



Evaluación de la susceptibilidad por avenida torrencial utilizando modelos de estabilidad de laderas y propagación de flujos e inundaciones: Caso de estudio en la zona tropical del norte de los Andes en Colombia

Maria Isabel ARANGO CARMONA^{1,2,3} y Edier ARISTIZABAL GIRALDO³

¹Institute of Environmental Science and Geography, University of Potsdam, Potsdam, Alemania

²Department of Earth Sciences, University of Geneva, Ginebra, Suiza

³Departamento de Geociencias y Medio Ambiente, Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia

Editor: Stella Moreiras

Recibido: 1 de septiembre de 2022

Aceptado: 11 de abril de 2023

RESUMEN

La zona andina de Colombia se caracteriza por su clima tropical y relieve montañoso, donde eventos de avenida torrencial son frecuentes y han causado gran cantidad de pérdidas humanas y económicas. Las avenidas torrenciales son fenómenos multi-amenaza a escala de cuenca, resultantes de la interacción entre inundaciones y diferentes tipos de deslizamientos. La evaluación de la susceptibilidad y amenaza por avenida torrencial debe tener en cuenta estos procesos, así como sus interacciones. Se propone una metodología usando de forma consecutiva modelos en base física de estabilidad de laderas, propagación de flujos de ladera, y enrutamiento de inundaciones, teniendo los resultados de un modelo como información de entrada para el siguiente. La metodología fue calibrada y aplicada para modelar el evento torrencial ocurrido en 1990 en la cuenca La Arenosa, ubicada en el norte de los Andes. El desempeño de los resultados fue evaluado para cada subproceso, permitiendo llevar un seguimiento de las incertidumbres asociadas a cada modelo. Para nuestro caso, se logró identificar la incertidumbre en el volumen de sedimentos proveniente de los deslizamientos, como la variable que más disminuyó el desempeño de la modelación. La metodología propuesta representa una alternativa flexible y adaptable a diversos ambientes y escenarios de calidad y cantidad de información disponible, y permite un gran control del usuario a través de su implementación.

Palabras clave: avenida torrencial, estabilidad de laderas, inundaciones, modelos en base física, amenaza.

ABSTRACT

Assessing debris flow susceptibility using triggering and propagation models, a case study in the tropical region of the northern Andes in Colombia.

The Colombian Andean region characterizes for its tropical climate and mountainous topography, where debris flow events are common and have caused great economic and life losses. Debris flows are multi-hazard phenomena that occur in the basin scale, from the interaction of landslides, hillslope debris flows, debris floods and floods. The debris flow susceptibility and hazard assessment must take account for all these processes, including their interactions. The proposed methodology is the use of physically-based slope stability, debris flow runout, and flooding routing models in a consecutive way, using the results of one model as the input for the next one. The methodology was calibrated and applied to model the disaster occurred in 1990 in the Arenosa basin, located in the Northern Andes. The performance of the models was evaluated for each subprocess, allowing to track the uncertainties and limitations of each of the models. In our case, we could identify the uncertainty in the volume of sediments coming from landslides as the main variable decreasing the performance of the model. The proposed methodology represents a flexible and adaptable alternative, that can be used in different environments, with different data quality and quantity, and furthermore, it allows great control from the user throughout its implementation.

Keywords: Debris Flow, slope stability, floodings, physically-based models, hazard.

INTRODUCCION

La región del norte de los Andes se caracteriza por su clima tropical y su topografía montañosa, donde los eventos de lluvia cortos e intensos suelen estar potenciados y anclados orográficamente. Estos episodios de lluvias intensas suelen generar eventos multi-amenaza a escala de cuenca, donde, al caer sobre zonas de pendientes empinadas, generan una concentración de escorrentía muy rápida, formando inundaciones súbitas en los drenajes. Cuando dichos fenómenos se trasladan hacia drenajes de mayor tamaño, ganan energía y generan inundaciones de escombros. Estos fenómenos se potencian por la movilización del material del lecho, lo que las convierte en flujos de agua altamente cargados con sedimentos, con descargas pico semejantes a las inundaciones súbitas, donde el movimiento se da por las fuerzas de tracción del agua (Hungry et al. 2014, Church y Jakob 2020). Cuando las lluvias son particularmente intensas, ciertos umbrales críticos de precipitación son sobrepasados, y la estabilidad de las laderas se excede, generando enjambres de deslizamientos que viajan como flujos de ladera en los valles. Este fenómeno es definido por Crozier (2005) como eventos masivos de movimientos en masa de ocurrencia regional, o *Multiple Occurrence Regional Landslide Events*, (MORLE). Cuando los flujos de escombros llegan a los canales inundados, aumentan la concentración de sedimentos del flujo, alterando sus propiedades (Hungry et al. 2014, O'Brien y Julien 1985). Este proceso continuo transforma las inundaciones súbitas o las inundaciones de escombros en un flujo torrencial de volumen extremo, que van desde flujos hiperconcentrados hasta flujos de escombros, a medida que aumenta la concentración de sólidos. Este fenómeno es descrito por Aristizábal et al. (2020) como avenidas torrenciales, englobando en este término el espectro de fenómenos a escala de cuenca desde flujos de laderas hasta los diferentes tipos de flujos de cauces de montañas con concentraciones de sedimentos variados. Según los autores, ocurrieron en Colombia 1358 eventos de avenidas torrenciales entre 1921 y 2018, causando la muerte de 3318 personas y dejando 1246705 personas afectadas.

Este escenario crítico muestra la importancia de la evaluación a escala regional de la susceptibilidad por avenidas torrenciales. Dado que son fenómenos multi-amenaza resultado de las interacciones entre varios fenómenos a escala de cuenca, se han desarrollado múltiples enfoques para la evaluación de su susceptibilidad.

El enfoque moderno es el uso de modelos para simular dichos subprocesos de forma independiente: hidrología, inundación, estabilidad de laderas y enrutamiento de flujos. Los

modelos pueden tener una base empírica, es decir, estar basados en análisis estadísticos de observaciones de campo, y en hipótesis simplificadas sobre casos existentes. Este tipo de modelación proporciona resultados poco exactos, pero son especialmente útiles cuando hay poca información de entrada, para zonas extensas, o cuando se necesita conocer una aproximación de los resultados. Por su parte, los modelos con base física utilizan enfoques matemáticos para modelar procesos físicos. Este enfoque da por lo general resultados más aproximados, pero son costosos en términos de cantidad y detalle de la información, además de depender fuertemente de la calidad de los parámetros de entrada del modelo.

Los modelos físicos para la modelación de estabilidad de laderas utilizan las propiedades geomecánicas e hidrológicas del suelo. La estabilidad es calculada en función de las fuerzas resistentes e inestabilizadoras, como respuesta a factores detonantes como presencia del agua en el suelo proveniente de lluvia, o aceleraciones causadas por sismos. Los modelos de estabilidad de equilibrio límite utilizan superficies de falla potenciales y calculan la estabilidad en base a la relación entre esfuerzos cortantes y fuerzas resistentes. Estos modelos pueden ser estacionarios, es decir, que evalúan la estabilidad basados en un escenario de saturación único; o transitorios, los cuales están acoplados a modelos hidrológicos y pueden simular cambios en la presión de poros durante varios momentos dentro de una tormenta. La forma de conceptualizar las superficies de falla también cambia de modelo a modelo, siendo los de talud infinito los más sencillos, ya que suponen una superficie de deslizamiento constante y paralela al terreno, ignorando fuerzas laterales dentro de la masa de suelo deslizable. Algunos ejemplos de modelos de pendiente infinita incluyen SHALSTAB (Dietrich y Montgomery 1998), TRIGRS (Baum, Savage, y Godt 2008) y PROBSTA-B+STARWARS (Van Beek 2002). En cambio, los modelos de pendiente finita dividen la superficie de deslizamiento en franjas verticales, y el factor de seguridad de cada intervalo se calcula considerando los esfuerzos de las franjas vecinas. Las superficies de deslizamiento en los modelos de pendiente finita pueden variar en profundidad y forma, siendo útiles para modelar deslizamientos rotacionales profundos. A su vez, los modelos de estabilidad empíricos evalúan la predisposición del terreno o las laderas a fallar, correlacionando diferentes atributos físicos de la zona, como su topografía, cobertura o geología, con inventarios de deslizamientos ocurridos en el pasado (van Westen et al. 2006). Estas metodologías permiten conocer la susceptibilidad relativa dentro de la zona de estudio, más no proveen información sobre las probabilidades temporales del fenómeno, al no tener en cuenta factores

detonantes. La calidad de los resultados de este tipo de metodologías depende de la completitud de los registros en los inventarios, y además suponen que las condiciones del terreno se mantienen constantes en el tiempo (Sidle y Ochiai 2006). Por otro lado, los modelos hidrológicos y de inundación buscan recrear la dinámica entre lluvia y escorrentía, y evaluar parámetros como la profundidad y velocidad de un flujo líquido a lo largo de un canal inundado y sus alrededores, en base a criterios como la topografía, las propiedades del suelo y la cobertura del terreno. Los modelos de inundación empíricos relacionan caudales máximos de una cuenca con parámetros simples, como su área y forma, para calcular posibles escenarios de inundación en varias secciones transversales. Por su parte, los modelos de base física de inundaciones pretenden resolver ecuaciones de aguas poco profundas para un fluido monofásico, calculando la evolución y movimiento de agua a lo largo de diferentes superficies, ya sea el canal de un río, un valle, o un entorno urbano (Alcrudo 2004). Estos modelos pueden clasificarse en unidimensionales, que representan el canal y llanuras como secciones transversales; bidimensionales, que consideran las características de la topografía del canal y a superficie, y tridimensionales, que resuelven ecuaciones de flujo en la componente vertical y horizontal. Aunque los modelos unidimensionales son los más sencillos y eficientes desde el punto de vista computacional, tienden a descuidar aspectos importantes de los procesos de inundación (Nkwunonwo et al. 2020). Hoy en día, los modelos bidimensionales están altamente extendidos e implementados. Algunos ejemplos de modelos de este tipo son el OpenLISEM (De Roo y Jetten 1999), HEC-RAS (Bruner 2010), e IBER (Bladé et al. 2014). Los modelos tridimensionales son los más costosos computacionalmente, y son recomendados cuando las componentes verticales del flujo son importantes, como el modelado de mareas oceánicas o tsunamis. Dado que los modelos de inundación simulan únicamente el flujo de agua, para simular fenómenos de flujos con sedimentos se utiliza comúnmente un hidrograma incrementado para contar con la fracción sólida del flujo. Esta metodología, sin embargo, tiene algunas incertidumbres, como la magnitud del evento, el factor de incremento del hidrograma y su distribución espacial (Stancanelli et al. 2017).

Finalmente, el subproceso que conecta los deslizamientos con las inundaciones son los flujos de ladera, en los que el material saturado de los movimientos en masa viaja a través de las pendientes y llegan a los canales, donde sus sedimentos son incorporados a la corriente y arrastrados. Para simular este proceso se utilizan modelos de propagación de flujos, que pretenden reproducir los procesos superficiales que in-

fluyen en la extensión, altura y velocidad de flujos de escombros en función de sus parámetros reológicos y la topografía (Quan 2012). Los modelos empíricos de propagación se basan en observaciones de eventos pasados, que evalúan el recorrido y la distancia máxima de viaje. Algunos ejemplos son el propuesto por Heim y Albert (1882) y redefinido por Hsu (1975) y el modelo Flow-R (Horton et al. 2013). Por otra parte, los modelos de propagación basados en la física se basan en ecuaciones de conservación de la masa, el momentum y la energía, además de ecuaciones reológicas que definen la velocidad, la aceleración y la distancia del flujo. Algunos ejemplos de modelos de propagación de base física son FLO-2D (O'Brien et al. 1993) y RAMMS (Christen et al. 2010).

Los modelos mencionados anteriormente se centran en simular procesos específicos. Sin embargo, las avenidas torrenciales son el resultado de las interacciones en tiempo y espacio de varios o todos estos procesos, y su resultado final en términos de extensión o magnitud puede ser amplificado o reducido al considerar diferentes escenarios de interacciones. En los últimos años, se han hecho avances importantes en la construcción de modelos integrados, es decir, que pueden simular la interacción entre varios procesos considerando un detonante único, modelando por ejemplo la entrada y arrastre de sedimentos a los flujos, sus cambios en la viscosidad, o cambios en la rugosidad del canal por la deposición de sedimentos. Algunos ejemplos de este tipo de modelos son el STEP TRAMM (Fan et al. 2017), que integra la estabilidad de los taludes y la escorrentía, o los modelos r.avaflo (Mergili et al. 2017), RAMMS (Christen et al. 2010) y Flo-2D (O'Brien 1982), que modelan interacciones entre diferentes tipos de movimientos de masa. Por último, el modelo OpenLISEM Hazard (Van den Bout et al. 2018) integra una gran variedad de procesos como hidrología, estabilidad de taludes, escorrentía, inundación y arrastre de sedimentos en los flujos. Estos modelos integrados se encuentran en constante desarrollo, y consideran el flujo como una mezcla de dos fases que se estudian de forma independiente con ecuaciones de conservación de momento y masa, y que incluyen la interacción entre ambas fases (Mergili et al. 2017). Aunque los modelos integrados pueden dar resultados más exactos y marcan un gran avance en la conceptualización de los eventos multi-amenaza, son extremadamente costosos en términos de recursos computacionales, tiempo y detalle de información de entrada, siendo necesarios un proceso de calibración y parametrización de cada caso de estudio. Así mismo, la influencia de los parámetros de entrada en los resultados finales es difícil de rastrear dada la gran variedad de subprocesos que ocurren de forma intermedia dentro de una misma modelación.

Una forma de contrarrestar estas limitaciones, especialmente en zonas con información limitada, es el uso de modelos que simulen subprocesos individuales, de forma consecutiva. Primero, se evalúan los cambios en la estabilidad de laderas a través del tiempo dentro de un evento de precipitación detonante. Las zonas inestables son utilizadas para modelar la propagación de flujos de ladera, y evaluar el volumen de sedimentos que llega a los drenajes. Este volumen de sedimentos es incorporado al volumen líquido resultante de la escorrentía, y la extensión de la inundación es modelada utilizando un modelo hidráulico de inundaciones. Esta metodología permite tener control sobre la parametrización, resultados e incertidumbres de cada proceso, siendo muy flexible y aplicable a diferentes condiciones y zonas de estudio. La metodología fue aplicada en una zona del norte de los Andes Colombianos, simulando las condiciones de un evento torrencial, con el uso del modelo de estabilidad de laderas TRIGRS, el modelo de propagación de flujos de ladera Flow-R y el modelo de enrutamiento de inundaciones IBER. Los resultados de la modelación fueron comparados con el inventario mapeado del evento, para evaluar su precisión.

ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio es la cuenca de la quebrada La Arenosa, ubicada en el municipio de San Carlos en el departamento de Antioquia, en Colombia. La cuenca desemboca en el río San Carlos, el cual cruza por el casco urbano del municipio de San Carlos (Fig. 1). La zona está enmarcada en los Andes colombianos, un escenario tectónico complejo, resultado del movimiento de la Placa del Caribe hacia el sureste en relación con la Placa Sudamericana, y la subducción de la Placa de Nazca bajo los Andes del norte (Kellogg et al. 1995, Taboada et al. 2000). La zona andina colombiana se divide en tres cadenas montañosas: La Cordillera Occidental consiste en una acumulación de bloques oceánicos máficos y ultramáficos acrecionados durante el Cretácico y el Terciario (Gomez et al. 2007). La Cordillera Central, donde se ubica la zona de estudio, se caracteriza por la intrusión de rocas mesozoicas en un basamento precámbrico y por la actividad volcánica cenozoica (Gomez et al. 2007), y la Cordillera Oriental, un cinturón de pliegues y cabalgamientos sedimentarios del Paleozoico al Cenozoico (Gómez et al. 2007).

La zona tiene un clima tropical húmedo con una precipitación media anual de 4300 mm y una temperatura media anual de 23 °C (IGAC – Instituto Geográfico Agustín Codazzi 2007). La precipitación sobre la Cordillera de los Andes colombiana

tiene un ciclo anual bimodal con marcadas temporadas lluviosas durante abril-mayo y septiembre-noviembre; y temporadas secas durante diciembre-febrero y junio-agosto, impulsadas por el doble desplazamiento de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). La variabilidad inter-anual de las precipitaciones está controlada principalmente por los efectos de las dos fases de El Niño/Oscilación del Sur (ENSO): El Niño (fase cálida) y La Niña (fase fría) (Poveda et al. 2007).

La geología de la cuenca de la Arenosa está constituida por una granodiorita altamente meteorizada de la formación geológica Batolito Antioqueño. Las zonas bajas de la cuenca están cubiertas por depósitos de vertiente, aluviales y fluvio-torrenciales. Los suelos son principalmente regolitos de granodiorita saprolitizada que pueden alcanzar un espesor de varias decenas de metros (Hermelin et al. 1992). La meteorización esferoidal del batolito en la zona es extensa, con una profundidad media de 30 m dado el clima húmedo y tropical (Mejía y Velásquez 1991). El saprolito tiene textura de limo-arenosa a arena-limosa, con algunas gravas y pequeñas cantidades de arcilla (INTEGRAL 1990).

Evento del 21 de septiembre de 1990

Un gran evento de avenida torrencial ocurrió el 21 de septiembre de 1990 en la cuenca de La Arenosa. Un aguacero de 231 mm en 7 horas provocó al menos 699 flujos de lodo con alto contenido de agua en las laderas de la cuenca (Mejía y Velásquez 1991). Los movimientos en masa comenzaron como deslizamientos traslacionales poco profundos. Los análisis de campo mostraron que la profundidad de la superficie de falla fue de aproximadamente 0.6-1.5 m, que corresponde a la superficie de contacto entre el suelo residual o el saprolito con la roca (Mejía y Velásquez 1991). Junto con los flujos de lodo, las intensas lluvias también iniciaron una inundación repentina en el río. El gran poder erosivo de la corriente provocó el ensanchamiento y profundización de sus cauces y la movilización de bloques de hasta 8 m de diámetro y la deposición de unos 300,000m³ de sedimentos entre bloques, grava y arena (Fig. 2). El evento causó la muerte de 20 personas, la destrucción de 27 casas y afectaciones a 30 más, y daños severos a la Central Hidroeléctrica Calderas de la compañía ISAGEN, ubicada en la parte baja de la cuenca (Hermelin et al. 1992). Las precipitaciones prolongadas de baja intensidad de aproximadamente 621 mm habían caracterizado los dos meses anteriores al evento. Mejía y Velásquez (1991) realizaron un análisis estadístico de las precipitaciones históricas y encontraron un período de retorno de 200 años para este episodio.

