

Rainfall thresholds for shallow landslides based on physical models: application in a sub-basin of the Valle de Aburrá (Colombia)

Roberto J. Marín ^a, Edwin García ^a & Edier Aristizábal ^b

^a Escuela Ambiental, Facultad de Ingeniería, Universidad de Antioquia, Medellín, Colombia. rjose.marin@udea.edu.co, edwin.garcia@udea.edu.co

^b Departamento de Geociencias y Medio Ambiente, Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia, evaristizabal@unal.edu.co

Received: January 9th, 2019. Received in revised form: June 4th, 2019. Accepted: June 11th, 2019.

Abstract

An analysis of the rainfall conditions and the influence of the infiltration processes on the slope stability are essential in tropical mountain terrains due to the extensive occurrence of rainfall-induced landslides. Distributed physical-based models can be coupled with techniques that relate the factor of safety to rainfall thresholds associated with the occurrence of this phenomenon. This study presents a methodology that determines the thresholds of rainfall intensity and duration, for the prediction of shallow landslides, using a distributed physical model called TRIGRS. In the analysis, it is used a percentage of the critical area of failure defined for a study area. The conditions of mean intensity and duration of rain that induce this failing area to be reached are adjusted to a potential equation, within specific ranges of duration and intensity. The model is used in a sub-basin of the Valle de Aburrá (Colombia), and the results are compared with rainfall thresholds defined with another distributed physical model. The obtained results reaffirm that the conditions of rainfall intensity and duration that trigger landslides in a region exhibit scaling properties determined by relationships of potential equations, like those obtained by other researchers in different places of the world.

Keywords: landslides; rainfall thresholds; TRIGRS; slope stability; rainfall intensity; rainfall duration.

Umbrales de lluvia para deslizamientos superficiales basados en modelos físicos: aplicación en una subcuenca del Valle de Aburrá (Colombia)

Resumen

El análisis de las condiciones de lluvia y la influencia del proceso de infiltración en la estabilidad de laderas tiene relevancia en terrenos montañosos tropicales debido a la abundante ocurrencia de movimientos en masa inducidos por lluvia. Los modelos físicos distribuidos se pueden integrar con técnicas que se basan en el cálculo del factor de seguridad para la definición de umbrales de lluvia asociados a la ocurrencia de este fenómeno. En este estudio se presenta una metodología que determina umbrales de intensidad y duración de lluvia para la predicción de deslizamientos superficiales, utilizando el modelo físico distribuido TRIGRS. Para esto se utiliza un porcentaje de área crítica de falla definido para una zona de estudio. Las condiciones de intensidad promedio y duración de lluvia crítica se ajustan a una ecuación potencial, dentro de ciertos rangos de duración e intensidad. El modelo se aplica a una subcuenca del Valle de Aburrá (Colombia) y se compara con umbrales de lluvia definidos con otro modelo físico distribuido. Los resultados señalan que las condiciones de intensidad y duración de lluvia que desencadenan deslizamientos en una región exhiben propiedades de invariancia en la escala determinadas por relaciones de ecuaciones potenciales, similares a las obtenidas por otros investigadores en diferentes sitios del mundo.

Palabras clave: deslizamientos; umbrales de lluvia; TRIGRS; estabilidad de taludes; intensidad de lluvia; duración de lluvia.

1. Introduction

Los movimientos en masa son un proceso geomorfológico

que se desarrolla en el tiempo como resultado de procesos endógenos y exógenos. El término incluye diversos tipos de movimientos (caída, volcamiento, flujos, deslizamientos y

How to cite: Marín, R.J., García, E. and Aristizábal, E., Rainfall thresholds for shallow landslides based on physical models: application in a sub-basin of the Valle de Aburrá (Colombia). DYNA, 86(210), pp. 312-322, July - September, 2019.

expansión lateral) y materiales (suelo, escombros y roca), que dan lugar a fenómenos como caídas de rocas, flujos de escombros y deslizamientos de suelo [1,2]. En las últimas décadas han sido considerados como una de las amenazas naturales más comunes y severas, con consecuencias devastadoras en términos de pérdidas de vidas humanas y económicas en todo el mundo [2,3].

Los deslizamientos y flujos son los dos tipos de movimiento en masa más comunes en ambientes tropicales que afectan horizontes de suelo superficiales de espesor reducido, generalmente menores a 2 o 3 metros, detonados por eventos de alta precipitación en un corto periodo de tiempo [4], o con espesores profundos, inducidos por lluvias prolongadas de baja intensidad [5].

En este sentido, es posible definir umbrales de las condiciones de lluvia, humedad del suelo o succión que al ser alcanzadas o excedidas podrían desencadenar deslizamientos [6]. Un umbral de lluvia se puede entender como un límite mínimo sobre el cual se espera que ocurran deslizamientos [7] y son de gran utilidad para su predicción a escala regional. Estos pueden acoplarse con modelos de pronóstico de precipitación o monitoreo de lluvia en tiempo real y funcionar de manera efectiva como sistema de alerta temprana para la gestión del riesgo por movimientos en masa [8]. Las variables más comúnmente investigadas para la definición de umbrales de lluvia son la duración, la intensidad, la precipitación acumulada y las lluvias antecedentes [9].

Caine (1980) [10] fue el primero en proponer una ecuación de umbrales de lluvia como una ley potencial entre la intensidad (I) y la duración (D) del evento de precipitación, ajustando una función potencial a los datos asociados a 73 puntos que representan las condiciones de I - D que desencadenaron deslizamientos en diferentes sitios del mundo [6]. Desde entonces, los umbrales de intensidad-duración se han convertido en el tipo de umbral más común encontrado en la literatura, y suelen presentar la siguiente forma general [11]:

$$I = c + \alpha D^\beta, \quad (1)$$

donde I es la intensidad promedio de la lluvia, D la duración de este evento, α un parámetro de la escala (intercepto), β un parámetro de forma que define la pendiente de la curva potencial y c como una constante de ajuste del intercepto (generalmente $c = 0$). Puesto que la mayoría de umbrales de lluvia son representados por una ley potencial, se puede creer que hay invariancia en la escala para las condiciones de lluvia que inducen la ocurrencia de deslizamientos, aunque no se conoce con precisión las razones del comportamiento de escala de este fenómeno. De acuerdo a Alvioli et al. (2014) [12], las condiciones de lluvia que resultan en laderas inestables coinciden con umbrales I - D para la posible ocurrencia de deslizamientos.

La implementación de modelos físicos para definir umbrales de lluvia suele ser basada en una correlación con el factor de seguridad (FS) asociado a la ocurrencia de deslizamientos [12,13]. Esta aplicación suele desarrollarse para sitios específicos, de modo que el análisis de estabilidad

de taludes se puede acoplar con metodologías de umbrales de lluvia como un modelo integrado, lo cual representa un gran aporte para el desarrollo de sistemas de alerta temprana de movimientos en masa [14].

En el presente estudio se emplea una metodología para determinar umbrales de intensidad y duración de lluvia, para la predicción de deslizamientos superficiales, utilizando un modelo físico distribuido llamado TRIGRS [15]. Se acopla el análisis de estabilidad de laderas en un área de estudio, considerando las condiciones topográficas, hidrológicas y geotécnicas, con base en el factor de seguridad, y se presenta una aplicación del procedimiento para definir los umbrales de lluvia en una subcuenca del Valle de Aburrá (Colombia), caracterizada por ser un terreno montañoso tropical. Finalmente, se comparan los umbrales de intensidad y duración de lluvia construidos utilizando el modelo TRIGRS con los obtenidos implementado el modelo físico de Papa et al. (2013) [13], en el mismo sitio de estudio.

2. Metodología

2.1. Modelo TRIGRS

El modelo físico distribuido para el análisis de deslizamientos superficiales inducidos por lluvia que se implementa es TRIGRS [15], el cual es un programa en Fortran que modela la distribución temporal y espacial de la ocurrencia de este fenómeno. TRIGRS calcula los cambios transitorios de la presión de poros y su incidencia en la variación del factor de seguridad.

Este modelo utiliza la siguiente transformación de coordenadas de la forma unidimensional de la ecuación de Richards (1931) [16] para explicar los efectos de una superficie inclinada:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\psi) \left(\frac{1}{\cos^2 \delta} \frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) \right], \quad (2)$$

donde Z es la profundidad bajo la superficie del terreno (dirección de la coordenada vertical, positiva hacia abajo), δ es el ángulo del talud, ψ es la cabeza de presión, $K(\psi)$ es la función de la conductividad hidráulica, θ es el contenido volumétrico de agua y t es el tiempo.

