

MODELO DISTRIBUIDO PARA DETERMINAR LA SUSCEPTIBILIDAD AL DESLIZAMIENTO SUPERFICIAL POR EFECTO DE TORMENTAS INTENSAS Y SISMOS

Jaime I. Vélez, Manuel R. Villarraga, Oscar D. Álvarez, Jorge E. Alarcón y Felipe Quintero
Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos - Facultad de Minas
Universidad Nacional de Colombia, Sede de Medellín
jivelezu@unalmed.edu.co, mrvillar@unalmed.edu.co

Recibido para evaluación: 29 de Agosto de 2005 / Aceptación: 26 de Octubre de 2005 / Recibida versión final: 11 de Noviembre de 2005

RESUMEN

Se presenta a continuación las bases teóricas y sistemáticas mediante las cuales se ha construido un modelo distribuido para estimar la susceptibilidad al deslizamiento superficial en las laderas de una cuenca hidrográfica mediante el acople de un modelo hidrológico de carácter distribuido con un modelo sencillo de estabilidad de ladera. La cuenca se divide en pequeños elementos cuadrados y para cada uno de ellos se estima la desestabilización local del terreno, como respuesta a un evento intenso de precipitación, con base en el cálculo del factor de seguridad para cada celda empleando el modelo de la ladera de longitud infinita y pendiente constante. El acople de los modelos se realizó usando el Sistema de Información Geográfica HydroSIG V.3, SIG desarrollado en el postgrado de aprovechamiento de recursos hidráulicos de la Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín.

PALABRAS CLAVES: Estabilidad de Laderas; Deslizamientos Superficiales; Modelo Hidrológico Distribuido; Simulación Hidrológica Distribuida Abierta; HydroSIG.

ABSTRACT

The following paper shows the theoretical framework and the systematic considerations for constructing a distributed model that allows the estimation of the risk for shallow landslides using the coupling of an distributed hydrological model with a simple slope stability model. A river basin is divided in very small square elements. The model estimates the local stability of the terrain corresponding to each element, meanwhile an intense storm advance, with base in the quantification of a safety factor for an infinite slope. The coupling of both models was made using HydroSIG v.3., SIG developed at the Universidad Nacional sede Medellín at the Postgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos.

KEY WORDS: Slope Stability, Shallow Landslides; Distributed Hydrological Model; HydroSIG

1. INTRODUCCIÓN

En muchas cuencas de la región andina colombiana, es común que se presenten deslizamientos someros en lugares de las cuencas donde existen suelos caracterizados por la presencia de un estrato delgado con alta permeabilidad en la capa superior, apoyado sobre un estrato con una permeabilidad mucho más baja, de tal manera, que se genera una superficie de flujo entre la frontera de estos dos estratos. Dicha frontera está bien definida y puede representar un plano de falla potencial durante eventos de precipitación intensa y de corta duración. En estos eventos, el agua que alcanza a infiltrarse en la capa superior del suelo y no alcanza a infiltrarse hacia las capas subyacentes, circula por ésta capa como escorrentía subsuperficial, y satura el estrato superior de suelo y disminuye su resistencia al esfuerzo cortante. Este fenómeno puede modelarse efectivamente usando modelos distribuidos que se apoyan en Sistemas de Información Geográfica. Estos pueden capturar los efectos que tiene la morfología de las laderas de la cuenca sobre los deslizamientos que ocurren como respuesta a eventos de lluvia como los anteriormente descritos.

2. ANTECEDENTES

Tradicionalmente la susceptibilidad de deslizamiento se ha evaluado relacionando la ocurrencia de deslizamientos con características del clima, el suelo y la forma de la ladera. Con estos elementos se han configurado modelos multivariados simplificados (aditivos o multiplicativos generalmente lineales). Desde el punto de vista operativo se logra definir un índice de susceptibilidad a los deslizamientos mediante la superposición, la reclasificación y el álgebra de mapas relacionados con rasgos climáticos morfológicos y geotécnicos de la zona, que son procesados en una plataforma de SIG y pese a que se obtienen índices con valores numéricos, estos corresponden a rangos cualitativos. Este tipo de procedimientos han sido empleados en Colombia en aplicaciones tales como UPME (2000) y van Westen (2002).

Para el caso específico de los deslizamientos superficiales, también, se ha buscado hacer una evaluación cuantitativa de la susceptibilidad de deslizamiento con modelos que pretenden la representación de la física del fenómeno y consideran el análisis de estabilidad para una ladera haciendo uso de un modelo hidrológico. Kirkby (1980) propone la modelación de los deslizamientos superficiales en arenas y limos mediante el modelo de la superficie de falla plana, afirma además que se obtienen buenos resultados aproximando la ladera a una de pendiente constante y longitud infinita y asumiendo que la cohesión del suelo es nula. Benda y Zhang (1990) proponen un modelo semejante al propuesto por Kirkby, pero consideran la variación temporal de la lluvia empleando series de precipitación.

Uno de los modelos para deslizamientos superficiales más difundidos es SHALSTAB, desarrollado por Montgomery y Dietrich (1994), para quienes es primordial mostrar que el factor preponderante en la desestabilización de las laderas de una cuenca es la morfología de la misma. Por esta razón no emplean el concepto de factor de seguridad para evaluar la susceptibilidad de deslizamiento, sino que usan de manera equivalente una relación adimensional (Montgomery y Dietrich, 1998). SHALSTAB emplea el modelo hidrológico TOPOG (O'Loughlin 1986) para estimar la altura de la porción saturada de suelo. Además, para efectos de considerar un modelo libre de parámetros en sí mismo, se asume que la cohesión del suelo es nula, la resistencia de las raíces es despreciable y para compensar dicha simplificación, se eleva el valor del ángulo de fricción interna del suelo en cierta cantidad, también recomiendan que debe utilizarse un valor constante de 45 grados.