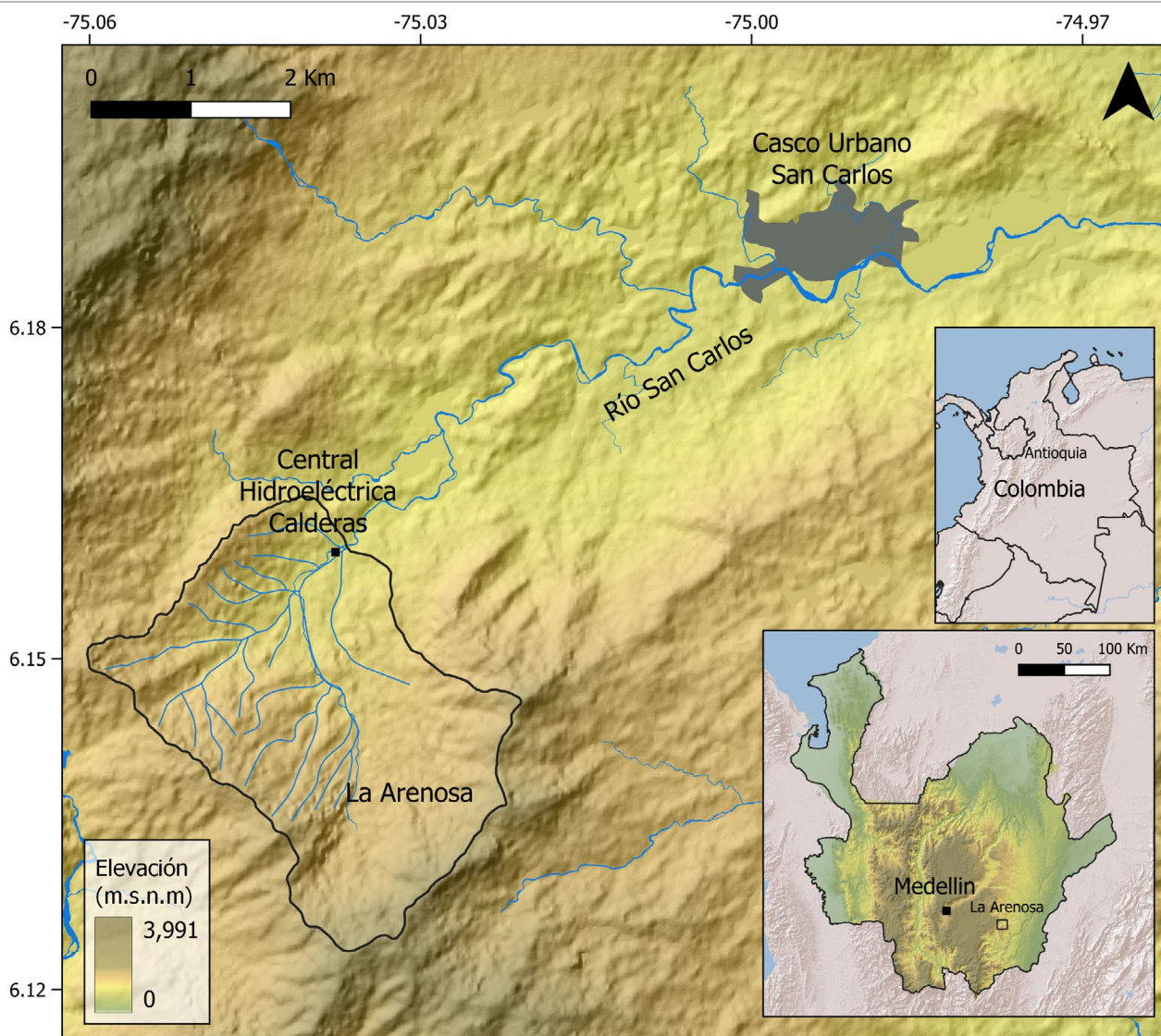


Figura 1. Ubicación de la zona de estudio

DATOS Y METODOLOGÍA

Datos

Para la modelación, se dispone del Modelo Digital del Terreno con una resolución de 10 metros obtenido por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC). Utilizando fotografías aéreas tomadas por ISAGEN en los días posteriores al evento, se realizó la delineación de las cicatrices y las extensiones de los flujos de ladera y de inundación. Debido a las condiciones de nubosidad de aquel día, no hay imágenes disponibles de la sección suroeste y central de la cuenca, por lo que se delimitó una zona para la calibración de los modelos, la cual delimita el área cubierta por las fotografías aéreas (Fig. 3).

Por su parte, los registros de precipitación fueron recopilados por González et al. (2005) de un pluviómetro de reso-

lución horaria ubicada en la zona baja de la cuenca, cerca de la central hidroeléctrica Calderas. Según los registros, el episodio de lluvia comenzó alrededor de las 8:00 pm del día del evento, y se extendió hasta las 2:00 am del día siguiente. Sin embargo, el intervalo más intenso del aguacero corresponde a sus tres primeras horas, en las cuales cayeron 208 mm de lluvia, con una intensidad máxima de 90 mm/h. En las siguientes cuatro horas, cayeron 23 mm de lluvia, con una intensidad máxima de 10 mm/h.

Para la modelación de la estabilidad de laderas y de la inundación, es necesario conocer las propiedades geotécnicas e hidrológicas del suelo, que fueron mapeadas de acuerdo con las unidades geológicas. Dada la geología bastante homogénea de la zona de estudio, caracterizada por suelos arenosos de alta permeabilidad, se clasifican principalmente



Figura 2. Fotografías del evento torrencial de La Arenosa. Fuente: El Colombiano e ISAGEN

Cuadro 1. Parámetros geotécnicos e hidráulicos de las unidades de suelo de zona de estudio

Parámetro	POc1 (Aluviales)	YAE1-YAF2 (Saprolito)
Cohesión (kPa)	1	5
Angulo de fricción (°)	34	24
Peso unitario saturado (kN/m³)	20	18
Espesor de suelo (m)	2.5-2.8	1.2-2.8
Tasa de infiltración pre-tormenta (I_{ZLT}) (m/s)	2.59×10^{-7}	2.59×10^{-7}
Conductividad hidráulica saturada (Ks) (m/s)	5.33×10^{-6}	2.18×10^{-5}
Difusividad hidráulica (D_0) (m²/s)	5.33×10^{-4}	2.18×10^{-3}
Contenido volumétrico de agua de suelo saturado (θ_s)	0.48	0.46
Contenido residual volumétrico de agua (θ_r)	0.18	0.18
Parámetro de calibración de distribución del tamaño de partículas (α) (1/m)	2.3	2.3

en dos tipos identificados por el IGAC (2007), como la asociación de suelos Yarumal, derivada de las rocas graníticas del batolito antioqueño (YAE1 y YAF2), y la asociación de suelos Polanco (POc1), derivada de los depósitos aluviales del río Arenosa y San Carlos. Para cada unidad geológica, Aristizábal et al. (2016) construyeron un perfil estratigráfico para la definición de los parámetros geotécnicos e hidrológicos a partir de las descripciones de los suelos, los ensayos de campo y los análisis de laboratorio proporcionadas por INTEGRAL (1990) y Mejía y Velásquez (1991). Adicionalmente, las propiedades hidráulicas del suelo fueron tomadas de Marin, García, y Aristizábal (2021) quienes las estimaron a partir de descripciones de tipos de suelo encontradas en la literatura y basados en el modelo de Gardner (Gardner 1958), que describe las curvas características de retención de agua en los suelos. El cuadro 1 muestra las propiedades geotécnicas e hidráulicas de cada unidad de suelo.

METODOLOGÍA

La metodología propuesta en este trabajo es la evalua-

ción de la susceptibilidad por avenida torrencial combinando modelos de estabilidad de taludes, propagación de flujos de ladera, y de enrutamiento de inundaciones de forma secuencial. La figura 4 muestra un esquema de la metodología.

Estabilidad de laderas

El análisis de estabilidad se realiza mediante el modelo TRIGRS, desarrollado por Baum et. (2008). TRIGRS es un modelo de estabilidad de taludes acoplado a un modelo de infiltración que simula la distribución temporal y espacial de los deslizamientos superficiales desencadenados por las lluvias. Se basa en el análisis de los cambios transitorios de la presión de poros y su incidencia en el factor de seguridad, utilizando el método expuesto por Iverson (2000). Para el análisis de estabilidad, el modelo TRIGRS emplea las propiedades geotécnicas e hidrológicas del suelo, el modelo digital de elevación (DEM), y un escenario de precipitación. Dentro de las propiedades del suelo se incluyen un mapa de profundidad, y condiciones de saturación en el comienzo de la tormenta. Dado que esta información no se conoce, se recurrió a modelos de parametrización. Para el cálculo de la profundi-

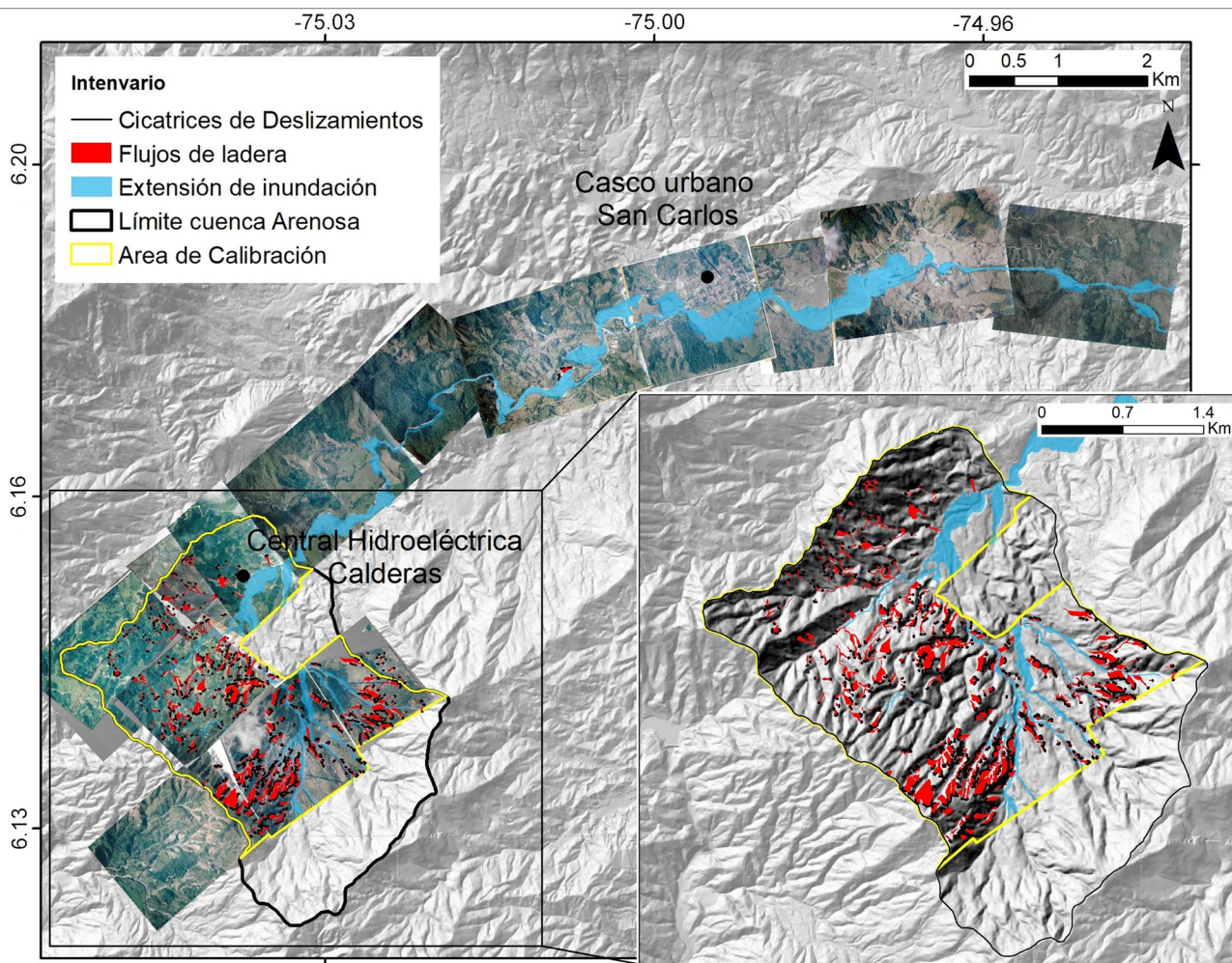


Figura 3. Inventario del evento torrencial en La Arenosa, digitalizado de imágenes aéreas que cubren parcialmente la zona

dad del suelo, se utilizó la metodología propuesta por Catani et al. (2010), quienes sugieren que la profundidad del suelo depende de la pendiente del terreno utilizando la siguiente ecuación:

$$h_i = h_{max} \left[1 - \frac{\tan \theta_i - \tan \theta_{min}}{\tan \theta_{max} - \tan \theta_{min}} \left(1 - \frac{h_{min}}{h_{max}} \right) \right]$$

Donde θ_{max} , θ_{min} , h_{max} y h_{min} corresponden a los valores máximos y mínimos de la pendiente y profundidad del suelo, respectivamente, en la zona de estudio. El rango de la profundidad del suelo se determinó de acuerdo con las observaciones de campo realizadas por Mejía y Velásquez (1991), entre 1 y 2.7 m. La figura 5 muestra el mapa final de profundidad del suelo utilizado.

Adicionalmente, para la determinación de profundidad del nivel freático pre-tormenta, se crearon varios escenarios posibles de profundidad, y se escogió el escenario que produjera los resultados más parecidos a los deslizamientos del inven-

tario. Los escenarios van desde una condición de saturación completa, en la que las presiones de los poros no son tenidas en cuenta, hasta una profundidad del nivel freático de hasta 5 metros por debajo de la profundidad del suelo, pasando por una profundidad igual a la del suelo. El resultado de la modelación de la estabilidad es la relación entre esfuerzos cortantes y resistentes, llamado Factor de Seguridad (FS) de cada celda de 10 m de tamaño, en cada punto de tiempo determinado de la tormenta. Dado que un FS menor a 1 representa una celda inestable, es posible determinar en qué momento de la tormenta falla cada celda inestable, que representa una porción de suelo cuyo volumen es posible calcular usando la profundidad del suelo.

Propagación de flujos de ladera

El mapa de celdas inestables al final de la tormenta se utiliza como información de entrada para el modelo de propagación de flujos Flow-R (Horton et al. 2013). Este modelo se basa en el modelo propuesto por Perla et al. (1980), el

cual estima la distancia recorrida por un flujo en función de la topografía y de los parámetros reológicos del flujo, como su coeficiente de fricción y la relación entre la masa y el arrastre (Perla et al. 1980). El modelo utiliza diferentes algoritmos de enrutamiento, persistencia y energía para evaluar la trayectoria más probable del flujo de escombros, independientemente de su volumen.

Para la modelación del enrutamiento, se utilizó el algoritmo modificado de Holmgren (1994) propuesto por Horton et al. (2013) para definir la dirección del flujo. Este algoritmo sigue la ecuación:

$$f_{si} = \frac{(\tan\beta_i)^x}{\sum_{j=1}^8 (\beta_j)^x} \forall \begin{cases} \tan\beta > 0 \\ x \in [1; +\infty] \end{cases}$$

Donde i, j son las direcciones de flujo, $\tan\beta_i$ es el gradiente de pendiente entre la celda central y la vecina en dirección i; y x es el exponente que controla la divergencia del flujo. El algoritmo también exagera el valor de la elevación de la celda central por un factor d_h .

Por su parte, la persistencia del flujo fue evaluada utilizando el algoritmo de pesos, que asigna un peso mayor a la dirección anterior del flujo, evitando cambios bruscos de dirección. Los cálculos de la energía se hicieron en base al algoritmo de Perla et al. (1980), donde la energía en cada cel-

da es calculada en base a su energía potencial y de fricción. El algoritmo funciona con dos variables: μ , como la fricción, y la relación masa/arrastre (Perla et al. 1980). Las variables de las ecuaciones de enrutamiento, persistencia y energía fueron calculadas mediante un proceso de calibración con más de 50 corridas del modelo con diferentes valores, y comparando los resultados con el inventario de los flujos de detritos.

El modelo considera como áreas fuentes cada uno de los pixeles catalogados como inestables en la modelación de la estabilidad de laderas. Esta información es ingresada como un ráster con dos posibles valores: 0, para celdas estables, y 1, para celdas inestables. El modelo calcula el recorrido de una celda inestable a la vez, de acuerdo a los algoritmos de enrutamiento, persistencia y energía. Naturalmente, varias celdas se pueden propagar por trayectorias similares, por lo que el resultado de la modelación son valores de probabilidad máxima, que pueden ser entendidos como susceptibilidad espacial relativa dentro de la zona de estudio. Así, valores mayores de probabilidad máxima indican zonas donde más celdas inestables se propagan para cada escenario (Horton et al. 2013). Para la evaluación del desempeño de las modelaciones se utilizó el Área bajo la Curva (AUC, por sus siglas en inglés). El AUC es el área bajo una curva que representa la tasa de éxito trazada con respecto a la tasa de falsa alarma para diferentes umbrales de probabilidad máxima. Un AUC

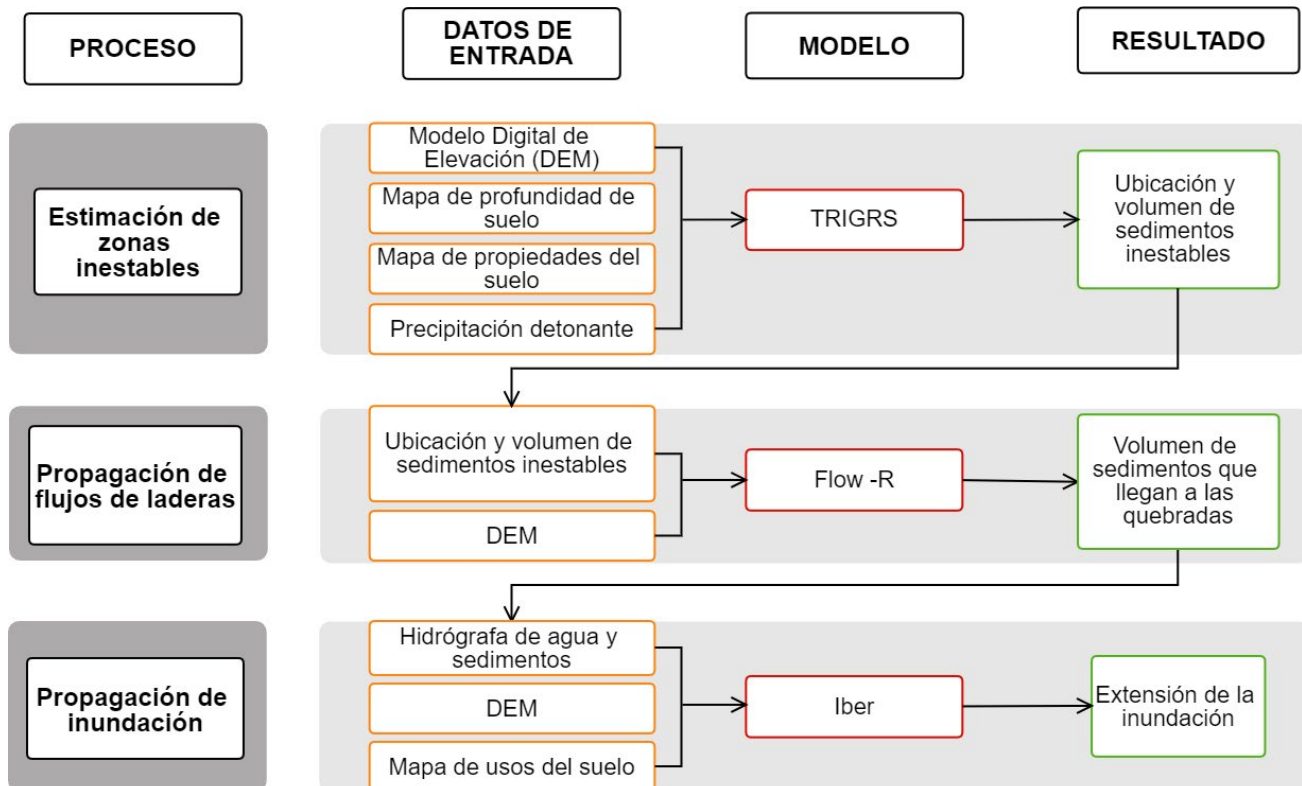


Figura 4. Diagrama de la metodología empleada

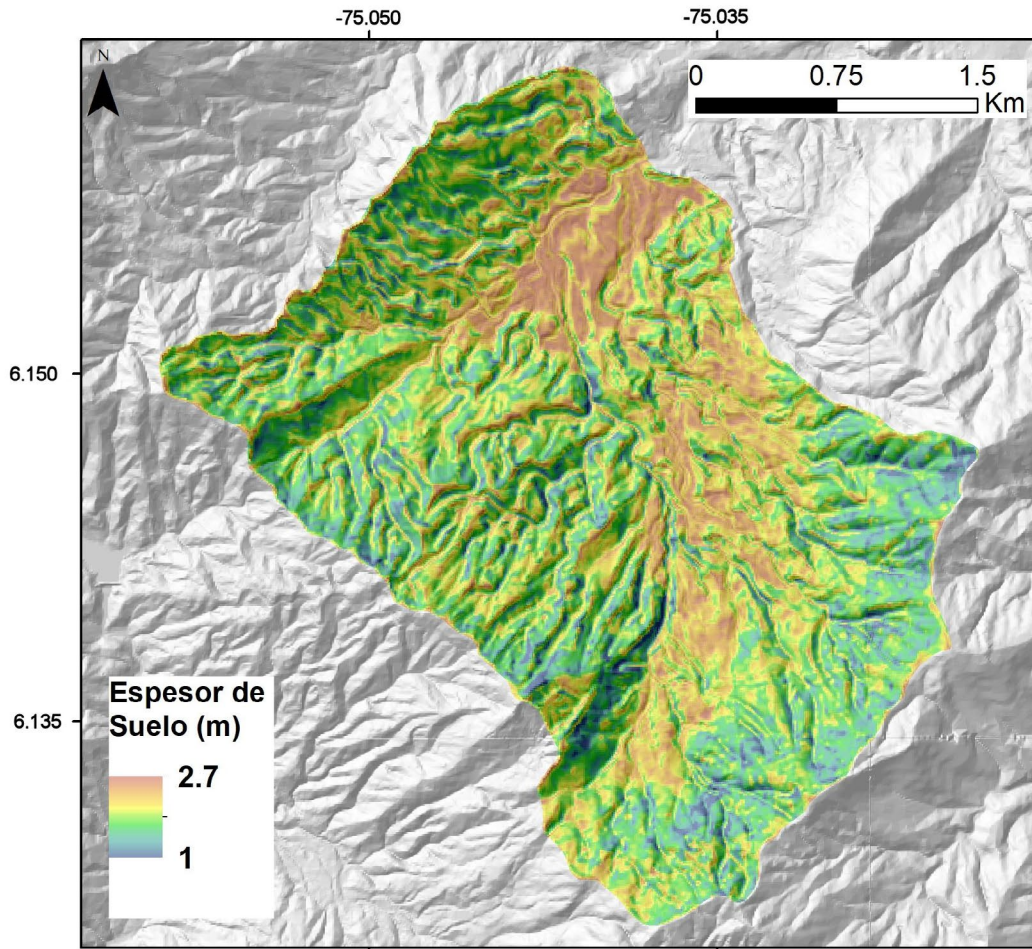


Figura 5. Mapa de espesor de suelo de la zona de estudio

más alto indica un mejor rendimiento medio. Así, un AUC de 1.0 se considera un resultado perfecto y uno de 0.5 el resultado de una predicción aleatoria (Fawcett 2006). Una vez que se encuentran los resultados con el mejor desempeño, se puede determinar cuáles flujos de ladera han llegado hasta las corrientes de agua. Dado que el modelo Flow-R no calcula volúmenes, se asume que el volumen completo del flujo llegará hasta la corriente y será arrastrado por ella. Esto no es en realidad cierto, pero simplifica el proceso de modelación. La información sobre los flujos que llegan a las corrientes, y su volumen, son la información que será utilizada para el proceso de modelación del enrutamiento de las inundaciones.