TRIGRS trata la infiltración en una capa superficial no saturada sobre el nivel freático usando una solución analítica de la ecuación de Richards (1931) para infiltración vertical, dada por Srivastava & Yeh (1991) [17], en donde se hace lineal la ec. (2) empleando el modelo exponencial de Gardner (1958) [18] para los parámetros hidráulicos de las ec. (3) y (4):

$$K(\psi) = K_s \exp(\alpha_G \psi^*), \quad (3)$$

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \exp(\alpha_G \psi^*), \quad (4)$$

donde K_s es la conductividad hidráulica saturada, $\psi^* = \psi - \psi_0$, con ψ_0 como una constante (se asume $\psi_0 = -1/\alpha_G$); θ_r es el contenido volumétrico de agua residual, θ_s el contenido volumétrico de agua en saturación y α_G es la inversa de la

cabeza de entrada de aire o inversa de la altura del ascenso capilar sobre el nivel freático [15].

TRIGRS emplea un modelo de talud infinito unidimensional para calcular el factor de seguridad FS, de acuerdo a Taylor (1948) [19]:

$$FS(Z, t) = \frac{\tan \phi'}{\tan \delta} + \frac{c' - \psi(Z, t) \gamma_w \tan \phi'}{\gamma_s Z \sin \delta \cos \delta}, \quad (5)$$

donde c' es la cohesión efectiva del suelo, ϕ' el ángulo de fricción efectivo, γ_w el peso unitario del agua, γ_s el peso unitario del suelo y $\psi(Z, t)$ la cabeza de presión en función de la profundidad Z y el tiempo t . En Baum et al. (2008) [15] se tiene información detallada del modelo TRIGRS.

2.2. Modelo de Papa et al. (2013)

En el modelo de Papa et al. (2013) [13] se calcula el factor de seguridad FS con la ecuación de Taylor, tal como lo hace el modelo TRIGRS (ec. 5). Por su parte, se estima la cabeza de presión $\psi(Z, t)$ basándose en la propuesta de Iverson (2000) [20], donde la respuesta a la lluvia a corto plazo se analiza asumiendo infiltración vertical. Mediante el análisis de talud infinito, el suelo se modela como un único estrato, sin interacciones entre celdas vecinas.

Se propone una solución analítica de una linealización de la ecuación de Richards (1931), apropiada en condiciones iniciales cercanas a la saturación. Las condiciones de frontera son flujo vertical transitorio subterráneo igual a cero en grandes profundidades por debajo del nivel freático y la entrada de agua en la superficie del terreno gobernada por la ley de Darcy [13]. Las presiones de poros que inducen la inestabilidad se calculan como una superposición del efecto del evento de lluvia y las lluvias antecedentes, donde la cabeza de presión $\psi(Z, t)$ se estima de acuerdo a la ec. (6).

$$\psi(Z, t) = \psi(Z, 0) + Z \frac{I_z}{K_s} R(T^*), \quad (6)$$

donde t es la duración de la lluvia, $\psi(Z, 0)$ es la cabeza de presión inicial, I_z es la tasa de infiltración en la superficie (en dirección normal al talud) y K_s la conductividad hidráulica. $R(T^*)$ se define como se muestra en las ec. (7) y (8).

$$R(T^*) = \sqrt{\frac{T^*}{\pi}} * \exp\left(-\frac{1}{T^*}\right) - \operatorname{erfc}\left(\frac{1}{T^*}\right), \quad (7)$$

$$T^* = \frac{4D_0 t \cos^2 \delta}{Z^2}, \quad (8)$$

donde D_0 la difusividad hidráulica. En Papa et al. (2013) [13] se encuentra mayor información sobre este modelo.

2.3. Definición de umbrales de lluvia

Alvioli et al. (2014) [12] analizaron la dependencia de las condiciones de intensidad (I) y duración (D) de lluvia que dan como resultado deslizamientos en una región en Italia, determinando que el modelo TRIGRS es capaz de reproducir las duraciones e intensidades promedio que resultan en taludes inestables de un área de estudio, las cuales coinciden

con umbrales de lluvia de I-D para posible ocurrencia de deslizamientos. A continuación se describe la metodología implementada para definir umbrales de lluvia en una subcuenca montañosa tropical, basada en el procedimiento llevado a cabo por Alvioli et al. (2014) [12].

Inicialmente, se define como subcuenca inestable a aquella que alcanza un porcentaje de área crítica que falla (a_c). Se relaciona la posible iniciación de deslizamientos en una subcuenca (asociado a un umbral de lluvia I-D) con un porcentaje de su área total que presenta deslizamientos en una simulación en TRIGRS (celdas inicialmente estables que alcanzan la condición de $FS < 1.0$). Las condiciones de intensidad y duración de lluvia que inducen este porcentaje de falla, de modo que se alcanza la consideración de subcuenca inestable, representan el umbral de lluvia. No se incluyen en el porcentaje de área crítica de falla las celdas incondicionalmente inestables, que son las que presentan valores de $FS < 1.0$ antes de la lluvia. En este estudio se implementa la metodología para diferentes valores de a_c (2.5%, 5%, 7.5%, 10%, 12.5% y 15%).

La definición de umbrales de lluvia se realizó ejecutando el programa TRIGRS 2.0 con incrementos de la intensidad de lluvia para una duración, hasta que se alcanza el porcentaje de área crítica de falla (a_c) en la subcuenca estudiada. Luego, se repitió el proceso con otra duración de lluvia, guardando las condiciones de I-D que alcanzan el porcentaje de área crítica. Estos datos se ajustaron a una ecuación de potencias con el modelo no lineal de la ec. (1), que mediante una transformación simple permite expresar los datos en una forma compatible con una regresión lineal. La ec. (1) (con $c = 0$) se linealiza al aplicar el logaritmo de base 10 [21]:

$$\log I = \beta \log D + \log \alpha, \quad (9)$$

de modo que la gráfica de $\log I$ contra $\log D$ da una línea recta con pendiente β e intersección con el eje de las ordenadas en $\log \alpha$. Los parámetros α y β se evalúan mediante una regresión lineal por mínimos cuadrados, permitiendo volver a la ecuación potencial (ec. 1) para la predicción de umbrales de lluvia que desencadenan deslizamientos.

Para la realización de este procedimiento se desarrolló un programa en Python que ejecuta (externamente) el software del modelo TRIGRS (v. 2.0) y al finalizar cada simulación (con sus valores de intensidad y duración) analiza el mapa del factor de seguridad calculando el porcentaje de área que falla. Realizadas las simulaciones, el programa grafica los valores de I-D con los cuales se alcanza el porcentaje de área crítica de falla y calcula la ecuación potencial mediante el ajuste descrito anteriormente.

Tabla 1.

Variación de los tamaños de paso de las duraciones para la definición de los umbrales de lluvia.

Paso (h)	Rango de duración (h)
1 h	1 - 10
2 h	10 - 30
3 h	30 - 60
4 h	60 - 100
5 h	100 - 150

Fuente: Los Autores.

El presente análisis inició con un rango de intensidades y duraciones, así como pasos intermedios, que se considera suficientemente amplio para estudiar el comportamiento de las curvas obtenidas. Las intensidades tienen un tamaño de paso de 1 mm/h, y van desde $I = 1$ mm/h hasta $I = 200$ mm/h. Por su parte, las duraciones varían desde 1 h hasta 150 h, con los tamaños de paso que se muestran en la Tabla 1.

2.4. Implementación del modelo

2.4.1. Sitio de estudio

Se tomó como área de análisis una pequeña subcuenca de la quebrada La Ayurá en la zona urbana del municipio de Envigado, la cual tiene un área aproximada de 51,000 m², y se localiza al suroriente de la subregión del Valle de Aburrá (Antioquia), en la Cordillera Central de los Andes colombianos (Fig. 1). El área de estudio presenta una temperatura promedio que oscila entre 18 y 22 °C, con una humedad relativa media anual del 70% [22]. En términos climáticos, se clasifica como bosque húmedo tropical, y su precipitación promedio anual es de 2000 mm [23].

Geológicamente la cuenca está conformada por depósitos de flujos de escombros y lodos recientes con bloques de roca entre ligera y medianamente meteorizados, entre angulosos a subangulosos, de composición gneísica, embebidos en una matriz limo arenosa de color amarillo pálido a rojo pardusco. Se caracterizan por tener espesores máximos de tres metros [24]. Localmente se encuentran cubiertos por depósitos antrópicos.

