representa la entrada de agua al embalse (río Peñas Blancas) y otro que explica el flujo de salida (evacuación través de la compuerta de fondo de la presa).

El lapso comprendido en esta simulación inicia a las 12:00 horas del día 30/10/03 y concluye a las 09:30 horas del día 01/11/03, con un paso de tiempo de 10 minutos. La frecuencia con la que el programa produce los “mapas de estado” (mapas que indican cómo se distribuye el volumen de agua en un momento determinado) se definió igualmente como 10 minutos. Lo anterior permite obtener una secuencia de imágenes que muestran la evolución de la planicie de inundación en diferentes momentos de la simulación. Los niveles de embalse resultantes se calcularon en términos relativos a la elevación del terreno subyacente.

## 6. Resultados y discusión

### 6.1. Simulación de desembalse y mapas de flujo.

A continuación, la Figura 6 presenta una secuencia de mapas que indican las velocidades de flujo simuladas para las 03:00, 17:00 y 46:00 horas del desembalse, que a la vez están asociadas con los respectivos estados de entrada y salida de caudal en el embalse. Revisando los flujos, se observa que a las 03:00 horas (15:00 horas del 30/10/03, Figura 6a) el embalse apenas empezaba a presentar algunas corrientes, pues el nivel del agua en ese momento era relativamente alto (303 m.s.n.m.) y la apertura de compuertas se estaba realizando muy gradualmente. A las 17:00 horas de desembalse (05:00 horas del 31/10/03, Figura 6b) se muestra el flujo cuando se tenía una elevación en el embalse cercana a 280 m.s.n.m., y el espejo de agua está contenido sólo en la región delimitada por el círculo negro. Los flujos que se muestran fuera del círculo se deben al escurrimiento correspondiente con el caudal de entrada al embalse en ese momento: unos  $25 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ . Nótese que al comparar este segundo diagrama con el esquema de remoción/deposición de sedimentos dado en la Figura 4, se reconoce que las zonas que aparecen con las magnitudes de flujo más altas en la Figura 6b coinciden con aquellas regiones en que se cree que hubo remoción de material, y que fueron identificadas en color rojo en la Figura 4.

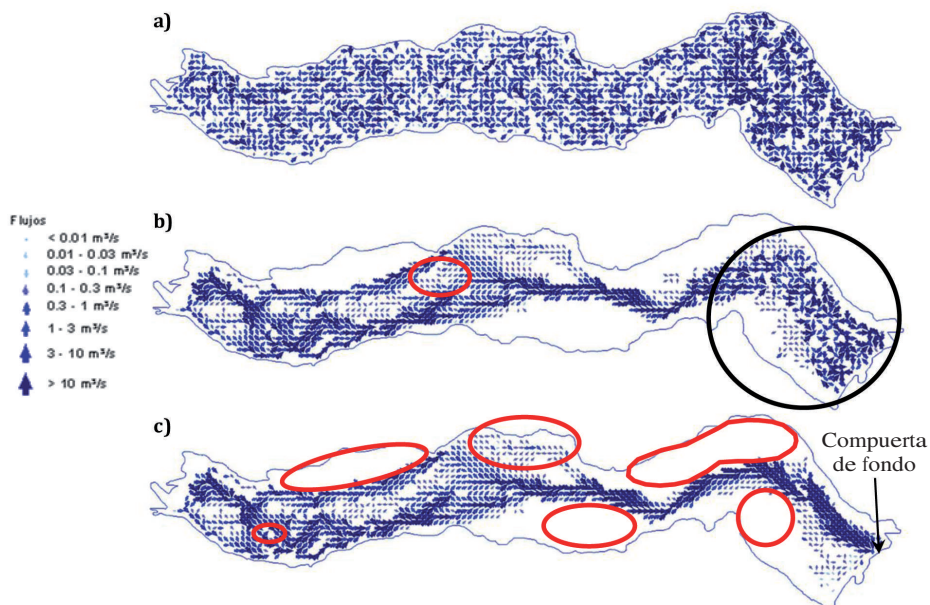


Figura 6. Magnitud y dirección del flujo a las a) 03:00 horas b) 17:00 horas y c) 46:00 horas de desembalse.

Nótese, sin embargo, que se produce una excepción en el área encerrada por la elipse roja (Figura 6b). En este punto se detecta una baja velocidad de flujo, lo cual contrasta con el esquema de remoción/deposición, que señala la eliminación de una columna de sedimentos de unos 10 m de profundidad. Esta incongruencia se debe a que la simulación se basó en la morfología del embalse justo antes del desembalse (sondeo de agosto de 2003). En ese momento existía una terraza de sedimentos en la región en cuestión, lo cual provoca un debilitamiento en el flujo simulado. En esta situación evidencia la necesidad de una interpretación más detallada y cuidadosa de las figuras, pues alrededor de esta terraza se identifican corrientes de muy alta velocidad que, muy probablemente, generaron una fuerza de arrastre suficiente para lavar la terraza (el nivel de eficiencia de la remoción también depende de la estructura granulométrica de la terraza). Finalmente, la Figura 6c muestra las velocidades de flujo para la hora 46:00 de desembalse (10:00 del 01/11/03), momento en que prácticamente sólo se

producía escurrimiento libre en el cauce, que es evidenciado por la inexistencia de una zona de remanso en las cercanías de la compuerta de fondo. Las elipses rojas en la Figura 6c señalan aquellas regiones de flujo lento que constituyen áreas potenciales para la deposición de sedimentos, lo cual se puede constatar en la Figura 4. Sin embargo, debe notarse que la simulación del flujo en la parte superior del embalse (hacia la cola) podría ser engañosa, pues en este instante su morfología podría haberse modificado, en comparación con aquella que se utilizó en la simulación. Como ejemplo, en esta etapa del desembalse sería razonable suponer que, en realidad, el cauce principal fue redefinido en su trayectoria a través la región cercana a la cola del embalse. En ese caso, podría pensarse que el caudal natural que discurría al final del proceso de desembalse siguió una ruta de flujo más definida y concentrada que la ruta dispersa y dividida que fue simulada por el modelo FloodArea y presentada en la Figura 6c.

## 7. Conclusiones

De acuerdo a las comparaciones establecidas con maniobras similares en plantas del Instituto Costarricense de Electricidad, el desembalse de la planta hidroeléctrica Peñas Blancas exhibió una intensidad prominente en términos de las concentraciones de sedimentos evacuados y la relación entre producción de sedimentos, área tributaria de producción y volumen de embalse. Este hecho evidencia la necesidad de darle un seguimiento detallado a las maniobras de desembalse en la planta Peñas Blancas.

La aparente lentitud del flujo de sedimentos parece indicar que los sedimentos depositados en este embalse presentan distribuciones granulométricas con un mayor volumen relativo de partículas gruesas, en comparación con las condiciones observadas en otros embalses operados por el Instituto. Esto se relacionó con la producción significativa de sedimentos no laminares en la cuenca tributaria a este embalse.

La compuerta de fondo de la planta Peñas Blancas logró remover eficientemente el material de la cola del embalse, aunque parte de ese material quedó depositado finalmente en la zona cercana a la presa, o en regiones de baja velocidad de flujo en los bordes del embalse.

El ejercicio de modelación fue satisfactorio, pero plantea la pertinencia de establecer interpretaciones cuidadosas de las salidas del modelo, como por ejemplo, la posible evolución de la morfología del embalse, tomando como base los primeros patrones de flujo definidos por el modelo FloodArea. El uso de información complementaria como la composición granulométrica del fondo del embalse antes y después del desembalse, puede ser de gran utilidad para la identificación de patrones de remoción de material, y el establecimiento de escenarios de operación para la predicción de dinámicas de remoción/deposición en el embalse. Una mejora sustancial en este proceso exploratorio, así como en una eventual generación de escenarios simulados, podría obtenerse a partir de la variación paulatina del modelo de elevación del embalse a lo largo del proceso de simulación, de modo que los flujos simulados en una etapa inicial se utilicen para retroalimentar el modelo para las simulaciones de la etapa siguiente.

En términos generales, la simulación logró producir resultados coherentes acerca de cómo se distribuyen los flujos dentro del embalse durante las maniobras de un desembalse, y cómo esto puede impactar los procesos de remoción y deposición de sedimentos. Reiterando la importancia de dichas maniobras, así como la necesidad de mitigar sus impactos socio-ambientales, se plantea esta metodología como una posible herramienta para la evaluación de propuestas alternativas de operación de las obras hidráulicas, como parte del planeamiento de futuros desembalses en la planta hidroeléctrica Peñas Blancas.

Pablo Spalletti<sup>1</sup> y José Daniel Brea<sup>1</sup>

### Abstract

Erosions in complex bridge piers, common in large plain rivers, are complex phenomena difficult to predict, and therefore studies with physical models are usually required. In fully three-dimensional flows it is not possible to geometrically distort the model and to relax the Froude condition so as not to modify the flow pattern. When working with mobile bed physical models, often, geometric reduction of the granular bed material is not always possible, so it should be relaxed certain scales to study the problem. Through studies in mobile bed physical models with materials with different specific gravity such as sand and coal, carried out in the Hydraulics Laboratory of the National Water Institute of Argentina, there were examined the scale factors and their effects on the results of the maximum local erosion and in the shapes of the scour holes in complex bridge piers.

Keywords: local erosion, bridge stands, physical models.

### Resumen

Los procesos erosivos en pilas de puentes de grandes ríos de llanura son fenómenos complejos y difíciles de predecir, por lo que son usualmente necesarios modelos físicos para estudiarlos. En estos flujos completamente tridimensionales no es posible distorsionar geoméricamente los modelos, ni relajar la condición de Froude ya que se modificaría el patrón de escurrimiento en torno a las estructuras. Pero también, al trabajar con modelos físicos a fondo móvil, muchas veces la reducción geométrica del material granular que conforma el lecho y que surge de la aplicación de los criterios de similitud, no siempre es posible, por lo que deben relajarse ciertas escalas para estudiar el problema. Mediante estudios en modelos físicos a fondo móvil, utilizando materiales de diferente peso específico como arena y carbón mineral, llevados a cabo en el Laboratorio de Hidráulica del Instituto Nacional del Agua de Argentina, se analizaron los factores de escala y sus efectos en los resultados de la socavación máxima y en las características de las fosas de erosión en torno a pilas de puente complejas.

Palabras claves: erosión local, pilas puente, modelos físicos.

## 1. Introducción

Los procesos erosivos en pilas de puentes de grandes ríos de llanura son fenómenos complejos y por ello difíciles de predecir, por lo que son usualmente necesarios modelos físicos para estudiarlos.

Este tipo de problemas desde el punto de vista hidráulico, son completamente tridimensionales, e interviene en forma asociada la movilidad de las partículas sólidas que son transportadas por el flujo y que adicionalmente tienden a ser removidas de la proximidad de los elementos interpuestos en la corriente, conformando fosas de socavación local.

Si bien en la bibliografía se han desarrollado herramientas de cálculo para la caracterización de los procesos erosivos en la forma de ecuaciones o metodologías para estimar la máxima socavación, las mismas en general, se han basado en estudios experimentales con modelos a escala reducida. Es por ello que a la hora de estudiar los procesos erosivos en torno a estructuras complejas con el fin, ya sea, de estimar las profundidades a las que deben fundarse las estructuras o para colaborar en el diseño de las mismas, la modelación física es una herramienta necesaria.

En esta clase de modelos físicos no es posible modificar el patrón de escurrimiento en torno a la estructura para las condiciones hidráulicas de análisis, pero ello, cuando se trabaja a fondo móvil, implica que muchas veces la reducción geométrica del material granular que conforma el lecho y que surge de la aplicación de los criterios de similitud, no siempre es posible, por lo que deben relajarse ciertas escalas para poder estudiar, o al menos tratar de caracterizar, el problema. El análisis de estos factores de escala han sido evaluados en algunos estudios, como ser a modo de ejemplo, los realizados por Ettema *et al.* (1998), pero en ellos los análisis son limitados e imposibles de extrapolar a situaciones generales.

El objetivo de este trabajo es, a través de estudios en modelos físicos a fondo móvil de pilas de puente complejas compuestas por grupos de pilotes, utilizando materiales de diferente peso específico como arena y carbón mineral, llevados a cabo en el Laboratorio de Hidráulica del Instituto Nacional del Agua de Argentina, analizar los factores de escala y sus efectos en los resultados de la socavación máxima y en las características de las fosas de erosión en torno a las estructuras ensayadas.

## 2. Criterios de Similitud

A la hora de realizar un modelo físico a fondo móvil, con el fin de evaluar los criterios de semejanza, la erosión local en pilas de puente en un río puede describirse mediante la expresión:

$$S = f(\rho, \mu, U, h, g, d, \rho_s, B) \quad (1)$$

Donde,  $\rho$ : densidad del fluido,  $\mu$ : viscosidad dinámica,  $U$ : velocidad media,  $h$ : tirante,  $g$ : aceleración de la gravedad,  $d$ : diámetro del material,  $\rho_s$ : densidad del material de fondo,  $B$ : longitud característica de la pila, aunque en realidad este parámetro estaría incluyendo distintas variables geométricas de la pila o grupo de pilotes.

Aplicando el análisis dimensional al problema, considerándose  $\rho$ ,  $U$  y  $h$  como variables repetidas, puede llegarse finalmente a:

$$\frac{S}{B} = \varphi \left( \frac{U}{(g \cdot h)^{0,5}}, \frac{B}{h}, \frac{B}{d}, \frac{U \cdot h}{v}, \tau_* \right) \quad (2)$$

En la expresión anterior  $\tau_*$  es el número de movilidad, que puede expresarse como:

$$\tau_* = \frac{\rho \cdot u_*^2}{(\rho_s - \rho) g \cdot d_m} \quad (3)$$

Si no se distorsiona la escala de longitudes, es decir, si se mantiene la similitud geométrica, la relación adimensional  $B/h$  no influye en los valores de la socavación relativa; si la relación  $B/d$  es suficientemente grande con valores mayores a 50 el efecto de la rugosidad relativa pierde significación; y si el escurrimiento en torno a la pila es totalmente turbulento, situación que se presenta en especial en la fosa de erosión donde las intensidades de turbulencia son elevadas, pueden despreciarse los efectos viscosos (efecto del número de Reynolds). En tales circunstancias hay dos posibles criterios de similitud, uno correspondiente al número de Froude ( $Fr=U/(g \cdot h)^{0,5}$ ) y el otro al estado de movilidad de las partículas (Spalletti et al., 2010).

