



Informe mensual de actividades

Anexo WP1.2.4 Modelación de movimientos en
masa húmedos

Fecha de 2025



Contrato

CCT 261 de 2025

Contenido

WP1.2 Modelación y pronóstico	2
WP1.2.4 Modelación de movimientos en masa húmedos	2
Introducción	2
Área de estudio	3
Metodología	3
Referencias	14

WP1

Observatorio de amenazas y riesgos

Este WP tiene como objetivo generar conocimiento que sirva como insumo para la alerta temprana y la toma de decisiones a partir del monitoreo, análisis, modelación y generación de alarmas y alertas sobre múltiples componentes físicos, a través de actividades de investigación y operaciones que permitan avanzar en la caracterización, entendimiento, seguimiento y pronóstico de múltiples amenazas ambientales y evaluación de riesgos asociados.

Se avanzará en la consolidación del observatorio de múltiples amenazas, el cual es fundamental dada la variedad de amenazas que pueden impactar la sociedad y el territorio. Para este fin, el WP1 está constituido por tres grandes grupos de actividades: WP1.1 - Caracterización y monitoreo de variables y procesos asociados con las amenazas. El grupo WP1.2 - Modelación y pronóstico de la calidad del aire, las lluvias y otros fenómenos asociados con las amenazas. Por último, el grupo WP1.3 - Información para la gestión y herramientas operacionales que permitan la consolidación del observatorio de amenazas y riesgos en su primera fase, para el apoyo a emergencias, se enfoca en la aplicación (transferencia) de esta investigación a las operaciones para generar alertas y apoyar la gestión, a través de la consolidación de un observatorio multi-amenaza.

WP1.2**Modelación y pronóstico****WP1.2.4 Modelación de movimientos en masa húmedos****Introducción**

Los movimientos en masa detonados por lluvia son una de las amenazas que cobra el mayor número de víctimas anuales en terrenos montañosos y ambientes tropicales, como el Valle de Aburrá (Aristizábal, 2019), donde las condiciones de pendiente, geología y régimen hidrometeorológico favorecen su ocurrencia. Estos procesos, que incluyen principalmente deslizamientos y flujos, tienen un alto potencial de afectar a la población, la infraestructura y los ecosistemas, por lo tanto, comprender y predecir estos fenómenos es fundamental para la planificación territorial y la gestión del riesgo.

Durante la vigencia pasada, se avanzó en la aplicación del modelo físico SHALSTAB (SHallow Landslide STABility) desarrollado por Montgomery and Dietrich (1994), tanto a escala de píxel como de unidades de ladera, complementado con una caracterización geotécnica que permitió mejorar la representación espacial de parámetros clave como la fricción, cohesión y permeabilidad de los suelos. Esta aproximación posibilitó una primera aproximación a la susceptibilidad a movimientos en masa en el diferentes zonas de estudio, identificando zonas críticas bajo condiciones de saturación.

En la presente vigencia, la línea de investigación busca realizar la comparación y validación de resultados mediante la incorporación progresiva de otros modelos físicos reconocidos en la literatura, que integran criterios de equilibrio límite y permiten calcular factores de seguridad bajo diferentes supuestos de geometría y condiciones hidrológicas. Modelos como TRIGRS (Transient Rainfall Infiltration and Gridbased Slope-Stability) y los incluidos en el módulo de GRASS GIS r.slope.stability constituyen referentes relevantes en este campo y servirán de base para ampliar el análisis, contrastando sus resultados con los obtenidos previamente con SHALSTAB. Adicionalmente, se incluyó y estandarizó una herramienta computacional para el cálculo de volúmenes deslizados, con aplicaciones tanto en la evaluación de los modelos de estabilidad como en la gestión de emergencias.

Con este enfoque, se pretende no solo evaluar la coherencia entre distintos marcos de modelación, sino también generar insumos más robustos para la zonificación morfodinámica del territorio. Esta compa-

ración permitirá identificar las fortalezas y limitaciones de cada metodología en función de la escala y los insumos requeridos, contribuyendo así al diseño de estrategias de monitoreo e instrumentación más precisas en zonas priorizadas.

Área de estudio

El área de estudio corresponde al Valle de Aburrá (Figura 1), región ubicada en el centro-sur del departamento de Antioquia, en medio de la Cordillera Central de los Andes. Este valle, conformado por los municipios de Barbosa, Girardota, Copacabana, Bello, Medellín, Envigado, Itagüí, Sabaneta, La Estrella y Caldas, constituye el ámbito regional de análisis de la investigación. Sin embargo, para el desarrollo de la modelación física se selecciona inicialmente una cuenca piloto, la cuenca La Despensa, donde se evaluará el comportamiento local de los movimientos en masa a partir de parámetros geotécnicos y topográficos específicos.