Actualmente existen modelos básicos que no difieren mucho al propuesto por Montgomery y Dietrich (SINMAP, CLAWS, SOILS, SMORPH, LISA y otros). Existen también modelos altamente complejos cuya base hidrológica considera régimen de flujo transitorio y suelo parcialmente saturado (Iverson, 2000), pero que no llegan a considerar la dirección del flujo en la ladera, la complejidad de las formas en la ladera y tampoco consideran los diferentes niveles de infiltración de la misma.

3. EL MODELO

Se recomienda que el modelo combinado de estabilidad sea distribuido para evaluar la estabilidad en un gran dominio territorial. La ventaja de un modelo distribuido radica en que hace posible considerar la variación espacial de la lluvia y de aspectos que afectarán la producción de escorrentía y la estabilidad de la ladera. Lo que permite tener mejores resultados tanto a nivel local como en el contexto territorial ya que se tiene una visión de la distribución espacial de las zonas con problemas. Para ello, se divide el territorio en celdas rectangulares, y de un tamaño sensiblemente inferior a la longitud media de las laderas. Las ventajas de esta configuración en celdas rectangulares han sido discutidas en la implementación de modelos distribuidos Vélez (2001). Entre otras se tienen las siguientes:

- 1 La facilidad que desde el punto de vista topológico da el manejo de la malla de celdas, donde cada una de ellas se puede definir mediante los índices de fila y de columna.
- 2 La facilidad de representar la información digital y gráfica con mapas digitales en formato ráster con un tamaño de celda compatible con el que se ha discretizado la cuenca.
- 3 La facilidad para el cambio de escalas.
- 4 Las posibilidades de preprocesar los mapas en HidroSIG v.3 o en cualquier otro SIG comercial.
- 5 La facilidad de adaptar la información a un formato compatible con algunos de los SIG más comúnmente utilizados.

3.1. Direcciones de flujo

Preprocesando el modelo de elevación digital se definen las direcciones de flujo en todo el dominio espacial, de manera tal que los elementos correspondientes a la estructura de drenaje real sean bien representados por algunos elementos cuadrados del MDT que se encuentran conectados entre si.

3.2. Procesamiento de los MDTs

El procesamiento de los MDT, se hace usando como herramienta HidroSIG v.3.1. Este es un Sistema de Información Geográfica desarrollado por el postgrado en aprovechamiento de recursos hidráulicos de la Universidad Nacional de Colombia. El procesamiento de un MDT consiste en estimar la dirección de flujo del agua sobre la superficie del terreno que el MDT representa. En HidroSIG v.3.1 están incorporados algoritmos que realizan esta estimación usando el modelo D8. Ramírez (2002) describe detalladamente el procedimiento de corrección de los Modelos Digitales de elevación.

Después de la corrección de sumideros y zonas planas, HidroSIG v.3.0 comienza la construcción automática de diez mapas de variables geomorfológicas del terreno y su red de drenaje. Estos mapas se clasifican en mapas asociados al terreno (pendientes máximas, modelo digital de terreno corregido, direcciones de drenaje y áreas acumuladas) y mapas asociados a la red de drenaje (red de drenaje Ráster, orden de Horton, longitud del canal principal, longitud total de canales, magnitud y diámetro topológico).

La corrección de los modelos digitales del terreno es muy importante para el acople del modelo de estabilidad, pues le permite conocer la dirección de flujo entre las celdas del MDT ráster, además proporciona la pendiente máxima entre una celda cualquiera y sus ocho celdas adyacentes.

3.3. El Modelo Geotécnico

Debido a las características de los suelos en donde es común que se presenten el tipo de deslizamiento que se está modelando, no es un despropósito asumir, para cada celda, el estado de fuerzas que se presenta en la Figura 1, que corresponde al de una ladera de pendiente constante y longitud infinita, en donde es válido asumir lo siguiente:

- 1 La superficie hipotética del terreno es paralela a la superficie de falla, la cual corresponde a la frontera donde disminuye abruptamente la permeabilidad en el estrato de suelo. Esta hipótesis es válida si se tiene en cuenta que la longitud de la falla, la cual puede ser del orden de cientos de metros, es mucho mayor que el espesor de la capa superior del suelo.
- 2 Puede considerarse que la superficie descrita por el nivel freático colgado temporal, producido por la lluvia, es paralelo a la superficie del terreno y a la superficie de falla. Esta hipótesis es adecuada si se tiene en cuenta que el estrato de la capa superior de suelo es mucho menor a la longitud de la ladera y que sobre la escorrentía subsuperficial gobiernan las fuerzas gravitacionales.

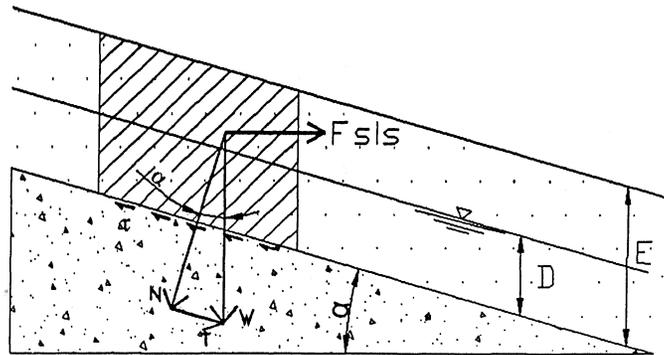


FIGURA 1.

Modelo de estabilidad para una ladera de pendiente constante y longitud infinita. Diagrama de cuerpo libre para cada celda.