Geomorfológicamente el área de estudio se caracteriza por presentar vertientes de inclinación moderada en depósitos levemente disectados, evidenciando procesos erosivos y movimientos en masa [25]. El rango de elevaciones de la subcuenca se encuentra entre 1632 y 1751 m.s.n.m. (Fig. 1). Las pendientes del terreno oscilan entre 10° y 30°, con algunas pendientes altas de hasta 60°.

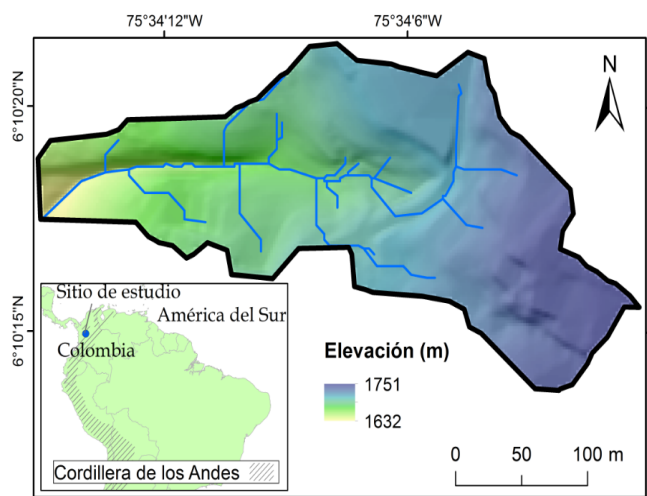


Figura 1. Localización de la subcuenca de Envigado (Colombia) y modelo digital de elevación del terreno.

Fuente: Los Autores.

2.4.2. Parámetros del modelo

Los insumos que se requirieron para la implementación de TRIGRS fueron: un modelo de elevación digital, mapa del espesor del suelo, propiedades mecánicas e hidrológicas del suelo, condiciones iniciales del agua en el suelo e información del evento de lluvia [26]. Los umbrales de lluvia se definen a partir de múltiples ejecuciones de TRIGRS de acuerdo con las intensidades y duraciones descritas en la Sección 2.3. A continuación se presentan los datos de entrada requeridos en el modelo y se explica su proceso de obtención.

La topografía se representó con un mapa digital de elevación con una resolución espacial de 2 m elaborado por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC, Colombia). De este se derivan la pendiente del terreno y las direcciones de flujo, empleando las herramientas de ArcGIS 10.3.

Las propiedades geomecánicas se definieron a partir del estudio geotécnico [25] realizado en un área de terreno de mayor extensión (2.3 km², aproximadamente) que incluyó el sitio de interés en su totalidad. En este estudio se realizaron 27 perforaciones y múltiples ensayos de laboratorio como humedad natural (128), gravedad específica (47), ensayos de clasificación (113), granulometría (113) y corte directo (56), en muestras de suelo de diversas unidades geológicas como depósitos de flujos y escombros, saprolitos, llenos antrópicos, depósitos aluviales y depósitos aluviotorrenciales. La Fig. 2a muestra las dos zonas con propiedades homogéneas que afloran en la subcuenca de estudio, y que se describen como un lleno antrópico (QII), caracterizado por un suelo arenoso, y un depósito de flujos y escombros (Qfe/I), donde predomina un suelo franco limoso.

Las propiedades hidráulicas del suelo tienen una gran variabilidad espacial [27]. Entre ellas, la conductividad hidráulica saturada (K_s) es un parámetro difícil de determinar con precisión [28], que exhibe un comportamiento no lineal en respuesta a factores externos. Su variabilidad espacial y temporal son altas, incluso en pequeña escala [29].

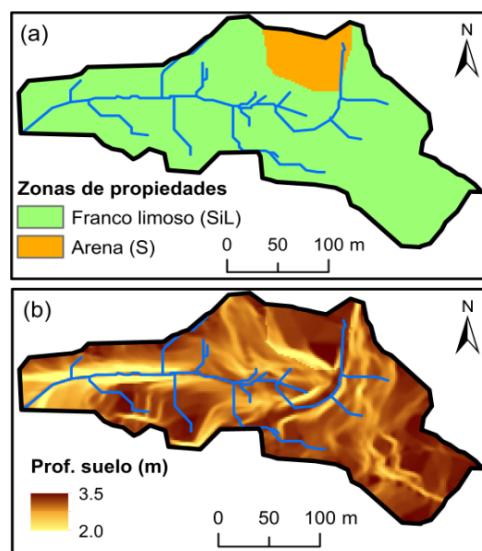


Figura 2. Insumos del modelo TRIGRS. (a) Zonas de propiedades geotécnicas e hidráulicas homogéneas y (b) espesor del estrato superficial del suelo.

Fuente: Los Autores.

En la literatura se presentan rangos y valores de conductividad hidráulica saturada para diferentes tipos de suelo [30,31], de los cuales se adoptaron valores para los tipos de suelo predominantes en la subcuenca. Debido a la alta incertidumbre en la caracterización del material se emplearon valores relativamente altos de K_s (Tabla 2), principalmente en los depósitos de flujo y escombros, como una medida conservadora en las simulaciones debido a que favorece la infiltración de agua en el suelo.

La difusividad hidráulica saturada también tiene una amplia variabilidad espacial y es difícil de determinar, incluso mediante múltiples ensayos de laboratorio realizados con muestras de un mismo suelo [32]. Algunos autores han estimado este parámetro como un múltiplo de la conductividad hidráulica (K_s): entre 2-10 veces [33,34] y entre 5-500 veces K_s [26,32,35]. En el presente estudio se adoptó la relación $D_0 = 100K_s$, implementada en otras investigaciones con TRIGRS [26,36].

En el modelo TRIGRS el espesor del suelo representa la profundidad del suelo donde se observa un cambio significativo de las propiedades hidráulicas [37], por lo cual se constituye en la superficie deslizante (d_{lz}). Este espesor se estima generalmente mediante metodologías que relacionan el ángulo de la pendiente (δ), sus valores máximos y mínimos (δ_{max} y δ_{min}) dentro de un área de estudio y con valores máximos y mínimos del espesor del suelo efectivo (z_{max} y z_{min}) en dicha área. El modelo S, propuesto por Saulnier et al. (1997) [38], define el espesor del suelo (d_{lz}) como se muestra en la ec. (10).

$$d_{lz} = z_{max} \left[1 - \frac{\tan \delta - \tan \delta_{min}}{\tan \delta_{max} - \tan \delta_{min}} \left(1 - \frac{z_{min}}{z_{max}} \right) \right]. \quad (10)$$

Para ambas unidades geológicas superficiales se asumieron los valores de $z_{max} = 3.5$ m y $z_{min} = 0.2$ m. La Fig. 2b muestra el mapa del espesor del suelo.

La mayoría de los estudios con el modelo TRIGRS asumen la posición inicial del nivel freático en la misma profundidad del suelo (estrato superficial) o superficie deslizante. Con esto, se prescribe una cabeza de presión de cero en dicho límite previo a la lluvia. Para el análisis de la subcuenca de estudio se consideró un acumulado de lluvias antecedentes (231 mm) como el promedio de lluvia multianual del mes más lluvioso (octubre), en un análisis incluyendo los registros históricos de lluvias en múltiples estaciones pluviométricas a lo largo del Valle de Aburrá, realizado por la Universidad Nacional de Colombia y el Área Metropolitana del Valle de Aburrá [39]. La tasa de infiltración a largo plazo (I_{ZLT}) se aproxima a la tasa de precipitación promedio de este mes, equivalente a 8.63×10^{-8} m/s.

En la Tabla 2 se presentan los parámetros de las propiedades mecánicas e hidráulicas de las unidades geotécnicas de la subcuenca estudiada, requeridos para las simulaciones con TRIGRS.

Este modelo utiliza los parámetros de la curva de retención de agua del suelo del modelo de Gardner. Debido a la dificultad de estimar de forma directa los parámetros de esta curva mediante ensayos de laboratorio o de campo a lo largo de la subcuenca estudiada, se implementaron funciones de pedotransferencia (PTF, de Pedo-Transfer

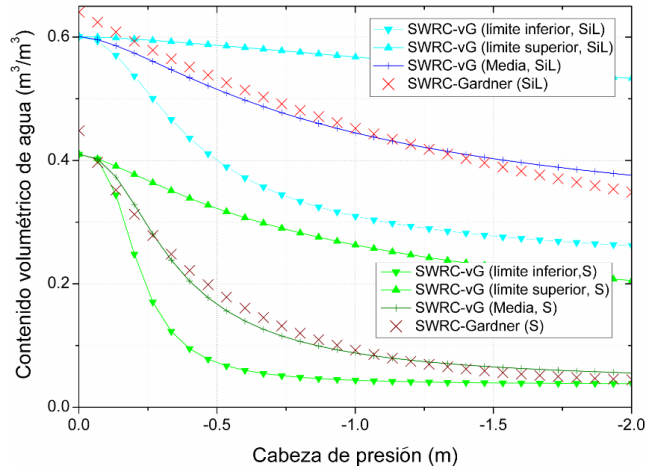


Figura 3. Curvas características de retención de agua del suelo (SWRC) para el modelo de Gardner, ajustadas a curvas características típicas de suelos arenosos (S) y franco limosos (SiL) construidas con el modelo de van Genuchten.