Si no se puede mantener una semejanza simultánea, y al ser la erosión local consecuencia de un escurrimiento tridimensional complejo, debe respetarse la semejanza hidrodinámica. El fenómeno analizado presenta un predominio de las fuerzas de inercia y de gravedad (en relación a las viscosas), y la semejanza hidrodinámica estará garantizada por la igualdad del número de Froude entre prototipo y modelo ( $e_{Fr}=1$ ).

Respecto del arrastre de sedimentos, la similitud de los procesos entre prototipo y modelo requeriría la igualdad del número de movilidad de Shields, es decir que la escala  $e_{\tau_*}=1$ . Considerando que  $u_*=(g \cdot h \cdot I)^{0,5}$ , en la expresión [3] queda:

$$\tau_* = \frac{\rho \cdot h \cdot I}{(\rho_s - \rho) \cdot d_m} \quad (4)$$

Donde,  $\rho$ : densidad del agua,  $\rho_s$ : densidad del material sólido,  $I$ : pendiente superficial,  $d_m$ : diámetro medio. Que es equivalente a:

$$\tau_* = \frac{h \cdot I}{\Delta \cdot d_m} \quad (5)$$

con:

$$\Delta = \frac{(\rho_s - \rho)}{\rho} \quad (6)$$

Para la escala del número de movilidad para el lecho móvil, partiendo de la ecuación [5] y considerando la relación de escalas para la pendiente, se llega a la expresión [7].

$$e_{\tau_*} = \frac{e_L^{2/3}}{e_{\Delta} \cdot e_{d_m}^{2/3}} = 1 \quad (7)$$

La escala del número de movilidad para la fosa de socavación teniendo en cuenta la ecuación [3] y considerando válida la condición de Froude, queda:

$$e_{\tau_*} = \frac{e_L}{e_{\Delta} \cdot e_{d_m}} = 1 \quad (8)$$

Si el peso específico del material de prototipo y modelo fuese el mismo, de las expresiones [7] y [8] se tiene que la escala de los diámetros del sedimento es igual a la escala de longitudes. En los modelos a fondo móvil se presenta una limitación en el uso de materiales granulares de diámetros pequeños por estar su comportamiento influenciado por la cohesión, por lo que en muchos casos debe distorsionarse el diámetro del material del lecho, lo que hace imposible la verificación del criterio de semejanza relativo a la movilidad de las partículas.

Algunas investigaciones postulan que los procesos de erosión local tienden a ser independientes del tamaño del material cuando la velocidad de la corriente supera el valor crítico de inicio de movimiento (Melville, 1984), aunque esto se basa en experiencias de laboratorio para pilas circulares aisladas que presentan dispersión en los resultados y para materiales con diámetros mayores a 600  $\mu\text{m}$ . Estos tamaños de material de lecho en los ensayos, para las escalas de trabajo habituales, se corresponderían al menos con gravas en los prototipos, que son sedimentos que no se encuentran en el fondo de grandes ríos de llanura.

De lo hasta aquí expresado surge que en muchos casos de estudio, y en la totalidad de las situaciones que quieran investigarse relativas a procesos de erosión local en estructuras localizadas en ríos con lechos de materiales finos, al plantearse la necesidad de estudios en modelo físico, nos encontramos con la imposibilidad de cumplir en forma simultánea con los criterios de semejanza hidrodinámica y de movilidad de las partículas del fondo.

Pero más allá de las dificultades para representar en los modelos físicos los fenómenos de erosión local, y ante la posibilidad de presentarse ciertos factores de escala que implicarán una cierta incertidumbre respecto de los resultados obtenidos, se considera que la mejor forma de estudiar el fenómeno es representando sin distorsionar el funcionamiento hidrodinámico, ya que es la causa de que se desarrolle el proceso erosivo en torno a la estructura que se esté analizando, y como ya se indicara, la semejanza hidrodinámica estará garantizada por la igualdad del número de Froude entre prototipo y modelo.

Lo anterior también se aplica a la posibilidad o no de distorsionar las escalas verticales de las horizontales. Con el mismo criterio, al ser un flujo completamente tridimensional, si dichas escalas fueran diferentes, los vectores velocidad y las componentes de las aceleraciones se estarían distorsionando también y el fenómeno que se estaría representando en el modelo no tendría nada que ver con el de prototipo, ya que no se estaría cumpliendo ni con la semejanza geométrica, ni con la cinemática, ni con la dinámica.

Es oportuno indicar que más allá de las dificultades indicadas a la hora de encarar un estudio de erosión local utilizando modelación física, las herramientas de cálculo que se han desarrollado para la caracterización de los procesos erosivos en la forma de ecuaciones o



metodologías para estimar la máxima socavación, se han basado en gran medida en estudios experimentales con modelos, que por supuesto, tienen asociados efectos de escala que en muchos casos no son mencionados ni estimados de ninguna manera.

### 3. Dispositivo Experimental

El modelo físico sobre el que se realizaron los ensayos, se construyó en un canal de 30 metros de largo, 2 metros de ancho y 1 metro de altura, con una capacidad de bombeo del orden de los 500 litros por segundo, localizado en la Nave 6 del Laboratorio de Hidráulica del Instituto Nacional del Agua. En él, se definió un segmento de 5 metros de longitud, 2 metros de ancho y 50 centímetros de espesor con material granular, para constituir el fondo móvil, donde se fueron colocando las estructuras a ensayar, tal como puede apreciarse en la Figura 1.



Figura 1.- Vista del canal de ensayo

Se estudió en primera instancia para un ángulo de incidencia de  $0^\circ$ , una pila constituida por 46 pilotes de 2 metros de diámetro, con una distribución geométrica de acuerdo al proyecto del puente Goya-Reconquista sobre el río Paraná en Argentina.

Por este motivo, para algunos de los ensayos de laboratorio, se adoptaron condiciones hidráulicas que se corresponden con situaciones de prototipo presentes en el río Paraná en la zona donde se ha proyectado dicha conexión vial, respetando la igualdad del número de Froude (para la condición de diseño  $F_{prot}=0,164$ ), y para otras experiencias estos valores fueron distorsionados con el fin de analizar su efecto en los resultados, modificando las velocidades incidentes.

El sedimento del fondo del río Paraná en la zona de implantación del puente proyectado es arena con un  $d_{50}$  del orden de los  $400 \mu\text{m}$  y aún distorsionando la escala de densidades, el material en el modelo sería tan fino que no se comportaría como granular. Por ello, la necesidad de utilizar en el modelo, materiales de mayor tamaño a los dados por la condición de similitud (ecuaciones [7] y [8]), estaría afectando la semejanza del transporte de sedimentos y en consecuencia los procesos erosivos.

Para analizar el efecto de diferentes materiales constituyentes del lecho móvil, se realizaron ensayos con carbón mineral de peso específico  $\gamma_s=1430 \text{ kg/m}^3$ , con un  $d_{50}$  de  $170\mu\text{m}$  y con una arena de  $\gamma_s=2650 \text{ kg/m}^3$ , con un  $d_{50}$  de  $340\mu\text{m}$ , cuyas distribuciones granulométricas medias obtenidas de diversas muestras analizadas en el Laboratorio de Sedimentología del LH-INA se muestran en la Figura 2.

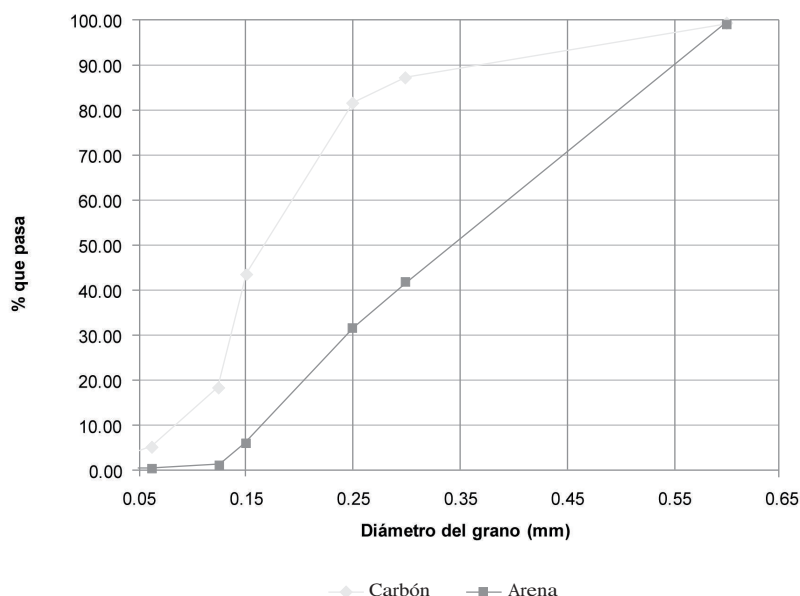


Figura 2.- Distribución granulométrica de los materiales utilizados en el canal de ensayo

La escala de longitudes adoptada fue 1:62,5, aunque también se analizó para una de las condiciones de ensayo con carbón, una escala de 1:40. La duración de las experiencias fue del orden de las 7 horas para los ensayos con carbón y de entre 15 y 24 horas para los de arena, habiéndose estudiado diversas condiciones del flujo de aproximación, registrándose los campos de velocidades en torno a las estructuras y las fosas de socavación al final de los ensayos.

En todos los ensayos se consideraron valores de  $U/U_c = 1$ . Para ello se determinaron para ambos materiales, para las diversas condiciones de escurrimiento y para las escalas adoptadas, las velocidades críticas de inicio de movimiento en cada caso.

Los parámetros adoptados en los ensayos realizados se han volcado en la Tabla 1, indicándose también los números de Froude y las relaciones  $U/U_c$  en cada caso.

Tabla 1.- Condiciones de ensayo en las experiencias ejecutadas

Ensayo	Lecho	Escala	Tirante	Velocidad	Froude	$U/U_c$
1	Carbón	1:62,5	32 cm	0,291	0,164	1,67
2	Carbón	1:62,5	32 cm	0,18	0,101	1,03
3	Carbón	1:40	50 cm	0,364	0,164	1,99
4	Arena	1:62,5	32 cm	0,291	0,164	1,04
5	Arena	1:62,5	32 cm	0,483	0,273	1,72

De la Tabla 1 surge que tres de las condiciones se corresponden con condiciones hidráulicas en que se respetó la igualdad de Froude entre modelo y la situación de diseño del prototipo. También puede apreciarse que para ambos materiales se realizaron ensayos con condiciones de movilidad de la corriente media, cercana a la situación de inicio de movimiento general y para relaciones  $U/U_c$  del orden de 1,7.

#### 4. Erosión Local

A modo de ejemplo, los resultados de las máximas erosiones locales normalizadas por el diámetro de un pilote individual ( $S/D$ ), para los ensayos con arena y carbón con un flujo de aproximación de igual número de Froude que el correspondiente a las condiciones de diseño del prototipo, se resumen en la Tabla 2.

Usualmente para la estimación de la erosión local en pilas compuestas se utilizan las expresiones presentadas en la Circular HEC-18 (Richardson, 2001). Para el caso analizado en donde el cabezal de la pila se encuentra por encima del máximo nivel de agua, la ecuación para estimar la erosión local en grupos de pilotes, es una versión modificada de la ecuación para una pila aislada, que tiene en cuenta el espaciamiento entre elementos, el número de filas y la proyección del área de los pilotes en un plano normal a la dirección de escurrimiento.

Esta ecuación es:

$$\frac{S}{h} = 2.0K_1K_2K_3K_4 \left( \frac{D^*}{h} \right)^{0.65} Fr^{0.43} \quad (9)$$

Donde  $S$  = erosión local;  $h$  = tirante aguas arriba de la pila;  $K_1$  = factor de forma;  $K_2$  = factor de ángulo de incidencia de la corriente;  $K_3$  = factor de condición del lecho;  $K_4$  = factor de corrección por acorazamiento;  $Fr$  = número de Froude; y  $D^*$  = ancho efectivo de una pila equivalente que es igual a:

$$D^* = D_{proj}K_{ps}K_m \quad (10)$$

Donde  $D_{proj}$  = suma de anchos de pilotes no superpuestos;  $K_{ps}$  = coeficiente de espaciamiento entre elementos;  $K_m$  = coeficiente de número de filas de pilotes alineadas,  $m$  ( $K_m = 1$  para grupos de pilotes inclinados respecto a la corriente o con distribuciones de elementos alternadas).

Otros procedimientos o variaciones del método de estimación antes indicado pueden encontrarse por ejemplo en Salim y Jones (1996), Coleman (2005) y Ataie-Ashtiani y Beheshti (2006).

En Spalletti et al. (2009), se presenta una corrección de la metodología de la Circular HEC-18 basada en los resultados de un estudio en modelo físico a fondo móvil con lecho de carbón mineral, donde se analizaron para un ángulo de incidencia de la corriente de  $0^\circ$ , diez configuraciones geométricas de pilas conformadas por 46, 35, 32, 30, 28, 24, 22, 20, 18 y 9 elementos, estudiándose también para los grupos de 24 y 46 pilotes las erosiones para ángulos de ataque de  $10^\circ$ ,  $20^\circ$  y  $30^\circ$ .

En el estudio de referencia, se apreció una gran concordancia entre valores observados y calculados con la metodología de la Circular HEC-18, pero con una subestimación para los

valores más grandes que se corresponden con las erosiones en los grupos más numerosos (Figura 3a). Como esta metodología es usualmente utilizada en el diseño de estructuras, las subestimaciones deben ser evitadas.

El método de diseño presentado en el HEC-18 por Richardson y Davis (2001) para grupos de pilotes, considera  $K_m$  igual a 1 para el caso general de conjuntos de elementos sesgados o con distribuciones alternadas, pues asume que en la técnica de proyección propuesta para caracterizar el ancho de la pila equivalente está contemplado el número de filas.

Debido al déficit observado en los valores estimados para los grupos más complejos, es decir para los más numerosos y con diferentes ángulos de incidencia de la corriente, se llevó a cabo un análisis considerando el efecto del coeficiente asociado al número de filas alineadas. Los resultados se presentan en la Figura 3b pudiéndose apreciar que para ningún caso se observan subestimaciones.

