

# Modelo distribuido hidrológico y geotécnico para determinar la amenaza de deslizamiento superficial

Jaime Ignacio Vélez Upegui, Oscar David Álvarez Villa, Jorge Esteban Alarcón Guerrero y Felipe Quintero Duque.  
Postgrado de aprovechamiento de recursos hidráulicos, Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Medellín.

**Resumen-** Se presenta a continuación las bases teóricas y sistemáticas mediante las cuales se ha construido un modelo para la estimación de la amenaza al deslizamiento superficial mediante el acople de un modelo hidrológico de carácter distribuido con un modelo sencillo de estabilidad de ladera. El acople se realizó usando HidroSIG V.3, SIG desarrollado en el postgrado de aprovechamiento de recursos hidráulicos de la Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín.

**Abstract-** The following paper shows the theoretical framework and the systematic considerations for constructing a 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. The coupling of both models was made using HidroSIG v.3., SIG developed at the Universidad Nacional sede Medellín at the Postgrado de Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos.

## I. INTRODUCCIÓN

En las 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 potencial plano de falla 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 va saturando este estrato superior de suelo, disminuyendo 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.

La creciente necesidad de desarrollar una herramienta efectiva, versátil y que esté contextualizada con las características topográficas, hidrológicas y geotécnicas y que, además, permita la estimación de la amenaza al deslizamiento en laderas, ha motivado el desarrollo de este modelo combinado hidrológico-geotécnico de estabilidad, del cual se pretende esté al alcance de la ingeniería en su desarrollo cotidiano en Colombia.

## II. ANTECEDENTES

Tradicionalmente la amenaza 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 el “Atlas Hidrológico de Colombia”. Unalmed (2000). C.J. van Westen del ITC (2002) presenta dos aplicaciones en ILWIS, una empírica para zonificación, vulnerabilidad y análisis de riesgo, y otra para la zonificación estadístico del riesgo al deslizamiento.

Para el caso específico de los deslizamientos superficiales, también, se ha buscado hacer una evaluación cuantitativa de la amenaza 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.

Uno de los primeros modelos combinados de estabilidad para deslizamientos someros es el propuesto por Kirkby

(1980). Él 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. La solución al problema la presenta en forma de gráficas en función de la altura saturada del suelo, la pendiente de la ladera y el ángulo de fricción interna del suelo.

Otro modelo pionero en la modelación de estabilidad es el desarrollado por Benda y Zhang en 1990. En este modelo se evalúa el factor de seguridad para la estabilidad de la ladera considerada como una capa de espesor constante que descansa sobre un plano de pendiente constante y longitud infinita, por esta capa circula el agua como flujo subsuperficial. El nivel del agua que fluye al interior del suelo está definido por un modelo hidrológico muy simple que considera la aplicabilidad de la ley de Darcy, régimen de flujo permanente y uniforme.

Uno de los modelos para deslizamientos superficiales más difundidos es el *SHALSTAB*, desarrollado en la Universidad de California, en Berkley, por Dietrich y Montgomery (1994). En este modelo se aplican ciertas consideraciones simplificadoras a los modelos hidrológicos y de estabilidad existentes, y utilizando SIG (ArcView-ArcInfo) para la implementación del modelo y el despliegue de los resultados. Para Montgomery y Dietrich 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 amenaza de deslizamiento, sino que usan de manera equivalente una relación adimensional. Esta relación, denominada "Humedad relativa", se hace entre la lámina de agua y el espesor del estrato de suelo, los cuales varían con el índice topográfico (Similar al propuesto por Kirkby (1979)) y con el índice hidrológico.