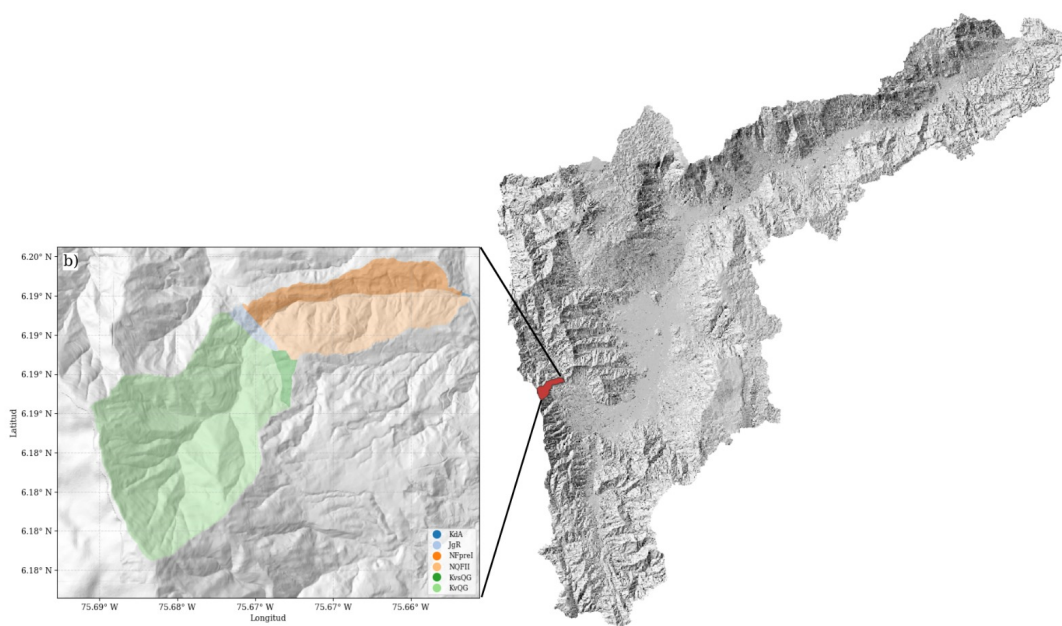


Figura 1. Área de estudio.

Metodología

Modelación

SHALSTAB

El modelo SHALSTAB, que significa Estabilidad de Deslizamientos Superficiales en inglés (SHallow Landslide STABILITY), se basa en el uso del modelo hidrológico TOPOG (O'Loughlin, 1986). TOPOG utiliza la precipitación en estado estacionario para configurar el patrón espacial de humedad, teniendo en

cuenta el área de influencia de cada punto, la pendiente y la transmisividad del suelo. La humedad del suelo se calcula mediante la ecuación:

$$W = \frac{qa}{bT \sin \theta} \quad (1)$$

Donde q es la precipitación en condiciones estacionarias [mm/d], a es el área de drenaje [m^2], b es la longitud de cada celda [m], T es la transmisividad del suelo en condiciones saturadas [m^2/d], y θ es la pendiente. Si consideramos que la transmisividad no varía con la profundidad, podemos simplificar la ecuación como:

$$W = \frac{h}{z} \quad (2)$$

Donde h es el espesor del suelo saturado y z es el espesor total del suelo. Al combinar las ecuaciones 1 y 2, obtenemos la saturación relativa del perfil de suelo:

$$\frac{h}{z} = \frac{qa}{bT \sin \theta} \quad (3)$$

En cuanto al componente geotécnico, el modelo SHALSTAB se basa en el análisis de equilibrio límite con un talud infinito y el criterio de falla de Mohr-Coulomb.

$$\rho_s g z \sin \theta \cos \theta = c' + \left(\rho_s - \rho_w \frac{h}{z} \right) g z \cos^2 \theta \tan \phi \quad (4)$$

Donde ρ_s es la densidad del suelo, ρ_w es la densidad del agua, g es la aceleración de la gravedad, c' es la cohesión efectiva del suelo, y ϕ es el ángulo de fricción. Al reformular la ecuación anterior en términos de la relación h/z :

$$\frac{h}{z} = \frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi} \right) + \frac{c'}{\rho_w g z \cos^2 \theta \tan \phi} \quad (5)$$