Enrutamiento de inundaciones

Se utilizó el software de modelización hidráulica IBER (Bladé et al. 2014) para simular el alcance de las inundaciones resultantes de la incorporación de los sedimentos de los flujos de escombros a los cauces. El modelo utiliza un hidrograma de entrada y las características del terreno para calcular la extensión, profundidad y velocidad de las inundaciones.

Cálculo del hidrograma: Se utilizaron modelos de pre-

cipitación-escorrentía para la estimación del caudal máximo resultante del aguacero del 21 de septiembre de 1990 en la cuenca de La Arenosa. Estos modelos permiten estimar los caudales de una corriente utilizando como entrada los datos de precipitación y propiedades de la cobertura del suelo. Se utilizó el software HEC-HMS 4.2, con el modelo de hidrógrafas unitarias sintéticas de Clark, que permite calcular los caudales máximos a partir de algunos parámetros morfométricos de la cuenca y del hietograma de la tormenta. Los parámetros de entrada del HEC-HMS son el Número de Curva de la cuenca, el cual describe su grado de impermeabilidad; y el tiempo de concentración de la cuenca, definido como el tiempo requerido por la escorrentía para viajar del punto más distal de la cuenca hasta su desembocadura. Este tiempo depende de las características morfométricas de la cuenca, y para su estimación se conocen diferentes ecuaciones empíricas. El cuadro 2 muestra diferentes metodologías de estimación del tiempo de concentración. El tiempo de concentración para la zona de estudio fue seleccionado como la media de los resultados para los diferentes métodos.

Finalmente, al hidrograma de agua se le añade el volumen

Cuadro 2. Metodologías utilizadas para calcular el tiempo de concentración de una cuenca. t_c : Tiempo de concentración (min), T_c : Tiempo de concentración (h), L: Longitud del drenaje principal (Km), S: Pendiente de drenaje principal (m/m), A: Área de la cuenca (km²), H: Diferencial de alturas de la cuenca (m)

Fuente	Fórmula
(Témez 1991)	$T_c = 0.3 * (\frac{L}{S^{0.25}})^{0.76}$
(Kirpich 1940)	$t_c = 0.0078(L * 0.0003048)^{0.77} * S^{0.385}$
California Culvert Practice	$t_c = 60 * (\frac{0.87075 * L^3}{H})^{0.385}$
Passini	$T_c = \frac{0.108 * (A * L)^{1/3}}{S^{0.5}}$
Giandotti	$T_c = \frac{4 * \sqrt{A} + 1.5 * L}{25.3 * \sqrt{S} * L}$
(Clark 1945)	$T_c = 0.335 * (\frac{A}{S^{0.5}})^{0.593}$

de sedimentos correspondiente al volumen de las celdas que fallan en cada intervalo de tiempo y que llegaron hasta los caudales. Dado que el tiempo de viaje de los flujos de ladera desde su fuente hasta la corriente es desconocido, se toma el momento de la falla igual al momento en que el volumen de sedimentos es añadido al hidrograma.

Enrutamiento de la inundación: Para modelar la extensión de la inundación se utilizó el software bidimensional IBER (Bladé et al. 2014). IBER es una herramienta numérica para la simulación en 2D de flujos turbulentos no estacionarios de superficie libre utilizando mallas no estructuradas. IBER utiliza el método de volúmenes finitos, ampliamente utilizado en dinámica de fluidos computacional, especialmente adecuado para flujos en ríos de montaña, donde pueden producirse choques y discontinuidades que dan lugar a hidrogramas muy agudos (Bodoque et al. 2013). El punto de salida del hidrograma de agua y sedimentos fue ubicado en el ápice de la cuenca de la Arenosa, y el objetivo es conocer la extensión de la inundación del río San Carlos.

Evaluación del desempeño

Los resultados de la modelación de las áreas inestables, la propagación de los flujos de laderas y la extensión de las inundaciones se calibran utilizando el mapa de afectaciones de la avenida torrencial del 21 de septiembre de 1990. Para ello, se realiza el análisis ROC (*Receiver Operating Characteristic*). Esta técnica permite la selección de clasificadores en función de su rendimiento en la predicción. Para el caso de la modelación de la estabilidad, el rendimiento del modelo

se evalúa en base a las celdas clasificadas como estables o inestables. Para la modelación de la propagación de flujos, se utiliza las celdas clasificadas como afectadas o no por el paso de los flujos. En la modelación de las inundaciones, se evalúa el rendimiento del modelo en base a las celdas consideradas como inundadas, o no inundadas. Existen múltiples índices ROC para evaluar el rendimiento de un modelo. Todos ellos utilizan cuatro variables para medir la precisión de los resultados: Verdaderos Positivos (TP), como el número de celdas que el modelo clasifica como inestables, afectadas o inundadas, y que en realidad lo están; Verdaderos Negativos (TN), es el número de celdas estables, no afectadas o inundadas en la realidad que el modelo acierta. Falsos positivos (FP) es el número de celdas que el modelo considera erróneamente inestables, afectadas o inundadas; y los Falsos Negativos (FN), que son el número de celdas que el modelo considera estables, no afectadas o inundadas, pero que en realidad no lo son. Los índices ROC más utilizados son la Tasa de Falsas Alarmas o Falsos Positivos (FPR), la Tasa de Aciertos o Tasa de Verdaderos Positivos (TPR), la Exactitud y la Precisión, definidas como:

$$FPR = \frac{FP}{(FP + TN)} \quad \text{Exactitud} = \frac{TP + TN}{(TP + FN + FP + TN)}$$

$$TPR = \frac{TP}{(TP + FN)} \quad \text{Precisión} = \frac{TP}{(TP + FP)}$$

RESULTADOS

Estabilidad de laderas

Los resultados de las modelaciones con diferentes escenarios de saturación pre-evento fueron comparadas en base a su relación FPR/TPR (Fig. 6). Los mejores resultados se obtuvieron con los escenarios de profundidad de nivel freático (NF) a la misma profundidad del suelo, y 0.5 m por encima de este. En otros escenarios, como por ejemplo el correspondiente a una saturación total, o de NF a un metro de profundidad, hay una gran sobre-estimación de las celdas inestables, mientras que escenarios como NF igual a la profundidad del suelo hay, en general, una sub-estimación. El escenario con el NF 0.5 m por encima de la profundidad del suelo fue elegido como el mejor escenario por tener una TPR alta (0.7) y una FPR media (0.4). Estos resultados tienen una exactitud del 59%, y una precisión de 7.4% Los resultados alcanzados con este escenario se muestran en la figura 7. Este escenario de la profundidad del nivel freático coincide con algunas obser-

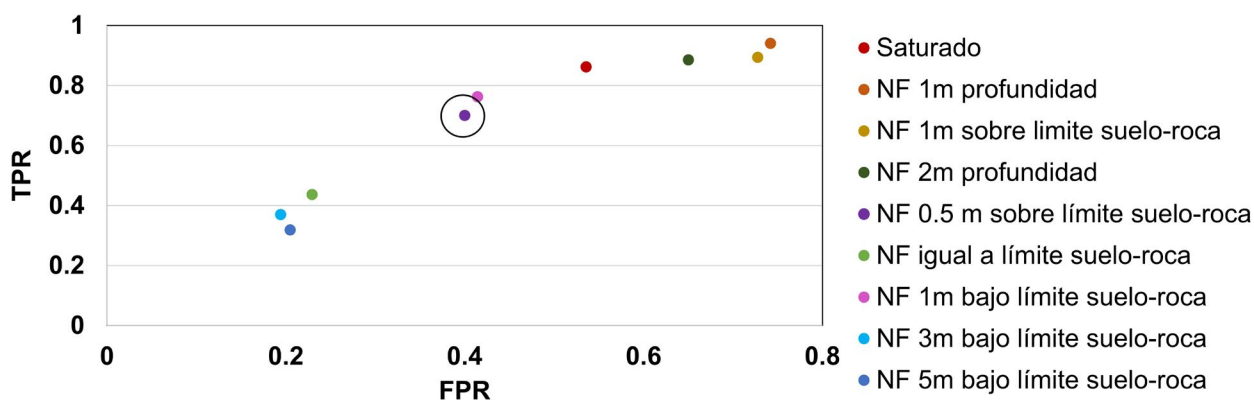


Figura 6. Resultados del desempeño de estabilidad de laderas utilizando diferentes niveles de saturación pre-tormenta. El escenario con los mejores resultados está señalado con un círculo negro

vaciones de campo que señalaron la presencia de una capa freática muy superficial, probablemente causada por los 313 mm de lluvia que cayeron en la zona de estudio en las dos semanas anteriores al evento (Hermelin et al. 1992)

Propagación de flujos

La primera parte de la modelación de la propagación de flujos consiste en calibrar las variables de las ecuaciones de enrutamiento y de energía. Para esto, se hicieron múltiples modelaciones de propagación utilizando como áreas fuentes las mapeadas en el inventario. Una vez se eligen las variables que más representan las condiciones de la zona de estudio, se lleva a cabo la modelación utilizando como áreas fuentes el resultado de la modelación de la estabilidad, obtenido en la sección anterior.

Calibración de las ecuaciones de propagación

La figura 8 muestra los resultados de algunas modelaciones de la propagación de flujos realizadas como parte la calibración. Cuatro variables fueron calibradas: Del algoritmo de enrutamiento modificado de Holmgren (1994) se calibraron dh , que corresponde a la exageración en altura de la celda principal, y el exponente x , que controla la divergencia del flujo. De la ecuación de energía de Perla et al. (1980), se calibraron las variables masa-arrastre del flujo (Md), y la rugosidad del terreno μ .

En los ejemplos a) y b) de la figura 8, el único parámetro que se modificó fue la rugosidad del terreno (μ), fijada con un valor bajo para a) y con un valor medio para b). Como se esperaba, el flujo se propagó menos cuando se fijó una rugosidad alta y tuvo un ángulo de propagación más amplio y una trayectoria más larga cuando se fijó una rugosidad más baja. En los ejemplos c) y d), el único parámetro que se modificó fue el exponente x que se fijó como bajo en c), resultando en propagaciones muy amplias de los flujos, y como alto en d), resultando en rutas estrechas, casi lineales.

Finalmente, comparando los resultados de las modelaciones con el inventario del evento de 1990, las variables del algoritmo modificado de Holmgren (1994) y del algoritmo de Perla et al. (1980) que dan los mejores resultados, con un AUC de 0.86, son los del ejemplo a) de la Figura 8, que tienen un TPR de 0.94 y un FPR de 0.37.

Los resultados, sin embargo, muestran una zona muy amplia de la cuenca cubierta por probabilidades de propagación muy bajas (hasta de 0.0003). Para encontrar el mejor umbral de probabilidad para definir si una celda es considerada como afectada por un flujo de escombros o no, se utilizó la curva ROC. Esta curva se obtiene de plotear los valores de FPR vs TPR obtenidos al variar el valor del umbral. El valor del umbral que genere una curva con un mayor AUC, se considera

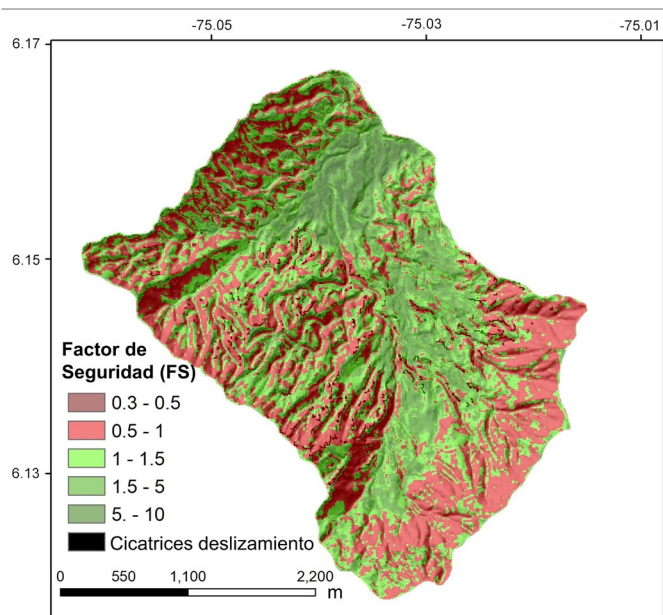


Figura 7. Resultados de la modelación de la estabilidad de laderas

el óptimo (Giannecchini et al. 2016). (Fig. 9). Para este caso, se busca el punto con la menor distancia de las coordenadas (0,1), denotado en la Figura 9 como una estrella. Este punto corresponde al umbral de probabilidad máxima de 0.07. El resultado final del modelo de propagación se muestra en la figura 10, donde las celdas con probabilidad máxima < 0.07, se toman como no susceptibles de ser cubiertas por los flujos de escombros.

Como se observa en la figura 10, una gran mayoría de los flujos llegan hasta las corrientes, mostrando resultados compatibles con las trayectorias reales de los flujos el día del evento. En general, los desprendimientos cartografiados y los modelados muestran trayectorias muy similares, aunque las trayectorias modeladas son más amplias que las reales.

Modelación de la propagación

Tras evaluar las variables de los algoritmos que mejor se ajustan a las condiciones de la zona de estudio, se utiliza el modelo Flow-R para modelar la propagación de las celdas inestables según el modelo de estabilidad. Las fuentes se definieron como todas las celdas que, según los resultados del modelo TRIGRS, al final de la tormenta modelada tuvieron un FS<1. La figura 11 muestra los resultados de la modelación de la propagación de flujos, ajustando el umbral entre celdas susceptibles y no susceptibles en una probabilidad de 0.07. Con estos resultados, se intentó realizar el reconocimiento visual de los flujos de ladera que alcanzan a llegar a las corrientes. Sin embargo, no fue sencillo realizar el reconocimiento, por la gran cantidad de flujos individuales propagados que finalmente convergen, así que finalmente se optó por asumir que todo el volumen de suelo inestable llega a las corrientes. Aun así, estos resultados son útiles para conocer las zonas expuestas directamente a la ocurrencia de flujos de ladera, y para determinar la posible movilidad de flujos, que en otros casos pueden no llegar a las corrientes.

Enrutamiento de inundaciones

Para construir el hidrograma correspondiente a la tormenta en la cuenca, en primer lugar, se calcularon los índices morfométricos de La Arenosa y su Número de Curva, de acuerdo a las coberturas que predominan en la zona, mayormente cultivos, pastos y bosques. El cuadro 3 muestra los resultados de los parámetros morfométricos y Numero de Curva, que a su vez fueron utilizados para calcular el tiempo de concentración y de rezago, que se muestran en el cuadro 4. Una vez se establecen estos valores, se determina el hidrograma líquido correspondiente a la precipitación del evento.

Al hidrograma construido con el modelo lluvia-escorrentía se le añade el volumen de sedimentos. Este volumen fue cal-

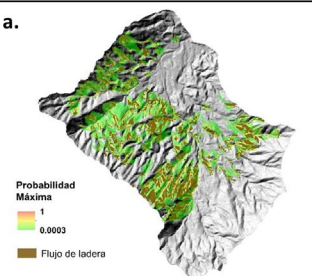
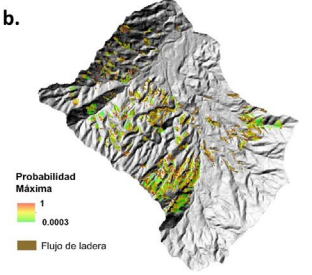
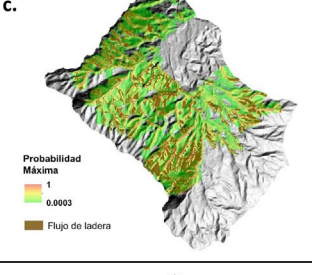
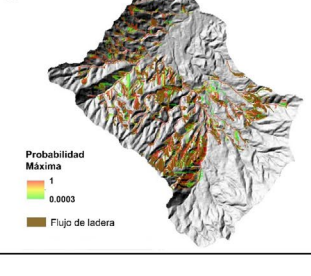
Resultados	Parámetros de algoritmos	AUC
<p>a.</p> 	<p>dh= 0.5 m (Bajo) Exp=0.1 (Bajo) Md=10 (Bajo) μ =0.12 (Medio)</p>	0.867
<p>b.</p> 	<p>dh= 0.5 m (Bajo) Exp=0.1 (Bajo) Md=10 (Bajo) μ =0.5 (Alto)</p>	0.739
<p>c.</p> 	<p>dh= 30 m (Medio) Exp=0.1 (Bajo) Md=350 (Medio) μ =0.13 (Medio)</p>	0.839
<p>d.</p> 	<p>dh= 30 m (Medio) Exp=50 (Alto) Md=350 (Medio) μ =0.13 (Medio)</p>	0.783

Figura 8. Variación en los resultados de acuerdo a los valores de las ecuaciones de propagación y energía de flujos. Los mejores resultados (a) están resaltados en negrita.

culado para cada hora usando los resultados de estabilidad del modelo TRIGRS en cada hora y el mapa de profundidad de suelo. La figura 12a. muestra la evolución de la precipitación y el flujo líquido y el sólido durante el evento. El pico de la tormenta se produce aproximadamente dos horas después de su inicio, con intensidades máximas de 90 mm/h. Ya que el tiempo de concentración es de una hora, el pico en el caudal líquido se da después de este tiempo, con caudales pico de hasta 218 m³/s. A su vez, la estabilidad de laderas responde más tardíamente a la precipitación, ya que la mayoría de los sedimentos fallan aproximadamente dos horas después del comienzo de la tormenta, debido probablemente al tiempo

Cuadro 3. Parámetros morfométricos y Numero de Curva de cuenca La Arenosa

Area de la cuenca	9.95 Km ²
Longitud del drenaje principal	4.3 Km
Diferencial de alturas	870 m
Pendiente de drenaje principal	35°
Numero de curva	78.9

necesario para que el suelo alcance el nivel de saturación necesario para la falla.

Finalmente, el hidrograma total fue construido añadiendo los volúmenes de sólidos y líquidos, y se muestra en la figura 12b, donde también se muestra la concentración de sólidos del flujo. La concentración alcanza el 30% al comienzo de la tormenta, cuando el caudal líquido aún no responde a la precipitación. En el pico máximo de la tormenta, la concentración de sedimentos es muy baja (alrededor del 2%), pero vuelve a subir a valores significativos (15%) en las horas finales de la tormenta, cuando los caudales son menores, pero con más carga de sólidos. Estos aumentos en la concentración de sólidos pueden determinar el poder destructivo del evento, así como generar bloqueos en el canal, que al romperse generan nuevos pulsos torrenciales. Sin embargo, es importante tener en cuenta que estos efectos no son percibidos por el modelo de inundaciones, ya que este evalúa el movimiento de agua únicamente. De acuerdo con el hidrograma modelado, 89,400 m³ de sedimentos cayeron sobre los arroyos durante el evento en 8 horas. Estas observaciones no concuerdan

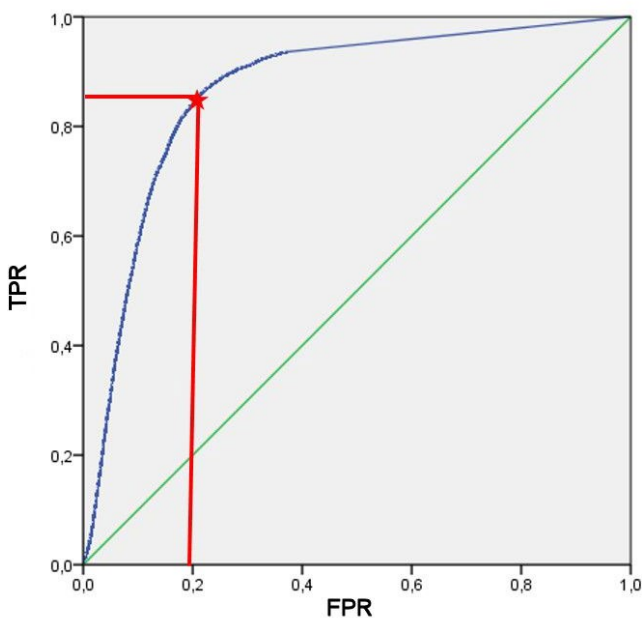


Figura 9. Curva ROC con diferentes valores umbrales para determinar las zonas susceptibles a flujos de ladera en base a su probabilidad

Cuadro 4. Resultados del tiempo de concentración y de rezago según metodologías.