En el *SHALSTAB* se emplea el modelo hidrológico *TOPMODEL* (Beven y Kirkby 1979) para estimar la altura de la porción saturada de suelo. Además, para efectos de considerar el modelo como un parámetro en sí mismo (i.e. se deben establecer valores para los parámetros libres del suelo, de tal manera que el modelo varíe exclusivamente con la morfología de la cuenca), se considera 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 del de Dietrich (*SINMAP*, *CLAWS*, *SOILS*, *SMORPH*, *LISA* y otros); también existen modelos altamente complejos cuya base hidrológica considera régimen de flujo transitorio

y suelo parcialmente saturado (como el desarrollado por 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. De todos ellos, los más consistentes son *SINMAP* (Pack, Tarboton y Goodwin, 1998) y el modelo de Iverson (2000).

*SINMAP* (Mapeo del índice de estabilidad) es un modelo de estabilidad que considera la forma clásica de estimar la amenaza al deslizamiento, empleando una expresión para el factor de seguridad que tiene en cuenta la cohesión del suelo y la cohesión proporcionada por las raíces. Análogamente a *SHALSTAB*, utiliza el *TOPMODEL* como base para el cálculo de la respuesta hidrológica en las laderas de la cuenca. Se establecen distribuciones uniformes de probabilidad para la cohesión, la intensidad de precipitación y la tangente del ángulo de fricción interna del suelo y a partir de éstas se calcula el índice de estabilidad (denotado como SI), que se define de la siguiente manera: En las zonas incondicionalmente estables SI es el factor de seguridad mínimo. En zonas donde el factor de seguridad mínimo es menor que uno, SI se define como la probabilidad de que el factor de seguridad sea mayor que uno. En zonas en las cuales el factor de seguridad máximo es menor que uno el SI se define como cero. En términos físicos, el índice de estabilidad representa el factor de seguridad mínimo que se puede presentar en las laderas de una cuenca. Este modelo trabaja exclusivamente para estructuras de datos del tipo ráster.

El modelo de la respuesta instantánea de Iverson (Iverson, 2000) se basa en la ecuación de Richards para modelar el flujo de agua subterránea en zonas no saturadas. Este modelo calcula los efectos de la infiltración en un instante y en la ubicación de los deslizamientos, usando una aproximación para la respuesta de la presión de poros en estratos delgados de suelo para tormentas individuales. En este modelo, la presión de poros se calcula para el flujo vertical (no para el flujo paralelo a la superficie de la ladera). El modelo asume que las laderas están húmedas inicialmente y el área de captación es mucho más grande que el espesor de la ladera en la que se dará el deslizamiento.

En la mayoría de los modelos se desprecia la resistencia que aportan las raíces de los árboles al suelo. En un modelo más realista podría considerarse este efecto, tal y como lo hacen Abe y Ziemer (1991), quienes proponen una metodología de cálculo de la resistencia aportada por las raíces de *criptomeria japónica*, dicho procedimiento, aunque plausible, es difícil de aplicar, pues depende del número de raíces por unidad de área de la cuenca y del diámetro de las raíces, aspectos difíciles de parametrizar, debido a su variación.

C.J. Westen (2002) usa el modelo de la ladera de longitud infinita y pendiente constante para calcular mapas de factores de seguridad para diferentes condiciones. El efecto del agua subterránea y la aceleración sísmica se evalúa usando mapas de dichas variables para diferentes períodos de retorno de precipitación. Éste modelo presenta la gran desventaja de que no hace uso de un modelo hidrológico para evaluar el efecto del agua subsuperficial en la estabilidad de las laderas. El modelo se aplica en un conjunto de datos registrados en la ciudad de Manizales.

Debe tenerse en cuenta que en ninguno de los modelos discutidos se ha calculado la respuesta hidrológica de la cuenca de manera distribuida.

### III. EL MODELO

Se quiere 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 distribución 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:

- 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.
- 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.
- La facilidad para el cambio de escalas.
- Las posibilidades de preprocesar los mapas en HydroSIG v.3 o en cualquier otro SIG comercial.
- La facilidad de adaptar la información a un formato compatible con algunos de los SIG más comúnmente utilizados.

