

Figura 9. Curva de Descarga. Valores de Modelo y Prototipo Maipo en El Manzano.

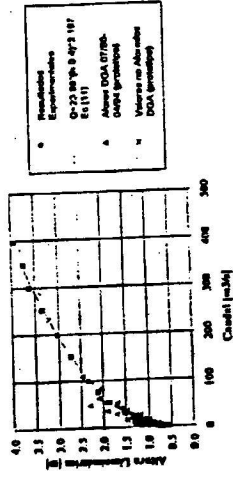


Figura 10. Curvas de Descarga. Experiencias con Lecho Solidificado y Datos de Prototipo Mapocho en Los Almendros.

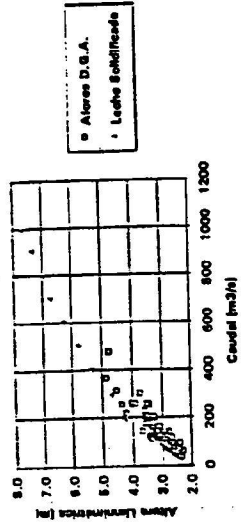


Figura 11. Curva de Descarga. Experiencias con Lecho Solidificado y Datos de Prototipo Maipo en El Manzano.

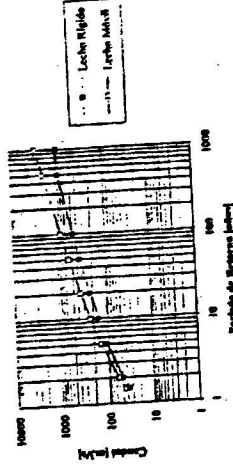


Figura 12. Curva de Descarga v/s Período de Retorno. Estación Los Almendros.

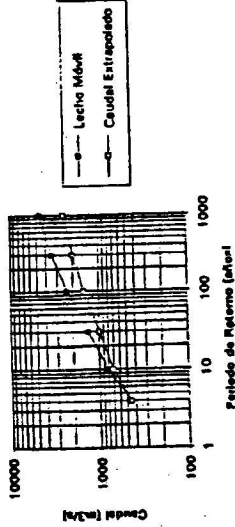


Figura 13. Curva de Caudales v/s Período de Retorno. Estación El Manzano.

SIMULACION DE CRECIDAS DE DETRITOS
HIDROMETEOROLOGICAS EN UN
LECHO EROSIONABLE

LUIS AYALA RIQUELME Ph.D (1)
ERNESTO SOLIS GRAU (2)

RESUMEN

En el presente trabajo se describe un modelo matemático con base física para simular crecidas de detritos, de origen hidrometeorológico generada por erosión de un lecho granular saturado. El modelo se aplica al evento del 3 de mayo de 1993 ocurrido en la quebrada Macul, permitiendo caracterizar el hidrograma de la crecida de detritos, así como otras propiedades de ésta tales como alturas, velocidades y concentraciones en cualquier sección del cauce para distintos tiempos.

- (1) Profesor Titular. Dpto. de Ingeniería Civil. Universidad de Chile
- (2) Ingeniero Civil. Ayudante de Investigación Dpto. de Ingeniería Civil. Universidad de Chile.

PRINCIPALES CARACTERISTICAS DEL FENOMENO

Se entiende por corriente de detritos a un fenómeno de remoción en masa que se presenta bajo la forma de un flujo producido por la incorporación de agua originada por lluvias, derretimiento de nieve, etc., favorecido por fuertes pendientes y la presencia de abundante material detrítico. La corriente de detritos tiene su origen en el aumento del flujo líquido que satura el suelo, lo que ocasiona un incremento de la presión de poros y una disminución de la estabilidad del sedimento constitutivo del lecho. Ello da paso a un proceso de erosión y arrastre de sedimento que modifica las propiedades del flujo, cambiando éste su densidad, viscosidad y mecanismo de soporte del sedimento, lo cual a su vez produce un aumento en la capacidad de arrastre de sedimento, lo que refuerza la erosión del cauce y alteración de la morfología en sus secciones y perfil longitudinal.