Las dos condiciones que representan estabilidad independiente de la lluvia. Las celdas estables con el perfil de suelo completamente saturado ($h/z = 1$) se denominan estables incondicionalmente y cumplen:

$$\tan \theta < \left(1 - \frac{\rho_s}{\rho_w} \right) \tan \phi + \frac{c'}{\rho_s g z \cos^2 \theta} \quad (6)$$

Mientras que las celdas inestables en condiciones secas ($h/z = 0$) se denominan inestables incondicionalmente y cumplen:

$$\tan \theta \geq \tan \phi + \frac{c'}{\rho_s g z \cos^2 \theta} \quad (7)$$

Índice de estabilidad $\log(q/T)$ Finalmente, al integrar el modelo hidrológico y el modelo de estabilidad, se obtiene la siguiente ecuación:

$$\frac{q}{T} = \frac{b}{a} \sin \theta \left[\frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi} \right) + \frac{c'}{\rho_w g z \cos^2 \theta \tan \phi} \right] \quad (8)$$

La razón de q/T es pequeña porque la transmisividad siempre es mucho mayor que la precipitación efectiva. Para facilitar la comunicación, se utiliza el logaritmo de q/T (Dietrich et al., 1998). Este índice de estabilidad es bajo en condiciones críticas mientras que valores altos indican alta estabilidad.

Estabilidad ante un escenario de precipitación Al reformular la ecuación para tener en cuenta la precipitación y su relación con la transmisividad, se pueden establecer categorías de estabilidad ante un determinado escenario de precipitación estacionaria.

$$\frac{a}{b} = \frac{T}{q} \sin \theta \left[\frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi} \right) + \frac{c'}{\rho_w g z \cos^2 \theta \tan \phi} \right] \quad (9)$$

A partir de la ecuación 9, es posible establecer cuatro condiciones de estabilidad para cada celda de análisis. Las celdas donde la relación entre el área de drenaje aferente y la longitud de la celda (a/b) supera la expresión del lado derecho de la ecuación, corresponden a celdas inestables; de lo contrario, son celdas estables.

TRIGRS

El modelo *Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability* (TRIGRS) es un modelo físico basado en procesos que acopla la infiltración de agua de lluvia y el análisis de estabilidad de taludes, permitiendo evaluar la distribución espacial y temporal de deslizamientos superficiales poco profundos. Este modelo ha demostrado ser efectivo para representar los procesos hidrológicos y geotécnicos que conducen a la inestabilidad de laderas (Alvioli et al., 2014).

TRIGRS, a diferencia de SHALSTAB, utiliza como fundamento la ecuación de Richards para describir la infiltración vertical en suelos homogéneos e isotrópicos (Srivastava and Yeh, 1991). Las condiciones iniciales de humedad del suelo se definen a partir de la solución de Iverson (2000) y de sus posteriores extensiones desarrolladas por Savage et al. (2004). La solución hidrológica se compone de dos partes: (i) un flujo en estado estacionario, controlado por la pendiente del terreno y la conductividad hidráulica saturada, y (ii) un flujo transitorio, que asume un movimiento descendente unidireccional con difusividad hidráulica aproximadamente constante.

La solución general para la presión de poros transitoria $\psi(Z, t)$ puede expresarse como Baum et al. (2008):

$$\psi(Z, t) = (Z - d)\beta + 2 \sum_{n=1}^N \frac{I_n}{K_s} H(t - t_n) \sqrt{D_1(t - t_n)} \operatorname{ierfc} \left(\frac{Z}{2\sqrt{D_1(t - t_n)}} \right) - \dots \quad (10)$$

donde Z es la profundidad medida desde la superficie, d es la profundidad del nivel freático, β ángulo de pendiente, K_s es la conductividad hidráulica saturada y I_n es la intensidad de lluvia en el intervalo n .

Sobre esta base hidrológica, TRIGRS integra el criterio de estabilidad de talud infinito con el criterio de falla de Mohr–Coulomb para estimar el Factor de Seguridad (FS) en cada celda:

$$FS = \frac{\tan \phi'}{\tan \delta} + \frac{c' - \psi(Z, t) \gamma_w \tan \phi'}{\gamma_s Z \sin \delta \cos \delta} \quad (11)$$

donde c' es la cohesión efectiva del suelo, ϕ' es el ángulo de fricción efectivo, δ es la pendiente, γ_s y γ_w son el peso unitario del suelo y del agua, respectivamente, y $\psi(Z, t)$ la presión de poros en función de la profundidad y el tiempo.