#### III.i. Direcciones de flujo

Preprocesando el modelo de elevación digital se definen las direcciones de flujo en todo el dominio espacial, tal que los elementos más representativos de la estructura de drenaje resultante sean idénticos a los de la red de drenaje real de la

zona representados por celdas cuadradas conectadas entre sí.

#### III.ii. Procesamiento de los MDT:

El procesamiento de los MDT, se hace usando como herramienta HydroSIG v.3.0. 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 HydroSIG v.3.0 están incorporados algoritmos que realizan esta estimación usando el modelo D8. Ramírez y Vélez (2002) describen detalladamente el procedimiento de corrección de los Modelos Digitales de elevación.

#### III.ii.1. Mapas de Variables Geomorfológicas.

Después de la corrección de sumideros y zonas planas, HydroSIG v.3.0 comienza la construcción automática de diez mapas de variables geomorfológicas del terreno y su red de drenaje. Estos mapas se clasifican de la siguiente manera:

##### III.ii.1. a. Mapas asociados al terreno:

Los mapas arrojados después de la corrección del MDT son: Pendientes máximas. Modelo digital de terreno corregido. Direcciones de drenaje. Áreas acumuladas.

##### III.ii.1. b. Mapas asociados a la red de drenaje:

Los mapas obtenidos después de la corrección del MDT son: Red de drenaje Ráster. Orden de Horton. Longitud del canal principal. Longitud total de canales. Magnitud. Diámetro topológico.

La corrección de los modelos digitales del terreno es muy importante para el acople del modelo de estabilidad MESHIAHS, 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.

#### III.iii. 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 (intercepción, 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 los elementos pertenecientes a 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. 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.

La infiltración en la zona capilar, se puede plantear como una aproximación de la ecuación de Holtan (1961), quien sugiere que la tasa de infiltración por encima de  $f_0$  (tasa constante de infiltración) es proporcional al espacio disponible para almacenar agua infiltrada en el suelo: lo que él denominó infiltración potencial. Se puede interpretar que este razonamiento es válido para el almacenamiento capilar y por lo tanto es válido considerar la siguiente ecuación:

$$f_{\text{inf}} - f_0 = C(Sm_0 - S_o)^{p_0} \quad (III.1)$$

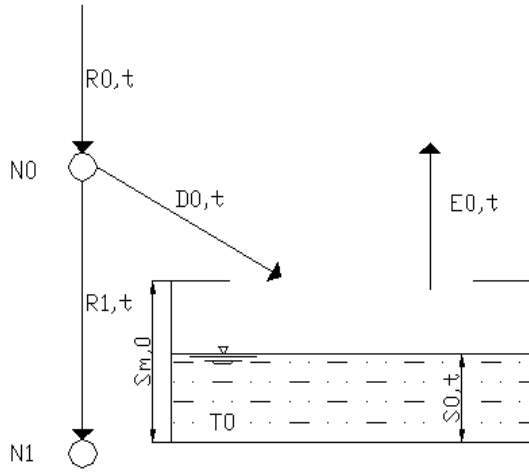


Figura 1: Ilustración del tanque del almacenamiento capilar.

El volumen que ingresa al almacenamiento estático ( $D_0$ ) del suelo será:

$$D_{0,t} = \text{Min} \left( R_{0,t} \left[ 1 - \left( \frac{S_{0,t-\Delta t}}{S_{m0}} \right)^{p_1} \right], K_0, S_{m0} - S_{0,t-\Delta t} \right) \quad (III.2)$$

$K_0$  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:

$$K_0 = \left( (S_{m0})^{1-p_0} + (p_0 - 1)C\Delta t \right)^{\frac{1}{1-p_0}} + S_{m0} \quad (III.3)$$

En donde:  $R_{0,t}$ : es la lámina de agua Cantidad de lluvia en el intervalo de tiempo  $\Delta t$ .  $D_{0,t}$ : Es que se deriva hacia el almacenamiento capilar de la celda durante el intervalo de tiempo  $\Delta t$ .  $S_{0,t}$ : 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:

$$E_{0,t} = \text{Min} \left[ \left\{ \text{Evp} \left( \frac{S_{0,t-\Delta t}}{S_{m0}} \right)^{b_0} \right\}, S_{0,t-\Delta t} \right] \quad (III.4)$$