Metodología	Tiempo de Concentración (Min)
(Témez 1991)	66.9
(Kirpich 1940)	18.4
California Culvert Practice	22.8
Passini	38.3
Giandotti	36.8
(Clark 1945)	107.1
Promedio	58
Tiempo de rezago	32.4

con la aproximación realizada por Mejía y Velásquez (1991), quienes calcularon un volumen de 1500000 m³ sedimentos provenientes de deslizamientos. Esta gran diferencia en las aproximaciones del volumen de los sedimentos se puede deber a una subestimación de la profundidad de suelo en nuestro caso, o a una sobreestimación de los volúmenes por parte de los autores, dado que la distribución y enrutamiento de los movimientos en masa que hemos modelado concuerdan con los ocurridos.

Finalmente, el hidrograma fue utilizado como entrada para la el enrutamiento de la inundación en el software IBER. El punto inicial de la inundación fue determinado como el ápice de la cuenca, y se modeló su recorrido aguas abajo a través del río San Carlos. La figura 13 muestra los resultados de la

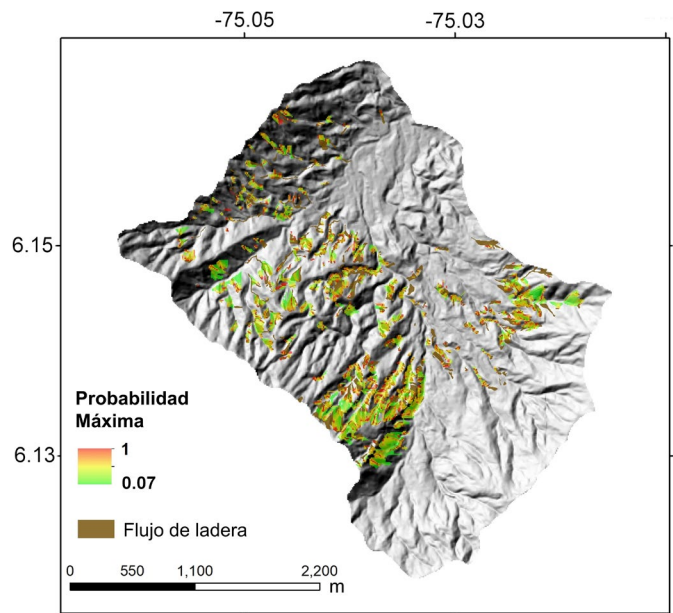


Figura 10. Resultados de la modelación de las áreas fuentes del evento torrencial de 1990 para la calibración

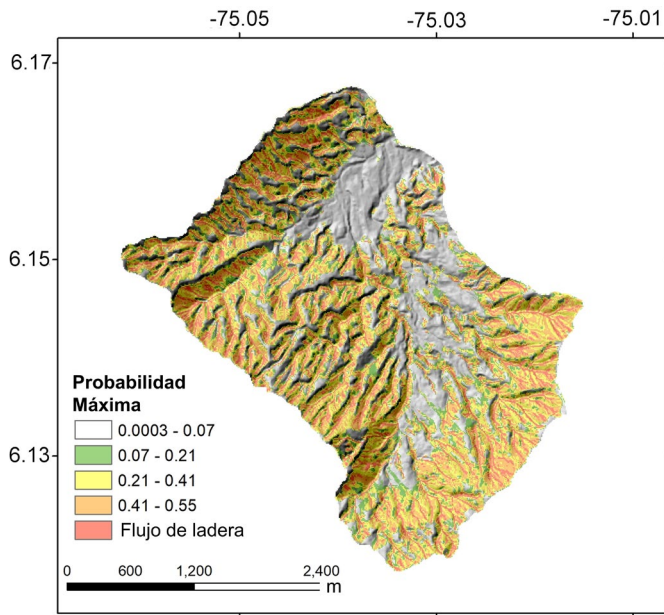


Figura 11. Resultado de la modelación de las áreas fuentes resultantes del modelo de estabilidad de laderas

trayectoria de la inundación modelada y la extensión real de la inundación en el evento. Los resultados tienen una TPR del 68.9% y una FPR del 1.8%.

DISCUSIÓN

Al evaluar el desempeño de los modelos individuales con respecto al inventario de la avenida torrencial de la cuenca La Arenosa en 1990, la estabilidad de laderas tuvo un TPR de 0.7 y una FPR de 0.4, la propagación de flujos tuvo un TPR de 0.94 y un FPR de 0.37, y el modelo de inundaciones un TPR de 0.69 y un FPR de 0.01.

El modelo de estabilidad de laderas fue el primero en ser aplicado, y los parámetros clave para su calibración son las condiciones de saturación del suelo antes de la tormenta, y

el espesor de suelo. Estos parámetros son difíciles de determinar para zonas con información escasa o sin registros de eventos de este tipo para realizar una calibración. En nuestro caso, si bien los resultados de la ubicación de zonas inestables tuvieron relativamente buenos resultados, la estimación de volumen de sedimentos provenientes de deslizamientos del evento difieren de las estimaciones de otras fuentes por más de un orden de magnitud. Aunque no es posible definir qué fuente se aproxima más a los valores reales, la concentración de sedimentos del fluido modelado en nuestro caso es muy bajo, estando en el rango entre 5 y 15%. Estos valores difieren a las descripciones de Aristizábal et al. (2020), que mencionan que avenidas torrenciales de tipo flujos de escombros canalizados, como el de la cuenca de La Arenosa, tienen concentraciones de sedimentos mayores al 70%. La baja cantidad de sedimentos resultante de la modelación es probablemente debido a la subestimación de la profundidad del suelo, que en la zona de estudio se definió de máximo 2.7 metros, pero que podría ser de hasta 30 metros, según los patrones de meteorización de la unidad geológica del Batolito Antioqueño. Otro factor que podría ser responsable de la subestimación del volumen de sedimentos es que, según Hermelin et al. (1992), el evento causó un gran ensanchamiento y profundización de las orillas del río como se muestra en la figura 2, movilizándolo un gran volumen de sedimentos que no fue contabilizado en el modelo. Una segunda calibración podría llevarse a cabo para aumentar la profundidad del suelo, y revisar la influencia de este volumen en la modelación de la inundación final y su concentración de sedimentos.

Con respecto a la modelación del enrutamiento de los flujos de ladera, fue difícil conectar con este modelo los deslizamientos y las inundaciones. La determinación visual de los flujos que llegan a las corrientes se dificultó por la gran cantidad de desgarres individuales que terminan conectándose. Si se deseara llegar a un mayor detalle, se podrían utilizar otros modelos con base física que estimen parámetros como

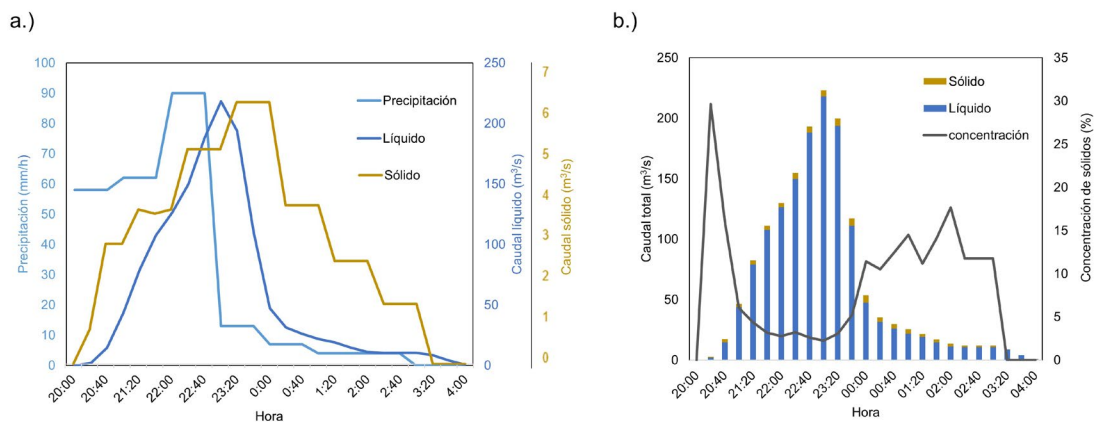


Figura 12. a) Gráficos de precipitación y caudales sólidos y líquidos a través de la tormenta. b) Hidrograma final y concentración de sedimentos

volumen y velocidad. Para el caso de La Arenosa, el mapa de susceptibilidad por propagación de flujos de ladera muestra las zonas directamente expuestas ante el fenómeno, pero sus resultados no fueron incluidos dentro de la modelación de la inundación, donde se incluyeron la totalidad de sedimentos inestables. En todo caso, estos resultados son importantes para determinar infraestructura o viviendas expuestas ante la ocurrencia de un flujo de ladera. Para otras zonas de estudio, con pendientes más largas o menos conectadas, el modelo Flow-R puede dar idea sobre los flujos que podrían llegar a las corrientes.

Finalmente, la extensión de la inundación del río San Carlos fue subestimada por el modelo con respecto al evento real. Estos resultados son esperados, ya que, al no tener en cuenta el volumen de sedimentos que fueron transportados por la corriente el día del evento, el modelo estimó caudales más bajos. Además de este, otros factores que pueden influenciar en la subestimación de la extensión de la inundación incluye que no se tuvieron en cuenta otros drenajes tributarios menores del Río San Carlos, aparte de la cuenca de la Arenosa, ni los deslizamientos provenientes de la zona exterior al área de calibración (Fig. 3). Además, dado que las interacciones entre la fase líquida y sólida no son tenidas en cuenta dentro del modelo de inundaciones, no se consideran

factores como cambios en la rugosidad del canal debido a la deposición de material, o bloqueos localizados. Finalmente se puede considerar también las incertidumbres asociadas a los registros de precipitación, ya que el pluviómetro del que se obtuvo el registro está localizado en la parte baja de la cuenca, donde el episodio de lluvia pudo no haber sido tan intenso como en su parte alta.

A pesar de las limitaciones de la metodología, es importante destacar sus puntos fuertes. El mayor reto de la modelación de los eventos multi-amenaza es la cadena de eventos que los genera, cuyos cambios individuales pueden desencadenar resultados muy diversos. Dado que cada subproceso de los eventos multi-amenaza tiene diferentes incertidumbres, modelar eventos concatenados representa propagar las incertidumbres, haciendo a los modelos difíciles de interpretar al final. El uso de modelos multi-amenaza integrados no permiten que haya trazabilidad entre la influencia de ciertos parámetros dentro del resultado general. La gran ventaja de poder realizar este análisis por partes es que el usuario tiene un mayor control sobre las variables que inciden en sus resultados. Con esto no se quiere desmeritar la utilidad de los modelos integrados, pero dado que estos requieren gran cantidad de información y ofrecen menos control, deben ser utilizados en zonas con abundante información.

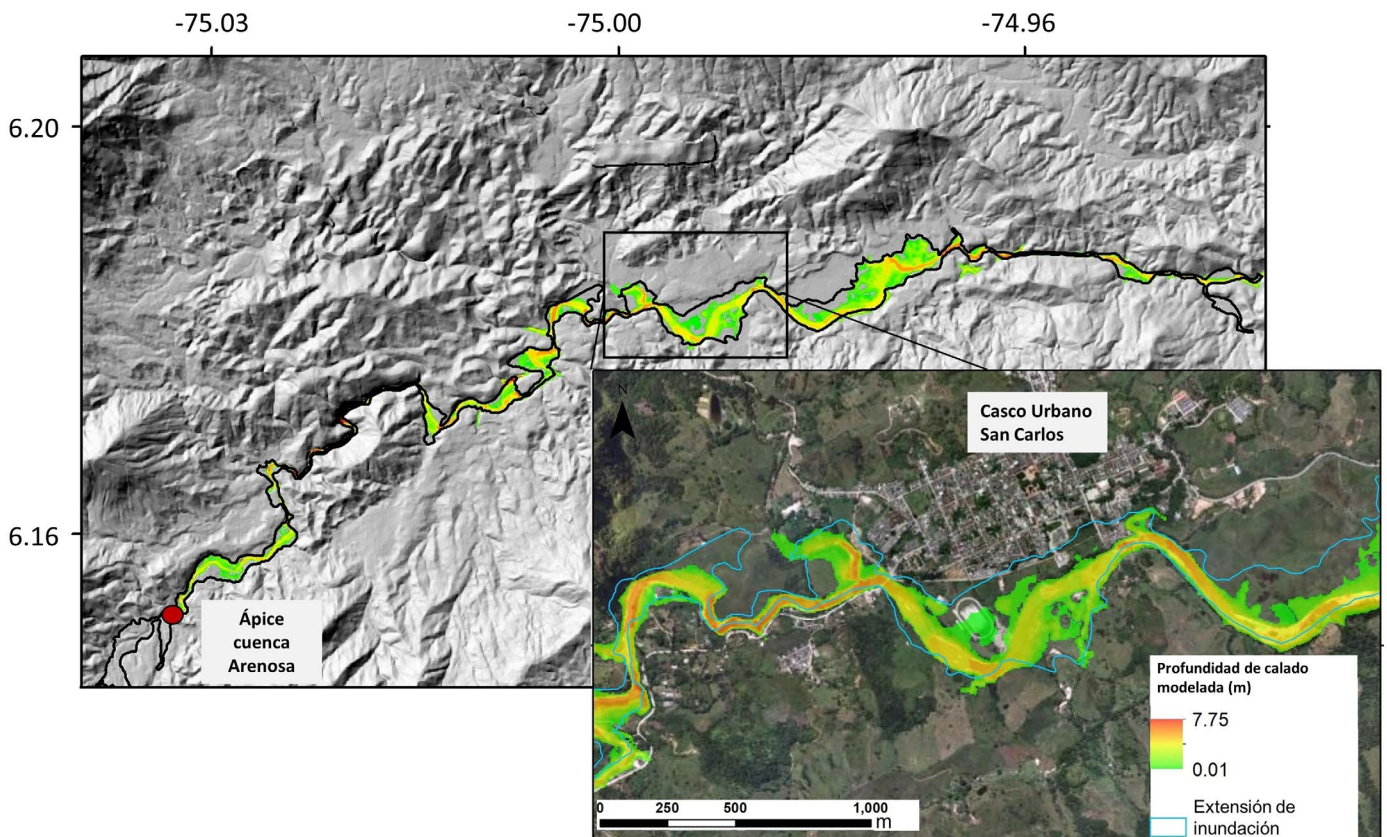


Figura 13. Extensión de la inundación modelada, y la del evento torrencial de la cuenca La Arenosa.

Un enfoque que también podría resultar útil para modelar este tipo de eventos es el análisis probabilístico. Las avenidas torrenciales son definidas por Hermelín (2005), como eventos convulsivos, donde cantidades significativas de energía son liberadas en un periodo de tiempo muy corto, resultado de procesos concatenados. Estos eventos responden a dinámicas cortas y repentinas, como la ocurrencia de bloqueos de canales, obstrucciones por material vegetal o sedimentos, caída de sedimentos en los drenajes o desviación de la corriente por intervenciones humanas. La ocurrencia o no de ciertos procesos en un evento concatenado determina el resultado de un evento desastroso. Con un enfoque probabilístico de cada subproceso, se podría abarcar un espectro amplio entre las posibles interrelaciones y escenarios de riesgo o susceptibilidad. Este tipo de enfoques probabilísticos también podrían aplicarse a la modelación de diferentes subprocesos de forma consecutiva.

CONCLUSIONES

El uso de modelos de estabilidad de laderas y propagación de flujos de escombros e inundaciones proporciona una herramienta útil para el análisis de susceptibilidad por avenida torrencial. En particular, resulta crucial para las estrategias de mitigación del riesgo en lugares como Colombia, donde los eventos multi-amenaza representan un peligro muy alto sobre las poblaciones ubicadas en las zonas bajas de los torrentes de montaña. En este estudio, se propone una metodología que combina modelos empíricos y de base física para llegar a entender la susceptibilidad por avenida torrencial dentro de una cuenca. Esta metodología utiliza un modelo de estabilidad de laderas para hallar zonas potencialmente inestables, que son utilizados como entrada para modelos de propagación de flujos de ladera. El volumen de sedimentos que llega a los cauces es añadido al caudal líquido para modelar el evento final de inundación.

La aplicación de la metodología en un evento bien estudiado en Colombia dio buenos resultados, aunque con algunas imprecisiones, principalmente asociadas al volumen de sedimentos de los flujos provenientes de los deslizamientos y de la erosión de las vertientes. Aun con estas limitaciones, la metodología propuesta es una muy buena alternativa de conocimiento de la susceptibilidad y amenaza en zonas con información escasa, o susceptibles a eventos multi-amenaza de diferentes condiciones. Su fortaleza reside en su gran flexibilidad y posible adaptación a otros lugares y el posible uso de diversos modelos de base física, además del gran control que permite por parte del usuario sobre las variables de ca-

libración y el entendimiento de la influencia de estas en los resultados finales del evento.