El análisis distribuido de estabilidad trata cada una de las celdas de la cuenca como una ladera de pendiente constante y longitud infinita, y calcula el equilibrio de las fuerzas mediante una expresión para la relación entre las fuerzas resistentes del suelo las fuerzas desestabilizadoras.

3.3.1. El factor de seguridad

El factor de seguridad está expresado como la relación entre las fuerzas que estabilizan y desestabilizan una ladera. Considerando las fuerzas mostradas en la Figura 1. y, despreciando la fricción en las paredes de las celdas adyacentes, se tendrá que, en forma adimensional:

$$FS = \frac{(c + c_r) \frac{1}{E\gamma_w}}{L \frac{\text{Sen}2\alpha}{2} + \frac{F_{sis} \text{Cos}^2\alpha}{AE\gamma_w}} + \frac{\left[L - \frac{F_{sis} \text{Tan}\alpha}{AE\gamma_w} - M \right] \text{Tan}\phi}{L \text{Tan}\alpha + \frac{F_{sis}}{\gamma_w AE}} \quad L = \frac{W_0}{\gamma_w Z} + \frac{\gamma_{sat} M}{\gamma_w} + \frac{\gamma_m (1 - M)}{\gamma_w} \quad (1 \text{ y } 2)$$

En la anterior ecuación γ_w es el peso unitario del agua, α es la pendiente de la ladera, c es la cohesión del suelo, c_r es la cohesión adicional que las raíces le proporcionan a la masa de suelo, ϕ es el ángulo efectivo de fricción interna del suelo. Además: M es la relación entre el espesor del horizonte saturado D y el espesor del horizonte superficial, E . A es el área de una celda, F_{sis} es la fuerza horizontal que ejerce el sismo sobre la celda y L es un factor de ponderación. W_0 es el peso por unidad de área de la vegetación sobre la ladera. Si no se presenta sismo, puede eliminarse la fuerza F_{sis} de la ecuación (1), resultando que:

$$FS = \frac{\frac{2(c + c_r)}{E\gamma_w \text{Sen}2\alpha} + [L - M] \frac{\text{Tan}\phi}{\text{Tan}\alpha}}{L} \quad (3)$$

En el modelo de estabilidad de laderas se trabajará con la expresión adimensional de la ecuación (1), que se ha mencionado anteriormente. La forma que no considera la fuerza sísmica, ecuación (3), ha sido trabajada anteriormente en aplicaciones similares (Benda y Zhang 1990) y fue propuesta por Ward (en Sidle, Pearce y O'Loughlin 1985). El factor de ponderación L , sería el equivalente adimensional del esfuerzo total. La relación adimensional M sería el equivalente adimensional de la presión de poros. En Sidle, Perce y O'Luoghlin, 1985, se muestra el análisis de sensibilidad para la ecuación (3). El factor de seguridad calculado es especialmente sensible a pequeñas variaciones en la cohesión del suelo y no lo es tanto a las variaciones de ϕ , ni de γ , si de W_o . Igualmente muestra que las variaciones en el ángulo de inclinación del terreno causa grandes disminuciones del factor de seguridad, hasta cierto umbral, en donde éste pierde sensibilidad a las variaciones del parámetro. Finalmente, se muestra que el factor de seguridad es sensible a ciertos valores de M tendientes a ser altos.

3.3.2. Determinación del valor para la fuerza sísmica

Para determinar de la fuerza sísmica se usará el método Pseudo-estático, el cual afirma que la acción sísmica se puede tener en cuenta considerando una fuerza horizontal equivalente aplicada en el centro de un pequeño elemento de ladera, la cual debe dirigirse en la dirección desestabilizante. Su valor se expresa como un porcentaje de la fuerza gravitacional, de acuerdo a un coeficiente sísmico k que representa la sismicidad en la zona.

$$F_{sis} = kgW \quad (4)$$

En la cual: k es el coeficiente sísmico, g es la aceleración de la gravedad y W es la masa del elemento de ladera.

3.4. Componente hidrológica

La componente hidrológica a implementar para el desarrollo del modelo de estabilidad se basará en la Simulación Hidrológica Distribuida Abierta (SHIA), metodología desarrollada por Vélez (2001), que se compone de dos submodelos conceptuales para la representación de los procesos hidrológicos, uno de producción y otro de translación de la escorrentía. De estos, submodelos solamente el primero será útil para el modelo de estabilidad.

En el modelo se considera cada celda de la malla como una unidad de respuesta hidrológica, para la cual los procesos que determinan la producción de escorrentía (interceptación, detención, infiltración, evapotranspiración, recarga del acuífero, escorrentía superficial y subsuperficial, retorno del flujo base y flujo en los cauces de la red de drenaje) se pueden representar como el flujo y el almacenamiento en un sistema de varios tanques interconectados entre sí. Cada celda consta de cinco tanques que se comunican entre ellos y con los respectivos tanques en la celda aguas abajo, que están dispuestos de manera jerárquica, así:

- El primer tanque, denominado Tanque 0, modela la acumulación del agua capilar que se almacena en la capa superior del suelo y en su cobertura.
- El segundo tanque, denominado Tanque 1, modela el flujo del agua superficial que fluye sobre la ladera.
- El tercer tanque, denominado Tanque 2, modela el flujo y acumulación del agua gravitacional que se almacena en la zona saturada de la capa superior del suelo.
- El cuarto tanque, denominado Tanque 3, modela el flujo y el almacenamiento en el acuífero.
- Por último, el denominado Tanque 4, modela el flujo de agua en la red de drenaje de la cuenca.

Los primeros cuatro tanques representan los procesos de producción de escorrentía de la cuenca, mientras que el último tanque representa el proceso de transferencia de la escorrentía de la misma.