En la cual  $b_0$  es una constante que puede variar entre 0.5 y 1 (Vélez U. 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, 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 de agua que puede pasar hacia el tercer conducto sería entonces:

$$R_2 = \text{Min}(R_1, K_s \Delta t A_{\text{celda}}) \quad (III.5)$$

$$D_1 = R_2 - R_1 \quad (III.6)$$

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  $\Delta t$ .  $R_{1,t}$ : 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:

$$S_{1,t} - S_{1,t-\Delta t} = D_{1,t} - E_{1,t} \quad (III.7)$$

$$\left( S_0^{1/2} \frac{\xi \Delta t}{n} \right) \left( \frac{S_{1,t}}{\Delta L} \right)^{\frac{2e_1+1}{3}} + S_{1,t} - S_{1,t}^* = 0 \quad (III.8)$$

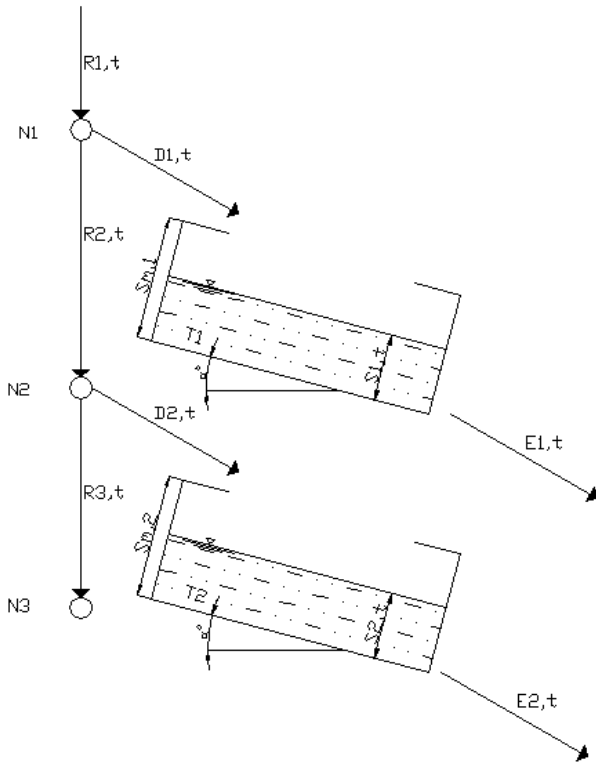


Figura 2: Ilustración del tanque de los almacenamientos superficial y subsuperficial.

$S_{1,t}$ : 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  $\xi$  se determinan según Vélez y francés (2000),  $S_0$  es la pendiente del terreno. La ecuación inferior 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 y representa la altura de suelo saturado debido al flujo de agua paralela 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, estos valores se determinan así:

$$R_3 = \text{Min}(R_2, K_2 = K_p \Delta t) \quad (III.9)$$

$$D_2 = R_2 - R_3 \quad (III.10)$$

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  $\Delta t$ . 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 y Francés (2000) adaptan tres métodos para determinar el caudal de escorrentía subsuperficial:

- Aplicando la formulación análoga a la ecuación de la onda cinemática (Beven).
- Usando la forma simplificada de la ecuación de Richards que gobiernan el flujo Darciano en suelo saturado y no saturado (Suzuki).
- Aplicando el criterio de Germann, según el cual, para el flujo lateral en un ladera se puede hacer una formulación de la ecuación de la onda cinemática, combinándola con la ecuación de continuidad con una expresión para obtener la tasa de flujo por unidad de ancho de sección transversal, de tal manera que se modele un flujo en una estructura de macro poros.