Desde el punto de vista de los factores hidrometeorológicos muchos investigadores relacionan directamente las altas intensidades de lluvia que intervienen en el fenómeno, con los flujos de detritos. Takahashi (1991) y Takahashi et.al (1994), plantean que existe una dependencia directa entre la ocurrencia de una corriente de detritos y la intensidad de lluvia, para observaciones realizadas en Japón y China. Postulan sin embargo que en Japón la relación entre el peak de la intensidad de lluvia y del flujo de detritos están correlacionados en forma diferente que en China. Vandine (1984), por su parte menciona que altas intensidades de lluvia son la mayor causa de la generación de corrientes de detritos en Canadá. Al analizar los datos del oeste de este país, calcula un período de retorno entre 2 a 5 años para tormentas que provocan este tipo de fenómenos. Cenderelli (1994) reporta dos tormentas que causaron flujos de detritos, en las montañas North Fork al este de Virginia Oriental en Estados Unidos. Cheng (1993), indica que un rango de intensidades de lluvia comprendido entre 71 mm/hr y 57 mm/hr ocasionaron flujos de detritos en la provincia de Hualien, Taiwán.

En Chile, Hauser (1993) hace una clasificación simple de los procesos de remoción en masa de ocurrencia frecuente, en tanto Ayala et.al (1994), caracterizan algunos eventos distribuidos a lo largo de Chile, producidos por altas intensidades de lluvia entre los cuales destacan las crecidas aluvionales ocurridas en Punta Arenas en 1990, en Antofagasta en 1991 con intensidades medias máximas que variaban entre los 6 y 25 mm/hr, y en la zona central en 1993.

Desde el punto de vista de los factores geológicos-geomorfológicos que intervienen en el fenómeno, es la composición granulométrica de las corrientes de detritos la que hace principalmente que su comportamiento mecánico sea diferente. Estas diferencias se pueden apreciar con mucha claridad en las corrientes que se producen en Japón y China, siendo en el primer caso claramente flujos pedregosos en contraposición al segundo, donde el flujo es tipo colada de barro.

Takahashi propone una clasificación de los distintos tipos de flujos, según el tamaño del sedimento: pedregoso ($d > 2$ mm), arenoso ($2 \text{ mm} < d < 0.05$ mm) y arcilloso ($0.05 \text{ mm} < d < 0.005$

mm). Entre los fenómenos ocurridos en China (Cuenca Jiang-jia) y en Japón (Estero de Kamikamihori), se observa que en este último país el porcentaje de material de mayor tamaño es superior que en el caso del primero. Wan (1993), establece que según la composición y tamaño del sedimento movilizado, las corrientes de detritos se pueden clasificar en corrientes de tipo viscoso, caracterizadas por un alto contenido de arcilla, y flujos de detrito no viscosos. Al estudiar la composición de flujos de detritos en Canadá, Vandine (1984) concluye que ellos en su mayoría estarían compuestos por material orgánico e inorgánico. En particular, en zonas de la Cordillera del Sur en Canadá, el material removido variaría desde coloidal hasta sedimento de 4m de diámetro.

Finalmente Cenderelli (1994), define a los flujos de detritos como aquellos en los cuales entre un 20 al 80% del material constituyente es mayor de 2 mm en su diámetro. Según sus observaciones realizadas en las montañas North Fork al este de Virginia oriental, en la zona de generación de flujos de detritos se encuentra el sedimento susceptible de ser removido el cual se caracteriza por granos angulares, gran cantidad de bloques, arena y arcilla, a los cuales se suma el aporte de árboles y arbustos.

Ayala et. al (1994), sintetizan información geológica y geomorfológica de cuatro eventos aluvionales ocurridos en Chile, entre los cuales se incluye el aluvión del Colorado ocurrido en 1987, el aluvión de Punta Arenas de 1990, producido básicamente por la crecida del río Minas con el posterior colapso de 13 diques, el aluvión de Antofagasta (1991) y los aluviones de la zona central de Chile (1993) los últimos de los cuales se caracterizan, desde un punto de vista geológico, como muy complejos encontrándose asociados a rocas de tipo volcánicas hasta intrusivas, pasando por las metamórficas.