El flujo horizontal de agua se hace entre tanques de mismo nivel, es decir, el tanque T1 pasa agua al tanque T1 de la(s) celda(s) aguas abajo, el tanque T2 pasa agua al tanque T2 de la(s) celda(s) aguas abajo, y análogamente para los demás tanques en los cuales sea posible la transferencia hasta que el flujo se incorpore a la red de drenaje.

En el modelo, durante cada intervalo de tiempo, cada celda recibe una cantidad de precipitación, esta cantidad o intensidad y el número de intervalos que se aplican o duración se asocian a un período de retorno con base en las curvas Intensidad Duración Frecuencia apropiadas para la región.

Inicialmente el modelo determina la parte de la lluvia que se intercepta en la cobertura vegetal de la cuenca y la que ingresa como agua capilar al suelo. Luego se estima la parte de la lluvia que se puede infiltrar como agua gravitacional y la que queda como escorrentía superficial. De la que se ha infiltrado como agua gravitacional se determina la cantidad que percola por debajo de la capa superior del suelo y se considera que el resto circula por esta capa como flujo subsuperficial.

Simultáneamente, el modelo considera la transferencia horizontal de agua entre celdas adyacentes al emplear un submodelo que infiere la dirección del flujo entre ellas partiendo de la topología de la cuenca. La transferencia de flujo en y entre las celdas es función de la columna de agua acumulada en sus tanques correspondientes, en cada intervalo de tiempo. Finalmente se realiza el balance para actualizar el volumen acumulado en cada uno de los tanques. Para la transferencia vertical de agua entre los 5 tanques, se supone la existencia varios conductos, denominados de distribución, a través de los cuales fluye el agua hacia desde el tanque superior hacia los inferiores, estos conductos están unidos por medio de nodos, a los cuales se conectan las entradas para los tanques.

El primer almacenamiento denominado almacenamiento capilar o estático (debido a que no participa en el proceso de transferencia horizontal) T0, representa el agua que transita por la cuenca y que sólo sale de ella por evapotranspiración (ver Figura 2). Su capacidad es igual a la suma de la capacidad de almacenamiento del "agua útil" en el suelo y la capacidad de la cobertura de la superficie para almacenar agua. El término agua útil, está relacionado con la cantidad de agua que hay que agregar a una columna de suelo muy seca hasta alcanzar el mayor almacenamiento capilar posible, sin que el agua fluya por acción de la gravedad. La cantidad de agua que podría ingresar al almacenamiento capilar durante un intervalo de tiempo depende de la succión capilar, la cual, a su vez, es función del tipo de suelo y del contenido antecedente de humedad, o equivalentemente en términos del modelo, del agua almacenada en el tanque en el intervalo anterior.

$$D_{0,t} = \text{Min}(R_{0,t}, K_0, S_{m0} - S_{0,t-\Delta t}) \quad (4)$$

K_0 es el máximo volumen que puede ingresar al almacenamiento capilar en la celda durante el intervalo de tiempo cuando $S_{0,t+\Delta t}$ es igual a cero:

$$K_0 = \left((S_{m0})^{1-p_0} + (p_0 - 1)C\Delta t \right)^{\frac{1}{1-p_0}} + S_{m0} \quad (5)$$

En donde: $R_{0,t}$ es la cantidad de lluvia en el intervalo de tiempo Δt . $D_{0,t}$ es la lámina de agua que se deriva hacia el almacenamiento capilar de la celda durante el intervalo de tiempo Δt . $S_{0,t}$ es la lámina de agua en el almacenamiento capilar al final del intervalo en el tiempo t . $S_{0,t-\Delta t}$ es la lámina de agua en el almacenamiento capilar al final del intervalo en el tiempo t . S_{m0} es la capacidad máxima de almacenamiento en el tanque de almacenamiento capilar T0. La salida de agua en este tanque está dada por la cantidad de agua evaporada $E_{0,t}$, la cual puede calcularse así:

$$E_{0,t} = \text{Min} \left[\left\{ \text{Evp} \left(\frac{S_{0,t-\Delta t}}{S_{m0}} \right)^{b_0} \right\}, S_{0,t-\Delta t} \right] \quad (6)$$

En la cual b_0 es una constante que puede variar entre 0.5 y 1 (Vélez, 2000). En eventos de lluvia cortos y muy intensos, debido a que la humedad en el ambiente es muy alta y los gradientes de temperatura son pequeños, la cantidad de agua que se evapora del almacenamiento capilar es muy pequeña con respecto a la cantidad que entra. Por esta razón es posible despreciar la evapotranspiración sin que esta suposición afecte sensiblemente al modelo.

El segundo tanque de almacenamiento de agua, denominado T1 (ver Figura 2), se refiere al que almacena agua mientras ésta fluye superficialmente por la ladera. Se propone que el agua que no ingresa al almacenamiento T0 pasa posteriormente al conducto de distribución que la lleva hacia el nodo del que parte la entrada de agua al tanque 1. Se supone que, a la escala de la celda, la conductividad hidráulica de la capa delgada superior del suelo tiene valores representativos asociados con el tipo de suelo y con su estructura, lo cual, a su vez, está íntimamente ligado con la posición de la celda en la ladera, su cobertura y su uso del suelo. La cantidad de agua que puede pasar hacia el tercer conducto sería entonces:

$$R_2 = \text{Min}(R_1, K_s \Delta t A_{\text{celda}}) \quad D_1 = R_2 - R_1 \quad (7 \text{ y } 8)$$