En este modelo se implementará la segunda de las anteriores metodologías de modelación para el cálculo de la escorrentía subsuperficial. Entonces:

$$S_{2,t} \left( 1 + v_{2,t} \frac{\Delta t}{\Delta x} \right) = S_{2,t}^* \quad (III.11)$$

o análogamente:

$$E_{2,t} \left( 1 + \frac{\Delta x}{v_{2,t} \Delta t} \right) = S_{2,t}^* \quad (III.12)$$

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  $t$ .  $S_{m2}$ : 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:

$$v_{2,t} = \frac{K_{s0} Sen \alpha}{\eta A_{celda} (b+1) S_{m,2}^b} S_{2,t}^{b+1} \quad (III.13)$$

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.

El almacenamiento del agua subterránea ha sido representado por otro tanque, denominado T3, 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:

$$D_3 = R_3 - R_4 \quad (III.14)$$

$$R_4 = 0 \quad (III.15)$$

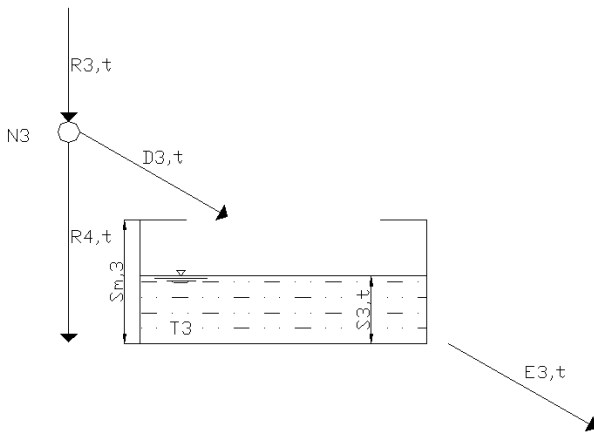


Figura 3. Ilustración del tanque del almacenamiento del acuífero.

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  $\Delta t$ .

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:

$$S_{3,t} + E_{3,t} = S_{3,t}^* \quad (III.16)$$

o análogamente:

$$S_{3,t} + q_{3,t} \Delta x \Delta t = S_{3,t}^* \quad (III.17)$$

$S_{3,t}$ : 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.  
 $E_{3,t}$ : 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, que puede representarse así de manera general:

$$q_{3,t} = a_3 S_{3,t}^{b_3} + c_3 \quad (III.18)$$

En esta ecuación a, b y c son constantes empíricas o provenientes de esquemas teóricos que dependen del tipo de acuífero. Vélez y Francés (2001) presentan valores teóricos para estos parámetros.

#### III.iv. EL MODELO GEOTÉCNICO

El factor de seguridad es la relación entre las fuerzas que estabilizan y las fuerzas que desestabilizan el talud. En el modelo geotécnico se utiliza la conocida ecuación de falla de Mohr-Coulomb, la cual tiene la siguiente forma:

$$\tau = C + (\sigma - u) \tan \phi \quad (III.19)$$

En la cual: C: Es la cohesión del suelo, que considera a su vez la cohesión debida al efecto de dovela que ejercen las raíces. u: Es la presión de poros,  $\sigma$ : Es el esfuerzo total en el suelo y  $\phi$ : Es el ángulo de fricción interna del suelo.

Reemplazando en esta ecuación el balance de las fuerzas en un elemento discreto del talud se llega a la siguiente expresión para el factor de seguridad correspondiente a una celda de cuenca:

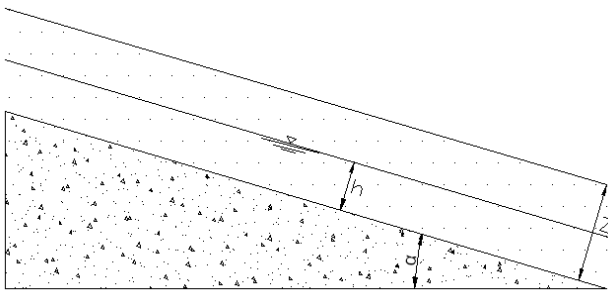


Figura 4. Esquema del mecanismo geotécnico de deslizamiento.