Fuente: Los Autores.

Tabla 2.

Propiedades hidráulicas y mecánicas del material en ambos tipos de suelo.

Parámetro	Franco limoso (SiL)	Arena (S)
I_{ZLT} (m/s)	8.63×10^{-8}	8.63×10^{-8}
K_s (m/s)	5.0×10^{-5}	9.0×10^{-5}
D_0 (m ² /s)	5.0×10^{-3}	9.0×10^{-3}
θ_{sat} (m ³ /m ³)	0.601	0.410
θ_{res} (m ³ /m ³)	0.223	0.037
α_G (1/m)	1.4	2.5
c' (kN/m ²)	15	7.9
ϕ' (°)	22.5	30
γ_s (kN/m ³)	19.5	19

Fuente: Los Autores.

Tabla 3.

Parámetros de curvas de retención de agua (SWRC) de ambos tipos de suelo para los modelos de van Genuchten (vG) [41] y Gardner [18].

Suelo (USDA)	Parámetro	Media (vG)	Límite superior (vG)	Límite inferior (vG)	SWRC-Gardner
Franco limoso (SiL)	θ_s	0.601	0.601	0.601	0.601
	θ_r	0.223	0.223	0.223	0.223
	α (1/m)	1.91	0.5	3.3	1
	n	1.644	1.4	2.2	-
	m	0.392	0.286	0.545	-
Arena (S)	θ_s	0.41	0.41	0.41	0.41
	θ_r	0.037	0.037	0.037	0.037
	α (1/m)	3.8	2.3	5.3	2.5
	n	2.474	1.5	3.4	-
	m	0.596	0.333	0.706	-

Fuente: Los Autores.

Functions, en inglés), las cuales se suelen construir para predecir propiedades del suelo a partir de procesos de clasificación de tipos de suelo y geocodificación.

Hodnett & Tomasella (2002) [40] desarrollaron PTF con valores típicos de los parámetros de retención de agua del suelo de la ecuación de van Genuchten (1980) [41], para suelos tropicales. Con base en esto, se tomaron los valores medios de los parámetros de van Genuchten (θ_s , θ_r , α_{vG} , n)

para las dos clases de suelo definidas para las zonas de propiedades homogéneas de la subcuenca estudiada.

En la Fig. 3 se presentan las curvas características de retención de agua del suelo para suelo arenoso (S) y limoso (SiL) con el modelo de van Genuchten, de acuerdo con la clasificación de la taxonomía de suelos USDA. Corresponden a curvas medias y límites inferiores y superiores obtenidas de los valores medios de θ_s y θ_r , utilizando los valores medios y desviaciones estándar de los parámetros α_{vG} y n , presentados por Hodnett & Tomasella (2002) [40] para ambas clases de textura del suelo (USDA). Asimismo, se muestran curvas características construidas por el modelo de Gardner, para el cual el parámetro α_G se ajustó a las otras curvas características, manteniendo los valores de θ_s y θ_r medios para cada tipo de suelo. La Tabla 3 muestra los parámetros de las curvas características presentadas en la Fig. 3.

3. Resultados

La Fig. 4 muestra los porcentajes de área de la cuenca que fallan (Δa_f) en múltiples simulaciones con TRIGRS, para diferentes duraciones de lluvia, aumentando 1 mm/h la intensidad promedio entre ejecuciones de TRIGRS. El porcentaje de falla Δa_f corresponde a las celdas que inicialmente se predijeron estables ($FS \geq 1.0$) y que se hicieron inestables (se generan deslizamientos superficiales, $FS < 1.0$) por las condiciones de lluvia.

El máximo valor de Δa_f fue 21.1%, de modo que el escenario más crítico, con el suelo completamente saturado (es decir, con el nivel freático en la superficie del terreno), generó este porcentaje de área de falla. Este porcentaje de falla máximo no se alcanzó con ninguna intensidad de lluvia para las duraciones menores a 5 h (Fig. 4a). Para 1 h, 2 h, 3 h y 4 h, los máximos porcentajes de falla obtenidos se generaron con intensidades de 176 mm/h ($\Delta a_f = 1.6\%$), 323 mm/h ($\Delta a_f = 3.6\%$), 305 mm/h ($\Delta a_f = 6.5\%$) y 231 mm/h ($\Delta a_f = 10.6\%$), respectivamente. Para 5 h de lluvia, una intensidad de 186 mm/h generó el máximo porcentaje de área de falla posible ($\Delta a_f = 21.1\%$). En todos estos casos, los eventos de lluvia con mayores intensidades generaron el mismo porcentaje de falla, respectivamente.

A mayor duración de lluvia, el aumento de intensidad generó mayor falla hasta que se alcanzó el valor máximo de Δa_f . Hasta la duración de 50 h (Fig. 4a, b), la tendencia en las curvas mostró un aumento en la pendiente conforme se incrementaba la intensidad, similar al de una función potencial. La tendencia para eventos de mayor duración fue menos evidente. A partir de 100 h de duración, las curvas tienden a presentar una pendiente muy alta y alcanzando el porcentaje de área de falla máximo se presenta una reducción en la misma (Fig. 4b, c).

Finalmente, las duraciones más prolongadas (> 150 h, Fig. 4c) presentaron una tendencia contraria en las pendientes. Las mayores duraciones registraron curvas con menor pendiente, aunque para una intensidad dada continúan presentando mayor falla (o en algunos casos igual) que las duraciones menores. En estas largas duraciones, un muy pequeño cambio en la intensidad representa un aumento significativo en la falla. De igual forma, a partir de 100 h de

duración los resultados de la falla producida tuvieron muy poca variación. Es importante mencionar que TRIGRS fue diseñado para simular los efectos de lluvias desde cortas duraciones hasta unos pocos días [15].

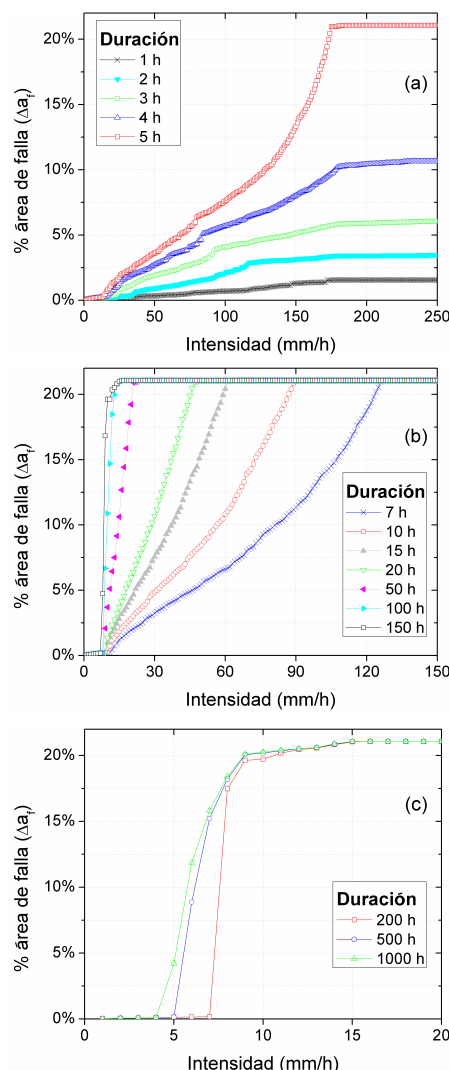


Figura 4. Porcentajes de área de falla (Δa_f) asociados a intensidades promedio, para diferentes duraciones de lluvia: (a) entre 1 - 5 h, (b) entre 7 h - 150 h y (c) entre 200 h - 1000 h.

Fuente: Los Autores.

Tabla 4.

Ecuaciones potenciales de umbrales de lluvia a nivel global y para sitios específicos.