MODELOS MATEMATICOS DE SIMULACION

En general existen dos tipos de modelos, entre los cuales figuran aquellos que incorporan el fenómeno físico en su desarrollo y aquellos otros que resultan de un análisis puramente empírico. Dentro del primero destaca el trabajo pionero de Johnson (1970), donde se utiliza un modelo reológico plástico para explicar ciertas características de los flujos de detritos como son: la capacidad de transporte de grandes bloques, las propiedades reológicas de una corriente, la morfología de la sección transversal del cauce, etc.

Takahashi (1978, 1991, 1994) intenta fundamentar dos mecanismos de generación a través de análisis matemáticos con base física. Desarrolla un modelo de fluidización de lecho, el que se basa en que existe un espesor de material del cauce susceptible de ser removido por escorrentía superficial y dependiendo de la magnitud de la pendiente, se vincula a ciertos esfuerzos solicitantes y resistentes la acción movilizadora del flujo.

Autores como Altinakar et.al. (1993) y Parker (1987), proporcionan antecedentes complementarios que pueden resultar útiles para modelar los flujos de detritos empleando conocimiento de corrientes de densidad o corrientes de turbidez.

FUNDAMENTOS MATEMATICOS Y FISICOS DEL MODELO CON EROSION DEL LECHO

En este tipo de modelo propuesto por Takahashi (1991), ha sido presentado por (Ayala y Solis, 1994). De acuerdo con lo expuesto en dicho trabajo, dependiendo de la relación que exista entre la variación de dichos esfuerzos con la distancia, se obtienen los ángulos críticos para la generación de la corriente, de manera que la condición de generación queda definida según la relación de la pendiente media del cauce con estos ángulos. Como resultado se forma un frente de una cierta altura y concentración volumétrica de sólidos, alcanzando el flujo una condición de equilibrio cuando su concentración se aproxima a la de equilibrio C_{dm} .

Aplicando la ecuación de continuidad tanto para el agua como para el detrito, se puede determinar las alturas de un frente de longitud L en el tiempo t y en el tiempo $t + \Delta t$, asociadas a una concentración c y c' , respectivamente:

$$\frac{\Delta h}{\Delta t} = \frac{(h' - h)}{(t + \Delta t - t)} = \left(\frac{U}{L}\right) (S^*) (C^*) h \quad (1)$$

siendo $S^* = s + (1-s)c^*$, $C^* = (C_{dm} - c)/(c^* - C_{dm})$. h y h' son las alturas del frente en el tiempo t y $t' = t + \Delta t$, respectivamente.

$$\frac{\Delta c}{\Delta t} = \left(\frac{U}{L}\right) \cdot (c^* - S^* c) C^* \quad (2)$$

donde U es la velocidad media de traslación del frente en el intervalo Δt y s el grado de saturación del lecho.

Como primera aproximación se ha supuesto que el largo del frente es constante (en rigor $L=L(h)$), que el lecho se satura tan pronto como el frente de la onda de crecida llega, que las pérdidas por infiltración son despreciables y que existe una concentración del lecho estático c^* .

SOLUCION DE LAS ECUACIONES. ALGORITMO COMPUTACIONAL

La ec.(1) se resuelve con la condición inicial: $t=0$ y $h=h_0$; y la ec.(2) con la condición que en $t=0$; $c=c_0$. Sin embargo, se aprecia que el resultado de este análisis en un cauce de largo X es un bloque de largo L_x , con una cierta altura h_x , concentración c_x , velocidad U_x y caudal Q_x . No se genera un hidrograma de salida, puesto que la altura de entrada h_0 es constante en el tiempo. Para obtener un hidrograma de salida es necesario utilizar un hidrograma de entrada, lo que implica que la matemática del problema cambia. La complejidad del problema radica que en este caso la altura de entrada al sistema es función del tiempo, es decir $h_0 = h_0(t)$, de manera que se generan varios bloques con distintas condiciones iniciales para la ec. (1) y (2). Esto se traduce en que en el proceso de cálculo hay que registrar las distintas posiciones, alturas, concentraciones medias, cotas del lecho, además de considerar posibles superposiciones de bloques. En la Fig. 1 se ilustra la situación más general para dos bloques en el instante t , y la posición relativa en $t+1$ cuando hay superposición de ambos bloques. La notación utilizada es la siguiente:

- $l^{j+1}(t)$: largo del bloque $j+1$ en el tiempo t .
- $x^{j+1}(t)$: posición del bloque $j+1$ en el tiempo t .
- $h^{j+1}(t)$: altura del bloque $j+1$ en el tiempo t .
- $c^{j+1}(t)$: concentración del bloque $j+1$ en el tiempo t .
- $e^{j+1}(t)$: Profundidad de erosión del lecho asociado al bloque $j+1$ en el tiempo t .
- $u^{j+1}(t)$: velocidad del bloque $j+1$ en el tiempo t .
- $z^{j+1}(t)$: cota del lecho en el instante de tiempo t .
- $\Delta x^{j+1}(t)$: Desplazamiento diferencial del bloque $j+1$ en el instante de tiempo t .

La velocidad $u^{j+1}(t)$ está definida por la ecuación:

$$u^{j+1}(t) = \alpha (h^{j+1}(t))^\beta \quad (3)$$

y el desplazamiento del bloque, por la siguiente relación;

$$\Delta x^{j+1}(t) = u^{j+1}(t) \Delta t \quad (4)$$

donde Δt corresponde a la discretización del tiempo, que se introduce como parámetro durante la modelación.

Para el cálculo de α y β se supusieron que para distintas concentraciones los valores de los parámetros cambiaban según las relaciones que se resumen en la Tabla 1

La condición de superposición está definida por:

$$x^{j+1}(t) + \Delta x^{j+1}(t) + l^{j+1}(t) > x^j(t) + \Delta x^j(t) \quad (5)$$

Si se cumple la ec. (5), entonces existirá superposición; en caso contrario se tiene el esquema de la Fig. 1 a), donde el bloque $j+1$ se desplaza a la posición $x^{j+1}(t) + \Delta x^{j+1}(t)$ y a la cota de lecho $z(t)$, con una altura $h^{j+1}(t+1)$, concentración $c^{j+1}(t+1)$, largo $l^{j+1}(t+1)$ y velocidad $u^{j+1}(t+1)$. Estas variables se calculan a través de las ecs. (1) y (2) en su forma discreta.

Tabla 1 Coeficiente α y exponente β de la ec.(3)

Concentración (c)	α	β
$0 < c < 5\%$	$\alpha_{\text{man}} = \frac{\sqrt{I}}{n}$	2/3
$5\% < c < 20\%$	Var.lineal entre α_{man} y α_{mac}	Var.lineal entre 2/3 y 2
$20\% < c < 40\%$	$\alpha_{\text{mac}} = \frac{\gamma_d \text{sen} \theta}{3\mu \left(1 + \frac{3}{\frac{1}{c} - \frac{1}{c_{\text{vmax}}}} \right)}$	Var.lineal entre 2 y 3/2
$40\% < c$	$\alpha_{\text{ine}} = \frac{2}{5d} \left[g \text{sen} \theta \frac{\rho_d}{\rho_s} \right]^{\frac{1}{2}} \frac{1}{\lambda}$	3/2

En el caso que ocurra superposición, se generan dos bloques como se muestra en la figura 1. Se observa que el bloque $j+1$ se superpone una distancia $\Delta l^{j+1,j}$ sobre el bloque j , de manera que las variables asociadas al bloque $j+1$ se calculan por medio de las siguientes relaciones:

$$\Delta l^{j+1,j}(t) = x^{j+1}(t) + \Delta x^{j+1}(t) + l^{j+1}(t) - (x^j(t) + \Delta x^j(t)) \quad (6)$$

$$h_s^{j+1}(t+1) = \frac{h^{j+1}(t+1) \cdot l^{j+1}(t) + h^j(t+1) \cdot \Delta l^{j+1,j}(t)}{l^{j+1}(t) + \Delta l^{j+1,j}(t)} \quad (7)$$