$$FS = \frac{2(C + C_r)}{\gamma_w \text{Sen} 2\alpha} + \left[ (L - M) \frac{\tan \phi}{\tan \alpha} \right] \quad (III.20)$$

En la cual:  $\gamma_w$ : Es el peso unitario del agua,  $\alpha$ : Es la pendiente de la celda, C: Es la cohesión del suelo,  $C_r$ : Es la cohesión adicional que las raíces le proporcionan a la masa de suelo,  $\phi$ : Es el ángulo efectivo de fricción interna del suelo. Además: M: Es la relación entre el espesor del horizonte saturado y el espesor del horizonte superficial, Z: Es el espesor del horizonte superficial y L es un factor de ponderación:

$$L = \frac{q_0}{\gamma_w Z} + \frac{\gamma_{sat} M}{\gamma_w} + \frac{\gamma_m (1 - M)}{\gamma_w} \quad (III.21)$$

En donde  $\gamma_{sat}$ : Es el peso unitario saturado del suelo.  $\gamma_m$ : Es el peso unitario del suelo con una humedad cualquiera.

### III.v. Acople de los modelos geotécnico e hidrológico:

El modelo propuesto admite como datos de entrada mapas de: conductividad hidráulica del suelo, cohesión debida a las fuerzas de atracción entre las partículas del suelo y la debida a cohesión aparente proporcionada por las raíces de las plantas, de ángulos de fricción interna del suelo. Sin embargo también puede asimilar como dato de entrada valores constantes para cualquiera de estas propiedades inherentes al suelo, asimilándolo como si fuera un mapa plano o de valor constante. 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, o como una lluvia de intensidad constante en toda la cuenca.

Teniendo todos los datos de entrada, los modelos hidrológico y geotécnico se acoplan programando tres clases de 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.

## IV. EJEMPLO DE APLICACIÓN

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, quienes la han sometido al modelo SHALSTAB. Ellos han puesto el Modelo Digital de Elevación y el su modelo de estabilidad en la web para dominio público (Ver figura 5). La metodología que se usa en el ejemplo es básicamente correr simultáneamente la cuenca en los dos modelos. Debe tenerse en cuenta que el procesamiento del MDT difiere para los dos modelos, siendo el correspondiente al modelo desarrollado el descrito anteriormente en el aparte III.i. 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.

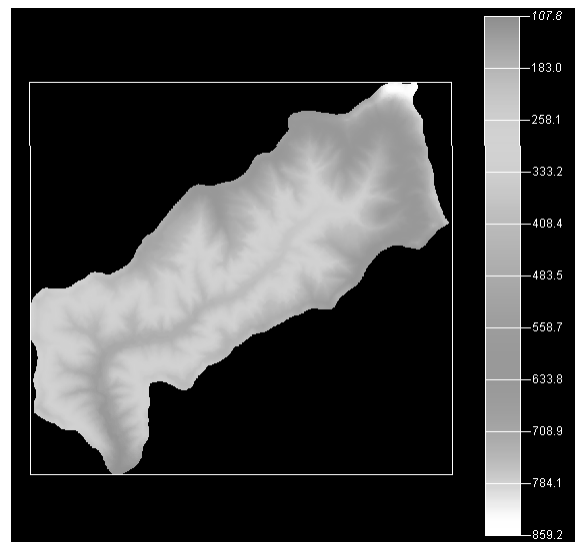


Figura 5. MDT de la cuenca sometida a ambos modelos.

El siguiente mapa (Ver figura 6), muestra el resultado final que arroja el modelo acoplado. En él, las zonas coloreadas de blanco representan a aquellas en las que potencialmente se pueden presentar deslizamientos, y las coloreadas de gris aquellas que son estables, el color negro dentro de la



cuenca, representa zonas muy planas en donde nunca se presentaría un deslizamiento.