Lugar (Autor)	Ecuación	Rango
Global (Caine, 1980) [10]	$I = 14.82D^{-0.39}$	$0.167 \text{ h} \leq D \leq 500 \text{ h}$
Global (Guzzetti et al., 2008) [6]	$I = 2.20D^{-0.44}$	$0.1 \text{ h} \leq D \leq 1000 \text{ h}$
Global (Hong & Adler, 2008) [42]	$I = 12.45D^{-0.42}$	$0.1 \text{ h} \leq D \leq 500 \text{ h}$
Jamaica (Miller et al., 2009) [43]	$I = 53.53D^{-0.60}$	$1 \text{ h} \leq D \leq 120 \text{ h}$
Taiwán, China (Chien-Yuan et al., 2005) [44]	$I = 115.47D^{-0.80}$	$1 \text{ h} \leq D \leq 400 \text{ h}$

Fuente: Los Autores.

Tabla 5.

Ecuaciones de umbrales de lluvia para diferentes porcentajes de área crítica a_c en la subcuenca de Envigado empleando la metodología descrita (Fig. 5).

a_c	Ecuación	Rango
2.5%	$I = 64.157D^{-0.453}$	2 h ≤ D ≤ 150 h
5%	$I = 137.339D^{-0.604}$	3 h ≤ D ≤ 150 h
7.5%	$I = 222.255D^{-0.690}$	4 h ≤ D ≤ 150 h
10%	$I = 325.665D^{-0.759}$	4 h ≤ D ≤ 150 h
12.5%	$I = 380.595D^{-0.779}$	5 h ≤ D ≤ 150 h
15%	$I = 450.995D^{-0.803}$	5 h ≤ D ≤ 150 h

Fuente: Los Autores.

La Fig. 5 presenta las condiciones de intensidad (I) y duración (D) de lluvia que desencadenan diferentes porcentajes de área crítica de falla (2.5%, 5%, 7.5%, 10%, 12.5% y 15%) incluyendo todos los puntos de umbrales de lluvia obtenidos con la metodología descrita. Las intensidades llegaron hasta 200 mm/h y las duraciones de los eventos de lluvia hasta 150 h. Asimismo, se incluyeron umbrales de lluvia para deslizamientos a nivel global [6,10,42] y para dos sitios específicos: Jamaica [43] y Taiwán, China [44]. Las ecuaciones de estos umbrales y los rangos de duración de lluvia para los cuales están definidas se presentan en la Tabla 4.

Las ecuaciones potenciales obtenidas de ajustar las condiciones I-D que alcanzaron los porcentajes de área crítica de falla (a_c) de la Fig. 5 se presentan en la Tabla 5. Estas ecuaciones mostraron un aumento en la pendiente β (en la gráfica a escala logarítmica) y en la intersección (asociada al parámetro α) con el eje de las intensidades a medida que aumenta a_c .

La variación que se observó en la pendiente del umbral de lluvia de $a_c = 2.5\%$ ($\beta = -0.453$) con respecto a la obtenida con $a_c = 15\%$ ($\beta = -0.803$) ilustró que no hay una alta similitud en el comportamiento de los umbrales construidos. Sin embargo, se evidenció una tendencia clara a ubicar los umbrales de lluvia en la parte superior de la gráfica a medida que aumenta el valor de a_c . De igual forma, los umbrales con mayor valor de a_c (10%, 12.5% y 15%) presentaron un mejor ajuste a los puntos y pendientes similares en sus ecuaciones potenciales.

Asimismo, una inspección visual de las líneas ajustadas a los puntos que representan las condiciones I-D que alcanzaron a_c evidenció una variación en la tendencia lineal del umbral (en la gráfica log-log) para altas duraciones. Guzzetti et al. (2007) [11] explicaron que el comportamiento de escala de los umbrales I-D de lluvia tiene una limitación conceptual para periodos largos, donde muy pequeñas variaciones (o ninguna) de la intensidad promedio constituyen el umbral de deslizamientos, lo cual no es fácil de justificar físicamente. Las condiciones I-D para los diferentes porcentajes de área de falla mostraron que se llega a duraciones en las cuales la intensidad que supera el límite de área de falla se mantiene para las siguientes 10, 20 o hasta 80 h, o que con únicamente un cambio muy pequeño de intensidad (1 mm/h - 5 mm/h) se alcanzó el valor de a_c para las siguientes duraciones, incluso en rangos de hasta 100 horas.

La Fig. 6 representa las condiciones de I-D que desencadenan deslizamientos superficiales para los mismos

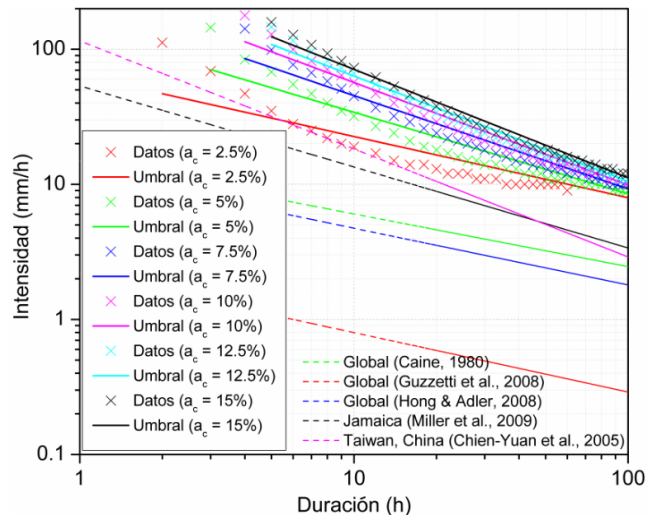


Figura 5. Condiciones de I-D que desencadenan diferentes porcentajes de área crítica, umbrales de lluvia construidos ajustando estos datos a ecuaciones potenciales y curvas de umbrales de lluvia globales y de sitios específicos encontrados en la literatura.

Fuente: Los Autores.

Tabla 6.

Ecuaciones de umbrales de lluvia para diferentes porcentajes de área crítica a_c en la subcuenca de Envigado implementando restricciones en las duraciones e intensidades máximas (Fig. 6).

a_c	Ecuación	Rango
2.5%	$I = 95.327D^{-0.643}$	3 h ≤ D ≤ 45 h
5%	$I = 185.789D^{-0.736}$	4 h ≤ D ≤ 60 h
7.5%	$I = 283.825D^{-0.789}$	5 h ≤ D ≤ 68 h
10%	$I = 352.909D^{-0.805}$	6 h ≤ D ≤ 80 h
12.5%	$I = 409.311D^{-0.815}$	7 h ≤ D ≤ 88 h
15%	$I = 463.072D^{-0.825}$	8 h ≤ D ≤ 88 h

Fuente: Los Autores.

porcentajes de área crítica, pero con dos restricciones para las intensidades y duraciones máximas. Inicialmente, para la construcción de los umbrales se consideraron intensidades hasta los 100 mm/h. Por su parte, se excluyeron las condiciones de intensidad que se repiten en duraciones superiores a 8 h.

Las ecuaciones potenciales obtenidas de ajustar las condiciones I-D que alcanzaron los valores de a_c , con las restricciones descritas, se muestran en la Tabla 6, en donde los rangos de las duraciones varían y todas las pendientes β (de las ecuaciones potenciales) de los umbrales de lluvia se encontraron dentro de un rango de 0.182 ($-0.825 < \beta < -0.643$). Este rango de pendientes de las ecuaciones potenciales reprodujo un comportamiento de invariancia en la escala que otros autores han reconocido en los deslizamientos [6,12], en este caso para las condiciones de intensidad y duración de lluvia que alcanzaron los diferentes porcentajes de área de falla crítica (a_c).

En la Fig. 7 se observan los mapas de factor de seguridad (FS) para 4 puntos que fueron las condiciones de intensidad (I) y duración (D) con las cuales se superó el porcentaje de área crítica, representando datos (puntos) que sirvieron para

ajustar la curva del umbral. A continuación, se presentan los valores de a_c para estos puntos:

- 5% de área de falla, con $D = 4$ h; $I = 84$ mm/h (Fig. 7a).
- 5% de área de falla, con $D = 60$ h; $I = 11$ mm/h (Fig. 7b).
- 15% de área de falla, con $D = 8$ h; $I = 93$ mm/h (Fig. 7c).
- 15% de área de falla, $D = 100$ h; $I = 12$ mm/h (Fig. 7d).