REFERENCIAS

- Alcrudo, F. 2004. Mathematical modelling techniques for flood propagation in urban areas. Project report: IMPACT Project.
- Aristizábal, E., Arango-Carmona, M.I. y López, I.K.G. 2020. Definición y clasificación de las avenidas torrenciales and su impacto en los Andes Colombianos. Cuadernos de Geografía: Revista Colombiana de Geografía 29(1): 242-258.
- Aristizábal, E., Vélez, J.I., Martínez, H.E y Jaboyedoff, M. 2016. SHIA_Landslide: A Distributed Conceptual and Physically Based Model to Forecast the Temporal and Spatial Occurrence of Shallow Landslides Triggered by Rainfall in Tropical and Mountainous Basins. Landslides 13(3): 497-517.
- Baum, R.L., Savage, W.Z. y Godt, J. 2008. U.S. Department of the Interior U.S. Geological Survey TRIGRS—A Fortran Program for Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability Analysis, Version 2.0.
- Van Beek, L.P.H. 2002. Assessment of the Influence of Changes in Land Use and Climate on Landslide Activity in a Mediterranean Environment. Utrecht
- Bladé, E., Cea, L., Corestein, G., Escolano, E., Puertas, J., Vázquez-Cendón, E., Dolz, J. y Coll, A. 2014. Iber: Herramienta de Simulación Numérica Del Flujo En Ríos."Revista Internacional de Metodos Numericos para Calculo and Diseno en Ingenieria 30(1): 1-10.
- Ruiz Villanueva, V., Bladé Castellet, E., Díez-Herrero, A., Bodoque, J. M. y Sánchez-Juny, M. 2013. "Two-Dimensional Modelling of Large Wood Transport during Flash Floods. Earth Surface Processes and Landforms 39(4): 438-49.
- Van den Bout, B., Lombardo, L., Van Westen, C. y Jetten, V.G. 2018. Integration of Two-Phase Solid Fluid Equations in a Catchment Model for Flashfloods, Debris Flows and Shallow Slope Failures. Environmental Modelling and Software 105: 1-16.
- Bruner, G.W. 2010. HEC-RAS River Analysis System: Hydraulic Reference Manual. Davis, CA.
- 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(5): 1-15.
- Christen, M., Kowalski, J. y Bartelt, P. 2010. RAMMS: Numerical Simulation of Dense Snow Avalanches in Three-Dimensional Terrain. Cold Regions Science and Technology 63(1-2): 1-14.
- Church, M., and Jakob, M. 2020. What is a debris flood? Water Resources Research 56: e2020WR027144.
- Clark, C.O. 1945. Storage and the Unit Hydrograph. Transactions of the American Society of Civil Engineers 110(1): 1419-1446.
- Dietrich, W.E. y Montgomery, D.R. 1998. SHALSTAB: A Digital Terrain Model for Mapping Shallow Landslide Potential. NCASI (National

- Council of the Paper Industry for Air and Stream Improvement) Technical Report 1998.
- Fan, L., Lehmann, P., McArdeell, B. y Or, D. 2017. Linking Rainfall-Induced Landslides with Debris Flows Runout Patterns towards Catchment Scale Hazard Assessment. *Geomorphology* 280: 1-15.
- Fawcett, T. 2006. An Introduction to ROC Analysis. *Pattern Recognition Letters* 27(8): 861-74.
- Gardner, W. R. 1958. Some Steady-State Solutions of the Unsaturated Moisture Flow Equation with Application to Evaporation from a Water Table. *Soil Science* 85(4): 228-32.
- Giannecchini, R., Galanti, Y., Avanzi, G. D. A. y Barsanti, M. 2016. Probabilistic Rainfall Thresholds for Triggering Debris Flows in a Human-modified Landscape *Geomorphology* 257: 94-107.
- Gomez, J. et al. 2007. Geological Map of Colombia. Bogotá. https://www2.sgc.gov.co/ProgramasDeInvestigacion/Geociencias/Documents/Descargables/Gomez-et-al-2007_GMC_PDF.pdf (August 9, 2017).
- González, J.L., Chavez, O.A. y Hermelin, M. 2005. Aspectos Geomorfológicos de La Avenida Torrencial Del 31 de Enero de 1994 En La Cuenca Del Río Fraile and Sus Fenómenos Asociados. *Desastres de Origen Natural En Colombia 1979-2004*: 135.
- Heim, A. 1882. "Der Bergsturz von Elm." *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 34: 74-115.
- Hermelin, M. 2005. *Desastres de Origen Natural En Colombia, 1979-2004*. Medellín
- Hermelin, M., Curvelo, C.A. y Osorio, V.L. 1992. Fenómenos Asociados Al Aguacero Del 27 de Junio de 1992 En La Cuenca Del Río San Francisco. *Memorias II Conferencia Colombiana de Geología Ambiental II*: 147-76.
- Hermelin, M., Mejia, O. y Velasquez, R.E. 1992. Erosional and Depositional Features Produced by a Convulsive Event, San Carlos, Colombia, September 21, 1990. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* 45(1): 89-95.
- Holmgren, P. 1994. Multiple Flow Direction Algorithms for Runoff Modelling in Grid Based Elevation Models: An Empirical Evaluation. *Hydrological processes* 8(4): 327-34.
- Horton, P., Jaboyedoff, M., Rudaz, B. y Zimmermann, M. 2013. Flow-R, a Model for Susceptibility Mapping of Debris Flows and Other Gravitational Hazards at a Regional Scale. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 13(4): 869-85.
- Hsu, K.J. 1975. Catastrophic Debris Streams (Sturzstroms) Generated by Rockfalls. *Geological Society of America Bulletin* 86(1): 129-40.
- Hungry, O., Leroueil, S. y Picarelli, L. 2014. The Varnes Classification of Landslide Types, an Update. *Landslides* 11(2): 167-94.
- IGAC – Instituto Geográfico Agustín Codazzi. 2007. *Estudio General de Suelos and Zonificación de Tierras Del Departamento de Antioquia*. Bogotá: 207.
- INTEGRAL, S A. 1990. *Informe Sobre Daños En La Central de Calderas Por La Avalancha Ocurred En I Quebrada LA Arenosa El 21 de Septiembre de 1990 and Su Reparación*. Reporte Interconexión Eléctrica SA ISA: 45.
- Iverson, R. M. 2000. *Landslide Triggering by Rain Infiltration*. Water Resources Research.
- Kellogg, J. N., Vega, V. y Stailings, T. C. 1995. Tectonic Development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: Constraints from Global Positioning System Geodetic Studies and Gravity. *Special Papers-Geological Society of America* 75-75.
- Kirpich, Z. P. 1940. Time of Concentration of Small Agricultural Watersheds. *Civil Engineering*, 10(6): 362.
- Marin, R. J., García, E. F. y Aristizábal, E. 2021. Assessing the Effectiveness of TRIGRS for Predicting Unstable Areas in a Tropical Mountain Basin (Colombian Andes). *Geotechnical and Geological Engineering* 39(3): 2329-2346.
- Mejía, R. y Velásquez, M. E. 1991. *Procesos y Depósitos Asociados Al Aguacero de Septiembre 21 de 1990 En El Área de San Carlos (Antioquia)*, undergraduate thesis. Universidad Nacional de Colombia, Medellín.
- Mergili, M., Fischer, J. T., Krenn, J. y Pudasaini, S. P. 2017. R.Avaflow v1, an Advanced Open-Source Computational Framework for the Propagation and Interaction of Two-Phase Mass Flows. *Geoscientific Model Development* 10(2): 553-69.
- Nkwunonwo, U. C., Whitworth, M. y Baily, B. 2020. A Review of the Current Status of Flood Modelling for Urban Flood Risk Management in the Developing Countries. *Scientific African*, 7.
- O'Brien, J. S., Julien, P. Y. y Fullerton, W.T. 1993. Two-Dimensional Water Flood and Mudflow Simulation. *Journal of Hydraulic Engineering* 119(2): 244-61.
- O'Brien, J.S. y Julien, P.Y. 1985. Physical Properties and Mechanics of Hyperconcentrated Sediment Flows. *Proc. ASCE HD Delineation of landslides, flash flood and debris flow Hazards*.
- Perla, R., Cheng, T.T. y McClung, D.M. 1980. A Two-Parameter Model of Snow-Avalanche Motion. *Journal of Glaciology* 26(94): 197-207.
- Poveda, G., Vélez, J. I., Mesa, O. J. y Cuartas, A. 2007. Linking Long-Term Water Balances and Statistical Scaling to Estimate River Flows along the Drainage Network of Colombia. *Journal of Hydrologic Engineering* 12(1): 4-13.
- Quan, B. 2012. *Dynamic Numerical Run-out Modeling for Quantitative Landslide Risk Assessment*. University of Twente, ITC.
- De Roo, A.P.J. y Jetten, V.C. 1999. Calibrating and Validating the LISEM Model for Two Data Sets from the Netherlands and South Africa. *Catena* 37: 477-93.
- Sidle, R.C. y Ochiai, H. 2016. *Landslides: processes, prediction, and land use*. Water Resources Monogram 18, American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Stancanelli, L.M., Peres, D.J., Cancelliere, A. y Foti, E. 2017. A Combined Triggering-Propagation Modeling Approach for the Assessment of Rainfall Induced Debris Flow Susceptibility. *Journal of Hydrology* 550: 130-43.
- Taboada, A., Rivera, L.A., Fuenzalida, A., and Cisternas, A. 2000. Geod-

- ynamics of the Northern Andes: Subductions and Intracontinental Deformation (Colombia). *Tectonics* 19(5): 787-813.
- Témez, J.R. 1991. Extended and Improved Rational Method. Version of the highways administration of Spain. In Proc. XXIV Congress (pp. 33-40).
- van Westen, C., van Asch, T. and Soeters, R. 2006. Landslide hazard and risk zonation—why is it still so difficult?. *Bulletin Engineering Geology Environment* 65: 167-184.



Physically-based models applied to rainfall thresholds for shallow landslides: literature review

Ricardo Jaramillo-González¹, Edier Aristizábal¹, Edwin García², and Roberto J. Marín³

¹Departamento de Geociencias y Medio Ambiente, Universidad Nacional de Colombia sede Medellín, Colombia

²Facultad de Ingeniería, Escuela Ambiental, Universidad de Antioquia-UdeA, Colombia

³Landslide Scientific Assessment (LandScient), Medellín, Colombia.

Email: rijaramillo@unal.edu.co

Editor: Sergio Sepulveda

Recibido: 17 de agosto de 2022

Aceptado: 15 de marzo de 2023

ABSTRACT

Landslides generate economic losses and human fatalities worldwide, especially in mountainous and tropical countries like Colombia. According to the Geohazards database, 10.438 landslides were registered in the Colombian Andes between 1921-2020, with almost 7.313 fatalities. The Colombian Andean region exhibits complex tropical hydrometeorological dynamics affected by different temporal and spatial scale climate processes. It comprises a diverse geological and geomorphological setting characterized by steep slopes and morphogenic conditions. It is represented by an active tectonic framework and high and deep tropical weathered soils from different parental materials predisposed to gravitational hillslope processes such as shallow landslides. Moreover, most of the Colombian population is established in the Andean region, occupying large hilly areas that need more planning control. This risk condition has encouraged the development of forecast models like rainfall thresholds and more complex and complementary tools like Early Warning Systems (EWS). This review is focused on the physically-based models used to define rainfall thresholds for shallow landslides or forecasting models in different regions of the world, considering different perspectives used to model the phenomenon: slope stability models, hydrological models, and coupled models (slope stability-hydrological). This paper opens the paradigm of the need that complex systems such as mountainous tropical catchments require to face the occurrence of shallow landslides under heavy storms associated with climate change and how physically-based models could be used to understand the distributed instability inside the catchments.

Keywords: rainfall threshold, shallow-landslides, catchments, morphometric parameters

RESUMEN

Definición de umbrales de lluvia para movimientos en masa superficiales a partir de modelos de base física: Revisión de la literatura. Los movimientos en masa generan pérdidas humanas y económicas alrededor del mundo, especialmente en países montañosos y tropicales como Colombia. De acuerdo con la base de datos Geohazards, entre 1921-2020 se registraron 10.438 en la región Andina colombiana causando al menos 7.313 muertes. La región Andina Colombiana exhibe una compleja dinámica hidrometeorológica siendo afectada por procesos climáticos de diferente escala espacial y temporal. La región Andina está compuesta por un sistema geológico y geomorfológico caracterizado por altas pendientes y condiciones morfogenéticas representadas por un marco tectónico activo y suelos profundos altamente meteorizados a partir de diferentes materiales parentales que predisponen la ocurrencia de fenómenos gravitacionales tales como movimientos en masa superficiales. Por otro lado, la mayor parte de la población colombiana se encuentra establecida en la región Andina ocupando amplias zonas de alta pendiente sin medidas de planeación adecuadas lo que ha presentado una condición de riesgo en los últimos años, llevando al desarrollo de modelos de pronóstico tales como, umbrales de lluvia y modelos más completos y complejos como los Sistemas de Alerta Temprana (SAT). Esta revisión está enfocada en los modelos de base física usados para definir umbrales de lluvia o modelos predictivos en diferentes regiones del mundo, teniendo en cuenta diferentes perspectivas usadas para modelar el fenómeno: análisis de estabilidad, modelos hidrológicos y modelos acoplados

(análisis de estabilidad-modelos hidrológicos). Este artículo abre el paradigma de la necesidad de entender los sistemas naturales complejos, como las cuencas tropicales montañosas que requieren enfrentar la ocurrencia de movimientos en masa superficiales bajo tormentas intensas asociadas al cambio climático y el rol de los modelos de base física para entender la distribución de la inestabilidad dentro de las cuencas.

Palabras clave: Debris Flow, slope stability, floodings, physically-based models, hazard.

INTRODUCTION

Landslides have taken thousands of lives worldwide in the last decades (Froude and Petley 2018). The UN Office for Disaster Risk Reduction (UNISDR) estimated that between 1998-2017 landslides affected 4.8 million people worldwide and caused more than 18000 fatalities. According to the Geohazards database (2020), between 1921-2020, 10438 landslides were recorded and caused almost 7313 deaths in Colombia. Some representative landslide disasters are Villatina in 1987, with 500 casualties (Flórez 2016), Paez in 1994, with 1110 fatalities (Martinez et al. 1995, Schuster et al. 1994), Gramalote event in 2010, which implied the evacuation of the entire town with 3000 people (SEG 2017) and Mocoa event in 2017 with almost 500 fatalities (Moreno-Murillo et al. 2019). Landslides are defined as physical phenomena that occur through a hillslope by the action of gravity (Pradhan et al. 2019). Hungr et al. (2013) describe a landslide as a rapid mass process that causes downslope movement of the mass of rock, debris, or soil induced by various external stimuli (Cruden 1989, Cruden and Varnes 1996).

Rainfall is the most common landslide-triggering factor (Sidle et al. 2019), with rainfall thresholds being the most used tool to forecast the possible occurrence of a landslide (Segoni et al. 2018). Endo (1969), Reichenbach et al. (1998), Godt (2004, 2006), and Guzzetti et al. (2007, 2008) defined rainfall thresholds as the rainfall conditions that, when reached or exceeded, increase the likelihood of triggering landslides. Those weather-induced landslides most often are shallow with typically translational slope failures a few meters thick of unlithified soil mantle or regolith that may occur wholly or partly in the unsaturated zone of hillslope environment (Caine 1980, Cruden and Varnes 1996, Sidle and Ochiai 2006, and Maquaire and Malet 2006).

Physically-based or empirical methods can define rainfall thresholds. Empirical thresholds can use rainfall gauge-based data and landslide historical inventories (Floris et al. 2012, Chen and Wang 2014, Segoni et al. 2014, Galanti et al. 2018, Harilal et al. 2019, Soto et al. 2019, Marra et al. 2019). Additionally, empirical thresholds apply heuristic or statistical techniques such as frequency analysis (Brunetti et al. 2010, Peruccacci et al. 2017), Bayesian statistics (Berti et al. 2012),

or conditional probability (Guzzetti et al. 2007). In most of them, the rainfall measurements are obtained for specific rainfall events and antecedent rainfall conditions (Segoni et al. 2018) in which rain gauge networks measure rainfall (Jaiswal and van Westen 2009, Floris et al. 2012, Huang et al. 2015). As a restriction, empirical rainfall thresholds provide the landslide occurrence timing but not a spatial distribution or location.

Conversely, physically-based rainfall thresholds consider the spatial distribution or location of the landslides (Peres and Cancelliere 2014, Salciarini et al. 2019) by approaches grounded on physical laws that consider the occurrence of landslides by calculating the static (Montrasio et al. 2018, Zieher et al. 2017) or distributed safety factor (Simoni et al. 2008, Aristizábal et al. 2016, Lizárraga and Buscamera 2018, Rossi et al. 2019). The safety factor is based on the dynamic relationship between the resistance forces of the soil and the driving associated with rain instability effects, considering the impact of rainfall coupling hydrological and geotechnical models (Boogard and Greco 2018). This dynamic nature of subsurface hydrology depends on the complex interactions among precipitation parameters, physical properties, and heterogeneity of soils, bedrock, local geomorphology, vegetation, and associated biomass (Sidle et al. 2019). These factors influence the timing of landslides precipitation influence and antecedent soil moisture (Sidle and Boogaard 2016, Mirus et al. 2018, Bezak et al. 2021), the mass type and failure mode (Weng et al. 2018), providing a broad understanding of the physical behavior of the rainfall along the hillslope and associated infiltration processes leading to have a spatial and temporal distribution of the phenomenon (Baum et al. 2010, Montrasio and Valentino 2012, Salciarini et al. 2012, Alvioli et al. 2014, Raia et al. 2014, Alvioli et al. 2015, Wu et al. 2015, Hsu et al. 2018, Fusco et al. 2019, Marin et al. 2019, Park et al. 2019, Marin 2020). On the other side, by defining physically-based thresholds may be incorporated, rainfall information with high-coarse spatial-temporal resolution data as ground-based radar rainfall (SIATA 2018, Mirus et al. 2018, Postance et al. 2017) and satellite precipitation estimates such as Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) and the consolidate database from the satellite constellation GPM-IMERG (Robbins 2016, Leonarduzzi et al. 2017, Matthew et al. 2019). Additionally, gauge-based rainfall measurements such as IDF

curves define the empirical relationship between rainfall intensity, duration, and frequency data (Eagleson 1970, Veneziano et al. 2007, Emmanouil et al. 2020) provides data that allows setting up different return periods (e.g., IDEAM, NOAA).

Different reviews have been developed about rainfall thresholds for landslides around the world (Wieczorek and Guzzetti 1999, Zêzere et al. 2016, Ramos-Cañón et al. 2015, Segoni et al. 2018, Gariano et al. 2020, Singh et al. 2021, Maturidi et al. 2022). This review explores the different grounded physically-based methodologies used for defining rainfall thresholds for shallow landslides in other regions and their application in the Colombian Andean tropical hillslopes and catchments.

CONSOLIDATED INFORMATION

This review will explore the different slope stability, hydrological, infiltration, and coupled (slope stability-hydrological) models and their components and parameters. To compile the main works where physically-based models are used to define rainfall thresholds or to assess rainfall-initiated shallow landslides, we consulted several databases such as Scopus (Science Direct), ASCE Library, and Springer Nature. The selected criteria are based on the year of publication (2005-2021) and their use, focusing on their mathematical structure and how they are applied to define rainfall thresholds or forecast shallow landslides along different hillslopes, catchments, or regional scales.

SLOPE STABILITY MODELS

Physically-based models are widely used to accurately represent geotechnical and hydrological processes involving a landslide occurrence. For example, geotechnical modeling considers the dynamic approach of limit equilibrium based on rigid block equilibrium analysis (Montgomery and Dietrich 1994), representing the effectiveness stresses through the hillslope, which results in the safety factor: a quantitative representation of the physical relationship between shear strength of the soil and shear stress required for equilibrium (Duncan et al. 2014). On the other hand, the hydrological processes involving the flow of water during storms through the hillslope are responsible for the decreasing safety factor because of the increasing soil pore water pressure and the loss of matric suction such as infiltration, vegetation impacts, and evapotranspiration consider as the principal shallow landslide triggers (Mirus et al. 2018).

Slope stability models allow the calculation of the safety factor. This physical-mathematical relationship involves understanding the pore-pressure limit-equilibrium behavior through a hillslope's soil affected by external dynamic or hydraulic stimulus until reaching the instability or critical point of failure (Mohr-Coulomb). Slope stability models have different and several dynamic considerations. Also, their parametric inputs vary from the quality of the model to the case of study in which the model is applied and the spatial distribution and geometry of the slopes that will be assumed to analyze. This review will explore slope stability models for landslide occurrence, including their saturated and unsaturated infiltration considerations. (Table 1)

Statical equilibrium and distributed slope stability models have been developed from the slides method that Fellenius (1936) applied. Those models extend Mohr's circle concept of limit-equilibrium to calculate the safety factor (Janbu 1954, Terzaghi and Peck 1967, Hovland 1977, Michalowski 2002) from a 1D (Taylor 1948), 2D (Bishop 1955), and 3D (Hungry 1987, Hungry et al. 1989) geometric perspective, considering as input the hydro-geotechnical parameters of the soil, and the effects of rainfall by a rise or fall of the water table that increases the pore pressure in the soil in saturated conditions as a trigger factor.

Models for shallow-landslides (Table 1, Eq. 1,2) consider an infinite slope with unlimited extent which has constant conditions and constant soil properties at any given distance below the surface of the slope and assumes all forces are normal or parallel to the slope (Taylor 1948, Graham 1984), while water infiltration and groundwater flow patterns are modeled based on one-dimensional infiltration by the transient rainfall influence represented by pressure head distribution (Iverson 2000) and the product between the soil thickness and water density respectively, representing the increasing pressure heads or a rising groundwater table (Zhang et al. 2016). Those models have been applied in statical software such as Infinite Slope 3.0 (Infinite Slopes Project 2020), PISA-m (Haneberg 2007) and extended to GIS application in the work of Escobar-Wolf et al. (2021); the infinite model is also developed to spatially distributed modeling in large areas (Zhang et al. 2016) by the Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability (TRIGRS) software (Baum et al. 2002, Weidner 2018), SINMAP (Pack et al. 1998) applied in the novel work of Lin et al. (2021) and Shallow Slope Stability Model (SHALSTAB) (Dietrich et al. 1993) used in mountainous Colombian Andes by Aristizabal et al. (2015), and Shallow Landslides Instability Prediction (SLIP) (Montrasio and Valentino 2008) used by Marin et al. (2021) in a Colombian Andean catchment. Another improvement of the

models mentioned is their capability to consider the capillarity pressure effects under unsaturated conditions over the water table (Casadei et al. 2003, Lee and Ho 2009) regarding the contribution of decreasing matric suction due to rainfall infiltration to the shear strength (Fredlund and Rahardjo 1993, Vanapalli and Fredlund 2000) (Table Eq. 4).

Circular two-dimensional slip surface stability models calculate the safety factor based on the circular arc method (Bishop 1960) and consider water pore-pressure distribution constant throughout the slope as the ratio between the pore-pressure at any point. The water bulk density times soil depth for a steady flow (Table 1 Eq. 3); the Bishop's physical concept is applied in commercial software such as SLIDE (Rocscience Inc.), SLOPE (GeoStru); GEO5 (Fine Spol S.R.O.); SLOPE/W (Seequent Limited Inc.), and others. The circular slope method proposed by Bishop is geometry extended in the work of Hungr (1987) from simple slides to three-dimension columns assumptions (Table 1 Eq. 5), having implications in the dynamic assumption of forces between the columns and performing the results of the safety factor (Hutchinson and Sarma 1985). The 3D capability of this model was implemented initially in the microcomputer program CLARA-3 (Hungr et al. 1989) and later by the free software Scoops3D (Reid et al. 2015) applied in the works of (Weidner et al. 2019, Sabrina et al. 2020 and Van den Bout et al. 2021).