La condición de inestabilidad se alcanza cuando $FS < 1$, lo cual permite identificar de manera dinámica y distribuida las celdas potencialmente inestables durante un evento de lluvia. Esto hace de TRIGRS una herramienta poderosa para simular la evolución espacio-temporal de los deslizamientos superficiales y evaluar la influencia de las propiedades hidráulicas y las condiciones iniciales de saturación del suelo (Marin and Velásquez Mejia, 2020).

r.slope.stability

El módulo **r.slope.stability** de GRASS GIS es una herramienta de modelación físico-basada que permite calcular el Factor de Seguridad (FS) mediante diferentes formulaciones de equilibrio límite, todas ellas fundamentadas en el criterio de falla de Mohr-Coulomb. Este módulo ofrece varias opciones, entre ellas los modelos de talud infinito, Hovland en diferentes modalidades (clases y capas) y sus versiones revisadas (Mergili et al., 2014).

En esta investigación se explora el modelo más simple: el *talud infinito*. Este modelo está diseñado para la evaluación de la estabilidad de deslizamientos superficiales poco profundos y se aplica celda por celda, bajo el supuesto de un plano de falla paralelo a la superficie topográfica y una ladera de longitud infinita. El FS se calcula como la relación entre las fuerzas estabilizadoras (resistencia al corte) y las fuerzas desestabilizadoras (fuerza cortante), de acuerdo con la siguiente expresión:

$$FS = \frac{c' A + W_s \cos \beta \tan \phi'}{W_s \sin \beta + S} \quad (12)$$

donde c' es la cohesión efectiva del suelo [N/m^2], ϕ' el ángulo de fricción interna efectiva, A el área de la superficie de falla de una celda [m^2], W_s el peso sumergido del suelo [N], β el ángulo de pendiente, y S la fuerza de filtración o empuje del agua [N].

Al igual que en TRIGRS la condición de inestabilidad ocurre cuando $FS < 1$, indicando que las fuerzas desestabilizadoras superan la resistencia del material. Dado su carácter simple, este enfoque es adecuado para simulaciones a gran escala o escenarios exploratorios, aunque no considera geometrías complejas ni variaciones estratigráficas detalladas.

Estimación de volúmenes

La estimación de la superficie de falla de deslizamientos se fundamenta en curvas spline cúbicas aplicadas sobre perfiles transversales verticales, empleando una herramienta computacional desarrollada originalmente en MATLAB por Prajapati and Jaboyedoff (2022), la cual ha sido estandarizada y adaptada para aplicaciones en modelación de estabilidad de taludes, gestión de emergencias y evaluación de amenazas por movimientos en masa. Esta metodología permite estimar volúmenes de deslizamientos de manera rápida y sistemática. Los archivos relacionados y el modo de uso se pueden consultar en el repositorio de GitHub del

equipo de geotecnia de SIATA (<https://github.com/siatalandslides/LandslideVolumeEstimator.git>)

La metodología requiere tres inputs principales: un Modelo Digital de Elevación (DEM), en este caso obtenido mediante drones, en formato TIFF-Int16, un archivo KML delimitando el contorno del deslizamiento con el valor asociado de las cotas, y finalmente los ángulos de buzamiento de los flancos derivados de un Modelo Digital de Superficie (DSM) categorizado por pendientes (valores superior e inferior para perfiles derecho e izquierdo). El producto de elevación y el KML del deslizamiento deben estar en sistema de referencia WGS84. Inicialmente, el procedimiento identifica la línea de máxima pendiente conectando los puntos de mayor y menor elevación dentro del contorno. Para cada punto de la grilla del DEM, se construye un plano transversal perpendicular a esta línea. El sistema de coordenadas se rota un ángulo θ para que el eje Y quede paralelo a la línea de máxima pendiente, simplificando los cálculos. Cada sección transversal intersecta el contorno en dos puntos extremos con elevaciones z_0 y z_1 . Entre estos puntos se construye una curva spline cúbica, así:

$$S(x) = a_0 + a_1x + a_2x^2 + a_3x^3 \quad (13)$$

Aquí, los coeficientes se determinan mediante las condiciones de frontera:

$$S(x_0) = z_0, \quad S(x_1) = z_1, \quad S'(x_0) = \tan(\alpha_0), \quad S'(x_1) = \tan(\alpha_1) \quad (14)$$

donde α_0 y α_1 son los ángulos de buzamiento en los extremos. La metodología ofrece tres estrategias para asignar estos valores: ángulo constante (apropiado para superficies con estructuras geológicas uniformes), variación no lineal mediante ponderación por distancia inversa, o interpolación lineal (efectiva para contornos elípticos o convexos). En el caso de los deslizamientos analizados, para ambos se seleccionó la opción 2, apoyándose del DSM.