Estos resultados coincidieron con la tendencia de que, para alcanzar los porcentajes de área de falla estudiados, duraciones de unas pocas horas requieren intensidades mucho más altas, a diferencia de las duraciones de días que para superar dichos valores de a_c requieren bajas intensidades promedio. Como es de esperarse, las áreas en las que se presentó falla ($FS < 1.0$) en su mayor parte se concentraron en las mismas zonas para los escenarios mostrados en la Fig. 7, con la diferencia de que los escenarios con 15% de área de falla predijeron más deslizamientos.

En la Tabla 7 se presentan los porcentajes de área de falla (Δa_f) generados por los eventos de lluvia descritos, así como el factor de seguridad mínimo (FS_{min}) y el factor de seguridad promedio (FS_{prom}) obtenidos para todas las celdas de la subcuenca. Es de destacar que los escenarios de corta duración y alta intensidad presentaron zonas que predicen deslizamientos y que no fallan en los eventos de larga duración.

En el caso de $a_c = 5\%$, la lluvia de menor duración ($D = 4$ h; $I = 84$ mm/h, Fig. 7a) indujo falla en 300 m^2 (0.59% del área de la subcuenca) que se predijeron estables en el evento de larga duración ($D = 60$ h; $I = 11$ mm/h, Fig. 7b), incluso cuando este último generó un 1.38% de falla total mayor. Asimismo, en el caso de $a_c = 15\%$, el evento de menor duración ($D = 8$ h; $I = 93$ mm/h, Fig. 7c) indujo inestabilidad en 1004 m^2 (1.96%) que no fallaron en la lluvia de larga duración ($D = 100$ h; $I = 12$ mm/h, Fig. 7d).

Los escenarios de larga duración suelen alcanzar el porcentaje de falla crítica prediciendo más deslizamientos debido a que los cambios de 1 mm/h en las intensidades, los cuales fueron adoptados en este análisis, representan mayores variaciones en el área de falla para las largas duraciones. Por esto, una intensidad de 10 mm/h en 60 h de duración no alcanzó el $a_c = 5\%$ ($\Delta a_f = 4.86\%$), mientras que 11 mm/h lo superó generando un área de falla de 6.48%.

Lo anterior se relacionó con que los escenarios de corta duración tuvieron un aumento de 1 mm/h en las intensidades, generando un cambio pequeño con respecto a la magnitud de la intensidad en el umbral (1.2% para 84 mm/h y el 1.1% para 93 mm/h). En cambio, para largas duraciones el aumento de 1 mm/h fue un cambio significativo con respecto a la intensidad del umbral (9.1% para 11 mm/h y 8.3% para 12 mm/h).

De esta manera, los resultados de las simulaciones indicaron que los escenarios de alta intensidad y corta duración podrían generar deslizamientos en zonas que son estables con eventos de baja intensidad y de días de duración, para un mismo porcentaje de área de falla crítica (a_c). Si bien en estos últimos se tuvieron mayores áreas de falla (Δa_f) y el promedio de FS (FS_{prom}) fue menor, se destaca que el valor de la celda con menor factor de seguridad (FS_{min}) fue inferior en los escenarios de corta duración (Tabla 7).

Se entiende que la intensidad con la que se supera el porcentaje de área de falla crítica a_c , para una duración dada,

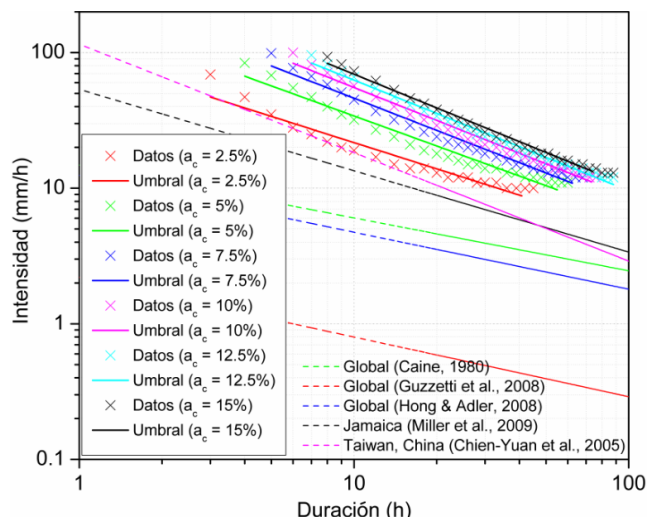


Figura 6. Umbrales de lluvia para diferentes porcentajes de área crítica restringiendo los límites de las intensidades y duraciones.

Fuente: Los Autores.

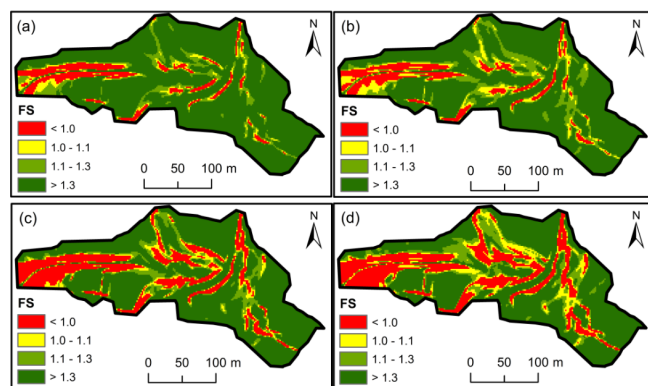


Figura 7. Factores de seguridad con diferentes escenarios de lluvia: (a) $D = 4$ h; $I = 84$ mm/h; (b) $D = 60$ h; $I = 11$ mm/h; (c) $D = 8$ h; $I = 93$ mm/h; (d) $D = 100$ h; $I = 12$ mm/h.

Fuente: Los Autores.

Tabla 7.

Factores de seguridad mínimos (FS_{min}), promedio (FS_{prom}) y porcentaje de área que falla (Δa_f) en escenarios de umbrales de lluvia que alcanzan el porcentaje de área crítica (a_c).

a_c	D (h)	I (mm/h)	Δa_f	FS_{min}	FS_{prom}
5%	4	84	5.10%	0.83	3.16
5%	60	11	6.48%	0.91	2.75
15%	8	93	15.23%	0.70	2.73
15%	100	12	18.47%	0.84	2.42

Fuente: Los autores.

no genera exactamente este porcentaje de falla en el sitio de estudio, sino en un valor ligeramente superior. Por ejemplo, para una duración de 4 h, una intensidad de 83 mm/h generó falla en un 4.64% del área total; por su parte, con $I = 84$ mm/h se detonaron deslizamientos en el 5.10% del área de la subcuenca, siendo la intensidad que se adoptó para generar la curva del umbral. Una apropiada variación a la metodología podría consistir en realizar una interpolación lineal para

determinar la intensidad que representaría el valor exacto del área de falla crítica a_c . En este caso, con $a_c = 5\%$, la intensidad para el umbral sería 83.79 mm/h.

3.1 Comparación del umbral de lluvia con el modelo de Papa et al. (2013)

La metodología para construir umbrales de lluvia que fue desarrollada por Papa et al. (2013) [13] incluye curvas de intensidad y duración para diferentes porcentajes de área de falla, pero no se presentan ecuaciones potenciales que relacionan la intensidad y la duración de lluvia mediante un ajuste de curvas. Para un análisis que permita comparar ecuaciones potenciales obtenidas por este modelo y el de TRIGRS, se implementaron las ecuaciones para la obtención del factor de seguridad del modelo de Papa et al. (2013) y se definieron umbrales de lluvia con los mismos rangos de intensidad y duración de lluvia, utilizando el mismo valor del porcentaje de área de falla crítica ($a_c = 5\%$). De igual forma, se ajustaron curvas potenciales con el procedimiento descrito en la presente investigación.

En la Fig. 8 se representan los valores de intensidad y duración, determinados con ambas metodologías, que inducen en un porcentaje de área de falla del 5% del área total de la subcuenca. En los dos modelos se realizó una interpolación lineal para estimar las condiciones I-D que generan este valor de a_c . De igual forma, se muestran las curvas potenciales ajustadas y sus respectivas ecuaciones. En este caso, la gráfica no se presenta en escala logarítmica.