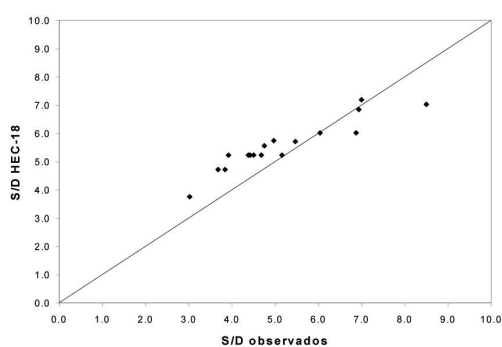


Figura 3a.- Máximas erosiones locales medidas y calculadas - HEC-18.

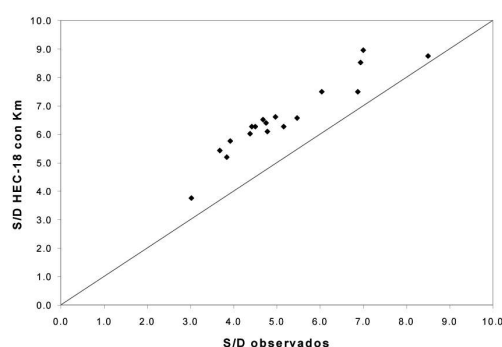


Figura 3b.- Máximas erosiones locales medidas y calculadas - HEC-18 corregida.

El cálculo de la máxima socavación con la formulación de la Circular HEC-18 y con la expresión corregida del coeficiente de número de filas de pilotes alineadas (Spalletti, 2009), para la situación de prototipo, también se indica en la Tabla 2.

Los valores de la escala  $e\tau^*$  para los ensayos se muestran asimismo en la Tabla 2. Puede apreciarse que si bien en las experiencias con carbón no se ha logrado alcanzar la igualdad de movilidad entre prototipo y modelo, los valores de esta escala son muy inferiores a la correspondiente a los ensayos con arena, en donde el valor de  $S/D$  registrado difiere mucho de las mediciones para las experiencias con carbón y de las estimaciones con la fórmula de cálculo de la Circular HEC-18 y con su versión corregida para grupos de pilas numerosos.

Tabla 2.- Relación  $S/D$  registrada para los ensayos con igual número de Froude que el prototipo y calculada para la situación de prototipo.

Material	$e\tau^*$ fosa	$e\tau^*$ lecho	$S/D$
Carbón (Ensayo1)	6,9	2,3	6,875
Carbón (Ensayo3)	4,4	1,7	6,64
Arena (Ensayo 4)	53,1	14,1	3,281
Prototipo HEC18	---	---	6,013
Prototipo HEC18 - $K_m$ corregido	---	---	7,491

En la Figura 4 se muestran las configuraciones del lecho al final de los ensayos 1 (con lecho de carbón mineral) y 4 (con arena) que corresponden a experiencias con igual escala de longitudes y el mismo Froude. Puede apreciarse con claridad la diferencia en el desarrollo de la fosa de socavación en ambos casos.



Figura 4.- Vista desde aguas abajo de la fosa de socavación en modelos de carbón y arena

En la Tabla 3 se resumen los resultados de las experiencias con escala de longitudes 1:62,5 indicándose los valores del número de Froude y de  $U/U_C$  de acuerdo a las condiciones de ensayo, y los máximos valores de socavación observados y calculados con la formulación de la Circular HEC-18 para las condiciones de prototipo semejantes. Puede notarse que en los ensayos 2 y 4 con carbón y arena respectivamente, la velocidad media de la corriente de aproximación es levemente superior a la de inicio de movimiento del material del lecho.

Tabla 3.- Condiciones de ensayo en las experiencias ejecutadas

Ensayo	Lecho	Froude	$U/U_C$	S/D	HEC18	HEC18mod
1	Carbón	0,164	1,67	6,875	6,013	7,491
2	Carbón	0,101	1,03	4,781	4,891	6,093
4	Arena	0,164	1,04	3,281	6,013	7,491
5	Arena	0,273	1,72	3,294	7,476	9,314

De la Tabla 3 se tiene que en los ensayos con carbón, los valores de la máxima socavación disminuyen al disminuir el número de Froude (siempre con  $U > U_C$ ) con relaciones S/D del orden de las estimadas con la metodología de cálculo indicada.

En los ensayos con arena los valores de S/D se mantienen para condiciones de  $U/U_C$  crecientes, con incremento del número de Froude. Los valores observados en los ensayos son mucho menores (entre 2 y 3 veces) a los estimados con la formulación y también menores que los registrados para situaciones hidráulicas semejantes en los ensayos con carbón.

En las Figuras 5 y 6 se comparan respectivamente los resultados de los ensayos 1 y 3 con lecho de carbón, y de los ensayos 4 y 5 con arena. En estas figuras puede apreciarse que como los ensayos no fueron con recirculación de material, para las situaciones con valores más grandes de la relación  $U/U_C$  se tienen erosiones generalizadas mayores en el tramo de canal a fondo móvil y obviamente en torno a la fosa de socavación local. Los máximos valores de erosión local que se presentaron, se determinaron restando a los registros de las mayores socavaciones al finalizar las experiencias, los valores medios de erosión general en cada caso.

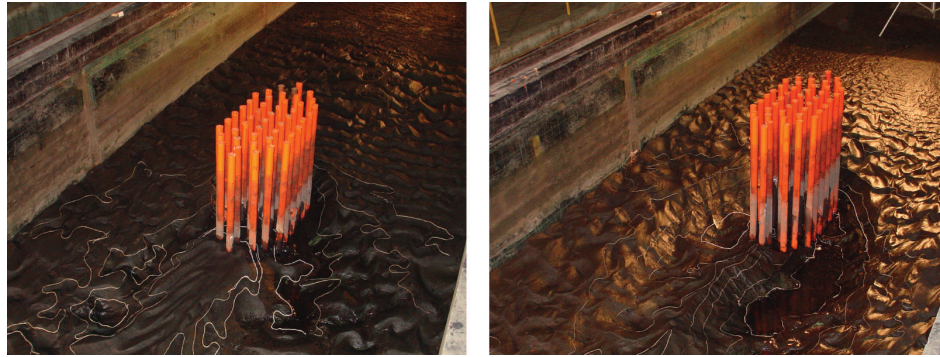


Figura 5.- Vista de socavación en modelos de carbón. Escala 1:62,5.  $U/U_c$  1,67 y 1,03

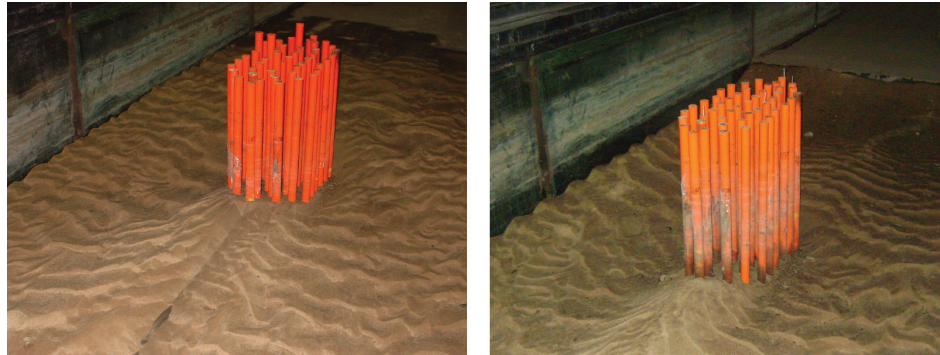


Figura 6.- Vista de socavación en modelos de arena. Escala 1:62,5.  $U/U_c$  1,72 y 1,04

## 5. Conclusiones

Frente a la necesidad de relajar la similitud del número de movilidad, al no poderse utilizar en escala reducida diámetros de sedimentos granulares suficientemente pequeños, surge entonces la alternativa de aligerar el material mediante el uso de un material de menor peso específico que el del lecho del prototipo, como ser carbón mineral, para intentar conservar la movilidad.

Para las condiciones estudiadas no se llegó a cumplir con el criterio de similitud en relación a la movilidad de las partículas, por lo que aparecen efectos de escala que se traducen en discrepancias en las fosas de socavación local obtenidas al usar distintos materiales para caracterizar el lecho, con efectos de escala menores en el caso de utilizar carbón. En este sentido, si bien en las experiencias no se llegó a un valor de  $e\tau^* = 1$ , en los casos en que la escala de longitudes fue de 1:62,5 y se utilizó carbón mineral, la escala del número de movilidad fue de 6,9, mientras que con arena dicha escala fue de 53,1.

Si bien la capacidad de predicción de fórmulas como la del HEC-18 para la estimación de la máxima erosión local no puede considerarse en forma absoluta, los valores calculados son del mismo orden de los observados en el modelo de carbón, mientras que en el modelo con arena los registros fueron muy inferiores a los calculados y a las máximas socavaciones observadas en las experiencias utilizando un lecho de material más liviano.

Lo observado en los modelos con diferentes materiales en el lecho y la condición de diseño del prototipo, pudo también apreciarse al distorsionar la velocidad de la corriente incidente. En estas situaciones, aún incrementando sustancialmente la velocidad del flujo de aproximación en los ensayos con arena, la máxima socavación local no presentó cambios significativos, con valores inferiores a los obtenidos en el modelo con carbón y a los calculados.

Federico Gómez-Delgado<sup>1</sup>, Miguel Marchamalo-Sacristán<sup>2</sup> y Sadí Laporte Molina<sup>3</sup>

## Abstract

Estimating sediment yield in ungauged basins is a complex problem. Since this is a basin-integrated process and consists of three complex sub-processes (erosion, transport and deposition), sediment yield estimations at ungauged sites cannot rely on simplistic methods, and should be supported by a calibration process based on field measurements from nearby basins. This article presents a conceptual framework for the calculation of sediment yield rates in ungauged basins, which can be summarized in the following five steps: (1) distributed estimation of potential sheet erosion in the basins of interest, (2) calculation of a delivery index for sediment transport, (3) calibration of a delivery function in the gauged basins, based on the potential erosion and the delivery index, (4) sensitivity analysis to estimate the component of sediment yield that is produced by sheet erosion processes, and finally (5) use of the delivery function to calculate sediment yield in ungauged sites. This procedure was employed to estimate the sediment yield at the site where the reservoir of the Peñas Blancas hydropower plant was built, in Costa Rica. The results show that the integration of plot-scale modelled erosion at a basin scale is consistent (in order of magnitude) with the field measurements, suggesting that the transport and deposition routines employed here are appropriate.

Keywords: erosion, transport, sediment, reservoir, USLE.

## Resumen

La estimación de la producción de sedimentos en cuencas hidrológicas sin medición es un problema complejo. Dado que éste es un proceso integrado en la cuenca, y está constituido por tres sub-procesos complejos (erosión, transporte y deposición), la estimación de la producción de sedimentos en sitios sin medición no puede basarse en métodos simplistas y debería estar respaldada por un proceso de calibración con mediciones en cuencas cercanas. Este artículo presenta un marco conceptual para el cálculo de la tasa de producción de sedimentos en sitios sin medición, que puede ser resumido en los siguientes cinco pasos: (1) estimación distribuida de la erosión laminar potencial en las cuencas de interés, (2) cálculo de un índice de capacidad de entrega de sedimentos, (3) calibración de una función de entrega en las cuencas con mediciones, basada en la erosión potencial y el índice de entrega, (4) análisis de sensibilidad para estimar el componente de la producción de sedimentos que no es aportado por procesos de erosión laminar, y finalmente (5) uso de la función de entrega para calcular los sedimentos en los sitios sin medición. Se utilizó este procedimiento para estimar la producción de sedimentos en el sitio donde fue construido el embalse de la planta hidroeléctrica Peñas Blancas, en Costa Rica. Los resultados demuestran que la integración de la erosión modelada por parcela, a una escala de cuenca, es coherente (en orden de magnitud) con las mediciones efectuadas en el campo, sugiriendo que las rutinas de transporte y deposición empleadas son apropiadas.

Palabras claves: Erosión, transporte, deposición, sedimentos, embalse, USLE.

<sup>1</sup> Área de Hidrología, C.S. Estudios Básicos de Ingeniería, Instituto Costarricense de Electricidad, San José, Costa Rica,

<sup>2</sup> Grupo de Investigación Hidrobiología. Departamento de Ingeniería y Morfología del Terreno. Universidad Politécnica de Madrid, España

<sup>3</sup> C.S. Estudios Básicos de Ingeniería, Instituto Costarricense de Electricidad, San José, Costa Rica

## 1. Introducción

El problema de la erosión es serio en muchas cuencas hidrológicas del mundo, y sus efectos, reflejados en procesos de sedimentación, generan grandes pérdidas ecológicas, sociales y económicas. Un ejemplo típico de este problema se observa en las plantas para generación hidroeléctrica, donde los sedimentos reducen la capacidad de almacenamiento en los embalses, y afectan máquinas hidráulicas, tuberías, canales y otras estructuras (Gómez-Delgado, 2002). Adicionalmente, la necesidad de evacuar sedimentos acumulados en los embalses perturba sistemas sociales y ambientales, creando restricciones fundamentales para la operación de las hidroeléctricas.

El efecto de los embalses sobre los procesos de transporte y retención de sedimentos ha sido un tema ampliamente estudiado (Vörösmarty *et al.*, 2003; Phillips *et al.*, 2004; Yang *et al.*, 2006; Lu and Siew, 2006; Bangqi *et al.*, 2009). Sin embargo, con frecuencia se demandan modelaciones y análisis distribuidos (en el espacio) ante requerimientos de entidades desarrolladoras y/u operadoras de sistemas hidroeléctricos. Algunos ejemplos de estos requerimientos son la estimación de la producción de sedimentos en sitios sin medición, o la cuantificación a escala de cuenca, del efecto de ciertas prácticas de manejo de la tierra que se implementan a escala de parcela. Ésta última tarea a menudo resulta problemática, pues la evaluación de las prácticas de manejo implementadas suele enfocarse en la escala de parcela (Verbist *et al.*, 2010), originando interrogantes sobre la reducción real en la tasa de sedimentos río abajo (Rijsdijk *et al.*, 2007; Gómez-Delgado, 2010).