Evaluando $S(x)$ en cada punto de la grilla se obtiene la elevación de la superficie de falla $Z_{falla}(i, j)$, generando una superficie tridimensional continua. El volumen del deslizamiento se calcula mediante:

$$V_{total} = \Delta X \times \Delta Y \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m (Z_{topo}(i, j) - Z_{falla}(i, j)) \quad (15)$$

donde ΔX y ΔY son las dimensiones de celda derivadas de la resolución del DEM:

$$\Delta X = \frac{\text{Long}_{\text{máx}} - \text{Long}_{\text{mín}}}{\text{N}^\circ \text{ columnas}}, \quad \Delta Y = \frac{\text{Lat}_{\text{máx}} - \text{Lat}_{\text{mín}}}{\text{N}^\circ \text{ filas}} \quad (16)$$

siendo $Z_{topo}(i, j)$ la elevación superficial del DEM y $Z_{falla}(i, j)$ la elevación calculada mediante spline, con n y m las dimensiones de la grilla.

Insumos requeridos en los diferentes modelos de estabilidad

La implementación de los modelos físicos SHALSTAB, TRIGRS y `r.slope.stability` requiere la definición de un conjunto de variables de entrada que difieren en número y nivel de detalle, de acuerdo con los supuestos hidrológicos y geotécnicos de cada formulación. Mientras SHALSTAB requiere un grupo

reducido de parámetros topográficos e hidráulicos, TRIGRS incorpora variables adicionales asociadas al proceso de infiltración transitoria, y **r.slope.stability** permite parametrizar escenarios con propiedades geotécnicas de distintas capas o clases de suelo. En la Tabla 1 se presenta un resumen comparativo de los principales insumos requeridos por cada modelo, junto con la disponibilidad de información en el área de estudio.

Tabla 1. Comparación de insumos requeridos por los modelos físicos SHALSTAB, TRIGRS y r.slope.stability, y disponibilidad de información en el área de estudio.

Insumo	SHAL-STAB	TRIGRS	r.slope.stability	Disponibilidad
Altitud (DEM)	X	X	X	Disponible
Pendiente	X	X	X	Disponible
Dirección de flujo	–	X	–	Disponible
Cohesión (c')	X	X	X	Disponible
Ángulo de fricción (ϕ')	X	X	X	Disponible
Peso unitario (γ_s)	X	–	X	Disponible
Peso unitario saturado (γ_{sat})	–	X	–	Disponible
Conductividad hidráulica saturada (K_s)	X	X	–	Disponible
Difusividad hidráulica	–	X	–	No disponible
Contenido de humedad residual	–	X	–	No disponible
Contenido de humedad saturada	–	X	–	No disponible
Profundidad inicial de nivel freático	–	X	–	No disponible
Espesor de suelo (z)	X	X	X	Calculado
Parámetro α (retención de agua)	–	X	–	No disponible
Profundidad mín./máx. para presión de poros	–	X	–	No disponible
Intensidad y duración de lluvia	–	X	–	Disponible
Contenido de humedad inicial	–	–	X	Disponible

En cuanto a los insumos identificados como no disponibles en la Tabla 1, estos se parametrizaron a partir de valores reportados en la literatura. De esta manera, variables como el contenido volumétrico de humedad saturada y residual, así como el parámetro α de la ecuación de van Genuchten, fueron tomados de Marin and Velásquez Mejía (2020), quienes los estimaron mediante funciones de pedotransferencia específicas para suelos tropicales (Hodnett and Tomasella, 2002). Por su parte, la difusividad hidráulica (D_0) se calculó de forma indirecta siguiendo el criterio de Baum et al. (2011) y Marin and Velásquez Mejía (2020), en el que se asume $D_0 = 100 \cdot K_s$.

La única variable que no puede obtenerse directamente de la bibliografía es la profundidad inicial del nivel freático, la cual se trabajará en este estudio bajo el supuesto de un valor uniforme de 7 metros en toda el área de análisis. Adicionalmente, el espesor de suelo (z) se determinó de manera indirecta aplicando la metodología propuesta por Catani et al. (2010), que permite relacionar la pendiente del terreno con la profundidad del regolito a partir de datos morfométricos.

Resultados

Modelos de estabilidad

Los tres modelos físicos fueron ejecutados sobre la cuenca de estudio con el fin de evaluar las diferencias en la representación espacial de la inestabilidad de laderas. En el caso de SHALSTAB (2) y TRIGRS (4), se utilizó como condición de entrada una lluvia de 15 mm/día, mientras que para *r.slope.stability* (3) se definieron los porcentajes de humedad a partir de los ensayos de laboratorio realizados a las muestras recolectadas en la vigencia pasada. Para las unidades geológicas que no contaban con este parámetro, se asignaron valores de humedad estimados en función de las observaciones de campo en los afloramientos.