$$l_s^{j+1}(t+1) = l^{j+1}(t) + \Delta l^{j+1,j}(t) \quad (8)$$

$$c_s^{j+1}(t+1) = \frac{c^{j+1}(t+1) h^{j+1}(t+1) l^{j+1}(t) + c^j(t+1) h^j(t+1) \Delta l^{j+1,j}(t)}{h^{j+1}(t+1) l^{j+1}(t) + h^j(t+1) \Delta l^{j+1,j}(t)} \quad (9)$$

donde $h_s^{j+1}(t+1)$, $c_s^{j+1}(t+1)$, $l_s^{j+1}(t+1)$ y $u_s^{j+1}(t+1)$ corresponden a la altura, concentración, largo y velocidad del bloque superpuesto, respectivamente. Las alturas $h^{j+1}(t+1)$ y $h^j(t+1)$ se calculan a partir de la ec. (1) y las concentraciones $c^{j+1}(t+1)$ y $c^j(t+1)$ se obtienen a través de la ec.(2). En cuanto al desplazamiento de los bloques, el bloque $j+1$ se desplaza a la posición $x^{j+1}(t) + \Delta x^{j+1}(t)$ y el bloque j a la posición $x^j(t) + \Delta x^j(t)$. La velocidad del bloque se calcula con la ec.(3), con la altura correspondiente.

APLICACION AL EVENTO DEL 3 DE MAYO DE 1993, EN LA QUEBRADA DE MACUL

En este trabajo se eligió la cuenca de la quebrada de Macul para aplicar el modelo, teniendo presente en este sistema de la existencia de información topográfica y antecedentes de la crecida del 3 de mayo de 1993, relativos a información del volumen total de remoción, concentración media máxima del frente, caudal y altura peak de la crecida, etc.

La quebrada de Macul se ubica en la zona central de Chile y forma parte del cordón montañoso de la cordillera de los Andes. Se localiza entre las cotas 3000 m.s.n.m. y 500 m.s.n.m. Bajo esta cota se desarrolla la zona urbana de la ciudad. El perfil longitudinal del cauce, con una extensión total de 11 km se puede dividir en dos zonas. La primera corresponde a la zona de erosión, con una extensión de 7 km y que a su vez se divide en tres sectores dependiendo de la pendiente media del cauce. Aguas

abajo de esta zona se desarrolla la segunda, con una extensión de 4 km, donde se propaga la onda de crecida sin erosión significativa del lecho.

En la Fig. 2 se aprecia el perfil longitudinal de la quebrada de Macul, del cual se obtuvo una pendiente media en los 7 km equivalentes al 29% y con un ancho promedio del cauce de 20m.

El material detrítico que conforma esta cuenca se caracteriza por ser bastante heterógeno, predominando en éste sentido granular pedregoso. Esta consideración es relevante al aplicar el modelo ya que éste incorpora el cambio en la mecánica de la corriente a medida que la concentración del flujo va aumentando, transformándose desde una crecida fluvial, a una crecida macroviscosa, para terminar desarrollándose finalmente como una crecida pedregosa.

CONDICIONES DE SIMULACION

Para las simulaciones se consideraron los parámetros de entrada cuyos valores se indican a continuación

Concentración del Lecho Estático (c^*) (%)	= 0,7
Angulo de Fricción Interno (ϕ) (Rad)	= 0,643 (tg $\phi=0,75$)
Largo Zona Generación (L_g) (m)	= 7000
Pendiente Media del cauce (θ) (Rad)	= 0,29
Ancho medio del cauce (b) (m)	= 20
Grado de saturación del lecho (s)	= 1,0

El hidrograma de la crecida de agua a la entrada del tramo se obtuvo previamente por el método de hidrograma unitario con un caudal peak de 48 m³/seg aproximadamente a las 2 hrs. de iniciada la lluvia.

PRESENTACION Y ANALISIS DE RESULTADOS.

Dado que además de los parámetros indicados en el acápite precedente, el modelo requiere la especificación de la relación hidráulica que rige para el flujo de detritos, se consideró necesario realizar un análisis de sensibilidad para investigar el efecto de los parámetros que definen dicha relación hidráulica.