El escalamiento de mediciones o estimaciones de erosión a escala de parcela, para aproximar la producción de sedimentos a escala de cuenca, no es un procedimiento sencillo, dado que esta última es el producto tanto de procesos de generación, como de transporte en la cuenca (de Vente and Poesen, 2005). Muchos autores han reconocido la dificultad del escalamiento de flujos de sedimentos (Afandi *et al.*, 2002; Sidle *et al.*, 2006; Verbist *et al.*, 2010).

En este contexto resulta necesario el uso de modelos distribuidos que permitan localizar espacialmente los orígenes de los sedimentos, y cuantificar sus procesos de transporte. Uno de los enfoques desarrollados se basa en el cálculo de la erosión en mapas digitales, el cálculo posterior de un índice de entrega de sedimentos, y la calibración de una función de entrega basada en el índice y en las mediciones de sedimentos en cuencas de control.

En este estudio se reporta la aplicación del método descrito arriba para estimar la tasa anual de sedimentos en un sitio sin medición: el embalse de la planta hidroeléctrica Peñas Blancas en Costa Rica. Se exponen, inicialmente, los métodos propuestos para el análisis, la información básica sobre el sitio de estudio y los datos hidrológicos y sedimentológicos empleados. Posteriormente se presentan los resultados obtenidos, la discusión y las conclusiones correspondientes.

## 2. Métodos

### 2.1. Estimación de producción de sedimentos en sitios sin medición

El método propuesto consta de los cinco pasos que se describen a continuación:

- (1) Erosión: para todas las cuencas de interés (con o sin medición) se debe calcular la erosión laminar potencial en formato de mapas digitales, donde cada celda del mapa representa una parcela del paisaje.



- (2) Índice de entrega: se estima un índice de capacidad de entrega de sedimentos que cuantifica el potencial de cada parcela para entregar la erosión que se produce en ella.
- (3) Función de entrega: utilizando la medición de sedimentos suspendidos en diversas sub-cuencas del sistema, se calibra una función de entrega basada en la erosión laminar y el índice de entrega. Esta función determina empíricamente la relación entre el índice de entrega y la tasa real de erosión liberada a los ríos en forma de sedimentos suspendidos.
- (4) Análisis de sensibilidad: se calibra el modelo para diversos escenarios que suponen distintos grados de aporte de procesos no laminares (erosión de cauces, cárcavas o deslizamientos). Para esto, en cada escenario se asume que sólo cierto porcentaje de los sedimentos medidos en el río provienen de erosión laminar, y luego se procede a calibrar el modelo, registrando la bondad de ajuste correspondiente. Maximizando la bondad de ajuste se define la repartición entre erosión laminar y no laminar en cada cuenca de calibración.
- (5) Cálculo de sedimentos en sitio sin medición: una vez definido el escenario que depara resultados más coherentes entre sedimentos medidos y modelados, se utiliza la función de entrega de este escenario para elaborar el mapa de tasa de entregas y el de sedimentos entregados, para las cuencas sin medición. La producción de sedimentos en sitios sin medición se puede ahora lograr integrando el mapa de sedimentos entregados sobre la sub-cuenca definida por tales sitios.

## 2.2. Modelo de erosión y transporte de sedimentos

En este estudio, los pasos del (1) al (3) del método descrito arriba se ejecutaron utilizando el modelo CALSITE (Bradbury *et al.*, 1993), el cual calcula la erosión laminar potencial basándose en la Ecuación Universal de Pérdida de Suelos USLE (Wischmeier y Smith, 1960). Este programa calcula el índice de entrega utilizando los conceptos presentados por Govers (1990) y Amphlett y Dickinson (1989), mientras que la función de entrega se basa en una rutina propia de CALSITE.

El programa utiliza el enfoque de Sistema de Información Geográfica (SIG) para analizar una cuenca con base en mapas digitales compuestos por celdas cuadradas. Esto requiere la digitalización de mapas de topografía, suelos y usos de la tierra, o bien de imágenes de aéreas o satelitales.

### 2.2.1. Cálculo de la erosión laminar potencial

La USLE (Wischmeier y Smith, 1960) se reconoce como el modelo empírico más utilizado a nivel mundial para la estimación y el control de la erosión (Lafren, 2002; Kesley, 2002). Es un modelo empírico (regresión multiplicativa) que fue creado para pronosticar la pérdida de suelos debida a la erosión laminar o en surcos.

La USLE fue desarrollada por el U.S. Department of Agriculture usando datos relacionados con escurrimiento superficial y registros de pérdida de suelos, además de información proveniente de simulación de lluvia. Dichos datos fueron recolectados en 8250 parcelas experimentales, ubicadas en terrenos dedicados a la agricultura de 23 estados de Estados Unidos. Las parcelas utilizadas tenían un ancho de 1,83 m, y longitud de pendiente de 22,13 m. LA USLE se caracteriza por su simplicidad de aplicación y presenta la siguiente forma:

$$A = R \times K \times LS \times C \times P \quad (1)$$

donde:

$A$  : pérdida de suelo ( $t \text{ ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ )

$R$  : erosividad de las lluvias ( $\text{MJ mm ha}^{-1} \text{ hr}^{-1} \text{ año}^{-1}$ )

$K$  : erodabilidad del suelo ( $t \text{ ha hr ha}^{-1} \text{ MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ )

$LS$  : longitud y gradiente de la pendiente, conocido como factor topográfico (adimensional)

$C$  : cobertura del suelo y manejo (adimensional)

$P$  : prácticas de cultivo y control de erosión (adimensional)

### 2.2.2. Factor R: erosividad de la lluvia

La erosividad anual promedio de las lluvias  $R$  ( $\text{kg m mm m}^{-2} \text{hr}^{-1} \text{ año}^{-1}$ ) se calcula como:

$$R = \left[ \sum_{i=1}^m (E I_{30})_i / 100 \right] n^{-1} \quad (2)$$

donde:

$n$  : número de años analizados

$m$  : número total de tormentas erosivas dentro del período de  $n$  años

$E$  : energía cinética de la lluvia para la tormenta  $i$  ( $\text{kg m m}^{-2}$ )

$I_{30}$  : máxima intensidad en un lapso de 30 minutos para la tormenta  $i$  ( $\text{mm hr}^{-1}$ )

Nótese que la erosividad calculada en la ecuación (2) debe ser convertida para corresponder con las unidades dadas en la ecuación (1). En adición, la energía cinética de cada tormenta  $i$  se obtiene según:

$$E = h \sum_{t=1}^T [1.213 + 0.890 \log(I_t)] \quad (3)$$

donde:

$h$  : altura de precipitación de la tormenta  $i$  (mm)

$I_t$  : intensidad de lluvia en el paso de tiempo  $t=1, 2, \dots, T$  ( $\text{mm hr}^{-1}$ )

$T$  : duración de la tormenta evaluada

### 2.2.3. Factor K: erodabilidad del suelo

Este factor (en  $t \text{ ha hr ha}^{-1} \text{ MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$ ) representa la tasa de pérdida de un suelo específico por unidad del índice de erosividad de lluvias. Puede calcularse a partir de:

$$100 K = 2.1 \times 10^{-4} M^{1.14} (12 - a) + 3.25 (b - 2) + 2.5 (c - 3) \quad (4)$$

donde:

$M$  : (% limo + % arena muy fina) (100 - % arcilla)

$a$  : % materia orgánica

$b$  : código de la estructura del suelo

$c$  : código de la permeabilidad del suelo

Se han creado tablas que facilitan la asignación de valores de erodabilidad a diversos tipos de suelo. En particular, el estudio de FAO (1989) evaluó el factor  $K$  para diversos grupos de suelos de Costa Rica. La Tabla 1 suministra este factor para los suelos presentes en la cuenca analizada en este artículo.

Tabla 1. Factor  $K$  para los tipos de suelo presentes en la cuenca analizada.

Tipo de suelo		Factor $K$ (t ha hr ha <sup>-1</sup> MJ <sup>-1</sup> mm <sup>-1</sup> )
Código	Nombre	
Ix-fo	Dystrandept	0,019
It-p	Tropaquept	0,025
Ih-e, Ih-fo	Hydrandept	0,011
Iv-so	Vitrandept	0,009
Im-p, Im-mo	Humitropept	0,017
Ie-p	Eutropept	0,016
Ut-so, Ut-e	Tropohumult	0,014

#### 2.2.4. Factor LS: topografía

Es un factor adimensional que relaciona la pérdida de suelo en la parcela de interés, dadas su longitud y magnitud de pendiente particulares, con la pérdida respectiva en la parcela estándar. Basándose en datos de pendientes entre 3% y 20%, y longitudes de, como máximo, 122 m (400 ft). McCool *et al.* (1993) sugieren factor topográfico de la siguiente manera:

$$LS = \begin{cases} \left(\frac{L}{22.13}\right)^{0.5} [10.8 \text{ sen}(\theta) + 0.03] & \text{si } \theta < 5.14^\circ \\ LS = \left(\frac{L}{22.13}\right)^{0.5} \left(\frac{\text{sen}(\theta)}{\text{sen}(5.14^\circ)}\right)^{0.6} & \text{si } \theta \geq 5.14^\circ \text{ o } 9\% \end{cases} \quad (5)$$

donde:

$L$  y  $\theta$ : longitud (m) y ángulo (grados) de la pendiente

La obtención del factor  $LS$  a escala de una cuenca hidrológica es posible utilizando rutinas típicas de los sistemas de información geográfica que permiten calcular la pendiente para cada celda que compone el mapa cuadrículado de la cuenca. Para obtener  $L$  el modelo CALSITE supone que el área tributaria a cada sub-cuenca es circular:

$$L = \left[(F X Y)/\pi\right]^{0.5} \quad (6)$$

donde:

$F$  : número de rutas de flujo contribuyentes

$X, Y$ : dimensiones Este-Oeste y Norte-Sur de las celdas del mapa, respectivamente (m)

### 2.2.5. Factor CP: cobertura y prácticas de control de erosión

El subcomponente *C* de este factor relaciona la pérdida de suelo en una parcela que presenta cierto tipo de cobertura vegetal, con la pérdida en la parcela estándar. Es adimensional y su valor varía entre 0,001 en bosque denso y 1 en suelo desnudo. Además de depender del tipo de cubierta vegetal, es función de la temporada de la cosecha y de las técnicas de manejo que se apliquen. Saborío (2000) hizo una compilación de factores *C* asociados a diferentes tipos de cobertura comunes en cuencas tropicales, algunos de los cuales se presentan en la Tabla 2.

Tabla 2. Valores del factor *C* asociados a los tipos de cobertura presentes en la cuenca analizada.

Cobertura/Usos	Factor C
Cultivos permanentes	0,086
Pasto	0,013
Pasto y agricultura	0,05
Bosque primario	0,003
Bosque secundario	0,004
Charral-tacotal	0,012

El subcomponente *P* es un factor adimensional que indica la relación entre la pérdida de un suelo sometido a prácticas de control de erosión (como la siembra en contorno, en franjas o la creación de terrazas), y la pérdida que se daría con un laboreo y siembra a favor de pendiente. En este estudio no se incluyeron consideraciones relacionadas con las prácticas de control de erosión, de modo que en todos los casos  $P=1$ .

### 2.2.6. Índice de entrega DI

Indica la capacidad relativa de transporte de sedimentos en una celda, en relación con el respectivo suministro de sedimentos (la erosión potencial). Basándose en los estudios de Govers (1990) y de Amphlet y Dickinson (1989), Bradbury *et al.* (1993) proponen el siguiente índice (adimensional):

$$DI = \frac{P_a^{2.32} \min(F^{0.66} S^{1.44})}{SE} \quad (7)$$

donde:

$P_a$  : lluvia anual (mm)

$F$  : número de rutas de flujo contribuyentes

$S$  : pendiente (grados)

$SE$  : erosión laminar potencial ( $t \text{ ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ )

### 2.2.7. Calibración: función de entrega

En cada parcela de una cuenca, la cantidad de sedimentos entregados a los ríos es una fracción de la erosión laminar potencial:

$$SY = DR \times A \quad (8)$$

donde:

$SY$  : producción de sedimentos ( $t \text{ ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ )

$DR$  : tasa de entrega de sedimentos (adimensional)

$A$  : erosión laminar potencial ( $t \text{ ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ )

La calibración del modelo CALSITE consiste en la determinación de una función de entrega empírica que relaciona el índice de entrega  $DI$  (ecuación 7) con tasas de entrega  $DR$ , de modo que generen una producción de sedimentos ( $SY_E$ ) similar a aquella que fue medida a la salida de las cuencas de calibración ( $SY_O$ ). La función de entrega es la siguiente:

$$DR = \begin{cases} k DI & \text{si } k DI < 0.082 \\ 0.2 \log(k DI) + 0.2992 & \text{si } 0.082 < k DI < 3190 \\ 1 & \text{si } k DI > 3190 \end{cases} \quad (9)$$

donde  $k$  es la constante a calibrar, tomando como criterio el siguiente estadístico de prueba:

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^n \frac{(SY_{E,i} - SY_{O,i})^2}{SY_{E,i}} \quad (10)$$

donde:

$\chi^2$  : estadístico de prueba que sigue una distribución de probabilidad chi-cuadrado

$SY_{E,i}$  : producción de sedimentos estimada en la sub-cuenca de calibración  $i$  ( $t \text{ ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ )

$SY_{O,i}$  : producción de sedimentos observada en la sub-cuenca de calibración  $i$  ( $t \text{ ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ )

### 3. Sitio de estudio

El estudio se desarrolla en la cuenca del río Peñas Blancas, definida hasta la estación hidrológica 14-05 Peñas Blancas (ver Figura 1). Esta cuenca forma parte de la cuenca del río San Carlos, que a su vez drena hacia el río San Juan, límite natural entre Costa Rica y Nicaragua. La cuenca del río Peñas Blancas hasta la estación 14-05 abarca un área de 296  $\text{km}^2$  y se ubica entre los meridianos  $84^\circ 30'$  y  $84^\circ 48'$  (longitud Oeste) y los paralelos  $10^\circ 15'$  y  $10^\circ 28'$  (latitud Norte), en la vertiente Caribe-Norte. Esta cuenca tiene una orientación Suroeste-Noreste y hasta la estación 14-05 presenta elevaciones entre 64 y 1860 m.s.n.m., con un promedio de 740 m.s.n.m. El caudal promedio diario en la estación 14-05 es  $35 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  y la lluvia media anual varía entre los 2800 y 7000 mm, con un promedio de 4740 mm.