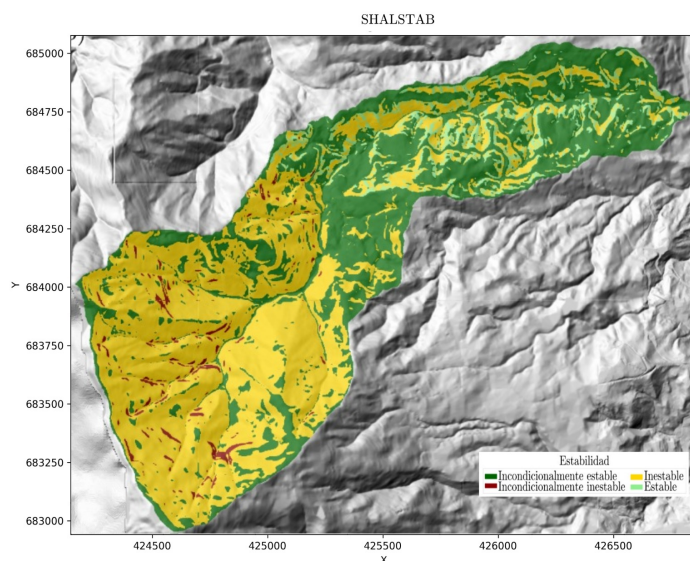


Figura 2. Condición de estabilidad de la cuenca resultante de SHALSTAB.

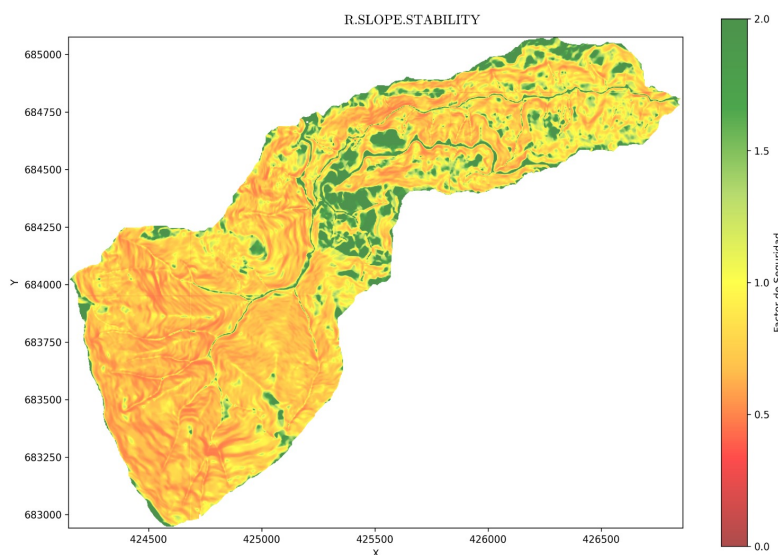


Figura 3. Condición de estabilidad de la cuenca resultante de r.slope.stability.

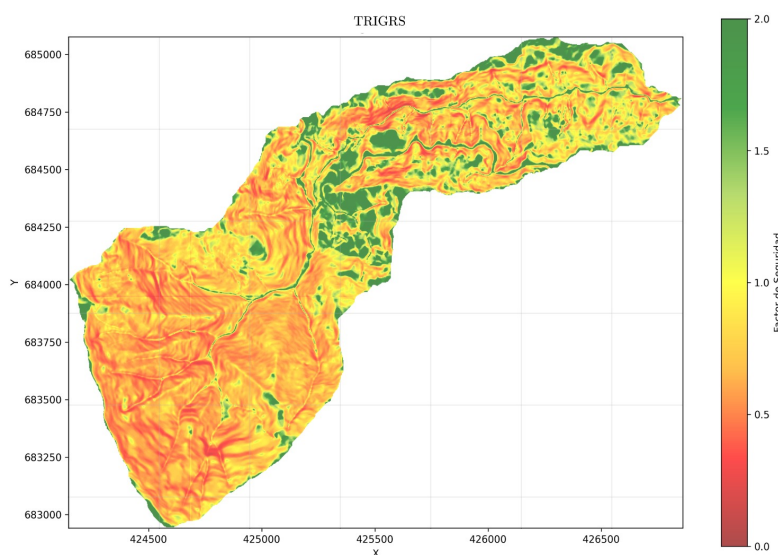


Figura 4. Condición de estabilidad de la cuenca resultante de TRIGRS.