Con este fin se varió el coeficiente de rugosidad de Manning para el flujo líquido ($c \pm 5\%$) en el rango de 0.02 a 0.06, lo mismo que la viscosidad de la mezcla de 2000 a 6000 Poise. Junto con lo anterior se analizó la influencia que sobre los resultados tiene el espesor del lecho movilizable que se integra a la corriente detrítica, variándolo de 1 a 3 m.

Los resultados de estas simulaciones aparecen graficados como hidrogramas y limnigramas en las Figs. 3, 4 y 5, para la sección ubicada en el Km 7 del tramo (sección de salida del tramo erosionable).

En general se aprecia que la viscosidad tiene una influencia más significativa en los resultados, seguida del espesor de lecho removible. Esta influencia se hace notar en los valores peak principalmente, aunque también se producen ciertos desfases en el tiempo.

Con el propósito de visualizar la forma en que la corriente se va modificando a lo largo del tramo que erosiona, en las Figs. 6, 7 y 8 se han incluidos gráficos para el caudal detrítico en las secciones ubicadas en $x=1000$ m, $x=3500$ m y en $x=7000$ m. Aquí puede apreciarse el crecimiento sostenido que va experimentando la onda de crecida a medida que se propaga hacia aguas abajo.

CONCLUSIONES.

El modelo de simulación que permite generar ondas de crecidas de detritos aparece como una herramienta útil para estudiar corrientes de detritos en lechos móviles erosionables.

La aplicación realizada al evento del 3 de mayo de 1993 en la quebrada de Macul demuestra la potencialidad de este tipo de modelos, si bien es necesario basarse en ciertos parámetros cuya determinación es compleja. A partir del modelo desarrollado se pueden caracterizar los hidrogramas, limnigramas y concentrogramas para distintas secciones a lo largo del tramo de cauce erosionable.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar sus agradecimientos al Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile y al FONDECYT que concurrieron al financiamiento del Proyecto FONDECYT N° 1940545 del cual forma parte este trabajo.

BIBLIOGRAFIA

- 1) Ayala L., López A., Tamburrino A. y Vera G., 1994. "Aspectos Hidrometeorológicos e Hidrodinámicos de Algunos Eventos Aluvionales Recientes en Chile". XVI Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Santiago, Chile, Nov. 7 al 11 de 1994.
- 2) Ayala L. y Solis E., 1994. "Modelos Matemáticos de Generación y Rastreo de Corrientes de Detritos". XVI Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Santiago, Chile, Nov. 7 al 11 de 1994.
- 3) Cenderelli D., 1994. "Erosional and Depositional Aspects of Four Debris - Flow Impacted Channels on North Fork Mountain, Eastern West Virginia". Thesis for Msc., West Virginia University.
- 4) Johnson A.M., 1970. "Physical Processes in Geology", Freeman, Cooper, San Fco., 577 pag.
- 5) Naranjo J. y Varela J., 1993. "Flujos de Detritos y Barro que afectaron al sector Oriente de Santiago el 3 de Mayo de 1993". Servicio Nacional de Geología y Minería. Revista de la SOCHID,

Abril 1990, Vol 5, N° 1, pp. 21 - 38.

- 6) Takahashi T.,1978. "Mechanical Characteristics of Debris Flow". Journal of the Hydraulics Division ASCE, Aug.1978, Vol 104, N° HY8
- 7) Takahashi T.,1991. "Debris Flow" IAHR, Monograph Series
- 8) Takahashi T.,1994."Routing Debris Flows with particle segregation", Journal Hydraulic Engineering, Vol. 118, N° 11, Nov. 1992.
- 9) Technical Session B. (V.2),1993. " Debris Flow and Landslides". XXV Congress of International Association for Hyd. Res., Tokyo-Japan.
- 10) Vandine D.,1984. "Debris Flows and Debris Torrents in the Southern Canadian Cordillera". Canadian Geotech. J., Vol. 22, pp. 44-68.
- 11) Wan Z. y Hua J.,1993. "Analysis of Pulsing Phenomenon in Viscous Debris Flow". ASCE Hydraulics Division - National Conference on Hydraulic Engineering, July , pp. 1610-1615, San Fco., CA.