#### 4. Datos y mapas

Debe aclararse que todos los mapas y datos de calibración corresponden a un lapso anterior a la modificación de las condiciones hidrológicas debido a la entrada en operación de la hidroeléctrica Peñas Blancas (en el año 2004). Para ejecutar el programa CALSITE se ha elaborado un grupo de mapas digitales correspondientes con las variables requeridas para el cálculo de la erosión y la producción de sedimentos en la cuenca del río Peñas Blancas, hasta la estación hidrológica 14-05. El CALSITE requiere que el número de columnas de los mapas cuadrículados no sobrepasen de 1024. Para este trabajo se utilizó una dimensión patrón de 1024 columnas y 796 filas, para un tamaño de celda igual a 32 metros.

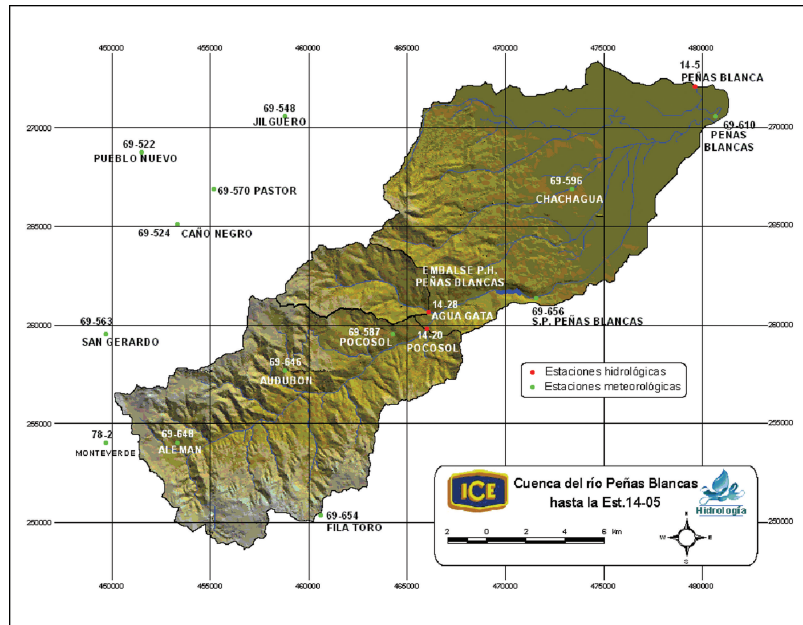


Figura 1. Cuenca del río Peñas Blancas hasta la estación hidrológica 14-05. Estaciones hidrológicas y meteorológicas.

- Factor *R*: tomando como base la información de lluvia instantánea almacenada en la base de datos del Área de Hidrología (Instituto Costarricense de Electricidad), se identifican las tormentas con capacidad erosiva: aquellas con acumulado de precipitación mayor que 13 mm, y separadas de otras tormentas por un lapso de 6 horas. Utilizando un programa de cómputo se calculó el factor *R* para 3608 tormentas registradas entre 1998 y 2003 en las 13 estaciones meteorológicas mostradas en la Figura 1. Luego se interpolaron espacialmente los promedios anuales de *R* para producir el mapa mostrado en la Figura 2a.
- Factor *K*: se obtuvo asignando valores de factor *K* (Tabla 6) a las distintas clases del mapa de suelos de la cuenca (Figura 2b), que fue elaborado con base en el mapa de suelos de Costa Rica (MAG, 1989).
- Factor *CP*: se obtuvo asignando valores de factor *C* a las clases dadas en un mapa de cobertura/uso de la tierra (Figura 2c), producto de la clasificación de una imagen Landsat del año 1996, y corregido por comprobaciones de campo y fotografía aérea. El uso predominante en la cuenca es el bosque primario (62% del área), el pasto (21%) y el pasto con agricultura (11%). Nótese que se ha definido el factor *P* igual a 1 para todas las clases.

- Factor *LS*: se construye utilizando el modelo CALSITE. A partir de un modelo de elevación del terreno y un mapa de ríos, se generan los siguientes mapas de manera sucesiva: pendiente, aspecto, hondonadas, aspecto modificado, rutas de flujo y longitud de pendiente. Éste último mapa y el de pendientes se combinan en la ecuación (5) para producir el mapa de factor *LS* que se presenta en la (Figura 2d).

## 5. Resultados y discusión

Los valores de erosividad de lluvia (factor *R*) que se calcularon en la cuenca se encuentran entre 17.760 y 36.110 MJ mm ha<sup>-1</sup>hr<sup>-1</sup>año<sup>-1</sup>, con un promedio de 27.800 MJ mm ha<sup>-1</sup>hr<sup>-1</sup>año<sup>-1</sup>. Se detectan diferencias entre el patrón espacial de la erosividad y el de la precipitación (mapa no presentado), pues en el mapa de factor *R* el núcleo de valores mayores se encuentra en la parte media de la cuenca, mientras en el mapa de precipitación los valores mayores se observan al suroeste. Esto hace evidente que la erosividad anual puede no guardar una relación lineal con la cantidad de precipitación anual.

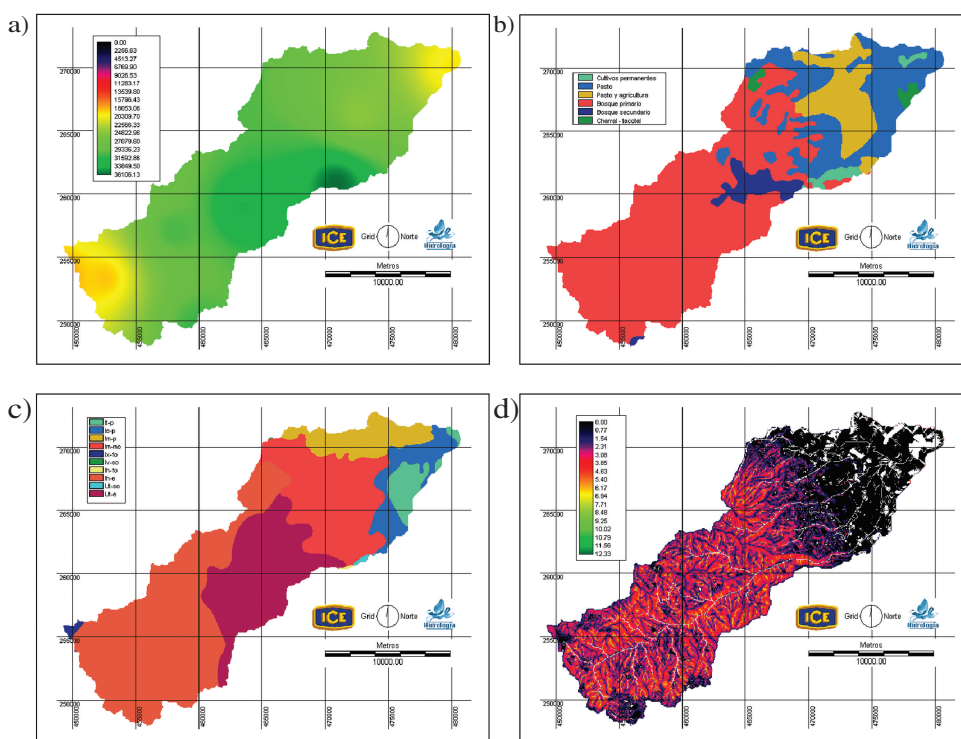


Figura 2. Mapas de los factores de la Ecuación Universal de Pérdida de Suelos en la cuenca del río Peñas Blancas: a) erosividad de lluvia (MJmm ha<sup>-1</sup>hr<sup>-1</sup>año<sup>-1</sup>), b) erodabilidad del suelo (t ha hr ha<sup>-1</sup> MJ<sup>-1</sup> mm<sup>-1</sup>), c) factor de cobertura (adimensional) y d) factor longitud-gradiente de pendiente (adimensional).

La erodabilidad del suelo en la cuenca (factor *K*) varía entre 0,009 y 0,025 t ha hr ha<sup>-1</sup> MJ<sup>-1</sup> mm<sup>-1</sup> según el tipo de suelo encontrado, sin embargo, en un 90% del área de la cuenca se registran valores entre 0,011 y 0,017. El tipo de suelo predominante en la cuenca es el Hydrandept (Ih-e, Ih-fo) que cubre un 41% del área, seguido por el Humitropept (Im-p, Im-mo) que abarca 28% y el Tropohumult (Ut-so, Ut-e) presente en 21% de la cuenca.

El mapa de cobertura del suelo que se utilizó en este trabajo presentan una predominancia de bosque primario (62%), pasto (21%) y pasto con agricultura (10%). La primera cobertura se considera, en términos del factor *CP*, de baja producción de erosión, mientras que la segunda es de producción moderada-baja y la última genera una erosión alta.

El factor *LS* generado por el modelo CALSITE para toda la cuenca exhibe un valor promedio de 2, pero puede llegar a un máximo de 12,3 unidades.

Integrando los mapas de los factores de la USLE, se estima la erosión laminar potencial en la cuenca del río Peñas Blancas (Figura 3). En la sub-cuenca definida hasta la estación hidrológica 14-20 Pocosol (área: 124 km<sup>2</sup>) la erosión potencial es 2,83 t ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup>, mientras ese valor integrado hasta la estación 14-05 (área: 296 km<sup>2</sup>) es 4,26 t ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup>.

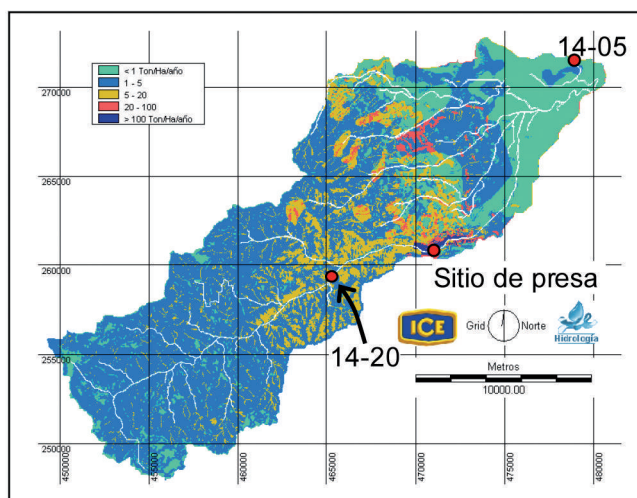


Figura 3. Erosión potencial en la cuenca del río Peñas Blancas hasta la estación hidrológica 14-05.

De acuerdo a las clases de erosión propuestas por Mora (1987), donde se considera que la tasa de erosión es ligera si se encuentra por debajo de las 10 t ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup>, moderada entre 10 y 50 t ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup>, una severa 50 y 200 t ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup> y muy severa aquella que sobrepasa las 200 t ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup>, debe concluirse que en Peñas Blancas cerca del 91% de los suelos presentan erosión ligera, poco más del 8% erosión moderada y menos de un 1% sufre una erosión severa. (Ver distribución en la Tabla 3).

Tabla 3. Distribución de la erosión en la cuenca Peñas Blancas

Rango de erosión (t ha <sup>-1</sup> año <sup>-1</sup> )	Tipo de erosión	Porcentaje del área total
< 1	Insignificante	21,2
1 – 5	Ligera	61,9
5 – 10	Ligera	8,3
10 – 20	Moderada	6,1
20 – 50	Moderada	2,0
> 50	Severa	0,4

Los valores máximos de erosión (ubicados en la región cercana al sitio de presa del proyecto Peñas Blancas) se deben a la presencia de factores de la USLE con magnitudes medias y altas en esas zonas. Por ejemplo, aquí el factor *R* alcanza su valor máximo en toda la cuenca (cerca de 36.000 MJ mm ha<sup>-1</sup> hr<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup>). La erodabilidad del suelo en esa zona es moderada con un valor *K*=0,014 t ha hr ha<sup>-1</sup> MJ<sup>-1</sup> mm<sup>-1</sup>. El factor *LS* oscila entre 4 y 5, mientras que el promedio para la cuenca es 2. En cuanto al factor de cobertura, en esta región se



alcanza el máximo de toda la cuenca ( $CP=0,086$ , cultivos permanentes), valor mucho mayor que correspondiente para bosque primario ( $CP=0,003$ ) y que abarca más del 60% del área de la cuenca. Una zona crítica de erosión es el producto de la combinación de factores con valores medio-altos y altos. Si alguno de ellos es bajo, la intensidad de la pérdida del suelo será moderada o baja. Adicionalmente, se aprecia con claridad la división existente entre zonas de erosión baja y aquellas con erosión moderada y alta, pues el límite es marcado en buena parte por las características de uso del suelo, representadas por el mapa de  $CP$ . Por tanto, este factor parece tener gran influencia en el resultado, y habitualmente hereda sus características y subdivisiones al mapa final de erosión.

Como se puede apreciar en la Figura 4a, el índice de entregas calculado de acuerdo con la ecuación (7) toma valores entre 1 y 255, y presenta máximos en la zona montañosa de la región suroeste de la cuenca (pendientes altas), en sitios cercanos a algún cauce. Además, en esa zona la erosión, y por tanto el denominador de la ecuación (7), son bajos, y las precipitaciones son máximas, lo que implica una mayor escorrentía superficial.

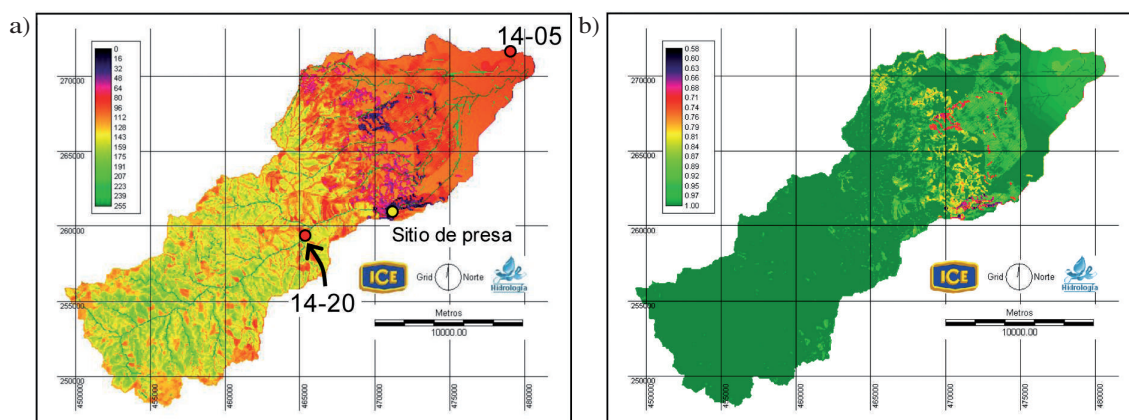


Figura 4. (a) Índice de entrega y (b) tasa de entrega de sedimentos en la cuenca Peñas Blancas.