Para la aplicación del modelo SHALSTAB sobre la cuenca se establecieron los mismos parámetros geotécnicos anteriormente descritos, aunque debe tenerse en cuenta que éste modelo no permite modificar la lluvia que cae sobre la cuenca y que, además, no se pudo encontrar datos de la precipitación con la cual se calibró el modelo, por lo cual la comparación directa de ambos resultados no es absolutamente válida. A pesar de ello 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.

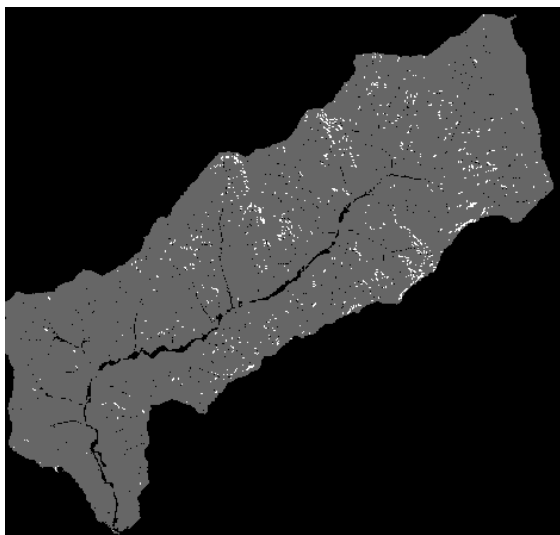


Figura 6. Cuenca sometida al modelo acoplado Hidrológico - Geotécnico con cohesión de 240 Kgf/cm<sup>2</sup>, ángulo de fricción interna de 40 grados y una precipitación de aproximadamente 300 mm en tres horas.

El mapa de estabilidad arrojado por el SHALSTAB se presenta a continuación. En él las zonas más oscuras son las zonas menos estables.



Figura 7. Cuenca sometida al modelo SHALSTAB con cohesión de 240 Kgf/cm<sup>2</sup>, ángulo de fricción interna de 40 grados y una precipitación desconocida.

## V. CONCLUSIONES

Independientemente de la similitud visual que presenta el mapa de factor de seguridad arrojado por el modelo implementado en este trabajo con el mapa del índice hidrológico arrojado por el modelo SHALSTAB, puede observarse la coherencia del primero con respecto a morfología de la cuenca, en la medida en que asocia los deslizamientos superficiales a las zonas más escarpadas de la cuenca e identifica y asocia la red de drenaje con las zonas de menor pendiente.

La ventaja que ofrece el modelo radica en que, debido a su carácter distribuido, ofrece versatilidad para asimilar mapas zonificados de los diferentes parámetros necesarios para modelar el fenómeno. Esto tiene como consecuencia que se puede hacer una modelación más realista del fenómeno y pueden dejarse a un lado suposiciones burdas de parámetros que pueden ser bien estimados mediante un cuidadoso trabajo de campo.

Sobre el uso del modelo distribuido de estabilidad debe advertirse que para obtener resultados que reflejen correctamente los procesos hidrológicos se debe utilizar MDT de resolución fina.

## VI. BIBLIOGRAFÍA

- [1] Abe K. y Ziemer R. R (1991); "Effect of Tree Roots on Shallow Seated Landslides". USDA Forest Services Gen. Tech. Rep. PSW-GRT-130.
- [2] Benda L y Zhang W (1990); "Accounting for the Stochastic Occurrence of Landslides When Predicting Sediment Yields"; IAHS publication No 192.