Un análisis visual muestra que el modelo de Papa et al. (2013) presentó un mejor ajuste a una función potencial. Si bien se obtienen resultados similares, el modelo de TRIGRS presentó valores menores de intensidad en el umbral (se aprecia la curva por debajo) a partir de las condiciones de lluvia superiores a 6 h de duración. El modelo de Papa et al. (2013) presentó parámetros de forma y pendiente menores en su ecuación potencial, de modo que su pendiente (β) y su intercepto (α) con el eje de las intensidades son menores. La diferencia entre los parámetros de escala (intercepto, α) y forma (pendiente, β) de las ecuaciones de ambos modelos

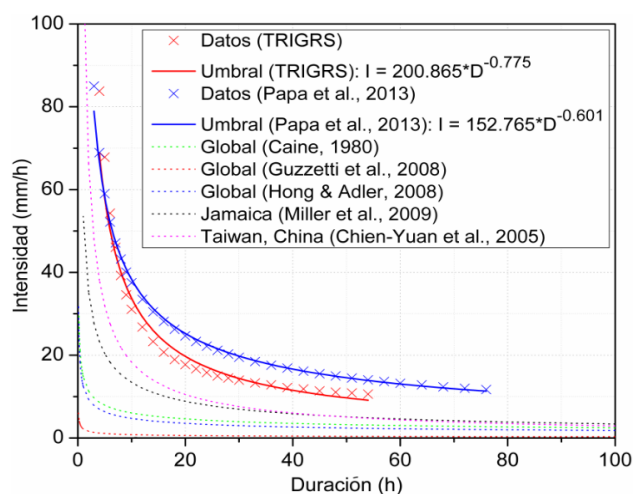


Figura 8. Umbrales de lluvia con modelos de TRIGRS y Papa et al. (2013), con interpolación lineal en las intensidades y $a_c = 5\%$.

Fuente: Los Autores.

(Fig. 8) se pueden comparar mediante el error relativo porcentual: de 26.8% y 22.3%, respectivamente. Los rangos de duración para los cuales son aplicables estas ecuaciones son: (i) para el modelo de TRIGRS entre 3 h y 68 h y (ii) para el modelo de Papa et al. (2013) entre 2 h y 92 h.

4. Conclusiones

En este trabajo se empleó una metodología para el cálculo de umbrales de lluvia que inducen la ocurrencia de deslizamientos superficiales, basada en el procedimiento propuesto por Alvioli et al. (2014) [26]. Se implementó un modelo físico distribuido (TRIGRS, v2.0 [15]) que hace un análisis de estabilidad en términos del factor de seguridad (FS), y mediante múltiples simulaciones se determinaron las condiciones de intensidad (I) y duración (D) de lluvia que generaron deslizamientos en un porcentaje de área crítica (a_c) de la zona de estudio. Estas condiciones I-D se ajustaron a ecuaciones potenciales que determinaron los umbrales de lluvia dentro de unos rangos de duración e intensidad definidos.

Los umbrales de lluvia definidos para una subcuenca del municipio de Envigado (Colombia), implementando diferentes valores de a_c , reprodujeron el comportamiento de invariancia en la escala para las condiciones I-D que generaron deslizamientos, con mejores resultados para los umbrales obtenidos al restringir las duraciones y las intensidades promedio máximas. Esto se evidenció en que todas las pendientes (exponente escalar β) de las ecuaciones potenciales que fueron determinadas se encuentran dentro de un rango de 0.182 ($-0.825 < \beta < -0.643$).

El modelo físico implementado reprodujo un comportamiento demostrado en metodologías estadísticas para determinar umbrales de I-D de lluvia que desencadenan deslizamientos [11], asociado a la limitación de los umbrales de continuar con la tendencia en periodos de tiempo prolongados. Para largas duraciones (de días), muy pequeñas variaciones de intensidad (o ninguna) representaron el umbral de los deslizamientos. Por esto, es importante definir el rango en el cual es aplicable la ecuación de los umbrales de lluvia.

En la subcuenca estudiada se compararon los umbrales de lluvia I-D con los obtenidos a partir de otra metodología basada en los procesos físicos [13]. En el mayor rango de duraciones se requirieron condiciones de lluvia menos extremas para alcanzar el umbral definido con el modelo de TRIGRS. De igual forma, en el mayor rango de duraciones este modelo fue más conservador, para el sitio de estudio analizado.

Agradecimientos

A la Universidad de Antioquia y al Grupo de Investigación en Infraestructura (GII) por brindar apoyo en el desarrollo de esta investigación.

Referencias

- [1] Hungr, O., Leroueil, S. and Picarelli, L., The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11(2), pp. 167-94, 2014. DOI: 10.1007/s10346-013-0436-y