Una vez calibrado el índice de entrega, y utilizando la producción de sedimentos medida en las estaciones hidrológicas (segunda columna de la Tabla 4), se genera el mapa de tasa de entrega de sedimentos (Figura 4b). Este mapa denota que en la cuenca superior (hasta la estación 14-20) las tasas en toda la cuenca tienen valores cercanos a 1 (toda la erosión calculada a partir de la USLE es transportada aguas abajo por los cauces), en tanto, el área incremental entre esa estación y la estación 14-05 exhibe tasas menores (hasta 0.7). El promedio para toda la cuenca es 0.91.

Tabla 4. Sedimentos estimados en la cuenca del río Peñas Blancas según CALSITE.  $SY$ : producción de sedimentos laminares,  $\chi^2$ : estadístico de prueba chi-cuadrado,  $DR$ : tasa de entrega de sedimentos.

Estación	$SY$ observado ( $t\ ha^{-1}\ año^{-1}$ )	$SY$ estimado ( $t\ ha^{-1}\ año^{-1}$ )	$\chi^2$ de calibración (significancia $P$ )	$DR$ promedio (toda la cuenca)
14-20 Pocosol	8,26	2,83	12,3 ( $P = 0,998$ )	0,91
14-05 Peñas Blancas	6,55	3,86		

De acuerdo con la tercera columna de la Tabla 4, la producción de sedimentos en la cuenca superior (14-20) es subestimada por el modelo como un 34% de la observada, mientras

en la cuenca total (14-05) la tasa estimada de sedimentos representa un 59% de la tasa real. De acuerdo con la Tabla 4, el resultado de la calibración es pobre: para 2 sub-cuencas un  $\chi^2 \geq 9,2$  indica un ajuste deficiente. No obstante, debe estar claro que el CALSITE sólo ha simulado la erosión laminar, lo que excluye la producción de sedimentos no laminares.

Como se indicó en el paso (4) del procedimiento expuesto en la sección 2.1, se debe realizar un análisis de sensibilidad basado en el hecho de que cierta fracción de la tasa de sedimentos observada proviene de movimientos masivos como erosión por cárcavas o por deslizamientos. En particular, se ha atribuido la gran diferencia en las producciones de sedimentos observada y simulada en la cuenca tributaria al embalse (estación 14-02) a un deslizamiento activo ubicado 17 km aguas arriba del embalse (ver Figura 5).

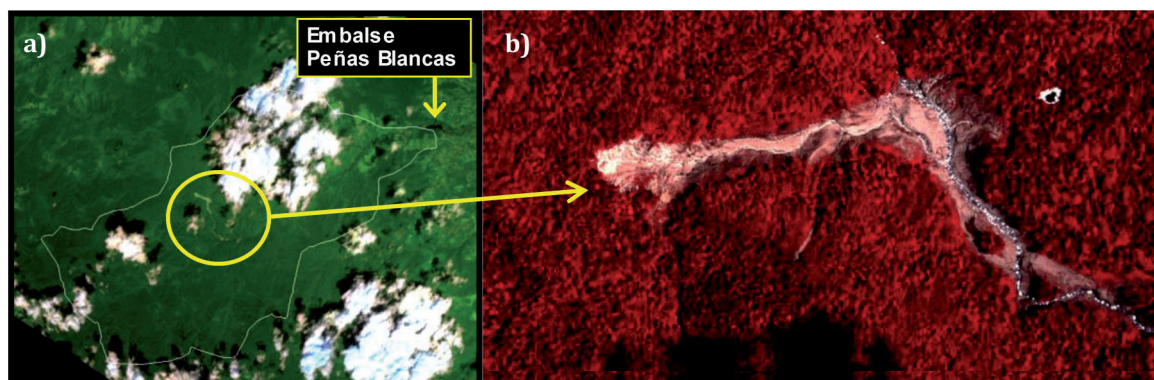


Figura 5. Deslizamiento en la cuenca tributaria al embalse Peñas Blancas: a) imagen máster (cuenca del embalse), b) fotografía aérea infrarroja (acercamiento). Fuente: Proyecto Carta, Marzo 2003, CENAT-NASA.

En este análisis de sensibilidad se supuso que los sedimentos medidos en las estaciones de control tienen un componente de erosión laminar (que sí puede ser explicado por la USLE y, por tanto, por CALSITE) y un componente de erosión no laminar. La Tabla 5 presenta, para cada estación de calibración, un conjunto de suposiciones sobre el porcentaje de sedimentos medidos que provienen de erosión laminar, además del estadístico chi-cuadrado correspondiente con cada escenario supuesto. La región sombreada de la tabla indica las combinaciones para las que la calibración produce un resultado considerado muy bueno (significancia  $p \geq 0.10$ ).

Tabla 5. Valores de  $\chi^2$  obtenido de la calibración de sedimentos suponiendo diferentes porcentajes de erosión laminar con respecto a la producción de sedimentos total medida en las cuencas de calibración.

% erosión laminar	Estación 14-05 Peñas Blancas				
	60%	70%	80%	90%	100%
40%	0,1	0,2	0,6	1,2	2,0
50%	0,6	0,7	1,1	1,7	2,5
60%	1,6	1,7	2,1	2,7	3,5
80%	5,1	5,2	5,5	6,1	6,9
100%	10,4	10,6	10,9	11,5	12,3

De la Tabla 5 se puede decir, entonces, que si se supone que un 70% de los sedimentos medidos en la estación 14-20 ( $5,8 \text{ t ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ ) son generados por erosión laminar, así como un 90% de los medidos en la 14-05 ( $5,9 \text{ t ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ ), entonces el modelo logra una calibración aceptable. Dicho de otro modo, el modelo es aceptable si se supone que un 30% del material medido en la estación 14-20 y un 10% del medido en la 14-05 provienen de erosión masiva. Se puede apreciar claramente cómo la cuenca definida por la estación 14-20 debería presentar, como mínimo, una erosión no laminar de 30% para que se logre una calibración adecuada. Haciendo el criterio aún más exigente, se puede demandar que el estadístico de prueba produzca una significancia  $P$  igual a 0,5. Los valores resaltados con negrita en la Tabla 5 cumplen este criterio. Si aceptamos, por ejemplo, que suponiendo un 50% de erosión laminar en la estación 14-20 y un 80% en la estación 14-05 se cumple con este criterio, los resultados serían los dados en la Tabla 6.

Tabla 6. Resultados finales de la calibración suponiendo presencia de erosión no laminar. SY: producción de sedimentos laminares,  $\chi^2$ : estadístico de prueba chi-cuadrado.

Estación	SY Observado ( $\text{t ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ )	SY Estimado ( $\text{t ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ )	$\chi^2$ de calibración (significancia $P$ )
14-20 Pocosol	4,13	2,83	1.1 ( $P = 0,42$ )
14-05 Peñas Blancas	5,24	3,86	

La aplicación de la función de entrega calibrada en el procedimiento anterior, al mapa de erosión laminar potencial, genera el mapa de producción de sedimentos dado en la Figura 6.

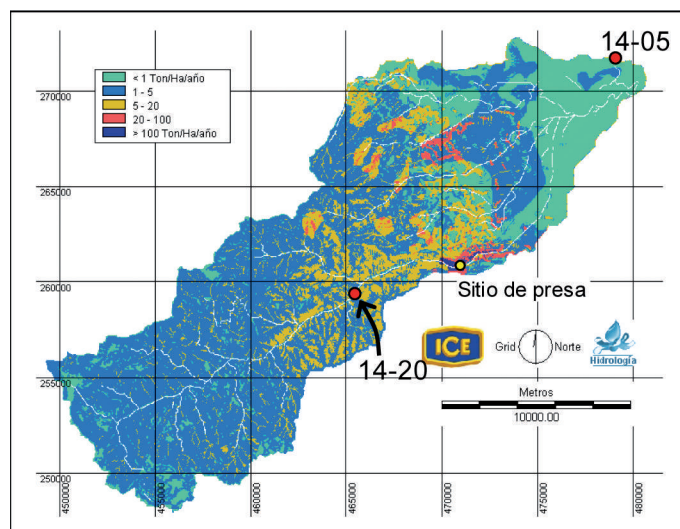


Figura 6. Producción de sedimentos en la cuenca Peñas Blancas hasta la estación hidrológica 14-05.

El aporte real de sedimentos por deslizamientos y cárcavas es difícil de establecer si mediciones detalladas de estos. Jansson y Rodríguez afirman en su estudio sedimentológico del embalse de Cachí (1992) que existe un gran número de deslizamientos en el área de bosques aguas arriba que aportan sedimentos a las mediciones en la estación Tapantí Arriba (cuenca del río Reventazón, Costa Rica). En esa misma zona y utilizando una modelación con CALSITE, Gómez-Delgado (2002) corroboró que no existen procesos de erosión laminar considerables, como sí se presentan en otras regiones de la cuenca.

Integrando espacialmente los sedimentos obtenidos en la Figura 6 para la sub-cuenca delimitada hasta el sitio de presa de la planta hidroeléctrica Peñas Blancas, se encontró que al embalse ingresan aproximadamente 102.000 t de sedimentos cada año (asumiendo un 50% de erosión masiva). Considerando que la subcuenca hasta el sitio de presa tiene un área de 157,19 km<sup>2</sup>, se estima que la producción específica de esa subcuenca es 6,5 t ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup> (o bien, 650 t km<sup>-2</sup> año<sup>-1</sup>).

## 6. Conclusiones

La integración a escala de cuenca, de la erosión estimada a escala de parcela utilizando un modelo distribuido basado en la USLE, resultó ser coherente (en orden de magnitud) con mediciones efectuadas en los cauces, y tomando en cuenta que los sedimentos medidos incluyen un componente no laminar que puede ser muy grande en zonas montañosas con deslizamientos activos. De este modo, las rutinas de transporte y deposición de sedimentos empleadas por el modelo CALSITE parecen ser apropiadas. La suposición de que la cantidad de sedimentos generada a partir de procesos de erosión laminar es sólo un porcentaje de aquella que se registra en las estaciones hidrológicas, condujo a mejoras sustanciales en el proceso de calibración de la cuenca. Así, es probable que un 50% de los sedimentos que se miden en la estación 14-20 (Pocosol) provengan de erosión masiva como los deslizamientos.

En la cuenca existe un alto régimen de lluvias (promedio anual 4700 mm), que implica una alta capacidad de transporte de sedimentos. El índice global de entregas lo confirma. Adicionalmente, las altas precipitaciones en las zonas montañosas (se han llegado a medir 11.000 mm en la estación 69-654) incrementan la probabilidad de deslizamientos como los observados aguas arriba del sitio de presa.

Según el modelo de la USLE sólo un 1% del área de la cuenca del río Peñas Blancas hasta la estación 14-05 sufre erosión laminar severa o muy severa, con valores mayores a las 100 t ha<sup>-1</sup> año<sup>-1</sup>. Una erosión moderada se presenta en un 5% de la cuenca, mientras el resto del área sufre erosión leve. Se estimó que la tasa anual de sedimentos que ingresa al Peñas Blancas es 100.000 t.

# REFERENCIAS

## Referencias Capítulo I

Ayala, L. 1996. Hidráulica de los fenómenos de remoción en masa: corrientes de detritos y flujos de barro. *Course in XVII Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Guayaquil, Ecuador.*

Centro de recursos hidráulicos, Universidad de Chile (CRH). 2006. Crecidas súbitas y corrientes de detritos ocurridos el 18 de junio de 1991 en Antofagasta. *Dirección General de Aguas, Ministerio de Obras Públicas.*

Faug, T.; Lachamp, P.; Naaim, M. 2002. Experimental investigation on steady granular flows interacting with an obstacle down inclined channel : study of the dead zone upstream from the obstacle. Application to interaction between dense snow avalanches and defence structures. *Natural Hazards and Earth System. Sciences 2:* 187-191.

Gray, J.; Tai, Y.; Noelle, S. 2003. Shock waves, dead zones and particles-free regions in rapid granular free-surface flows. *J. Fluid. Mech.* 491: 161-181.

Hákonardóttir, K.; Hogg, A.; Batey, J. 2003. Flying avalanches. *Geoph. Res. Letters.* 30(23), 2191, 4 pp.

Hauser, A. 2004. Los flujos aluvionales en Chile: causas, efectos y medidas de mitigación. Servicio nacional de geología y minería. *Subdirección nacional de geología.*

Iverson, R. 1997. The physics of debris flows, *Review of Geoph.* 35(3): 245-296.

Iverson, R.; Denlinger, R. 2001. Flow of variably fluidized granular masses across three-dimensional terrain. Coulomb mixture theory. *J. Geoph. Res.* 106(B1): 537-552.

Iverson, R.; Logan, M.; Denlinger, R. 2004. Granular avalanches across irregular three-dimensional terrain: Experimental tests. *J. Geoph. Res.* 109, F01015, 16 pp.

Montserrat, S. 2005. Estudio experimental de obras de protección contra aluviones. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias de la Ingeniería Mención Recursos y Medio Ambiente Hídrico. Universidad de Chile. Chile.

Montserrat, S.; Tamburrino, A.; Niño, Y. 2004. Relaciones friccionales de flujos de mezclas de agua de sedimentos. *XXI Congreso Latinoamericano de Hidráulica, IAHR, Sao Pedro, Brasil.*

MOP – Ministerio de Obras Públicas. 2009. Obras Públicas. Una mirada de diez años. Unidad de Comunicaciones, Dirección de Arquitectura.

Naranjo, J.; Varela, J. 1996. Flujos de detritos y barro que afectaron el sector oriente de Santiago, el 3 de mayo de 1993. Boletín N°. 47. Servicio Nacional de Geología y Minería.

Sepúlveda, S.A.; Rebolledo, S.; Vargas, G. 2006. Recent catastrophic debris flows in Chile: geological hazard, climatic relationships and human response. *Quaternary International*, Vol. 158, 83-95.