Considerando como inestables aquellas celdas con un factor de seguridad (FS) menor a 1, los resultados indican que tanto **r.slope.stability** como TRIGRS reportan un porcentaje de área inestable cercano al 75 %. Sin embargo, se observan diferencias importantes en la magnitud del FS : en el caso de TRIGRS aparecen extensas zonas con valores significativamente más bajos (áreas rojas en la Figura), lo que evidencia mayor sensibilidad del modelo frente a la infiltración transitoria de la lluvia. Por el contrario, **r.slope.stability** muestra patrones espaciales similares en cuanto a la extensión de áreas inestables, pero con valores de FS menos críticos, lo que podría estar asociado a su esquema de parametrización

más estático.

Por su parte, SHALSTAB clasifica como inestables y condicionalmente inestables aproximadamente el 55 % del área analizada, siendo el modelo más conservador de los tres. Esto refleja su formulación simplificada, basada en condiciones de lluvia estacionaria y en un menor número de parámetros hidrológicos. En consecuencia, SHALSTAB tiende a subestimar la extensión de áreas con FS muy bajos respecto a TRIGRS, aunque resulta útil como aproximación inicial de susceptibilidad.

Modelo de volúmenes

Aplicando la metodología, se estimaron los volúmenes para los deslizamientos de Los Balsos y Bello Oriente en Medellín. A partir de los modelos de elevación digital procesados por el equipo de teledetección, se reconstruyó la topografía y se calculó el área y volumen desplazado. Adicionalmente, para cada deslizamiento se reportan los ángulos utilizados por flanco (véase Tabla 2).

Tabla 2. Parámetros y resultados de los deslizamientos analizados.

Localización	Volumen (m ³)	Área (m ²)	Diferencia mayor (m)	Ángulo derecho	Ángulo izquierdo
Los Balsos	78.272	12.994	18,32	Sup: 30° Inf: 15°	Sup: 35° Inf: 14°
Bello Oriente	72.651	15.265	12	Sup: 55° Inf: 20°	Sup: 60° Inf: 25°

En la Figura 5A se observa la topografía reconstruida del deslizamiento y la superficie de falla para Los Balsos. En la Figura 5B se muestra la diferencia entre la superficie topográfica reconstruida y las cotas registradas en el DEM durante la emergencia; las zonas rojas representan las áreas donde se movilizó mayor volumen de material. En la Figura 6A y B se puede apreciar este mismo análisis para Bello-Oriente.

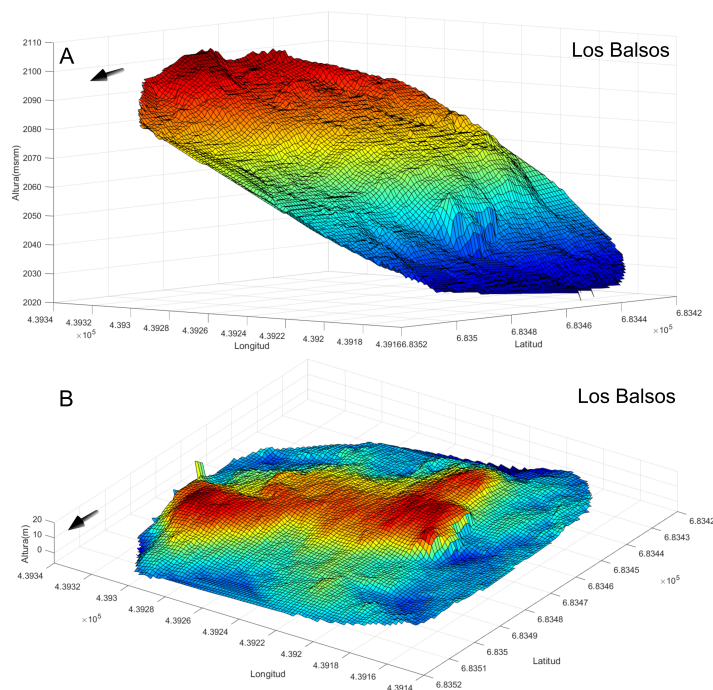


Figura 5. Superficie de falla y diferencia topográfica del deslizamiento Los Balsos. (A) Superficie reconstruida y superficie de falla. (B) Diferencia entre la topografía reconstruida y el DEM registrado durante la emergencia.