En donde: K_s es la permeabilidad de la capa superior suelo asociada con su cobertura. $D_{1,t}$ es el volumen de agua que se deriva hacia el almacenamiento de flujo superficial de ladera durante el intervalo de tiempo Δt . $R_{1,t}$ es la cantidad de agua excedente del almacenamiento capilar. Para modelar el flujo superficial en cada celda se supone que la ladera se comporta como un canal equivalente, de manera que si se pone a pasar toda la escorrentía a través de él, al final del período se obtendrá la misma cantidad almacenada que se tiene en realidad sobre la ladera, al usar la ecuación de Manning, en combinación con la ecuación de continuidad, se tiene:

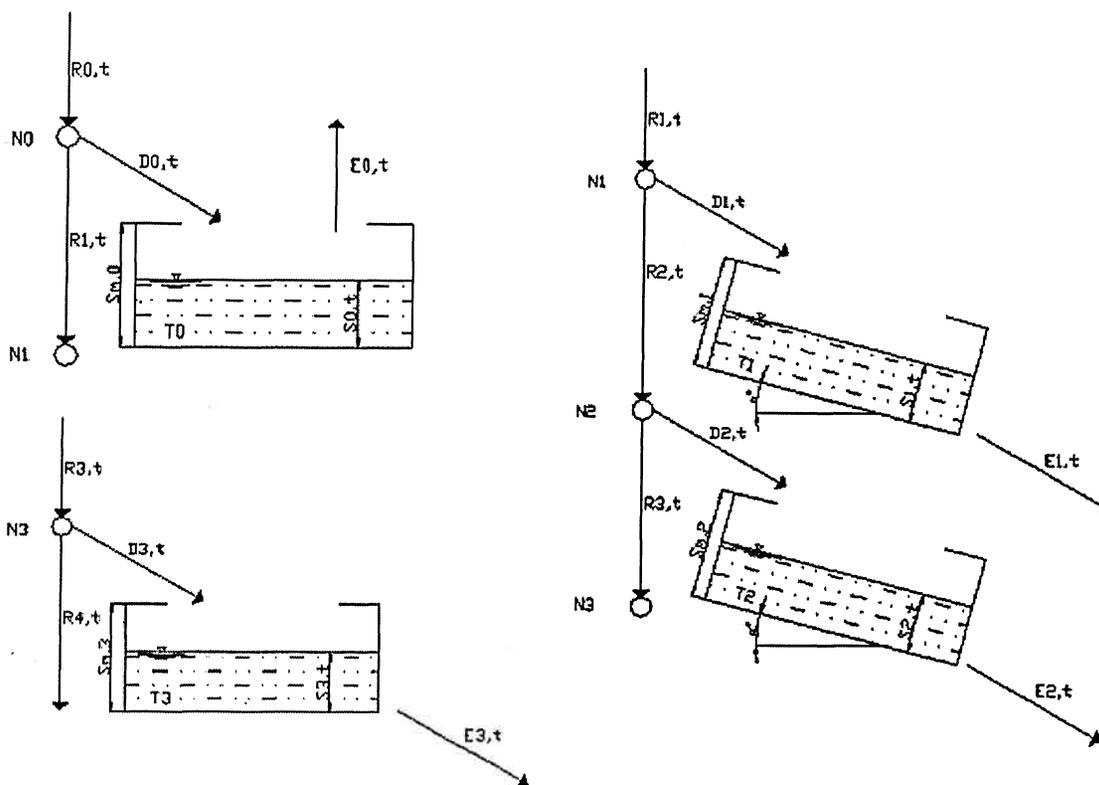
$$S_{1,t} - S_{1,t-\Delta t} = D_{1,t} - E_{1,t} \quad (9)$$

$$\left(S_0^{1/2} \frac{\xi \Delta t}{n} \right) \left(\frac{S_{1,t}}{\Delta L} \right)^{\frac{2e_1+1}{3}} + S_{1,t} - S_{1,t}^* = 0 \quad (10)$$

$S_{1,t}$ es el volumen de agua en el almacenamiento de flujo superficial de ladera de la celda al final del intervalo en el tiempo t . $S_{1,t}^*$ es la cantidad de agua disponible igual a la cantidad almacenada en el período anterior más la que ingresa en el período. S_{m1} es la capacidad de almacenamiento máximo en T1. $E_{1,t}$ es la cantidad de agua que sale por escorrentía superficial. Los parámetros e_1 y ξ se determinan según Vélez (2001), S_0 es la pendiente del terreno. La ecuación (10) se soluciona numéricamente para $S_{1,t}$ y reemplazando el valor obtenido en la ecuación de continuidad se obtiene la cantidad de escorrentía superficial.

El modelo considera que el almacenamiento del agua gravitacional se puede dividir en dos partes: una capa superior donde, generalmente, se tiene mayor permeabilidad y una capa inferior cuya permeabilidad es menor y la respuesta es más lenta. El almacenamiento en la capa superior del suelo se realiza en el tanque T2 (ver Figura 2) y representa la columna de agua debida al flujo paralelo a la superficie de la ladera, a través de la capa de suelo y hacia la red de drenaje. De la cantidad de agua gravitacional R_2 una parte entra a T2 y otra fracción puede percolar o fluir hacia la parte inferior del suelo, estas cantidades se determinan así:

$$R_3 = \text{Min}(R_2, K_2 = K_p \Delta t) \quad D_2 = R_2 - R_3 \quad (11 \text{ y } 12)$$


FIGURA 2.

Almacenamientos capilar (T0), superficial (T1), subsuperficial (T2) y del acuífero (T3).