## Referencias capítulo II

Amundson. 2003. Salven el Suelo Virgen. University of California, Berkeley. Disponible enInternet: URL. < [http://www.berkeley.edu/news/media/releases/2003/09/18\\_dirt.shtml](http://www.berkeley.edu/news/media/releases/2003/09/18_dirt.shtml)

Bennett, H. 1926. Some comparisons of the properties of humid-tropical and humid-temperate american soils. *Soil Science*, 21:349-375.

Duley, F.; Coyle, J. 1955. La agricultura donde la lluvia es de 8 a 20 pulgadas al año. USDA. Anuario de agua. 407 - 415.

Dirección General de Suelos y Fertilizantes (DGSF). 1978. Instructivo técnico para la confección del mapa de grados de erosión 1:250 000 de las provincias. Dirección General de Suelos y Fertilizantes, Ministerio de la Agricultura, 30 pp.

Instituto de Suelos. 1999. Nueva Versión de Clasificación Genética de los Suelos de Cuba. AGROINFO, MINAGRI. Ciudad de La Habana, 64 p.

Instituto de Suelos. 2001. Programa Nacional de mejoramiento y conservación de suelos. Ministerio de la Agricultura, Agrinfor, 38 pp.

Febles, J. M.; Vega, M.; Febles, G.; Pérez-Tolón, A.; Jerez, L. 2007. Criterios de selección para determinar valores umbrales de sostenibilidad de los suelos en áreas piloto de La Habana, Cuba. En I Seminario Internacional de Cooperación y Desarrollo en Espacios Rurales Iberoamericanos. 2007. Sostenibilidad e Indicadores. ISBN 978 - 84-8240 – 872 -9 (España), pp. 325 – 336

Febles, J. M.; Vega, M.; Febles, G. 2008. Sistema integrador de métodos cualitativos y cuantitativos para evaluar la erosión de los suelos en las regiones cársicas de uso ganadero de Cuba. Revista de Ciencias Agrícolas del ICA. Volumen 42 No.4 del 2008.

Hernández, A.; Bosh, D.; Morales, M. 1998. Características de los suelos tropicales y procesos de degradación en ellos inducidos por el hombre. II Curso Internacional de Agricultura Tropical, INIFAT. Universidad de La Habana, CERAI Valencia (España), pp 11- 19

Hernández, A.; Morell, F.; Ascanio, M.; Borges, Y.; Morales, M.; Yong, A. 2006. Cambios globales en los suelos Ferralíticos Rojos Lixiviados (Nitsoles ródicos éutricos) de la provincia Habana. Revista Cultivos Tropicales, Vol. 2, pp.41-50.

Lowdermilk, W. 1953: Conquest of the Land Through Seven Thousand Years. Agriculture Information Bulletin N° 99, USDA, Soil Conservation Service, Washington, D.C.

Primavesi, A. 1990. Manejo ecológico del suelo; La agricultura en regiones tropicales (Río de Janeiro); 9<sup>na</sup> Ed.

Roose, E. 1974. Contribution a l'étude de la resistance a l'érosion des quelques sols tropicaux. Trans. X Cong. Soil Sci. Moscow, XI comm. Págs. 54 – 61

### Referencias Capítulo III

Andredi A.; Abbe, T.; Montgomery, D. 1996. Large woody debris jams, channel hydraulics and habitat formation in large rivers. Regulated Rivers-Research & Management 12:201-221.

Abbe, T.; Montgomery, D. 2003. Patterns and processes of wood debris accumulation in the Queets river basin, Washington. Geomorphology 51:81-107.

Andreoli, A.; Carlig, G.; Comiti, F.; Iroume, A. 2007. Residuos leñosos de gran tamaño en un torrente de la Cordillera de los Andes, Chile: su funcionalidad e importancia. Bosque (Valdivia) 28:83-96.

Andreoli, A.; Comiti, F.; Mao, L.; Iroume, A.; Lenzi, M. 2008. Evaluación de los volúmenes y de los efectos hidro-morfológicos del material leñoso en dos torrentes andinos (Chile). Ingeniería del Agua. 15:189-204.

Bilby, R.; Ward, J. 1989. Changes in Characteristics and Function of Woody Debris with Increasing Size of Streams in Western Washington. Transactions of the American Fisheries Society 118:368 - 378.

Comiti, F.; Andreoli, A.; Mao, L.; Lenzi, M. 2008. Wood storage in three mountain streams of the Southern Andes and its hydro-morphological effects. Earth Surface Processes and Landforms 33:244-262.

Córdova, J.; Rosi-Marshall, E.; Yamamuro, A.; Lamberti, G. 2007. Quantity, controls and functions of large woody debris in Midwestern USA streams. River Research and Applications 23:21-33.

Diehl, T.; 1997. Potential Drift Accumulation at Bridges. (1997) Virginia: US Department of Transportation Federal Highway Administration Research and Development, Turner-Fairbank Highway Research Center HYPERLINK "<http://www.tn.water.usgs.gov/pubs/FHWA-RD-97-028/difront1.htm>"<http://www.tn.water.usgs.gov/pubs/FHWA-RD-97-028/difront1.htm>.

- Downs, P.; Simon, A. 2001. Fluvial geomorphological analysis of the recruitment of large woody debris in the Yalobusha River network, Central Mississippi, USA. *Geomorphology* 37:65-91.
- Elder, K.; Kattelman, R.; Ferguson, R. 1990. Refinements in dilution gauging for mountain streams. In IAHS ed. *Hydrology in Mountainous Regions*. IAHS. p. 247-254.
- Faustini, J.; Jones, J. 2003. Influence of large woody debris on channel morphology and dynamics in steep, boulder-rich mountain streams, western Cascades, Oregon. *Geomorphology* 51:187-205.
- Gurnell, A.; Gregory, K.; Petts, G. 1995. The Role of Coarse Woody Debris in Forest Aquatic Habitats - Implications for Management. *Aquatic Conservation-Marine and Freshwater Ecosystems* 5:143-166.
- Heede, B. 1981. Dynamics of selected mountain streams in the western United States of America. *Zeitschrift Fur Geomorphologie* 25:17-32.
- Hogan, D. 1987. Channel morphology of unlogged, logged, and debris torrented streams in the Queen Charlotte Islands. Ministry of Forests and Lands (Victoria, B.C.). 94 p.
- Keller, E.; Swanson, F. 1979. Effects of large organic material on channel form and fluvial process. *Earth Surface Processes* 4:361-380.
- Kraft, C.; Warren, D. 2003. Development of spatial pattern in large woody debris and debris dams in streams. *Geomorphology* 51:127-139.
- Lancaster, S.; Hayes, S.; Grant, G. 2001. Modeling sediment and wood storage and dynamics in small mountainous watersheds. In Dorava J.B., D.R. Montgomery, B. Palcsak, F. Fitzpatrick eds. *Geomorphic processes and riverine habitat*. Washington, D.C. American Geophysical Union. p. 85-102.
- MacFarlane, W.; Wohl, 2003. Influence of step composition on step geometry and flow resistance in step-pool streams of the Washington Cascades. *Water Resources Research* 39:-.
- Mao, L.; Andreoli, A.; Comiti, F.; Lenzi, M. 2008. Geomorphic effects of large wood jams on a sub-antarctic mountain stream. *River Research and Applications* 24:249-266.
- Marston, R. 1982. The Geomorphic Significance of Log Steps in Forest Streams. *Annals of the Association of American Geographers* 72:99 - 108.
- Martin, D.; Benda, L. 2001. Patterns of instream wood recruitment and transport at the watershed scale. *Transactions of the American Fisheries Society* 130:940-958.
- Massong, T.; Montgomery, D. 2000. Influence of sediment supply, lithology, and wood debris on the distribution of bedrock and alluvial channels. *Geological Society of America Bulletin* 112:591-599.
- Megahan, W.; Nowlin, R. 1976. Sediment storage in channels draining small forested watersheds. In Third Federal Interagency Sedimentation Conference, 1976. 'Proceedings'. Water Resources Council, Washington, D.C. 115-126 p.
- Minckley, W.; Rinne, J. 1985. Large Woody debris in hot-desert streams: an historical review. *Desert Plants* 7(3):142-153.
- Montgomery, D.; Piegay, H. 2003. Wood in rivers: interactions with channel morphology and processes. *Geomorphology* 51:1-5.
- Mosley, M. 1981. The influence of organic debris on channel morphology and bedload transport in a New Zealand Forest stream. *Earth Surface Processes* 6:571-579.
- Nakamura, F.; Swanson, F. 1993. Effects of Coarse Woody Debris on Morphology and Sediment Storage of a Mountain Stream System in Western Oregon. *Earth Surface Processes and Landforms* 18:43-61.

- Pitlick, J. 1995. Sediment routing in tributaries of the Redwood Creek basin, northwestern California. Paper U.S.G.S.P.(1995) 1454-K GPO Washington, D.C.
- Shields, F.; Gippel, C. 1995. Prediction of Effects of Woody Debris Removal on Flow Resistance. *Journal of Hydraulic Engineering-Asce* 121:341-354.
- Swanson, F.; Fredriksen, R. 1982. Sediment routing and budget implications for judging impacts of forestry practices. *Sediment Budget and Routing in Forested Drainage Basins*. (1982): USDA Forest Service
- Swanson, F.; Lienkaemper, G. 1978. Physical consequences of large organic debris in Pacific Northwest Streams. PNW-166 (1978) Portland, Oregon: USDA Forest Service
- Swanson, F.; Lienkaemper, G.; Sedell, J. 1976. History, physical effects, and management implications of large organic debris in western Oregon streams. (1976) Portland, Oregon: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Pacific Northwest Research Station.
- Triska, F. 1984. Role of wood debris in modifying channel geomorphology and riparian areas of a large lowland river under pristine conditions: a historical case study. *Verhandlungen Internationale Vereinigung für Theoretische und Angewandte Limnologie* 22:1876-1892.
- Thompson, D. 1995. The effects of large organic debris on sediment processes and stream morphology in Vermont. *Geomorphology* 11:235-244.
- Wilcox, A.; Nelson, J.; Wohl, E. 2006. Flow resistance dynamics in step-pool channels: 2. Partitioning between grain, spill, and woody debris resistance. *Water Resources Research* 42:-.
- Wohl, E.; Cenderelli, D.; Dwire, K.; Ryan-Burkett, S.; Young, M.; Fausch, K. 2010. Large in-stream wood studies: a call for common metrics. *Earth Surface Processes and Landforms* 35:618-625.
- Wohl, E.; Madsen, S.; MacDonald, L. 1997. Characteristics of log and clast bed-steps in step-pool streams of northwestern Montana, USA. *Geomorphology* 20:1-10.
- Wood, P.; Dykes, A. 2002. The use of salt dilution gauging techniques: ecological considerations and insights. *Water Research* 36:3054-3062.

## Referencias Capítulo IV

- Chuvieco, E. 1996. *Fundamentos de Teledetección Espacial*. Ediciones Rialp, S.A., Madrid. Tercera edición revisada. 568 p.
- Chuvieco, E. 1990. *Fundamentos de Teledetección Espacial*. Ediciones Rialp, S.A., Madrid. Primera Edición. 41p.
- De Boer, A. 1990. Botanical characteristics of vegetation and their influence on remote sensing. *Land observation by remote sensing, Current topics in remote sensing* 3: 89-103.
- Díaz, O. 2005. Estudio de Fragilidad de suelos y aplicación de la USLE en base SIG para la "Microcuenca El Maqui, Sexta Región, Chile. Tesis de Ingeniería Forestal, Pontificia Universidad Católica de Chile.
- Dissmeyer, G.; Foster, G. 1980. A guide for predicting sheet and rill erosion on forest land. Tech. Pub. No. SA - TP 11. Washington, D.C.: USDA Forest Service.
- Ellies, A. 2000. Soil erosion and its control in Chile – An overview. *Acta Geológica Hispanica* 35: 279-284.
- González, D. 2005. Spectral analysis combining hyperspectral and multispectral imagery data in semi desert environment to estimate canopy cover. An AVIRIS – MODIS – Landsat ETM case study. Ph.D.Thesis. University of Arizona.105.



- González, D.; Huete A.; Kim, H.; Didan, K. 2004. Estimation of the fraction of canopy cover from multispectral data to be used in a water soil erosion prediction model. *Gayana* 68(2): 239 – 245.
- Kuenstler, W. 1998. Guidelines for use of the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) versión 1.06. on mined lands, construction sites and reclaimed lands. Chapter five: C factor: Cover-management. Office of Technology Transfer. Denver, CO, USA. 20pp.
- Ibarra, M.; Mancilla G., 2003. Relación entre variables pluviométricas y erosión bajo tres cubiertas arbóreas. Departamento de Silvicultura, Facultad de Ciencias Agrarias y Forestales, Universidad de Chile. Casilla 9206, Santiago.
- Lianes, E. 2008. Estudio del factor vegetación "C" de la ecuación universal de pérdidas de suelo revisada "RUSLE" en la cuenca del río Birrís (Costa Rica). Tesis, Escuela universitaria de Ingeniería técnica forestal, Universidad Politécnica de Madrid.
- Minen, R.; Williams D., 1993, On the relationship between FAPAR and NDVI. ): 200-211.
- Morgan, R.; 1997. Erosión y conservación de suelo. Ediciones Mundi-Prensa. España. 343 p.
- Parent, G.; Trencía, J.; Vallejo, S. 1999. Procesos y consecuencias de la erosión hídrica de los suelos. II Foro internacional sobre los aprovechamientos forestales en selvas y su relación con el ambiente.
- Peña, L. 1983. Determinación de los factores R, K y C de la Ecuación Universal de Estimación de la Erosión para la Precordillera de la VII Región. *Agríc. Téc. (Chile)* 43:151-158.
- Peña, L. 1995. Apuntes de conservación de suelos. Publicación de la Dirección de docencia de la Universidad de Concepción, Concepción. 166 p.
- Peña, L. 1997. Apuntes de conservación de suelos. Universidad de Concepción.
- Renard, K.; Foster, G.; Weesies, G.; McCool, D.; Poder, D. 1997. Predicting Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning With the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). *Agriculture Handbook Number 703*. United States Department of Agriculture (USDA). 1-251.
- Santibañes, P.; Zúñiga, O. 2006. Evaluación y predicción de la productividad agrícola debido a pérdida de suelo "aplicación comuna de Pichilemu, sexta región". Tesis Universidad de Santiago de Chile. 175 p.
- Stallings, J. 1969. El suelo: Su uso y mejoramiento. México: Editorial Continental S. A. Tercera Edición. 480p.
- Wischmeier, W.; Smith, D. 1978. Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning. USDA, *Agriculture Handbook* 537. Washington, EEUU. 69 pp.
- Zhang, X.; Friedl, M.; Schaaf, C.; Strahler, A.; Hodges, J.; Gao, F.; Reed, B.; Huete, A. 2003. Monitoring vegetation phenology using MODIS. *Remote Sensing of Environmet* 84: 471-475.