Other slope stability models consider biological effects such as the root cohesion effect in the soil-root system along the slip surface (Table 1, Eq. 6). Morgan and Rickson (1995) stated positive and negative effects associated with vegetation on slope stability, the positive effects from a hydrological point of view are conceived from the increasing of interception and evapotranspiration reducing pore pressure and from a mechanical point of view state that roots reinforce soil and thereby increase strength. The negative effects are considered from a hydrological point of view as the increasing permeability, increased infiltration, and thereby increased pore pressure, and mechanical point of view as the increasing weight or surcharge and thereby increased load on the slope. The application of (Table 1, Eq. 6), where is considering the root reinforcement variability (Masi et al. 2021), is used in the probabilistic stability 3D model- Probabilistic Multidimensional shallow Landslide Analysis PRIMULA developed by Cislighi et al. (2017), another physically based model that considers the root reinforcement provided to the soil by vegetation is the High Resolution Slope Stability Simulator HIRESSS developed by Rossi et al. (2013) used in the work of Cuomo et al. (2020). However, these models are still in development and are submitted for further discussion. For better-detailed information, we recommended the review by Masi et al. (2021).

HYDROLOGICAL AND INFILTRATION MODELS

Hydrological modeling allows representation of the temporal and spatial distribution of water controlled by meteorological and topographic conditions: Rainfall and posterior infiltration and vertical flow through the hillslope and runoff processes. Infiltration is one of the essential landslide-triggering mechanisms, and it is controlled by the hydraulic conductivity characteristics of the soil (Cristiano et al. 2016). Under unsaturated soil conditions, the relationship between the matric suction and the volumetric water content (gravimetric water content or degree of saturation) is expressed by the soil water characteristic curve and permeability [SWCC] (van Genuchten 1980, Fredlund and Rahardjo 1993). This relationship predicts the volume change, shear strength, permeability, and heat conduction, allowing an understanding of the mechanical properties of unsaturated soils.

Several works have been developed modeling the water conductivity through soil considering saturated steady conditions based on Darcy's laws: Degree of saturation, preferential flow, and Anisotropy where the flux is considered constant to time (Gardner 1958, Hodnett and Tomasella 2002, Napolitano et al. 2016, Mirus et al. 2017, Thomas et al. 2018, Sousa et al. 2021, Wang and Cheng 2021). For transient conditions of infiltration, the flow is considered to change through time spatially and temporally due to changes in the hillslope (Lu and Godt 2013), providing a broad understanding of the infiltration in the hillslope related to transient rainfalls assuming saturated (Freeze and Cherry 1979) (Table 2, Eq. 4) or unsaturated flow (Richards 1931, Iverson 2000) (Table 2, Eq. 2) in isotropic and homogeneous media.

Modeling the flow of water implies understanding the antecedent soil moisture conditions and its changes related to the infiltration of water, which is why the importance of soil moisture conditions in initiating landslides. In the work of Zhao et al. (2019), a distributed hydrological model SHETRAN is applied, which determined a soil wetness threshold by the soil wetness index (SWI) (Chen et al., 2016) simulating soil moisture evolution in response to rainfall conditions at a grid scale. The work of Emadi-Tafti and Ataie-Ashtiani (2019) shows that while soil moisture is essential, vegetation impact also has a vital role in triggering shallow landslides. They use the hydrological model SSHV-2D, which considers the roots of the trees having, as a result in their simulations, an increase of the safety factor of a slope and the effect of stabilizing surface layers of the soil from the effects of the root. Those results could help to assess the impacts of human activities, such

Table 1. Slope stability models and parameters

Model	Equation	Saturated	Unsaturated
(1)	$FS = \frac{\tan \phi}{\tan \alpha} + \frac{c - \varphi(Z,t)\gamma_w \tan \phi}{\gamma_s Z \sin \alpha \cos \alpha}$		✓
(2)	$FS = \frac{c' + (\gamma - Z - \gamma_w Z_w) \cos^2 \beta \tan \phi}{\gamma Z \sin \beta \cos \beta}$		✓
(3)	$FS = [\cot \beta - r_u(\cot \beta + \tan \beta)] \tan \phi' + (\cot \beta + \tan \beta) \frac{c'}{\gamma Z}$ $r_u = \frac{u}{\gamma Z} *$	✓	
(4)	$FS = \frac{c'}{\gamma_t D \sin \alpha_s \cos \alpha_s} + \frac{\tan \phi'}{\tan \alpha_s} + \frac{(u_a - u_w) \tan \phi^b}{\gamma_t D \sin \alpha_s \cos \alpha_s}$		✓
(5)	$FS = \frac{\sum R_{i,j}(c_{i,j}A_{i,j} + (N_{i,j} - u_{i,j}A_{i,j}) \tan \phi_{i,j})}{\sum W_{i,j}[R_{i,j} \sin \alpha_{i,j} + k_{eq} e_{i,j}]} \frac{1}{m_{\alpha_{i,j}}}$	✓	
(6)	$FS = \frac{C_c + [m\gamma_s + (1 - m)\gamma_m - m\gamma_w]D \cos^2 \beta \tan \phi}{[m\gamma_s + (1 - m)\gamma_m]D \cos \beta \sin \beta}$	✓	

(1) Taylor, (1948) Where ϕ is the soil friction angle, c is the soil cohesion, γ_s is the soil unit weight, γ_w is the groundwater unit weight, $\varphi(Z,t)$ is the ground water pressure head, α the slope gradient, Z the vertical coordinate direction and t time. (2) Graham, (1984) where c^{\wedge} is the effective cohesion, Z is the water table, Z_w is water level at distance Z , γ is the soil unit weight, γ_w is the groundwater unit weight and β is the slope angle (3) Bishop and Morgenstern (1960): where r_u is the ratio between the pore pressure and the total vertical stress at the same depth, u pore pressure and γZ total vertical subsurface soil stress at depth Z . (4) Adapted from Zhang et al., (2016) Where c' is the effective cohesion of a saturated soil, ϕ' is the effective angle of internal friction, ϕ^b is the angle indicating the rate of increase in shear strength related to matric suction, $(u_a - u_w)$ is matric suction with u_a the pore air pressure and u_w pore-water pressure, γ_t total unit weight of the soil, α_s slope angles and D the depth of slip surface. (5) Adapted from Hungr et al., (1987) Where $R_{i,j}$ is the distance from the rotation axis to the geometric center of the potential sliding face of column, $c_{i,j}$ is the effective cohesion in column i,j , $A_{i,j}$ is the area of the trial surface, $W_{i,j}$ is the weight, $N_{i,j}$ is the normal force of column i,j , $e_{i,j}$ is the horizontal driving force moment arm, $\alpha_{i,j}$ is the apparent dip angle, k_{eq} is the horizontal pseudo-acceleration coefficient and $\phi_{i,j}$ is the effective internal friction angle and $m_{\alpha_{i,j}} = \cos \alpha_{i,j} + (\sin \alpha_{i,j} \tan \phi_{i,j}) / F_s$, more details of the model can be accessible in (Reid et al., 2015) (6) From Selby (1993) where C_c is total cohesion from both soil and roots, γ_s is the saturated unit weight of soil, γ_w is the unit weight of water, ϕ is internal angle of soil friction, β is the hillslope angle and m is the ratio of water depth to soil depth calculated as $m = h/D \cos \beta$, h is the subsurface flow height measured from orthogonal to the impermeable layer and D the soil thickness.

as intense erosion produced by deforestation and climate change effects associated with rainfalls with less frequency but higher intensity (Strauch et al. 2015). Other models that consider hydrological vegetation effects on slope stability are SHIA Landslide (Aristizábal et al. 2015); CHASM developed by Anderson and Lloyd (1991) and performed in the work of Wilkinson et al. (2002); SLIP4EX developed by (Greenwood 2006) and applied in work of (Danjon et al. 2008) and HYDROLISTHISIS (Anagnostopoulos et al. 2015).

Steady unsaturated conditions are used in the work of Yang et al. (2019), where the response of an expansive soil slope

to an artificial rainfall infiltration in the in situ is numerically simulated by using the SEEP/W (Geo-Slope International Ltd. 2007) and the SWCC to reproduce the hydraulic behavior and the water content variation respectively.

COUPLED MODELS: SLOPE STABILITY-HYDROLOGICAL

Combined hillslope hydrology and slope stability analysis provides integrated modeling of the influence of preferential

Table 2. Hydrological and Infiltration models

Model	Equation	Steady	Transient
(1)	$i = k_s \frac{z_f + s_f + H}{k_s} = \theta_s - \theta_i \frac{dz_f}{dt}$	✓	
(2)	$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot (D \nabla \theta) - \frac{dK}{d\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}$		✓
(3)	$f_i = \frac{1}{2} S_e t^{-1/2} + \frac{1}{2} (K_1 + K_0)$	✓	
(4)	$\frac{\partial h}{\partial t} = D \left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} \right)$		✓
(5)	$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_x(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D_y(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D_z(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K_z(\theta)}{\partial z}$		✓

(1) Green and Ampt (1912) where i is the infiltration rate (m/s), k_s is the saturated permeability coefficient (m/s), z_f is the wet front depth (m), s_f is the wet front matric suction (m), H is the accumulated water depth (m), θ_s is the saturated volumetric moisture content, θ_i is the initial volumetric moisture content. (2) Philip (1957, 1969) where, t is time, θ the volumetric water content, D the soil diffusivity, and K the hydraulic conductivity. (3) Eagleson (1978) where f_i is the infiltration rate, S_e is the infiltration, t time, K_1 is the hydraulic conductivity of soil at soil surface with water content θ and K_0 is the initial hydraulic conductivity. (4) Freeze and Cherry (1979) where D is the hydraulic diffusivity and $\partial h/\partial t$ is the variation of the pore-water pressure head in time t . (5) Richards (1931) where D is the water diffusivity for unsaturated soil, θ is the volumetric water content, K_z the hydraulic conductivity and t time.

flow in soil and the slope failure initiation associated with heavy rainfall, considered the main shallow landslides trigger in this work. Shao et al. (2016) applied a 1D Hydro-mechanical software HYDRUS-1D which integrated a dual-permeability model with an infinite slope stability approach (Table 1, Eq. 1,2) simulating the combined matrix flow and preferential flow as well as the complex subsurface flow processes. He et al. (2016) proposed the integrated model CRESLIDE applied in the work of Wang et al. (2020), predicting storm-triggered cascading flood and shallow landslides by coupling the distributed hydrological model CREST and the slope stability model SLIDE. The hydrological model CREST considers the antecedent soil moisture conditions and infiltration processes under various rainfall intensity and duration levels. In contrast, SLIDE considers the soil's spatially land cover data and mechanical parameters. Lu and Godt (2008) developed a closed-form equation to extend the infinite slope model for the evaluation of the safety factor under partially saturated conditions and to evaluate the trend of the safety factor to the changes in the soil hydrological parameters linked with rainfall infiltration (Bordoni et al. 2015). The SLIP model set up by Montrasio and Valentino (2008) considers some simplified hypotheses

on the water down-flow and defines a direct correlation between the safety factor of the slope and the rainfall depth. This model has been implemented in the works of (Montrasio et al. 2011, 2012, Marin et al. 2020a).

The TRIGRS software developed to model the time and distribution of rainfall-induced shallow landslides by Baum et al. (2002) coupled a Darcian infiltration model associated with analytic solutions of Richards Equations (Iverson 2000) with a 1D infinite slope stability analysis assuming failure planes parallel to the ground surface (Taylor 1948), representing the rainfall infiltration resulting from storms that can have a duration ranging from hours to days (Alvioli and Baum 2016). Unlike the previously mentioned models, the TRIGRS model couples the hydrologic model with the stability analysis to calculate the safety factor (Godt et al. 2012; Lu et al. 2012). In the works of Tran et al. and He et al. (2017, 2021), the capability of TRIGRS was extended by applying it in combination with the distributed and 3D slope stability software Scoops3D developed by Reid et al. (2015) and used in the works of Zhang and Wang, (2019), and Marin and Jaramillo-Gonzalez, (2021), which modeled rotational landslides. The combination of TRIGRS and Scoops3D resulted in a better assessment of

the physical phenomena by complementing the limitations of each one and forecasting different kinds of landslides, such as shallow landslides by TRIGRS and deep rotational landslides by Scoops3D. TRIGRS can be applied in large study areas, where a need for more information providing susceptibility maps allowing the knowledge of areas where detailed studies must carry on (Weidner et al. 2018, Ciurleo et al. 2018). TRIGRS has been applied in small tropical basins by Marin et al. (2020) and was used to determine rainfall intensity and duration (I-D) thresholds for shallow landslides; it also was used in tropical urban areas in the works of García-Aristizábal et al. (2018) and Marin et al. (2019). The information mentioned before showed the versatility that TRIGRS has to be applied in different physical conditions and targets and its capability to be applied on large scales.

COLOMBIAN CONTEXT AND DISTRIBUTED PHYSICALLY-BASED MODELS APPLICATION

The Colombian Andean region in Northwestern South America exhibits complex and variable hydro-meteorological dynamics with different temporal and spatial scales (Poveda 2004, Espinoza et al. 2020) and a diverse geological and geomorphological setting (Cediel and Shaw 2019). The Colombian Andean region is characterized by highlands with steep slopes associated with an active tectonic framework involving the interaction of different tectonic plates and the build-up of the orogenic systems (Ramos 2009), which have different structural behavior and differentiated geologic composition (Bayona et al. 2012, van de Lelij et al. 2016, Bustamante et al. 2017, León et al. 2018, van der Lelij et al. 2019). In addition, the tropical climate regime in Colombia (Stephens et al. 2018, Styamurty and Rosa 2019, Yepes et al. 2019) contribute to the development of deeply weathered soils. Consequently, the parental complex geologic and climate contexts are considered morphogenic conditions, which allow the predisposition to hillslope processes for landslides.

Besides, most of the Colombian population is established in the Andean region, where the principal cities are located, such as the capital district Bogotá with a population of 7674366 habitants, and Medellín city with an estimated 1999979 habitants (World Population Review 2023). In addition, the cities have a problem with land management due to the illegal occupation of steep zones at high risk for landslides, associated with internal and external migratory issues to the internal conflict in Colombia (UNHCR 2023).

This is why in recent years, the catastrophic events associ-

ated with landslides in Colombia (García-Delgado et al. 2022) have encouraged the development of early warning systems and forecast models that accurately represent natural hazards that affect all kinds of civil infrastructure (Cepeda and Murcia 1988, Godoy et al. 1997, Echeverry and Valencia 2004, SIATA 2007, Huggel et al. 2007, IDEAM 2008, Aristizábal et al. 2010, Dominguez et al. 2010, Corpogujaira 2011, Acosta 2013, Veljarano 2013, Calle and Lozano 2014, SIRE 2014, Jerez 2014, DAGRAN 2021).

In Colombia, several methodologies have been applied to face the abovementioned problems of social, climate, and natural geological hazards. For example, in recent years, the works of Aristizábal et al. (2015, 2016) used the distributed hydrological SHIA Landslide model applied on a catchment-wide scale in tropical and mountainous terrains at “La Arenosa” catchment located on the south-eastern side of the Central Andean in the municipality of San Carlos in the Antioquia, Colombia region. The importance of applying the model in this catchment is to simulate the rainstorm on 21 September 1990, associated with a high-intensity rainfall of 208 mm precipitation in 3h and triggered many landslides that affected the population and several infrastructures (Aristizábal et al. 2015). The results of the simulations were hazard maps of landslides giving a spatial distribution of the landslides that were compared with the occurred landslides (inventory) during the rainstorm event showing good accuracy with 55.3% of the total catchment area of the “La Arenosa” being potentially unstable under rainfall conditions, in this way 77% of the pixel were correctly predicted. However, the model erroneously classified 22% of pixels as stable (Aristizábal et al. 2016).

In García-Aristizábal et al. (2019), the model TRIGRS coupled with the FOSM probabilistic method (First Order Second Moment) is applied on a catchment-wide scale in an urban zone of the municipality of Envigado in Antioquia region, Colombia at the Central Andes. The geotechnical data were obtained from the territorial planning studies and the historical rainfall data from rain gauges in the municipality. The deterministic simulations in TRIGRS considered the return of periods of 10 and 100 years for the most critical event. The FOSM probabilistic method evaluated them by showing hazard maps results where the most critical zones are associated with the high slopes and Quaternary unconsolidated soil units, meaning a good response of TRIGRS to represent soil infiltration rates under steady and transient regimes associated with different intensity-duration storm events. In the same catchment, Marin and Velásquez (2020) developed a parametric analysis by assessing the influence of the hydraulic soil properties during different rainfall events simulations using TRIGRS to define rainfall thresholds. The results showed that the increased

saturated hydraulic conductivity did not produce a noticeable variation in the rainfall thresholds. Still, its range of applicability increases, and the starting point decreases (from larger to shorter durations). However, the rainfall threshold position had a more significant variation to the parameters of the soil water retention curve (Marin and Velásquez 2020), stating the model dependence on the soil hydraulic properties.

Marin et al. (2019, 2020a) implemented the TRIGRS in 93 distributed small-catchment scales in the Colombian Andes to show relationships between the morphometric parameters of the catchments with the rainfall threshold positions. The geotechnical data and morphometrics were obtained from planning management studies, and the rainfall data from rain gauges supported information to simulations under different intensities and durations. The results of this work show a unique response of each catchment to the same simulations even if they are closer, resulting in thresholds defined for specific catchments that cannot be extended to a different area. The catchment parameter most strongly affects the rainfall threshold position is the extent of terrain with slopes over 30° (Marin et al. 2020a).

In another work, Marin et al. (2021a, 2021b) developed a sensitivity analysis using the physically-based models TRIGRS, SLIP, and by Iverson (2000) in a scarce data catchment to wide-scale at “La Liboriana” catchment located in the Central Colombian Andes in the municipality of Salgar, Antioquia region, Colombia where on May 17, 2015, a channelized debris flow flooded the town. The spatial data for this work were obtained from ALOSPALSAR to get a digital elevation model of 12.5 m x 12.5 m; the geotechnical and hydraulic data were parameterized from the principal geologic units using literature methods (Hodnett and Tomasella 2002, Chowdury 2010) and the rainfall data from a rain gauge of IDEAM (Colombian National Weather Service) and a radar SIATA (<https://siata.gov.co>). The results of the simulations of each model were compared with the landslide inventory of May 18, 2015, using a ROC analysis. Thus, Marin et al. (2021a) stated that the SLIP model produces less critical results and is considerably less sensitive to low-intensity rainfalls in simulated conditions. Meanwhile, the Iverson and TRIGRS models decreased FS in the lower part of the catchment (low-intensity event) even though failures were not predicted ($FS \geq 1.0$), concluding that the models demonstrated a moderately good performance considering the uncertainties of the input data. On the other hand, other models have been applied considering the effects of vegetation and eco-hydrological models, such as in the works of Muñoz (2018), where a slope stability model is developed relating the safety factor to soil moisture and Muñoz et al. (2018) where the influence of hydraulic

parameters to the safety factor is assessed and validated by probabilistic approaches.

The application of the above-mentioned models and choosing them to assess the occurrence of shallow landslides in Colombia lies, from a hydrological point of view, in the capacity they have to model the steady and transient water infiltration patterns associated with the complex Andean climatic dynamics and from a geotechnical point of view in the broad parameters they can adopt to simulate the soil conditions in a diverse parental geological setting.

DISCUSSION AND CONCLUDING REMARKS

Colombia's location in northwestern south America and the confluence between the Pacific and Atlantic oceans allow the occurrence of different climate processes, such as the influence of the Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ), the three low-level jets, the low-pressure Amazon climate system, the convective topography processes, and various processes in both the Pacific and Atlantic oceans (Cerón et al. 2022) and the ENSO in both phases, warm (El Niño) and cold (La Niña) (Poveda et al. 2012, Carmona and Poveda 2014, Arias et al. 2015, Serna et al. 2018, Mesa et al. 2021). Furthermore, globally has been estimated that climate change has increased the intensity and frequency of heavy precipitation by about 7% per 1°C temperature increase (Seneviratne et al. 2021). Considering the complexity of Colombian precipitation patterns, the variation in space and time of rainfalls in Colombia due to climate change has been reflected in the occurrence of catastrophic events such as floodings (Sedano et al. 2013) and landslides (Sanchez and Aristizábal 2018, Aristizábal et al. 2022). This socio-environmental problem raises a challenge of understanding how the instability is distributed during heavy rainfall events within mountainous tropical catchments and how they respond to these effects.