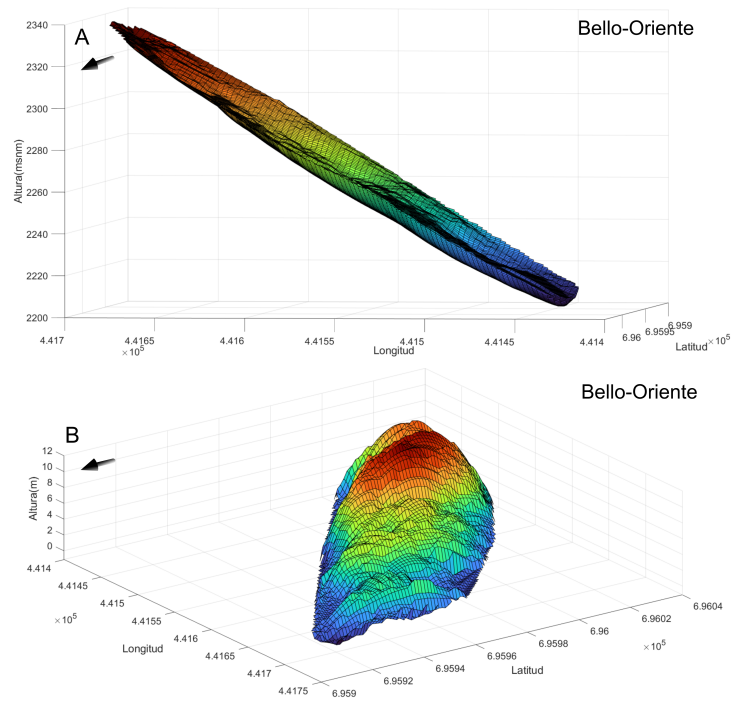


Figura 6. Superficie de falla y diferencia topográfica del deslizamiento Bello Oriente. (A) Superficie reconstruida y superficie de falla. (B) Diferencia entre la topografía reconstruida y el DEM registrado durante la emergencia.

Referencias

- Alvioli, M., Guzzetti, F., and Rossi, M. (2014). Scaling properties of rainfall induced landslides predicted by a physically based model. *Geomorphology*, 213:38–47.
- Aristizábal, E. (2019). Evaluación de la amenaza por movimientos en masa detonados por lluvias para una región de los andes colombianos estimando la probabilidad espacial, temporal, y magnitud. *Boletín de Geología*, 41:85–105.
- Baum, R. L., Godt, J. W., and Coe, J. A. (2011). Assessing susceptibility and timing of shallow landslide and debris flow initiation in the oregon coast range, usa. In *Proceedings of the 5th International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*, pages 825–834.
- Baum, R. L., Savage, W. Z., and Godt, J. W. (2008). Trigrs — a fortran program for transient rainfall infiltration and grid-based regional slope-stability analysis, version 2.0. Open-File Report 2008-1159, U.S. Geological Survey.
- Catani, F., Segoni, S., and Falorni, G. (2010). An empirical geomorphology-based approach to the spatial prediction of soil thickness at catchment scale. *Water Resources Research*, 46.
- Dietrich, W. E., de Asua, R. R., Coyle, J., Orr, B., and Trso, M. (1998). A validation study of the shallow slope stability model, shalstab, in forested lands of northern california. *Stillwater Ecosystem, Watershed & Riverine Sciences. Berkeley, CA*.
- Hodnett, M. and Tomasella, J. (2002). Marked differences between van genuchten soil water-retention parameters for temperate and tropical soils: a new water-retention pedo-transfer functions developed for tropical soils. *Geoderma*, 108(3):155–180.
- Iverson, R. M. (2000). Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research*, 36(7):1897–1910.
- Marin, R. and Velásquez Mejia, M. F. (2020). Influence of hydraulic properties on physically modelling slope stability and the definition of rainfall thresholds for shallow landslides. *Geomorphology*, page 106976.
- Mergili, M., Marchesini, I., Alvioli, M., Metz, M., Schneider-Muntau, B., Rossi, M., and Guzzetti, F. (2014). A strategy for gis-based 3-d slope stability modelling over large areas. *Geoscientific Model Development*, 7(6):2969–2982.
- Montgomery, D. R. and Dietrich, W. E. (1994). A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water resources research*, 30(4):1153–1171.
- O’Loughlin, E. M. (1986). Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Water Resources Research*, 22(5):794–804.

- Prajapati, G. and Jaboyedoff, M. (2022). Method to estimate the initial landslide failure surface and volumes using grid points and spline curves in matlab. *Landslides*, 19(12):2997–3008. Published online: 16 August 2022.
- Savage, W., Godt, J., and Baum, R. (2004). Modeling time-dependent areal slope stability. *Landslides: Evaluation and Stabilization*, 1:23–36.
- Srivastava, R. and Yeh, T.-C. J. (1991). Analytical solutions for one-dimensional, transient infiltration toward the water table in homogeneous and layered soils. *Water Resources Research*, 27(5):753–762.