## Referencias Capítulo V

- Boyce, R. 1975. Sediment routing with sediment delivery ratios. En: *Present and Prospective Technology for Predicting Sediment Yields and Sources*, US Dept. Agric.: 61-65.
- Brea, D.; Balocchi, F. 2010. Procesos de erosión y sedimentación en cauces y cuencas. Volumen I, Phi-LAC, Programa Hidrológico Internacional para América Latina y el Caribe. Documento Técnico 22. Pp. 138.
- Fernández, R. 1998. Evaluación de metodologías para la estimación de la erosión hídrica superficial en Argentina. Tesis de grado, FCEFYN, Universidad Nacional de Córdoba. Pp. 495.
- Hodges, B.; Dallimore, C. 2000. "Estuary and Lake Computer Model Science Manual Code Version 1.5.0." Centre for Water Research, University of Western Australia.

- Horne, A.; Goldman, C. 1994. *Limnology* Second Edition. McGraw Hill, Inc. New York.
- Jorgenson, S. 1989. "Sedimentation." En: *Mathematical Submodels in Water Quality Systems*, 1st ed. Ed. S. E. Jorgenson and M. J. Gromiec. Amsterdam: Elsevier. Pp. 109-24.
- Kazuhisa, C.; Koichi, S.; Shuji, H. 1995. "Transportation of Suspended Sediment Slowly Settling in a Caldera Lake Japanese Journal of Limnology 56(4):245-57.
- Lasso, R.; Garré, S. 2010. "Metodología expeditiva basada en SIG para delimitar zonas de diferente riesgo de contaminación" Jornadas Nacionales de Tecnologías y Métodos para la gestión del Territorio. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, UNC, Córdoba, Argentina.
- Menzel, R. 1980. Enrichment ratios for water quality model-ing. Cap. 12. En *CREAMS A field scale model for chemicals, runoff, and erosion from agricultural management systems*. Vol.3. USDA-SEA-Conserv. Res. Report.
- Niño, Y. 2004. *Hidráulica fluvial y transporte de sedimentos*. Apuntes de clases CI61F, Transporte Hidráulico de sólidos. Universidad de Chile.
- Richards, K. 1982. *Rivers: Form and Process in Alluvial Channels*. 1st ed.. London and New York: Methuen. Pp. xi + 361 p.
- Sharpley, A. 1980. The enrichment of soil phosphorus in runoff sediments. *J. Environ, Qual*, 9:521-526.
- Syvitski, J.; Morehead, M.; Nicholson, M. 1998. HYDRO-TREND: a climate driven hydrologic-transport model for predicting discharge and sediment load to lakes or oceans. *Com-put. Geosci.* 24, 51–68.
- Vanoni, V. 1975. *Sedimentation engineering. Manuals and reports on engineering practice*, ASCE, New York, No. 54, 22–25 and 582–583.
- Vente, J.; Poesen, J. 2005. Predicting soil erosion and sediment yield at the basin scale: scale issues and semi-quantitative models. *Earth Science Reviews*. Vol. 71. Pp. 95-125.
- Wischmeier, W.; Smith, D. 1958. "Rainfall energy and its relationship to soil loss". *Trans. Amer. Geophys. Union*. 39: 285-291.

## Referencias Capítulo VI

- AB Hydroconsult, 1995a. Sedimentation and erosion processes related to the hydropower projects Angostura, Guayabo and Siquirres Part 1, Aim 1: Prediction of reservoir sedimentation. Uppsala, Sweden, p. 135.
- AB Hydroconsult, 1995b. Sedimentation and erosion processes related to the hydropower projects Angostura, Guayabo and Siquirres Part 2 Aim 2: Identification of sediment sources. Uppsala, Sweden, p. 131.
- Brandt, A.; Strömbäck, N.; Swenning, J.; 1995. Downstream Sedimentological Effects of the 1993 Flushing of the Cachí Reservoir, Costa Rica. MSc Thesis. Institute of Earth Science. Uppsala University, Uppsala, Sweden, p. 75.
- Brandt, S.; Swenning, J.; 1999. Sedimentological and geomorphological effects of reservoir flushing: the Cachí Reservoir, Costa Rica, 1996. *Geogr. Ann.* 81 A, 391-407.
- Gauckler, P. 1867. Etudes théoriques et pratiques sur l'écoulement et le mouvement des eaux. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 64, 818-822.
- Geomer GmbH, 2003. *FloodArea: User Manual*. Heidelberg, Germany.
- Gómez-Delgado, F. 2002. Evaluación de la erosión potencial y producción de sedimentos en tres cuencas de Costa Rica. Tesis de Licenciatura, Escuela de Ingeniería Civil, Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica, p. 140.
- Gómez-Delgado, F. 2004a. Informe sobre sedimentos basado en las estaciones hidrológicas, P.H. Peñas Blancas. Reporte A1. Instituto Costarricense de Electricidad, San José, Costa Rica.

- Gómez-Delgado, F. 2004b. Informe sobre la evolución de los sedimentos en el embalse del P.H. Peñas Blancas. Reporte C1. Instituto Costarricense de Electricidad, San José, Costa Rica.
- ICE, 1999. Estudio de factibilidad y diseño básico del proyecto hidroeléctrico Peñas Blancas. Subgerencia de Desarrollo de Energía, Instituto Costarricense de Electricidad, San José, Costa Rica.
- ICE, 2002. Manual de operación de las obras hidráulicas. UEN Proyectos y Servicios Asociados, Instituto Costarricense de Electricidad, San José, Costa Rica.
- Jansson, M.; Rodríguez, A., 1992. Sedimentological Studies in the Cachí Reservoir, Costa Rica: Sediment Inflow, Reservoir Sedimentation, and Effects of Flushing. UNGI Report No. 81. Department of Physical Geography, Uppsala University, Uppsala, Sweden, p. 217.
- Jiménez, O.; Farías, H.; Rodríguez, C. 2005. Procesos de sedimentación en embalses en ambientes tropicales. Estudios de casos en Costa Rica y República Dominicana. Ingeniería del Agua 12, 1-15.
- Kondolf, G. 1997. Hungry water: Effects of dams and gravel mining on river channels. *Environmental Management* 21, 533-551.
- Manning, R. 1891. On the flow of water in open channels and pipes. *Transactions of the Institution of Civil Engineers of Ireland* 20, 161-207.
- Morris, G.; Fan, J., 1997. *Reservoir Sedimentation Handbook: Design and Management of Dams, Reservoirs, and Watersheds for Sustainable Use*. McGraw Hill, New York, USA.
- Vörösmarty, C.; Meybeck, M.; Fekete, B.; Sharma, K.; Green, P.; Syvitski, J. 2003. Anthropogenic sediment retention: major global impact from registered river impoundments. *Global and Planetary Change* 39, 169-190.
- WCD, 2000. *Dams and Development: A New Framework for Decisionmaking*. Earthscan, London, UK and Sterling, VA, USA, p. 322.

## Referencias Capítulo VII

- Ataie-Ashtiani, B.; Beheshti, A. 2006. Experimental investigation of clear-water local scour at pile groups, *Journal of hydraulic engineering – ASCE*, October 2006: 1100-1104.
- Coleman, S. 2005. Clearwater local scour at complex piers, *Journal of hydraulic engineering – ASCE*, April 2005: 330-334.
- Ettema, R.; Melville, B.; Barkdoll, B. 1998. "Scale Effect in Pier-Scour Experiments". *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 124, No. 6. Jun.
- Melville, B. 1984. Live-bed scour at bridge piers, *Journal of Hydraulic Engineering*, ASCE, Vol. 110, No. 9, September 1984: 1234-1247.
- Richardson, E.; Davis, S. 2001. *Evaluating Scour at Bridges, Hydraulic Engineering Circular No. 18 (HEC-18), Rep. No. FHWA NHI 01-001*, Federal Highway Administration, Washington DC, USA.
- Salim, M.; Jones, S. 1996. Scour around exposed pile foundations, *North American water and environment Congress '96 – ASCE*, June 1996, Anaheim, USA.
- Spalletti, P.; Brea, J. 2009. "Erosión local en pilas de puente complejas". *IV Simposio Regional de hidráulica de Ríos*, Salta, Argentina. 2009.
- Spalletti, P.; Brea, J. 2010. "Factores de escala en estudios de erosión local en pilas de puentes". *XXIV Congreso Latinoamericano de Hidráulica*, Punta del Este, Uruguay.

## Referencias Capítulo VIII

- Afandi, R.; Maryanto, B.; Nurarifani, Utomo, M.; Senge, M.; Adachi, T. 2002. sediment yield from various land use practices in a hilly tropical area of Lampung region, South Sumatra, Indonesia. *Journal of the Japanese Society of Soil Physics* 91, 25-38.
- Amphlett, M.; Dickinson, A. 1989. Dallao soil erosion study, Magat, Philippines. Report no. OD 111, HR Wallingford, Oxfordshire, UK.
- Bangqi, H.; Zuosheng, Y.; Houjie, W.; Xiaoxia, S.; Naishuang, B.; Guogang, L.; 2009. Sedimentation in the Three Gorges Dam and the future trend of Changjiang (Yangtze River) sediment flux to the sea. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 13, 2253-2264.
- Bradbury, P.; Lea, N.; Bolton, P.; 1993. Estimating catchment sediment yield: Development of the GIS-based CALSITE model. Project Report, HR Wallingford, Oxfordshire, U.K., p. 61.
- De Vente, J.; Poesen, J.; 2005. Predicting soil erosion and sediment yield at the basin scale: Scale issues and semi-quantitative models. *Earth-Science Reviews* 71, 95-125.
- FAO, 1989. Evaluación de los estados de la erosión hídrica de los suelos y delimitación de áreas críticas por pérdida del horizonte A en la cuenca del río Reventazón. Informe técnico No. 1-E, Programa de cooperación FAO, Roma, Italia, p. 101.
- Gómez-Delgado, F. 2002. Evaluación de la erosión potencial y producción de sedimentos en tres cuencas de Costa Rica. Tesis de Licenciatura, Escuela de Ingeniería Civil, Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica, p. 140.
- Gómez-Delgado, F. 2010. Hydrological, ecophysiological and sediment processes in a coffee agroforestry basin: combining experimental and modelling methods to assess hydrological environmental services. PhD Thesis. Montpellier Supagro, École Doctorale SIBAGHE - Université Montpellier II, Montpellier, France, p. 245.
- Govers, G. 1990. Empirical relationships for the transport capacity of overland flow. *IAHS Publ. no.* 189, 45-63.
- Jansson, M.; Rodríguez, A. 1992. Sedimentological studies in the Cachí reservoir, Costa Rica. Department of Physical Geography, Uppsala University, Sweden.
- Kesley, K. 2002. Use of the Revised Universal Soil Loss Equation on an event-by-event basis. Proc. 33rd Intl Erosion Control Association Conference, Florida, USA, 61-69.
- Laflen, J. 2002. Erosion by Water. Empirical Models. In: Lal, R. (Ed.), *Encyclopaedia of Soil Science*, New York, pp. 457-462.
- Lu, X.; Siew, R. 2006. Water discharge and sediment flux changes over the past decades in the Lower Mekong River: possible impacts of the Chinese dams. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 10, 181-195.
- MAG, 1989. Mapa de suelos de Costa Rica, escala 1:200,000, 9 Láminas. Ministerio de Agricultura y Ganadería, San José, Costa Rica.
- McCool, D.; George, G.; Freckleton, M.; Douglas, C.; Papendick, R. 1993. Topographic effect on erosion from cropland in the Northwestern Wheat Region. *Transactions of the ASAE* 36, 1067-1071.
- Mora, I. 1987. Evaluación de la pérdida de suelo mediante la ecuación universal (EUPS): aplicación para definir acciones de manejo en la cuenca del río Pejibaye, Vertiente Atlántica, Costa Rica. Tesis MSc. Univ. de Costa Rica-CATIE, Turrialba, Costa Rica.
- Phillips, J.; Slattey, M.; Musselman, Z. 2004. Dam-to-delta sediment inputs and storage in the lower trinity river, Texas. *Geomorphology* 62, 17-34.
- Rijsdijk, A.; Bruijnzeel, L.; Prins, T. 2007. Sediment yield from gullies, riparian mass wasting and bank erosion in the Upper Konto catchment, East Java, Indonesia. *Geomorphology* 87, 38-52.

Saborío, J. 2000. Estudio de erosión para la República de Guatemala. Centro Agronómico Tropical de Investigación y Enseñanza, Turrialba, Costa Rica.

Sidle, R.; Ziegler, A.; Negishi, J.; Nik, A.; Siew, R.; Turkelboom, F. 2006. Erosion processes in steep terrain--Truths, myths, and uncertainties related to forest management in Southeast Asia. *Forest Ecology and Management* 224, 199-225.

Verbist, B.; Poesen, J.; van Noordwijk, M.; Widiyanto, Suprayogo, D.; Agus, F.; Deckers, J. 2010. Factors affecting soil loss at plot scale and sediment yield at catchment scale in a tropical volcanic agroforestry landscape. *CATENA* 80, 34-46.

Vörösmarty, C.; Meybeck, M.; Fekete, B.; Sharma, K.; Green, P.; Syvitski, J. 2003. Anthropogenic sediment retention: major global impact from registered river impoundments. *Global and Planetary Change* 39, 169-190.

Wischmeier, W.; Smith, D. 1960. A universal soil-loss equation to guide conservation farm planning. *Transactions of the 7th International Congress Soil Science, Brussels, Belgium*, pp. 418-425.

Yang, Z.; Wang, H.; Saito, Y.; Milliman, J.; Xu, K.; Qiao, S.; Shi, G. 2006. Dam impacts on the Changjiang (Yangtze) River sediment discharge to the sea: The past 55 years and after the Three Gorges Dam. *Water Resour. Res.* 42, W04407.