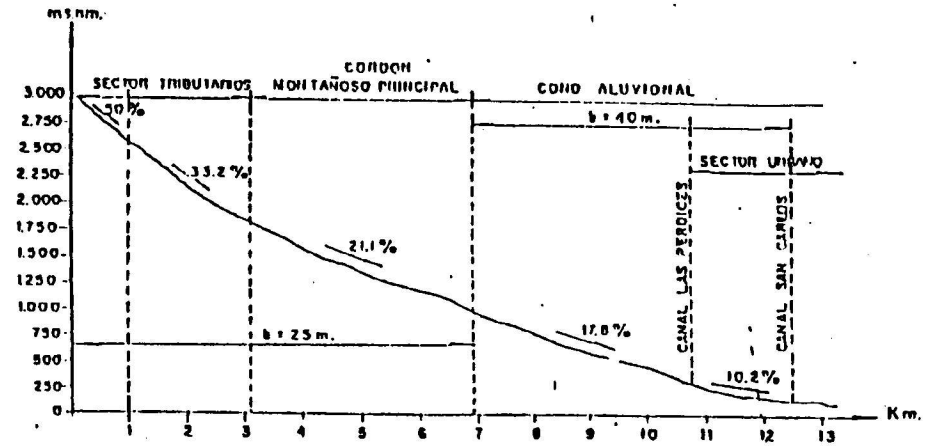
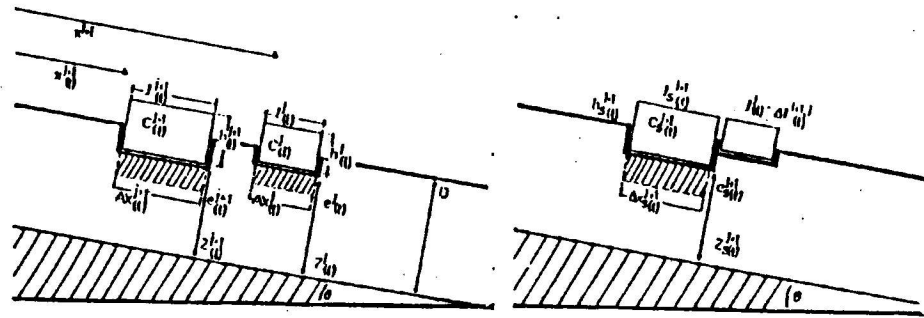


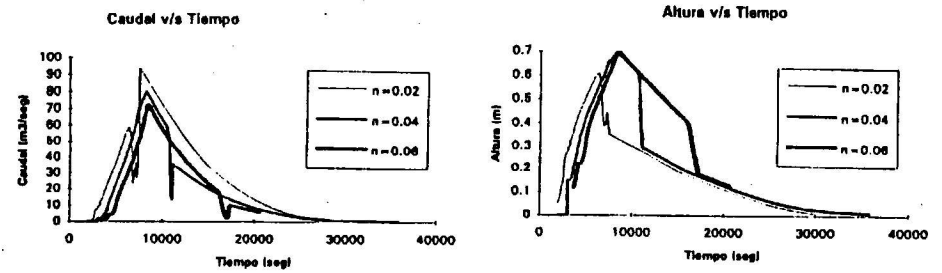
Fig.2. Perfil Longitudinal de la quebrada de Macul



a) Sin Superposición

b) Con Superposición

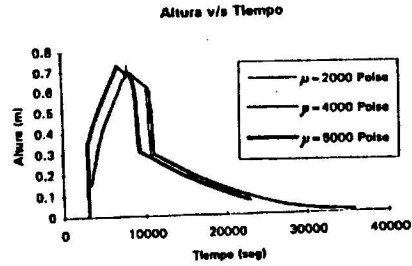
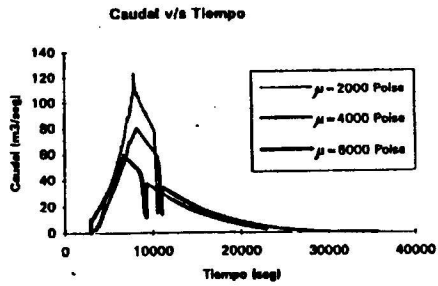
Fig.1 Esquema de Traslado de Bloques de Erosión