En donde: $R_{2,t}$ es la cantidad de agua que ingresa al suelo como agua gravitacional. $R_{3,t}$ es la cantidad de agua que puede percolar. $D_{2,t}$ es la cantidad de agua que se deriva hacia el almacenamiento gravitacional de la celda durante el intervalo de tiempo Δt . La modelación de la escorrentía subsuperficial se basa en la ecuación de continuidad y una ecuación que relaciona la velocidad y el nivel de flujo, Vélez (2000) adapta tres métodos para determinar el caudal de escorrentía subsuperficial, de ellos se empleará la forma simplificada de la ecuación de Richards que gobiernan el flujo Darciano en suelo saturado y no saturado (Suzuki), entonces:

$$S_{2,t} \left(1 + v_{2,t} \frac{\Delta t}{\Delta x} \right) = S_{2,t}^* \quad (13)$$

En la cual: $S_{2,t}$ es la cantidad de agua en el almacenamiento gravitacional en la celda al final del intervalo en el tiempo t . $S_{m,2}$ es la capacidad máxima de almacenamiento en T2. $S_{2,t}^*$ es la variable de estado que representa la suma del volumen de agua existente al inicio del intervalo más el volumen que entra al almacenamiento en el tiempo t . $E_{2,t}$ es la cantidad de agua que sale por escorrentía subsuperficial durante el intervalo hacia la celda aguas abajo; ahora bien, el valor para la velocidad del flujo subsuperficial $v_{2,t}$ se propone de la siguiente manera:

$$v_{2,t} = \frac{K_{s0} S_{m,2} \alpha}{\eta A_{celda} (b+1) S_{m,2}^b} S_{2,t}^{b+1} \quad (14)$$

b es un parámetro que depende del tipo de suelo. En algunas aplicaciones pueden tomarse valores de validez regional y k_{s0} es la conductividad hidráulica del suelo en la superficie, η es la porosidad local.

El almacenamiento del agua subterránea ha sido representado por otro tanque, denominado T3 (ver Figura 2), en el cual se considera el almacenamiento del agua gravitacional mientras fluye hacia la red de drenaje, y de donde sale para formar el flujo base. En el modelo se ha tenido en cuenta que parte del agua que llega hacia el acuífero no se incorpora en el flujo base de la cuenca, aunque en la mayoría de las cuencas ésta cantidad es muy pequeña y podría ser despreciada, entonces:

$$D_3 = R_3 \quad (15)$$

En donde: $R_{3,t}$ es la cantidad de agua que puede percolar. $R_{4,t}$ es la cantidad de agua que convierte en pérdidas subterráneas. $D_{3,t}$ es el volumen de agua que se deriva hacia el almacenamiento subterráneo de la celda durante el intervalo de tiempo Δt . Entonces, el flujo a través del almacenamiento subterráneo, en cada una de las celdas se calcula usando la ecuación de continuidad y una ecuación que relaciona la tasa de flujo que sale de este almacenamiento con la cantidad de agua que se encuentra almacenada en T3. Al usar la ecuación de continuidad para el tanque T3:

$$S_{3,t} + q_{3,t} \Delta x \Delta t = S_{3,t}^* \quad (16)$$

$$q_{3,t} = a_3 S_{3,t}^{b_3} + c_3 \quad (17)$$

$S_{3,t}$ es la cantidad de agua en el almacenamiento subterráneo en la celda al final del intervalo en el tiempo t . $S_{3,t}^*$ es la variable de estado que representa la suma del volumen de agua existente al inicio del intervalo más el volumen que entra al almacenamiento en el tiempo t . $E_{3,t,j}$ es la escorrentía que recibe el almacenamiento en la celda procedente de las celdas vecinas aguas arriba. $q_{3,t}$ es una tasa de flujo subterráneo en la celda que equivale al producto de la velocidad media de flujo subterráneo en la celda por la altura de la sección de flujo, a , b y c son constantes que dependen del tipo de acuífero. Vélez (2001) presenta valores teóricos para estos parámetros.

3.5. Acople de los Modelos Geotécnico e Hidrológico

El modelo propuesto admite como datos de entrada mapas de las propiedades geotécnicas de resistencia del suelo (cohesión, ángulo de fricción interna y resistencia proporcionada por las raíces) e hidrogeológicas (permeabilidades de los estratos). Similarmente, el modelo recibe como datos de entrada la precipitación que cae en cada celda en el intervalo de tiempo determinado, puede asimilarlos como datos procedentes de un mapa de isoyetas, en el cual el valor de precipitación para cada celda ha sido interpolado. Los modelos hidrológico y geotécnico se acoplaron programando tres módulos (clases) en lenguaje de programación Java en HidroSIG v.3, una que ordena las direcciones de flujo entre las celdas, otra que contiene los procesos hidrológicos de la cuenca, es decir, maneja la cantidad de agua almacenada en cada uno de los tanques descritos en el modelo hidrológico y, finalmente, una clase que recoge los resultados de las dos anteriores, es decir, toma los valores de la pendiente y el valor acumulado en el segundo tanque y aplica la expresión del factor de seguridad para cada celda de la cuenca.

4. APLICACIONES DEL MODELO COMBINADO DE ESTABILIDAD

Se presenta a continuación una cuenca de montaña que ha sido sometida al modelo. Ésta, tiene como particularidad que ha sido usada por Montgomery y Dietrich (1998), quienes la han sometido al modelo SHALSTAB. Ellos han puesto el Modelo Digital de Elevación y su modelo de estabilidad en la web para dominio público (Ver Figura 3). La metodología que se usa en el ejemplo es básicamente correr simultáneamente la cuenca en los dos modelos. Para correr ambos modelos se suponen mapas planos (de un valor constante para toda la cuenca) correspondientes a los parámetros geotécnicos y a la precipitación. El mapa de la derecha en la Figura 3, muestra el resultado final que arroja el modelo acoplado propuesto. En él, las zonas coloreadas oscuras representan aquellas en las que, potencialmente, se pueden presentar deslizamientos y las zonas con colores claros son estables, el color blanco dentro de la cuenca, representa zonas muy planas en donde nunca se presentaría un deslizamiento.