Jaramillo-Gonzalez et al. (2021) propose an unpublished methodology that defines physically-based rainfall thresholds for shallow landslides simulating rainfall events with variable intensities and durations, using the coupled-distributed physically-based model TRIGRS in several catchments in the Colombian Andean region with diverse morphometric parameters and morphogenetic conditions. TRIGRS is selected to carry on the simulation for its capacity to model steady and transient water infiltration flows associated with heavy rainfall events with variable intensities and durations and its mathematical basis that allows the geotechnical parametrization of shallow-landslides (Table 1. Eq. 1; Table 2. Eq. 5). The goal

of this methodology is performing a statistical analysis by calculating the area under the probability density function (PDF) (Evans et al. 2000, Weisstein 2023) from the resulted histogram of the calculated distributed safety factor by TRIGRS in the catchments, allowing to pursue a unique/natural threshold or limit condition for shallow-landslides in each catchment according to the correlation between the morphometric parameters of the assessed catchments and the resulted area under the probability density function.

Finally, physically based models provide the timing and location of shallow landslides by using geotechnical, hydrological, and topographical information, accurately forecasting natural phenomena, and aiding the development of early warning systems. However, it is required detailed information and parameters that sometimes are not available for a specific site; this is why it is necessary to keep looking for methodologies that allow the understanding of how the safety factor varies in catchments with different morphometric parameters that would enable having different hydrological responses and to various rainfall events due to variable climate and geological conditions in Colombia.

REFERENCES

- Acosta, M. 2013. Sistemas de Alerta Temprana (S.A.T) para la Reducción del Riesgo de Inundaciones Súbitas y Fenómenos Atmosféricos en el Área Metropolitana de Barranquilla, Barranquilla, Colombia.
- Alvioli, M., Guzzetti, F., and Rossi, M. 2014. Scaling properties of rainfall-induced landslides predicted by a physically based model. *Geomorphology* 213: 38-47.
- Alvioli, M., Rossi, M., and Guzzetti, F. 2015. Slope stability scaling laws within physically based models and their modifications under varying triggering conditions (Conference Paper).
- Alvioli M., and Baum R.L. 2016. Parallelization of the TRIGRS model for rainfall-induced landslides using the message passing interface, *Environ Model Soft* 81: 122-135.
- Anagnostopoulos, G.G., Fatichini, S., and Burlando, P. 2015. An advanced process-based distributed model for the investigation of rainfall-induced landslides: The effect of process representation and boundary conditions, *Water Resources Research* 51(9): 7501-7523.
- Anderson, M., and Lloyd, D. 1991. Using a combined slope hydrology-stability model to develop cut slope design charts. *Proc. Inst. Civ. Eng. Part 2* (91): 705-718.
- Arias, P.A., Martínez, J.A., and Vieira, S.C. 2015. Moisture sources to the 2010-2012 anomalous wet season in northern South America. *Clim. Dyn.* 45: 2861-2884.
- Aristizábal, E., Gamboa, M., and Leoz, F.J. 2010. Sistema de alerta temprana por movimientos en masa inducidos por lluvia para el valle de aburrá, Colombia. *Revista EIA* 13: 155-169.
- Aristizábal, E., Vélez, J.I., Martínez, H.D., and Jaboyedoff, M. 2015. SHIA Landslide: a distributed conceptual and physically based model to forecast the temporal and spatial occurrence of shallow landslides triggered by rainfall in tropical and mountainous basins. *Landslides* 13: 497-517.
- Aristizabal E., Garcia E., and Martinez C. 2015. Susceptibility assessment of shallow landslides triggered by rainfall in tropical basins and mountainous terrains. *Nat Hazards* 78: 621-634.
- Aristizábal, E., Vélez, J.I., and Martínez, H.E. 2016. A comparison of linear and nonlinear model performance of SHIA Landslide: A forecasting model for rainfall-induced landslides. *Revista Facultad de Ingeniería Universidad de Antioquia* 80: 74-88.
- Aristizábal, E., García, E.F., Marín, R.J., Gómez, F., and Guzmán-Martínez, J. 2022. Rainfall-intensity effect on landslide hazard assessment due to climate change in north-western Colombian Andes. *Rev. Fac. Ing. Univ. Antioquia* 2022: 51-66.
- Baum, R.L., Savage, W.Z., and Godt, J.W., 2002. TRIGRS-A Fortran program for transient rainfall infiltration and grid-based regional slope-stability analysis. En U.S. Geological Survey Open-File Report 02-0424.
- Baum, R.L., Godt, J.W., and Savage, W.Z. 2010. Estimating the timing and location of shallow rainfall-induced landslides using a model for transient unsaturated infiltration. *Journal of Geophysical Research* 115: 1-26.
- Bayona, G., Cardona, A., Jaramillo, C., Mora, A., Montes, C., Valencia, V., Ayala, C., Montenegro, O., and Ibañez-Mejía, M. 2012. Early Paleogene magmatism in the northern Andes: Insights on the effects of Oceanic Plateau-continent convergence. *Earth and Planetary Science Letter* 331-332: 97-11.
- Bishop, A.W. 1955. The use of slip circles in the stability analysis of slopes. *Geotechnique* 5: 7-17.
- Boogard, T., and Greco, R. 2018. Invited perspectives: Hydrological perspectives on precipitation intensity-duration thresholds for landslide initiation: proposing hydro-meteorological thresholds. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 18: 31-39.
- Bordoni, M., Meisina, C., Valentino, R., Lu, N., Bittelli, M., and Chersich, S. 2015. Hydrological factors affecting rainfall-induced shallow landslides: From the field monitoring to a simplified slope stability analysis, *Engineering Geology* 193: 19-37.
- Berti, M., Martina, M.L.V., Franceschini, S., Pignone, S., Simoni, A., and Pizziolo, M. 2012. Probabilistic rainfall thresholds for landslide occurrence using a Bayesian approach. *J. Geophys. Res.* 117: F04006.
- Bezák, N., Jemec Auflič, M., and Mikoš, M. 2021. Reanalysis of Soil Moisture Used for Rainfall Thresholds for Rainfall-Induced Landslides: The Italian Case Study. *Water* 13(14): 1977.
- Brunetti M.T., Peruccacci, S., Rossi, M., Luciani, S., Valigi, D., and Guzzetti, F. 2010. Rainfall thresholds for the possible occurrence of landslides in Italy. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 10: 447-458.
- Bustamante C., Cardona, A., Archanjo, C.J., Bayona, G., Lara, M., and

- Valencia, V. 2017. Geochemistry and isotopic signatures of Paleogene plutonic and detrital rocks of the Northern Andes of Colombia: A record of post-collisional arc magmatism. *Lithos* 277: 199-209.
- Caine, N. 1980. The rainfall intensity: Duration control of shallow landslides and debris flow. *Geografiska Annaler, Physical Geography* 62 (Serie A): 23-27.
- Calle, E., and Lozano, S. 2014. Estado del arte de los sistemas de alerta temprana en Colombia. *Rev. Acad. Colomb. Cienc.*, 38(148): 321-332.
- Carmona, A.M., and Poveda, G. 2014. Detection of long-term trends in monthly hydro-climatic series of Colombia through Empirical Mode Decomposition. *Clim. Chang.* 123: 301–313.
- Cediel, F., and Shaw, R. 2019. *Geology and Tectonics of Northwestern South America*, (first ed.) Springer, 12, 253, 651, 665 p., Medellín.
- Cerón, W.L., Andreoli, R.V., Kayano, M.T., Canchala, T., Ocampo-Marulanda, C., Avila-Diaz, A., and Antunes, J. 2022. Trend Pattern of Heavy and Intense Rainfall Events in Colombia from 1981–2018: A Trend-EOF Approach. *Atmosphere* 13: 156.
- Cepeda, H., and Murcia, L.A. 1988. Mapa preliminar de amenaza volcánica volcán Nevado del Tolima, Colombia, S.A., Ministerio de Minas y Energía. Informe 2070: 50.
- Cislaghi, A., Chiaradia, E.A., and Bischetti, G.B. 2017. Including root reinforcement variability in a probabilistic 3D stability model. *Earth Surf. Process. Landf.* 42: 1789–1806.
- Ciurleo, M., Mandaglio, M.C., and Moraci, N. 2018. Landslide susceptibility assessment by TRIGRS in a frequently affected shallow instability area. *Landslides* 16: 175-188.
- Chen, H., and Wang, J. 2014. Regression analyses for the minimum intensity-duration conditions of continuous rainfall for mudflows triggering in Yan'an, northern Shaanxi (China). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 73: 4.
- Chen, C.W., Saito, H., and Oguchi, T. 2016. Analyzing rainfall-induced mass movements in Taiwan using the soil water index, *Landslides* 14: 1031-1041.
- Chowdhury, R., Flentje, P., and Bhattacharya, G. 2009. *Geotechnical Slope Analysis* (1st ed.). CRC Press.
- Corpogujira, 2011. Diseño de un sistema de alerta temprana por inundación y deslizamiento en el flanco nororiental de la Sierra Nevada de Santa Marta – Departamento de La Guajira. Riohacha, Colombia.
- Cristiano, E., Bogaard, T., and Barontini, S. 2016. Effects of anisotropy of preferential flow on the hydrology and stability of landslides, *Procedia Earth and Planetary Science* 16: 204-214.
- Cruden, D.M., 1989. Limits to common toppling. *Canadian Geotechnical Journal* 26: 737–742.
- Cruden, D.M., and Varnes, D.J. 1996. Landslide types and processes. In: Turner AK, Schuster R.L., (eds) *Landslides investigation and mitigation*. Transportation research board, US National Research Council. Special Report 247, Chapter 3: 36–75, Washington, DC.
- Cuomo, S., Masi, E.B., Tofani, V., Moscariello, M., Rossi, G.; and Matano, F. 2020. Multiseasonal probabilistic slope stability analysis of a large area of unsaturated pyroclastic soils. *Landslides* 18: 1259–1274.
- DAGRAN, 2021. Sistema de Alertas y Monitoreo de Antioquia (SAMA).
- Danjon, F., Barker, D.H., Drexhage, M., and Stokes, A. 2008. Using three-dimensional plant root architecture in models of shallow-slope stability. *Annals of Botany* 101: 1281-1293.
- Dietrich, W. E., Wilson, C. J., Montgomery, D. R., and McKean, J. 1993. An erosion thresholds, channel networks, and landscape morphology are analyzed using a digital terrain model. *The Journal of Geology* 101(2): 259–278.
- Domínguez, E., Angarita, H., Rivera, H. 2010. Viabilidad para pronósticos hidrológicos de niveles diarios, semanales y decadales en Colombia. *Ingeniería e Investigación* 30 (2): 178-187.
- Duncan, J.M., Wright, S.G., and Brandon, T.L., 2014. *Soil Strength and Slope Stability*, 2nd ed., Wiley Inc., 81,87, Hoboken, New Jersey
- Eagleson, P.S. 1970. *Dynamic Hydrology*, McGraw-Hill, first ed.: 462, New York
- Echeverri, O., and Valencia, Y. 2004. Análisis de los deslizamientos en la cuenca de la quebrada La Iguana de la ciudad de Medellín a partir de la integración lluvia-pendiente-formación geológica. *DYNA* 71(142): 33-45.
- Emadi-Tafti, M., and Ataie-Ashtiani, B. 2019. A modeling platform for landslide stability: A hydrological approach. *Water* 11: 2146.
- Emmanouil, S., Langousis, A., Nikolopoulos, E.I., and Anagnostou, E.M. 2020. Quantitative assessment of annual maxima, peaks-over-threshold and multifractal parametric approaches in estimating intensity-duration frequency curves from short rainfall records. *Journal of Hydrology* 589: 125151.
- Endo, T. 1969. Probable distribution of the amount of rainfall causing landslides, Annual Report 1968, For. Exp. Stn. :122–136, Sapporo, Hokkaido Branch.
- Espinoza, J.C., Garreaud, R., Poveda, G., Arias, P.A., Molina-Carpio, J., Masiokas, M., Viale, M., and Scaff, L. 2020. Hydroclimate of the Andes Part I: Main Climatic Features. *Frontiers in Earth Science* 8: 64.
- Evans, M., Hastings, N., and Peacock, B. 2000. Probability Density Function and Probability Function. 2.4 in *Statistical Distributions*, Wiley 3rd ed. : 9-11, New York.
- Fellenius, W. 1936. Calculation of the stability of earth dams, in *Transactions of the 2nd Congress on Large Dams*, International Commission on Large Dams of the World Power Conference: 445-462, Washington, DC.
- Flórez, M.A. 2016. Gestión del riesgo y desastres en el municipio de Medellín: lecciones aprendidas. first ed., L. Vieco S.A.S: 17, Medellín.
- Floris, M., D'Alpaos, A., De Agostini, A., Stevan, G., Tessari, G., and Genevois, R. 2012. A process-based model for the definition of hydrological alert systems in landslide risk mitigation.
- Fredlund, D.G., and Rahardjo, H. 1993. *Soil mechanics for unsaturated soils*. Wiley, New York.
- Fusco, F., De Vita, P., Mirus, B.B., Baum, R.L., Allocca, V., Tufano, R., and Calcaterra, D. 2019. Physically based estimation of rainfall thresh-

- holds triggering shallow landslides in volcanic slopes of southern Italy. *Water* 11: 9.
- Freeze, R.A., and Cherry, J.A. 1979. *Groundwater*, Englewood Cliffs, N.J.: Prentice Hall.
- Froude, M.J., and Petley, N. 2018. Global fatal landslide occurrence from 2004 to 2016. *Natural hazard and earth system sciences* 18: 2161-2181.
- Gadner, W.R. 1958. Some steady-state solutions of unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table, *Soil Science* 85: 228-232.
- Galanti, Y., Barsanti, M., Cevasco, A., Avanzi, G.A., and Giannecchini, R. 2018. Comparison of statistical methods and multi-time validation for the determination of the shallow landslide rainfall thresholds. *Landslides* 15: 937-952.
- García-Aristizábal, E.F., Aristizábal, E., Marín, R.J., and Guzmán Martínez, J.C. 2019. Implementation of the TRIGRS model with reliability analysis for hazard assessment of shallow rainfall-triggered landslides. *Tecnológicas* 22(4): 111-129.
- García-Delgado, H., Petley, D.N., and Bermúdez, M.A. 2022. Fatal landslides in Colombia (from historical times to 2020) and their socio-economic impacts. *Landslides* 19: 1689–1716.
- Gariano, S.L., Segoni, S., and Piciullo, L. 2020. Advances in Rainfall Thresholds for Landslide Triggering in Italy. *Applied Geology* (Eds): 247-263.
- Geo-Slope International Ltd., 2007. *Seep/W Users Guide for Finite Element Seepage Analysis*. Calgary: GEO-SLOPE International Ltd.
- Godoy, B.F., Guerrero, M.V., Hoyos, C., and Núñez, T.A. 1997. Análisis de la vulnerabilidad de líneas vitales y edificaciones estratégicas en la zona rural de la cuenca del Río Combeima Municipio de Ibagué, Tolima Evento avalancha, detonante lluvia. Universidad del Tolima, Facultad de Ingeniería Forestal, 139.
- Godt, J.W. 2004. Observed and modeled rainfall conditions for shallow landsliding in the Seattle, Washington, area. Ph.D. thesis, University of Colorado, Boulder.
- Godt, J.W., Baum, R.L., and Chleborad, A.F. 2006. Rainfall characteristics for shallow landsliding in Seattle, Washington, USA. *Earth Surface Processes and Landforms* 31: 97-110.
- Godt, J.W., Sener-Kaya, B., Lu, N., and Baum, R.L. 2012. Stability of infinite slopes under transient partially saturated seepage conditions, *Water Resources Research* 48: W05505.
- Graham, J. 1984. *Methods of Stability Analysis*, In: *Slope Instability*. D. Brunson and D.B. Prior (eds), Wiley and Sons, 171-215, New York.
- Greenwood, J.R. 2006. SLIP4EX—A program for routine slope stability analysis to include the effects of vegetation, reinforcement, and hydrological changes. *Geotech. Geol. Eng.* 24: 449.
- Griffiths, D.V., and Lu, N. 2005. Unsaturated slope stability analysis with steady infiltration or evaporation using elasto-plastic finite elements. *International Journal For Numerical And Analytical Methods In Geomechanics* 29: 249-267.
- Guzzetti F., Peruccacci S., Rossi M., and Stark C.P. 2007. Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. *Meteorology Atmospheric Physics* 98: 239–267.
- Guzzetti F., Peruccacci S., Rossi M., and Stark C.P. 2008. The rainfall intensity–duration control of shallow landslides and debris flows: an update. *Landslides* 5(1): 3–17.
- Haneberg, W.C. 2007. *PISA-m Map-based Probabilistic Infinite Slope Analysis. Version 1.0.1 User Manual*. Haneberg Geosciences, Seattle, Washington. USA.
- Harilal, G.T., Madhu, D., Ramesh, M.V., and Pullarkatt, D. 2019. Towards establishing rainfall thresholds for a real-time landslide early warning system in Sikkim, India, *Landslides* 16 (12): 2395-2408.
- He, X., Hong, Y., Vergara, H., Zhang, K., Kirstetter, P.E., Gourley, J.J., Zhang, Y., Qiao, G., and Liu, C. 2016. Development of a coupled hydrological-geotechnical framework for rainfall-induced landslides prediction, *Journal of Hydrology* 543(B): 395-405.
- He, J., Qiu, H., Qu, F., Hu, S., Yang, D., Shen, Y., Zhang, Y., Sun, H., and Cao, M. 2021. Prediction of spatiotemporal stability and rainfall threshold of shallow landslides using the TRIGRS and Scoops3D models, *Catena* 197: 104999.
- Hodnett, M.G., 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: 155-180.
- Hovland, H.J. 1977. Three-dimensional slope stability analysis method. *Journal of Geotechnical Engineering* 103(9): 971-986.
- Huang J., Ju, N.P., Liao Y.J., and Liu, D.D. 2015. Determination of rainfall thresholds for shallow landslides by a probabilistic and empirical method. *Natural Hazards Earth Systems-Science* 15(12): 2715–2723.
- Huggel, C., Ceballos, J.L., Ramírez, J., Pulgarín, B., and Thouret, J.C. 2007. Review and reassessment of hazards owing to volcano-ice interactions in Colombia. *Ann. Glaciol.* 45: 128–136.
- Hungr, O. 1987. An extension of Bishop’s simplified method of slope stability analysis to three dimensions. *Geotechnique* 37(1): 113-117.
- Hungr, O., Salgado, F.M., and Byrne, P.M. 1989. Evaluation of a three-dimensional method of slope stability analysis. *Canadian Geotechnical Journal* 26(4): 679-686.
- Hungr, O., Leroueil, S., and Picarelli, L. 2013. The Varnes classification of landslides types, an update. *Landslides* 11: 167-194.
- Hutchinson, J.N., and Sarma, S. K. 1985. Discussion on Three-dimensional limit equilibrium analysis of slopes. *Géotechnique* 35 (2): 215.
- Hsu, Y-G., Chang, Y-L., Chang, C-H., Yang, J-C., and Tung, Y-K. 2018. Physical-based rainfall-triggered shallow landslide forecasting. *Smart Water* 3(3).
- IDEAM, 2008. *Protocolo para la emisión de los pronósticos hidrológicos*. Imprenta Nacional de Colombia. Bogotá DC, Colombia.
- Iverson, R.M. 2000. Landslide triggering by rain infiltration, *Water Resources Research* 36(7): 1897-1910.