a) Hidrograma $x=7000m$

b) Limnigrama $x=7000m$

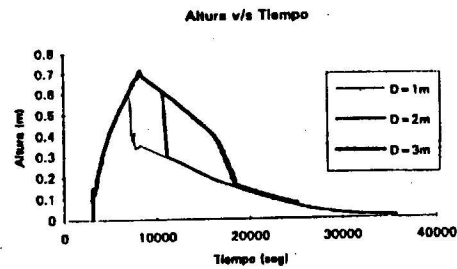
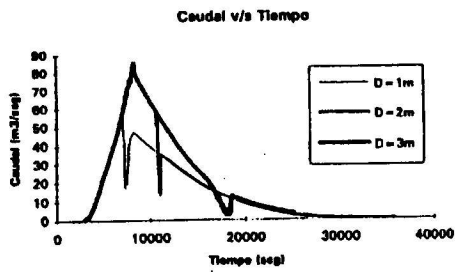
Fig.3 Efecto del cambio de n de Mating ($D=2m \mu = 4000$ Poise)



a) Hidrograma x= 7000m

b) Linnigrama x= 7000m

Fig.4 Efecto del cambio de viscosidad (D=2m n=0.04)



a) Hidrograma x= 7000m

b) Linnigrama x= 7000m

Fig.5 Efecto del espesor de lecho removible (n=0.04 μ = 4000 Poise)

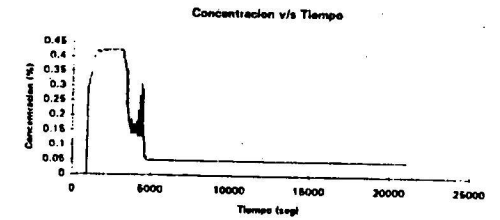
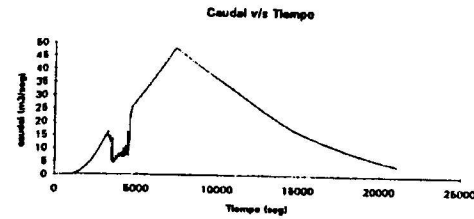


Fig.6 Onda de crecida de detritos en x=1000 m

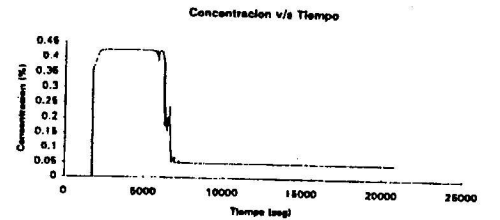
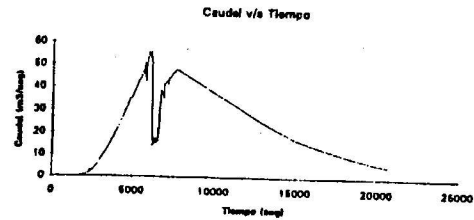


Fig.7 Onda de crecida de detritos en x=3500 m

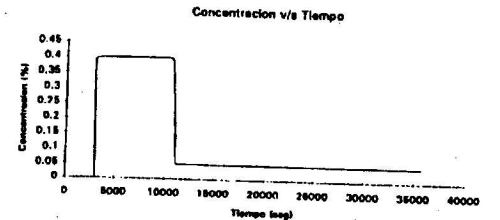
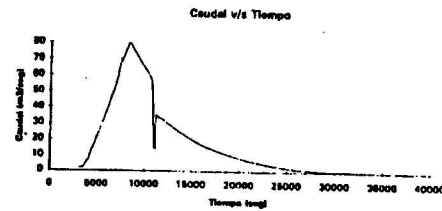


Fig.8 Onda de crecida de detritos en x=7000 m