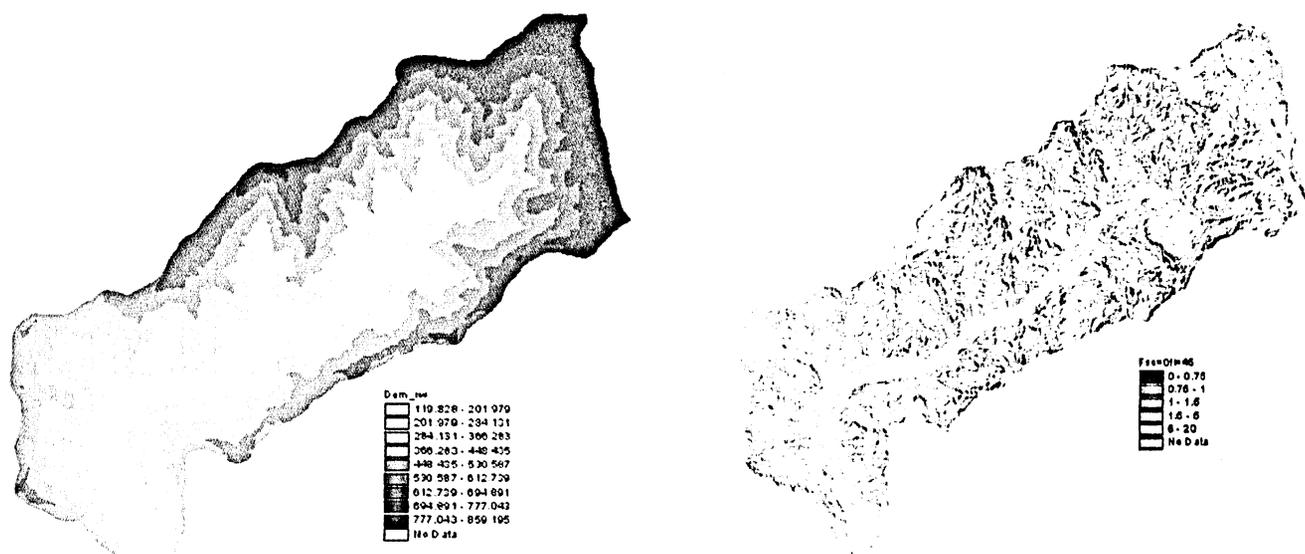


FIGURA 3. MDE de la cuenca estudiada (izquierdo). Mapa de factores de seguridad para la cuenca estudiada arrojado por el modelo de estabilidad (derecho).

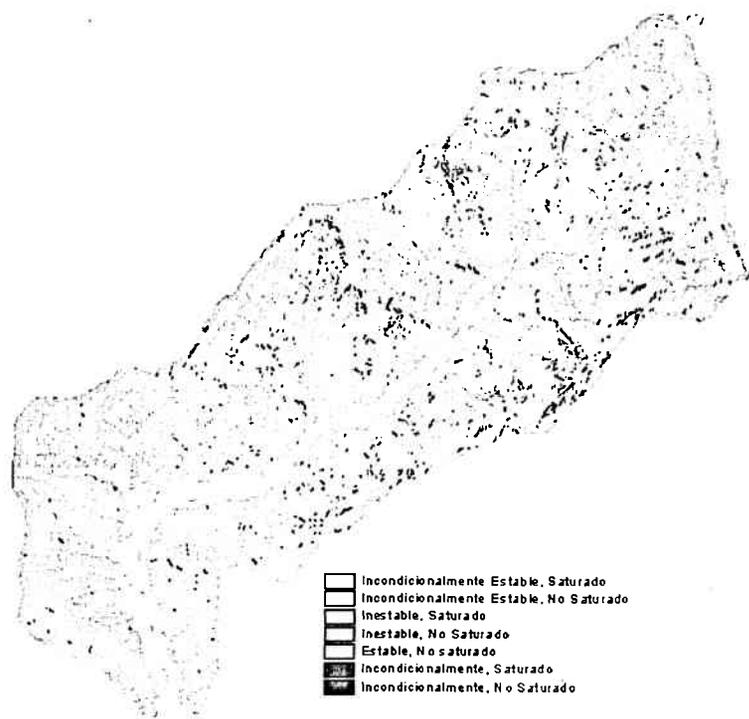


FIGURA 4. Mapa de intervalos de estabilidad arrojado por SHALSTAB

Analizando ambos mapas de estabilidad (Figuras 3 y 4), se pudo encontrar cierta similitud en ciertas zonas inestables de la cuenca, en las cuales puede producirse deslizamiento en los primeros momentos de un evento de precipitación muy fuerte, los cuales coinciden con las zonas de más alta pendiente en las laderas de la cuenca. También se encontraron similitudes en las zonas más planas de la cuenca, las cuales, en su mayoría corresponden a los valles donde está ubicada

la red de drenaje, éstas zonas pueden considerarse incondicionalmente estable, es decir, ninguna lluvia provocará el deslizamiento superficial.

El hecho de que el proceso de transferencia horizontal de la escorrentía superficial y subsuperficial sea capturado por el modelo propuesto es una de las razones por las cuales se observa, en el mapa derecho de la Figura 3, mayor cantidad de área potencialmente inestable dentro de la cuenca que en el mapa mostrado en la Figura 4. Otra razón por la cual se observan diferencias entre los mapas arrojados por ambos modelos es que se ha tenido en cuenta dentro del desarrollo conceptual del modelo propuesto la no linealidad de los procesos hidrológicos a escala de la ladera de la cuenca, mientras que el modelo SHALSTAB considera un modelo hidrológico semidistribuido lineal, esto se traduce en que el primero puede captar fenómenos que no capta el segundo a la escala de modelación.