- [3] Iverson R. M (2000); "Landslide Triggering by Rain Infiltration"; Water Resources Research Vol 36, No 7, p 1897-1910. Julio 2000.
- [4] Kirkby M.J. (1980); "Hillslope hidrology". Editado por M.J.Kirkby, editorial John Wiley and sons.
- [5] Kubota J., M. Sivapalan, "Towards a catchment-scale model of subsurface runoff generation based on synthesis of small-scales process-based modeling and field studies". Scale Issues in hydrological modeling. Editado por: M Sivapalan. John Wiley and sons.
- [6] Mitsova H. y Mitsova L. (); "Erosion/Deposition Modeling With USPED Using GIS". <http://skagit.meas.ncsu.edu/~helenagmslab/denix/uspded.html>.
- [7] Montgomery D. R y Dietrich W. E (1994); "A Physically Based Model for the Topography Control on Shallow Landsliding"; Water Resources Research, Vol 30, No 4. 1994.
- [8] 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/>.
- [9] Morrissey M. M, Wiczorek G. F y Morgan B. (2001); "A Comparative Analysis of Hazard Models for Predicting Debris Flow in Madison County, Virginia" Open file report 0.-0067, US Geological Survey. USGS.
- [10] Ogden Fred L. y Watts Brent A. (2000), "Saturated Area Formation on Nonconvergent Hillslope Topography With Shallow Soils. A Numerical Investigation"; Water Resources Research, vol 36 No 7. Julio 2000.
- [11] Pack R. T, Tarboton D. G, Goodwin C. N (1998); "The Sinmap Approach to Terrain Stability Mapping"; VIII Congreso de la Asociación Internacional de Ingeniería Geológica.
- [12] Pistocchi A., Cassani G., Zani O.; "Use of the USPED Model For Mapping Soil Erosion and Managing Best Land Conservation Practices".
- [13] Ramírez Osorio, Jorge Mario. "Extracción automática de redes de drenaje a partir de Modelos Digitales de Terreno". Trabajo dirigido de grado. Universidad Nacional de Colombia sede Medellín. 2002.
- [14] Unidad de Planeación Minero-Energética (UPME) (2000). "Atlas hidrológica de Colombia". Postgrado de Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos. Medellín.
- [15] Vaugeois L. M y Shaw S. C (1999); "Modeling Shallow Landslides Potential for Watershed Management". <http://gis.esri/library/userconf/proc00/profesional/papers/PAP310/p310.htm>.
- [16] Vélez Ochoa María Victoria., Hoyos F., Gómez S., Vélez J.I.; "Una propuesta de metodología para el estudio de parámetros hidrogeológicos involucrados en los movimientos de masa en laderas de alta pendiente". IV Simposio colombiano de hidrogeología. III Conferencia latinoamericana de hidrología urbana. Postgrado en aprovechamiento de recursos hidráulicos, Universidad Nacional, Medellín.
- [17] Vélez Ochoa María Victoria, Hoyos Fabián, Vélez Upegui Jaime Ignacio; "The Mosses Rod, Groundwater in the Generation of Deep Landslides"; XXXV AEG Annual Meeting Proceeding, pp96-105, Association of Engineering Geologists, Los Angeles.
- [18] Vélez U J.I. (2001); "Desarrollo de un modelo hidrológico conceptual y distribuido orientado a la simulación de crecidas". Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Valencia. 2001.
- [19] 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>.
- [20] Westen C.J. (2002). "Hazard, vulnerability and risk analysis". International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation (ITC). <http://www.itc.nl/ilwis/applications/application01.asp>.
- [21] Westen C.J. (2002). "Statistical landslide hazard analysis". International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation (ITC). <http://www.itc.nl/ilwis/applications/application05.asp>.
- [22] Westen, C.J. van and Terlien, M.T.J. (1996) "An approach towards deterministic landslide hazard analysis in GIS : a case study from Manizales, Colombia". En: Earth Surface Processes and Landforms, 21(1996), pp. 853-868.
- [23] Westen, C.J. van (1992) "Medium scale hazard analysis using GIS. In: Proceedings". 1er Simposio Internacional sobre Sensores Remotos y Sistemas de Información Geográfica (SIG) para el estudio de Riesgos Naturales, Bogota, Colombia, vol. 2, pp. 15.