- [2] Li, W., Liu, C., Scaioni, M., Sun, W., Chen, Y., Yao, D., Chen, S., Hong, Y., Zhang, K. and Cheng, G., Spatio-temporal analysis and simulation on shallow rainfall-induced landslides in China using landslide susceptibility dynamics and rainfall ID thresholds. *Sci China Earth Sci*, 60(4), pp. 720-32, 2017. DOI: 10.1007/s11430-016-9008-4
- [3] Aristizábal, E., García, E. and Martínez, C., Susceptibility assessment of shallow landslides triggered by rainfall in tropical basins and mountainous terrains. *Natural Hazards*, 78(1), pp. 621-34, 2015. DOI: 10.1007/s11069-015-1736-4
- [4] Montrasio, L., Schilirò, L. and Terrone, A., Physical and numerical modelling of shallow landslides. *Landslides*, 13(5), pp. 873-883, 2016. DOI: 10.1007/s10346-015-0642-x
- [5] Polemio, M. and Petrucci, O., Rainfall as a landslide triggering factor an overview of recent international research. In: *Landslides in research, theory and practice*. Thomas Telford Ltd., 2000, pp. 1119-1126.
- [6] Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M. and Stark C.P., The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows: an update. *Landslides*, 5(1), pp. 3-17, 2008. DOI: 10.1007/s10346-007-0112-1
- [7] Wu, Y., Lan, H., Gao, X., Li, L. and Yang, Z., A simplified physically based coupled rainfall threshold model for triggering landslides. *Engineering Geology*, 195, pp. 63-9, 2015. DOI: 10.1016/j.enggeo.2015.05.022
- [8] Frattini, P., Crosta, G. and Sosio, R., Approaches for defining thresholds and return periods for rainfall-triggered shallow landslides. *Hydrological Processes*, 23(10), pp. 1444-1460, 2009. DOI: 10.1002/hyp.7269
- [9] Giannecchini, R., Galanti, Y. and D'Amato-Avanzi, G., Critical rainfall thresholds for triggering shallow landslides in the Serchio River Valley (Tuscany, Italy). *Natural Hazards and Earth System Sciences*. Copernicus GmbH, 12(3), pp. 829-842, 2012. DOI: 10.5194/nhess-12-829-2012
- [10] Caine, N., The rainfall intensity: duration control of shallow landslides and debris flows. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 62(1-2), pp.23-27, 1980.
- [11] Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M. and Stark C.P., Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. *Meteorology and atmospheric physics*. Springer, 98(3-4), pp. 239-67, 2007. DOI: 10.1007/s00703-007-0262-7
- [12] Alvioli, M., Guzzetti, F. and Rossi, M., Scaling properties of rainfall induced landslides predicted by a physically based model. *Geomorphology*, 213, pp. 38-47, 2014. DOI: 10.1016/j.geomorph.2013.12.039
- [13] Papa, M.N., Medina, V., Ciervo, F. and Bateman, A., Derivation of critical rainfall thresholds for shallow landslides as a tool for debris flow early warning systems. *Hydrology and Earth System Sciences*. Copernicus GmbH, 17(10), pp. 4095-4107, 2013. DOI: 10.5194/hess-17-4095-2013
- [14] Naidu, S., Sajinkumar, K.S., Oommen, T., Anuja, V.J., Samuel, R.A. and Muraleedharan, C., Early warning system for shallow landslides using rainfall threshold and slope stability analysis. *Geoscience Frontiers*, 9(6), pp. 1871-1882, 2018. DOI: 10.1016/j.gsf.2017.10.008
- [15] Baum, R.L., Savage, W.Z. and Godt, J.W., TRIGRS- A Fortran program for transient rainfall infiltration and grid-based regional slope-stability analysis, Version 2.0. U.S. Geological Survey Open-File Report; 2008.
- [16] Richards, L.A., Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, 1(5), pp. 318-333, 1931.
- [17] Srivastava, R. and Yeh, T.C.J., Analytical solutions for one-dimensional, transient infiltration toward the water table in homogeneous and layered soils. *Water Resources Research*, 27(5), pp.753-762, 1991. DOI: 10.1029/90WR02772
- [18] Gardner, W.R., Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Science*, 85(4), pp. 228-32, 1958.
- [19] Taylor, D.W., *Fundamentals of soil mechanics*. John Wiley & Sons, New York, 1948.
- [20] Iverson, R.M., Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research*, 36(7), pp. 1897-1910, 2000. DOI: 10.1029/2000WR900090
- [21] Chapra, S.C. and Canale, R.P., *Numerical methods for engineers*. Seventh Ed. McGraw-Hill Education, New York, 2015.
- [22] IDEAM. Análisis descriptivo de variables meteorológicas que influyen en la calidad del aire de los principales centros industriales del país, IDEAM. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales, Bogotá, Colombia, 2010.
- [23] Consejo Territorial para la Gestión del Riesgo de Desastres. Plan Municipal para la gestión del riesgo. Municipio de Envigado (Antioquia). Envigado, Colombia, 2016.
- [24] AMVA. Microzonificación y evaluación del riesgo sísmico del Valle de Aburrá. En: Restrepo, L.F., Villarraga, M.R., ed., *Área Metropolitana del Valle del Aburrá*, Medellín, 2006.
- [25] DEACIVIL S.A.S., Actualización y profundización de estudios de amenaza, vulnerabilidad y riesgo en la zona 3 y los barrios El Esmeraldal y La Inmaculada del Municipio de Envigado. Envigado, Colombia, 2015.
- [26] The Viet, T., Lee, G., Thu, T.M. and An, H.U., Effect of digital elevation model resolution on shallow landslide modeling using TRIGRS. *Natural Hazards Review*. American Society of Civil Engineers, 18(2), pp. 4016011, 2016. DOI: 10.1061/(ASCE)NH.1527-6996.0000233
- [27] Gohardoust, M.R., Sadeghi, M., Ahmadi, M.Z., Jones, S.B. and Tuller, M., Hydraulic conductivity of stratified unsaturated soils: effects of random variability and layering. *Journal of Hydrology*, 546, pp. 81-89, 2017. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2016.12.055
- [28] Rienzner, M. and Gandolfi, C., Investigation of spatial and temporal variability of saturated soil hydraulic conductivity at the field-scale. *Soil and Tillage Research*, 135, pp. 28-40, 2014. DOI: 10.1016/j.still.2013.08.012
- [29] Elhakeem, M., Papanicolaou, A.N.T., Wilson, C.G., Chang, Y.-J., Burras, L., Abban, B., Wysocki, D.A. and Wills, S., Understanding saturated hydraulic conductivity under seasonal changes in climate and land use. *Geoderma*, 315, pp. 75-87, 2018. DOI: 10.1016/j.geoderma.2017.11.011
- [30] Ghanbarian, B. and Hunt, A.G., Improving unsaturated hydraulic conductivity estimation in soils via percolation theory. *Geoderma*, 303, pp. 9-18, 2017. DOI: 10.1016/j.geoderma.2017.05.004
- [31] Das, N.N. and Mohanty, B.P., Root zone soil moisture assessment using remote sensing and vadose zone modeling. *Vadose Zone Journal*. Soil Science Society, 5(1), pp. 296-307, 2006.
- [32] Park, D.W., Nikhil, N.V. and Lee, S.R., Landslide and debris flow susceptibility zonation using TRIGRS for the 2011 Seoul landslide event. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. Copernicus GmbH, 13(11), pp. 2833-2849, 2013. DOI: 10.5194/nhess-13-2833-2013
- [33] Bordoni, M., Meisina, C., Valentino, R., Bittelli, M. and Chersich, S., Site-specific to local-scale shallow landslides triggering zones assessment using TRIGRS. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 15(5), pp. 1025-1050, 2015. DOI: 10.5194/nhess-15-1025-2015
- [34] Baum, R.L., Godt, J.W. and Savage, W.Z., Estimating the timing and location of shallow rainfall-induced landslides using a model for transient, unsaturated infiltration. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 115(F3), pp. 1-26, 2010. DOI: 10.1029/2009JF001321
- [35] Marín, R.J. and Osorio, J.P., Modelación de la contribución arbórea en análisis de susceptibilidad a deslizamientos superficiales. *Revista EIA*. 14(28), pp. 13-27, 2017. DOI: 10.24050/reia.v14i28.975
- [36] The Viet, T., Alvioli, M., Lee, G. and An H.U., Three-dimensional, time-dependent modeling of rainfall-induced landslides over a digital landscape: a case study. *Landslides*, 15(6), pp. 1071-1084, 2018. DOI: 10.1007/s10346-017-0931-7
- [37] Catani, F., Segoni, S. and Falorni, G., An empirical geomorphology-based approach to the spatial prediction of soil thickness at catchment scale. *Water Resources Research*, 46(5), pp. W05508(1-15), 2010. DOI: 10.1029/2008WR007450
- [38] Saulnier, G.M., Beven, K. and Obled, C., Including spatially variable effective soil depths in TOPMODEL. *Journal of Hydrology*, 202(1-4), pp. 158-172, 1997. DOI: 10.1016/S0022-1694(97)00059-0
- [39] Área Metropolitana del Valle de Aburrá (AMVA) and Universidad Nacional de Colombia (UNAL), *Estudios básicos de amenaza por movimientos en masa, inundaciones y avenidas torrenciales en los municipios de Caldas, La Estrella, Envigado, Itagüí, Bello,*

- Copacabana y Barbosa, para la incorporación de la gestión del riesgo en la planificación territorial. Área Metropolitana del Valle del Aburrá (AMVA), Medellín, Colombia, 2018.
- [40] Hodnett, M.G. and Tomasella, J., 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(3-4), pp. 155-180, 2002. DOI: 10.1016/S0016-7061(02)00105-2
- [41] van Genuchten, M.T., A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44(5), 892-898, 1980. DOI: 10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x
- [42] Hong, Y. and Adler, R.F., Predicting global landslide spatiotemporal distribution: integrating landslide susceptibility zoning techniques and real-time satellite rainfall estimates. *International Journal of Sediment Research*, 23(3), pp. 249-57, 2008. DOI: 10.1016/S1001-6279(08)60022-0
- [43] Miller, S., Brewer, T. and Harris, N., Rainfall thresholding and susceptibility assessment of rainfall-induced landslides: application to landslide management in St Thomas, Jamaica. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 68(4), pp. 539-550, 2009. DOI: 10.1007/s10064-009-0232-z
- [44] Chien-Yuan, C., Tien-Chien, C., Fan-Chieh, Y., Wen-Hui, Y. and Chun-Chieh, T., Rainfall duration and debris-flow initiated studies for real-time monitoring. *Environmental Geology*, 47(5), pp. 715-724, 2005. DOI: 10.1007/s00254-004-1203-0

R.J. Marín, obtuvo sus títulos de Ing. Civil en 2015 y MSc. en Ingeniería en 2018, en la Universidad de Antioquia, Colombia. Es docente de cátedra en la Universidad de Antioquia. Las áreas de interés en investigación son: estabilidad de laderas, modelación de movimientos en masa, evaluación del riesgo geotécnico, umbrales de lluvia para deslizamientos, entre otras.
ORCID: 0000-0002-3206-0425

E.F. García-Aristizábal, es Ing. Civil de la Universidad Nacional de Colombia en 1999, MSc. en Ingeniería Civil de la Universidad de Tokio, Japón en 2005 y PhD. en Geotecnia de la Universidad de Kioto en 2010. Es profesor asociado en la Escuela Ambiental de la Facultad de Ingeniería de la Universidad de Antioquia. Áreas de interés en investigación: infiltración, suelos parcialmente saturados, estabilidad de taludes, evaluación del riesgo geotécnico, ensayos de campo y laboratorio y análisis numérico.
ORCID: 0000-0002-4837-8518

E. Aristizábal, es Ing. Geólogo de la Universidad Nacional de Colombia en 2001, Esp. en riesgos geológicos y asociados con el clima de la Universidad de Ginebra, Suiza, en 2012, MSc. en Ciencias e Ingeniería de la Universidad de Shimane, Japón, en 2004 y Dr. en Ingeniería con énfasis en recursos hidráulicos de la Universidad Nacional de Colombia, en 2014. Actualmente se desempeña como profesor asistente de la Escuela de Geociencias y Medio Ambiente de la Facultad de Minas de la Universidad Nacional de Colombia. Sus temas de investigación están enfocados en amenazas de origen natural y gestión del riesgo de desastres.
ORCID: 0000-0002-2648-2197



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

SEDE MEDELLÍN
FACULTAD DE MINAS

Área Curricular de Medio Ambiente

Oferta de Posgrados

Doctorado en Ingeniería - Recursos Hidráulicos
Maestría en Ingeniería - Recursos Hidráulicos
Maestría en Medio Ambiente y Desarrollo
Especialización en Aprovechamiento de
Recursos Hidráulicos
Especialización en Gestión Ambiental

Mayor información:

E-mail: acma_med@unal.edu.co
Teléfono: (57-4) 425 5105