5. CONCLUSIONES

A pesar de que la motivación que llevo al desarrollo de los diferentes modelos antecesores al modelo propuesto fue asociar la ocurrencia de los deslizamientos a los procesos hidrológicos y a la geomorfología de los paisajes de montaña, estos se quedaron cortos en el sentido de que, aunque intentan discretizar las laderas de las cuencas componentes de estos paisajes, no logran hacerlo de la manera más adecuada debido a que no llegan a considerar direcciones de flujo ligadas a la morfología de las cuencas y a la topología de sus redes de drenaje. Referente a esto el modelo propuesto, se convierte en una herramienta muy flexible y completa, en la medida en que su modelo hidrológico, permite considerar regímenes de flujo transitorio y separa el agua gravitacional de la capilar, permitiendo considerar estados de saturación parcial.

Debido a la alta variabilidad espaciotemporal de los parámetros de entrada al modelo y la no linealidad de la respuesta de la cuenca, es necesario disponer de buena resolución espacial y temporal en la información, para aprovechar las ventajas del esquema de modelación y obtener mejores resultados. Además, como se pretende principalmente asociar el deslizamiento a agentes detonantes como las tormentas y a la morfología de las cuencas componentes de los paisajes de montaña, se recomienda usar escalas temporales del orden de minutos para la información la lluvia y de un área para las celdas cuadradas de 100m². La heterogeneidad de los suelos asociada a variaciones en sus parámetros mecánicos e hidráulicos y a la presencia de macroporosidades y discontinuidades, es asimilable por el modelo mediante la utilización de mapas ráster para cada parámetro, que considere su variabilidad espacial y utilizando expresiones no lineales para modelar el flujo superficial y subsuperficial. La regionalización e interpolación de las características geomecánicas de los suelos, por el momento será uno de los factores limitantes en las medidas, debido a los grandes niveles de incertidumbre en la variabilidad espacial de éstas.

El modelo ofrece la posibilidad de incluir futuros módulos, relacionados con el flujo de agua en una cuenca, como por ejemplo alguno que consideren la erosión de manera simultánea con la ocurrencia de deslizamientos superficiales y de considerar fenómenos erosivos después de la ocurrencia de deslizamientos superficiales, fenómeno que es muy común dentro del contexto de modelación trabajado.

6. AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al DIME y a todas las instituciones vinculadas con el proyecto “HIDRO SIG JAVA 3.0 Sistema de Información Geográfica, de código abierto y de dominio público, orientado al estudio los recursos naturales” por el apoyo brindado.

7. BIBLIOGRAFIA

- Benda, L. y Zhang, W., 1990 Accounting For The Stochastic Occurrence Of Landslides When Predicting Sediment Yields. IAHS publication No. 192.
- Beven, K. y Kirkby, M., 1979 A Physically Based, Variable Contributing Area Model Of Basin Hydrology. Bulletin of Hydrological Sciences, 24(1), pp. 43-69.
- Gray, D. y Megahan, W., 1981. Forest Vegetation Removal And Slope Stability In The Idaho Batholith. Res.Pap.INT271, 23 pp. Forest Service, US Dep. Of Agriculture, Ogden Utah.
- Iverson, R. M., 2000. Landslide Triggering by Rain Infiltration. Water Resources Research, 36, 7, pp. 1897-1910.
- Kirkby M. J., 1980. Hillslope Hydrology. New York: John Wiley and sons.
- Kubota, J. y Sivapalan, M., 1995. Towards A Catchment-Scale Model Of Subsurface Runoff Generation Based On Synthesis Of Small-Scales Process-Based Modeling And Field Studies. En: Scale Issues in hydrological modeling. Editado por: M Sivapalan. John Wiley and sons. pp. 297-310.
- Montgomery, D. R. y Dietrich, W. E., 1994. A Physically Based Model for the Topography Control on Shallow Landsliding. Water Resources Research, 30, 4. pp. 1153-1171.
- Montgomery, D. R. y Dietrich, W. E., 1998. Shalstab: A digital Terrain Model for Mapping Shallow Landslide Potential. <http://ist-Socrates.berkeley.edu/~geomorph/shalstab/>.
- O'loughlin, E. M., 1986. Prediction Of Surface Saturation Zones In Natural Catchments By Topographic Analysis. Water Resources Research., 22 : pp. 794-804.
- Pack, R. T, Tarboton, D. G. y Goodwin C. N., 1998. The Sinmap Approach to Terrain Stability Mapping. <http://moose.cee.usu.edu/sinmap/sinmap.htm>
- Sidle, R. y Pearce, A y O'Loughlin, C., 1985. Hillslope Stability and Land Use. Washington : Water Resources Monograph.
- Ramírez, J. M., 2002. Extracción automática de redes de drenaje a partir de Modelos Digitales de Terreno. Medellín. Trabajo dirigido de grado (Ingeniería Civil). Universidad Nacional de Colombia sede Medellín. Postgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos.
- Vélez, J. I., 2001. Desarrollo De Un Modelo Hidrológico Conceptual Y Distribuido Orientado A La Simulación De Crecidas. Valencia. Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Valencia. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos.
- UNIDAD DE PLANEACIÓN MINERO-ENERGÉTICA – UPME, 2000. Atlas Hidrológico De Colombia. Medellín : Postgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos.
- Westen, C. J., 2002. Deterministic Landslide Hazard Zonation. International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation (ITC). <http://www.itc.nl/ilwis/applications/application06.asp>.
- Wu, W. y Sidle, R., 1995. A Distributed Slope Stability Model For Steep Forested Hillslopes. Water Resources Research 31: pp. 2097-2110