- Jaiswal, P., and van Westen, C.J. 2009. Estimating temporal probability for landslide initiation along transportation routes based on rainfall thresholds. *Geomorphology* 112: 96-105.
- Janbu, N. 1954. Application of composite slip surfaces for stability analysis. In *Proc. European Conf. on Stability of Earth Slopes*. Stockholm 3: 43-49.
- Jaramillo-González, R., Aristizábal, E., and García-Aristizábal, E. F. 2021. Rainfall Thresholds for Shallow Landslides by coupled Physically-Based Models and Machine Learning methods in Colombian Andes Basins, EGU General Assembly 2021, online EGU21-9123: <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-9123>
- Jerez, N. 2014. Sistema acústico de alerta temprana instalado en la comuna 14 monitorea y previene sobre riesgos naturales. Oficina asesora de prensa, Alcaldía de Bucaramanga, Bucaramanga, Colombia.
- Leonarduzzi, E., Molnar, P., and McArdell, B. W. 2017. Predictive performance of rainfall thresholds for shallow landslides in Switzerland from gridded daily data. *Water Resources Research* 53(8): 6612-6625.
- León, S., Cardona, A., Parra, M., Sobel, E.R., Jaramillo, J.S., Glodny, J., Valencia, V.A., Chew, D., Montes, C., Posada, G., Monsalve, G., and Pardo-Trujillo, A. 2018. Transition From Collisional to Subduction-Related Regimes: An Example From Neogene Panama-Nazca-South America Interactions. *Tectonics* 37: 119-139.
- Lin, W., Yin, K., and Wang, N. 2021. Landslide hazard assessment of rainfall-induced landslide based on the CF-SINMAP model: a case study from Wuling Mountain in Hunan Province, China. *Nat Hazards* 106: 679-700.
- Lizárraga, J.J., and Buscarnera, G. 2018. Spatially distributed modeling of rainfall-induced landslides in shallow layered slopes. *Landslides* 16: 253-263.
- Lu, N., and Godt, J.W. 2008. Infinite slope stability under steady unsaturated seepage conditions. *Water Resources Research* 44: 11.
- Lu, N., Sener-Kaya, B., and Wayllace, A., Godt, J.W. 2012. Analysis of rainfall-induced slope instability using a field of local factor of safety, *Water Resources Research* 48: W09524.
- Lu, N., and Godt, J.W. 2013. *Hillslope Hydrology and Stability*, Cambridge University Press, 2013, United Kingdom.
- Maturidi, A.M.A.M., Kasim, N., Kamaruddin, A.T., and Azahar, W.N.A.W. 2021. Rainfall-Induced Landslide Thresholds Development by Considering Different Rainfall Parameters: A Review. *Journal of Ecological Engineering* 22(10): 85-97.
- Marra, F. 2019. Rainfall thresholds for landslide occurrence: systematic underestimation using coarse temporal resolution data. *Natural Hazards* 95: 883-890.
- Marin, R.J., Garcia, E., and Aristizabal, E. 2019. Rainfall thresholds for shallow landslides based on physical models: application in a sub-basin of the Valle de Aburrá (Colombia). *DYNA* 86: 312-322.
- Marin, R.J., 2020. Physically based and distributed rainfall intensity and duration thresholds for shallow landslides. *Landslides* 17(12): 2907-2917.
- Marin, R.J., and Velázquez, M.F. 2020. Influence of hydraulic properties on physically modelling slope stability and the definition of rainfall thresholds for shallow landslides. *Geomorphology* 351: 106976.
- Marin, R.J., Velásquez, M.F., and Sánchez, O. 2020b. Applicability and performance of deterministic and probabilistic physically based landslide modeling in a data-scarce environment of the Colombian Andes, *Journal of South American Earth Sciences* 108: 103175.
- Marin, R.J., García, E.F., and Aristizábal, E. 2020a. Effect of basin morphometric parameters on physically-based rainfall thresholds for shallow landslides, *Engineering Geology* 278: 105855.
- Marin, R.J., Velásquez, M.F., and Sánchez, O. 2021a. Applicability and performance of deterministic and probabilistic physically based landslide modeling in a data-scarce environment of the Colombian Andes, *Journal of South American Earth Sciences* 108: 103175.
- Marin, R.J., Velásquez, M.F., García, E.F., Alvioli, M., and Aristizabal, E. 2021b. Assessing two methods of defining rainfall intensity and duration thresholds for shallow landslides in data-scarce catchments of the Colombian Andean Mountains. *Catena* 206: 105563.
- Marin, R.J., and Jaramillo-González, R. 2021. Landslide Susceptibility Assessment Using the Scoops3D Model in a Tropical Mountainous Terrain. *Ingeniería y Ciencia* 17: (33).
- Martinez, J.M., Avila, G., Agudelo, A., Schuster, R.L., Casadevall, T.J., and Scott K.M. 1995. Landslides and debris flows triggered by the 6 June 1994 Paez earthquake, in southwestern Colombia. *Landslide News: Japan Landslide Society* 9: 13-15, Kyoto.
- Maquaire, O., and Malet, J.P. 2006. Shallow Landsliding, in: Boardman, J., Poesen, J. (Eds.), *Soil erosion in Europe*, John Wiley and Sons, Ltd: 583-598.
- Masi, E.B., Segoni, S., and Tofani, V. 2021. Root Reinforcement in Slope Stability Models: A Review. *Geosciences* 11: 212.
- Mesa, O., Urrea, V., and Ochoa, A. 2021. Trends of hydroclimatic intensity in Colombia. *Climate* 9: 120.
- Michalowski, R.L. 2002. Stability Charts of Uniform Slopes. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering* 128 (4): 351.
- Mirus, B.B., Smith, J.B., and Baum, R.L. 2017. Hydrologic Impacts of Landslide Disturbances: Implications for Remobilization and Hazard Persistence, Hydrologic impacts of landslide disturbances: implications for remobilization and hazard persistence. *Water Resources Research* 53: 8250-8265.
- Mirus, B.B., Morphew, M.D., and Smith, J.B. 2018. Developing hydro-meteorological thresholds for shallow landslide initiation and early warning. *Water* 10: 1274.
- 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.
- Montrasio, L., and Valentino, R. 2008. A model for triggering mechanisms of shallow landslides. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 8 (5): 1149-1159.
- Montrasio, L., Valentino, R., and Losi, G.L. 2011. Towards a real-time susceptibility assessment of rainfall-induced shallow landslides on a

- regional scale. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 11, 1927–1947.
- Montrasio, L., and Valentino, R. 2012. Modelling rainfall-induced shallow landslides at different scales using SLIP-Part II. *Procedia Engineering* 158: 482-486.
- Montrasio, L., Valentino, R., and Losi, G.L. 2012. Shallow landslides triggered by rainfalls: modeling of some case histories in the Reggiano Apennine (Emilia Romagna Region, Northern Italy). *Natural Hazards* 60: 1231–1254.
- Montrasio, L., Valentino, R., and Meisina, C. 2018. Soil Saturation and Stability Analysis of a Test Site Slope Using the Shallow Landslide Instability Prediction (SLIP) Model. *Geotechnical and Geological Engineering* 36: 2331–2342.
- Morgan, R.P.C, and Rickson, R.J. 1995. *Slope Stabilization and Erosion Control: A Bioengineering Approach*. E & FN SPON, Cranfield University, UK.
- Muñoz, E. 2018. Stochastic ecohydrological-geotechnical modeling of long-term slope stability, *Landslides* 15: 913-924.
- Muñoz, E., Cordao-Neto, M.P., and Ochoa, A. 2018. Effects of Spatial Variability on Slope Reliability: A Hypothetical Case Study, *Soils and Rocks* 41(3): 381-390.
- Murillo-Moreno, J.M., Ordoñez, J.I., and Duque, R. 2019. The recurrent debris flows in Mocoa-Colombia. E-proceedings of the 38th IAHR World Congress, 1-6 September, Panamá City.
- Napolitano, E., Fusco, F., Baum, R.L., Godt, J.W., and De Vita, P. 2016. Effect of antecedent-hydrological conditions on rainfall triggering of debris flows in ash-fall pyroclastic mantled slopes of Campania (southern Italy), *Landslides* 13: 967-983.
- Pack, R.T., Tarboton, D.G., and Goodwin, C.N. 1998. "Terrain Stability Mapping with SINMAP, technical description and users guide for version 1.00," Report Number: 4114-0, Terratech Consulting Ltd., Salmon Arm, B.C., Canada.
- Park, J-Y., Lee, S-R., Lee, D-H., Kim, Y-T., and Lee, J-H. 2019. A regional-scale landslide early warning methodology applying statistical and physically based approaches in sequence. *Engineering Geology* 260: 105193.
- Peres, D.J., and Caceliere, A. 2014. Derivation and evaluation of landslide-triggering thresholds by a Monte Carlo approach. *Hydrology and Earth System Sciences* 18: 4913-4931.
- Peruccacci, S., Brunetti, M.T., Gariano, S.L., Melillo, M., Rossi, M., and Guzzetti, F. 2017. Rainfall thresholds for possible landslide occurrence in Italy. *Geomorphology* 290: 39–57.
- Postance, B., Hillier, J., Dijkstra, T., and Dixon, N. 2017. Comparing threshold definition techniques for rainfall-induced landslides: A national assessment using radar rainfall. *Earth Surface Processes and Landforms* 43(2): 553–560.
- Poveda, G. 2004. La hidroclimatología de Colombia: Una síntesis desde la escala inter-decadal hasta la escala diurna. *Revista Académica Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 28: 201-222
- Poveda, G., Álvarez, D.M., and Rueda, Ó.A. 2011. Hydro-climatic variability over the Andes of Colombia associated with ENSO: A review of climatic processes and their impact on one of the Earth's most important biodiversity hotspots. *Clim. Dyn.* 36: 2233–2249.
- Philip, J. R., 1957. 'The theory of infiltration, 4, Sorptivity and algebraic infiltration equations', *SoilSci.* 84: 257–265.
- Philip, J.R., 1969. Theory of infiltration. *Adv. Hydroscience* 5: 215–296.
- Pradhan, S.P., Vishal, V., and Singh, T.N. 2019. *Landslides: Theory, Practice and Modelling*. first ed. Springer, *Advances in Natural and Technological Hazards Research* 50: 4
- Ramos-Cañon, A.M., Trujillo-Vera., M.G., and Prada-Sarmiento, L.F. 2015. Rainfall thresholds for the initiation of landslides: A critical review. *Ciencia e Ingeniería Neogranadina* 25 (2): 61 – 80.
- Raia, S., Alvioli, M., Rossi, M., Baum, R.L., Godt, J.W., and Guzzetti, F. 2014. Improving predictive power of physically based rainfall-induced shallow landslide models: a probabilistic approach. *Geoscientific Model Development* 7: 495-514.
- Reichenbach, P., Cardinali, M., De Vita, P., and Guzzetti, F. 1998. Regional hydrological thresholds for landslides and floods in the Tiber River Basin (Central Italy). *Environ. Geol.* 35 (2-3): 146–159.
- Reid, M.E., Christian, S.B., Brien, D.L., and Henderson, S.T. 2015. Scoops3D-Software to analyze 3D slope stability throughout a digital landscape: U.S Geological Survey Techniques and Methods, book 14 (A1): 218.
- Richards, L.A. 1931. Capillary conduction of liquids through porous medium, *Journal of Physics*: 318-333.
- Robbins, J.C. 2016. A probabilistic approach for assessing landslide-triggering event rainfall in Papua New Guinea, using TRMM satellite precipitation estimates. *Journal of Hydrology* 541: 296-309.
- Rossi, G., Catani, F., Leoni, L., Segoni, S., and Tofani, V. 2013. HIRESSS: A physically based slope stability simulator for HPC applications. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 13: 151–166.
- Rossi, L.M.W., Rapidel, B., Rouspard, O., Villatoro-Sánchez, Z., Mao, Z., Nespoulous, J., Perez, J., Prieto, I., Roumet, C., Metselaar, K., Schoorl, J.M., Claessens, L., and Stokes, A. 2019. Sensitivity of the landslide model LAPSUS-LS to vegetation and soil parameters. *Ecological Engineering* 109(B): 249-255.
- Sabrina, C.Y. Ip., Rahardjo, H., and Satyanaga, A. 2020. Three-dimensional slope stability analysis incorporating unsaturated soil properties in Singapore. *Georisk: Assessment and Management of Risk for Engineered Systems and Geohazards* 15: 98-112.
- Salciarini, D., Tamagnini, C., Conversini, P., and Rapinesi, S. 2012. Spatially distributed rainfall thresholds for the initiation of shallow landslides. *Natural Hazards* 61: 229-245.
- Salciarini, D., Brocca, L., Camici, S., Ciabatta, L., Volpe, E., Massini, R., and Tamagnini, C. 2019. Physically based approach for rainfall-induced landslide projections in a changing climate. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers – Geotechnical Engineering*: 1800216.
- Sanchez, O., and Aristizábal, E. 2018. Spatial and temporal patterns and socioeconomic impact of landslides in Colombia. *Poster Eur. Geosci.*

- Meet 20: 3575.
- Schuster, R.L. 1996. The 25 most catastrophic landslides of the 20th century, in Chacon, Irigaray and Fernandez (Eds.), *Landslides, Proc. Of the 8th International Conf. and Field Trip on Landslides*, Sept. Rotterdam: Balkema: 27-28, Granada, Spain
- Sedano, K., Carvajal, Y., and Ávila, Á. 2013. Analysis of the aspects which increase the risk of floods in Colombia (in Spanish). *Luna Azul* 37: 219–238.
- SEG, 2017. *Clasificación de movimientos en masa y su distribución en terrenos geológicos de Colombia*. Imprenta nacional de Colombia: 13, Bogotá D.C.
- Segoni, S., Rosi, A., Rossi, G., Catani, F., and Casagli, N. 2014. Analysing the relationship between rainfalls and landslide to define a mosaic of triggering thresholds for regional-scale warning systems. *Natural Hazard Earth Systemes-Sciences* 14: 2637-2648.
- Segoni, S., Piciullo, L., and Gariano, S.L. 2018. A review of the recent literature on rainfall thresholds for landslide occurrence. *Landslides* 15: 1483–1501.
- Selby, M.J. 1993. *Hillslope materials and processes*. Oxford University Press, Oxford (1993).
- Seneviratne, S.I., Zhang, X., Adnan, M., Badi,W., Dereczynski, C., Di Luca, A., Ghosh, S., Iskandar, I., Kossin, J., and Lewis, S., 2021. Weather and climate extreme events in a changing climate (Chapter 11). In *Climate Change: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Masson-Delmotte, V.P., Zhai, A., Pirani, S.L., Connors, C., Péan, S., Berger, N., Caud, Y., Chen, L., Goldfarb, M.I., Gomis, M. (eds.), Cambridge University Press, 2021: 345, Cambridge, UK.
- Serna, L.M., Arias, P.A., and Vieira, S.C. 2018. Las corrientes superficiales de chorro del Chocó y el Caribe durante los eventos de El Niño y El Niño Modoki. *Rev. Acad. Colomb. Cienc. Exactas Físicas Nat.* 42: 410.
- Shao, W., Bogaard, T.A, Su, Y., and Bakker, M. 2016. Coupling a 1D dual-permeability model with an infinite slope stability approach to quantify the influence of preferential flow on slope stability, *Procedia Earth and Planetary Science* 16: 128-136.
- SIATA, 2018. Informe final: Informe ejecutivo 2007, Alcaldía de Medellín, Medellín, Colombia. Available at: <http://www.medellin.gov.co>
- Sidle, R.C., and Ochiai, H. 2006. *Landslides: Processes, Prediction, and Land Use*. American Geophysical Union Water Resources, Monograph 18, Washington, D.C.
- Sidle, R.C., and Bogaard, T.A. 2016. Dynamic earth system and ecological controls on rainfall-initiated landslides. *Earth-Sci. Rev.* 159: 275–291.
- Sidle, R.C., Greco, R., and Bogaard, T. 2019. Overview of Landslide Hydrology. *Water*, Editorial.
- Simoni, S., Zanotti, F., Bertoldi, G., and Rigon, R. 2008. Modelling the probability of occurrence of shallow landslides and channelized debris flows using GEOTop-FS. *Hydrological Processes* 22 (4): 532-545.
- Singh K., and Kumar V. 2021. Rainfall Thresholds Triggering Landslides: A Review. In: Reddy K.R., Agnihotri A.K., Yukselen-Aksoy Y., Dubey B.K., Bansal A. (eds) *Sustainable Environment and Infrastructure*, Springer, Lecture Notes in Civil Engineering 90, Cham.
- SIRE, 2014. *Sistema de Alerta Temprana*: Bogotá. Sistema Distrital de Gestión del Riesgo y Cambio Climático. Bogotá DC, Colombia.
- Soto, J., Palenzuela, J.A., Galve, J.P., Luque, J.A., Azañón, J.M., Tamay, J., and Irigaray, C. 2019. Estimation of empirical rainfall thresholds for landslide triggering using partial duration series and their relation with climatic cycles, *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 78: 1971-1987.
- Sousa, R.L., Vargas, E., Chaminé, H.I., Ribeiro e Sousa, L., and Karam, K. 2021. Risk assessment on landslides focused on the role of the water: examples from model regions (Rio de Janeiro State and Hong Kong), *SN Applied Sciences* 3: 423.
- Strauch, A.M., MacKenzie, R.A., Giardina, C.P., and Bruland, G.L. 2015. Climate-driven changes to rainfall and streamflow patterns in a model tropical island hydrological system. *J. Hydrol.* 523: 160–169.
- Stephens, G.L., Smalley, M.A., and Lebsack, M.D. 2018. The Cloudy Nature of Tropical Rains. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 124: 171-188.
- Taylor, D.W. 1948. *Fundamentals of soil mechanics*. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Terzaghi, K., and Peck, R.B. 1967. *Soil Mechanics in Engineering Practice*, Wiley, New York.
- Thomas, M.A., Mirus, B.B., Collins, B.D., Lu, N., and Godt, J.W. 2018. Variability in soil-water retention properties and implications for physics-based simulation of landslide early warning criteria, *Landslides* 15: 1265-1277.
- Tran, T.T., Lee, G., Thu, T.M., and An, H.U. 2017. Effect of Digital Elevation Model Resolution on Shallow Landslide Modeling Using TRIGRS. *Natural Hazards* 04016011: 12.
- UNHCR, 2023. <https://reporting.unhcr.org/colombiasituation>
- Vanapalli, S.K., and Fredlund, D.G. 2000. Comparison of different procedures to predict unsaturated soil shear strength. In *Advanced in Unsaturated Geotechnics*. GSP 99. Edited by Shackelford, C.D., Houston, S.L., and Chang, N.-Y., American Society of Civil Engineers, Reston, Va.: 195–209.
- van den Bout, B., Lombardo, L., Chiyang, M., van Westen, C., and Jetten, V. 2021. Physically-based catchment-scale prediction of slope failure volume and geometry. *Engineering Geology* 284: 105942.
- van der Lelij, R., Spikings, R., Gerdes, A., Chiaradia, M., Vennemann, T., and Mora, A. 2019. Multi-proxy isotopic tracing of magmatic sources and crustal recycling in the Palaeozoic to Early Jurassic active margin of North-Western Gondwana. *Gondwana Research* 66: 227-245.
- van Genuchten, M.T. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44: 892–898
- Vejarano, A. 2013. El proyecto de sistema de alerta temprana en las cuen-

- cas de los ríos Zulia y Pamplonita, Norte de Santander, Colombia.
- Veneziano, D., Lepore, C., Langousis, A., and Furcolo, P. 2007. Marginal methods of intensity–duration–frequency estimation in scaling and non-scaling rainfall. *Water Resour. Res.* 43 (10): W10418.
- Wang, J., and Chen, L. 2021. The effect of hillslope geometry on Hortonian rainfall-infiltration-runoff processes. *Journal of Hydrology* 594: 125962.
- Wang, S., Zhang, K., van Beek, L.H.P, Tian, X., and Boogard, T.A. 2020. Physically-based landslide prediction over a large region: Scaling low-resolution hydrological model results for high-resolution slope stability assessment, *Environmental Modelling and Software* 124: 104607.
- Weidner, L., Oommen, T., Escobar-Wolf, R., Sajinkumar, K.S., and Samuel, R.A. 2018. Regional-scale back-analysis using TRIGRS: an approach to advance landslide hazard modeling and prediction in sparse data regions. *Landslides* 15: 2343–2356.
- Weidner, L., DePrekel, K., Oommen, T., and Vitton, S. 2019. Investigating large landslides along a river valley using combined physical, statistical, and hydrologic modeling. *Engineering Geology* 259: 105169.
- Weisstein, E.W. 2023. Probability Density Function. From MathWorld--A Wolfram Web Resource. <https://mathworld.wolfram.com/Probability-DensityFunction.html>
- Weng, C.-H., Lin, M.-L., Lo, C.-M., and Lin, H.-H. 2018. The influence of groundwater on the sliding and deposition behaviors of cataclinal slopes. *Water* 10: 1179.
- Wieczorek, G.F., and Guzzetti, F. 1999. A review of rainfall thresholds for triggering landslides, in *Proc. EGS Plinius Conf.*, 1999: 407–414, Maratea, Italy.
- Wilkinson, P.L., Anderson, M.G., Lloyd, D.M., and Renaud, J.-P. 2002. Landslide hazard and bioengineering: Towards providing improved decision support through integrated numerical model development. *Environ. Model. Softw.* 17: 333–344.
- World Population Review. <https://worldpopulationreview.com/countries/colombia-population>
- Wu, Y., Lan, H., Gao, X., Li, L., and Yang, Z. 2015. A simplified physically based coupled rainfall threshold model for triggering landslides. *Engineering Geology* 195: 63-69.
- Yang, R., Xiao, P., and Qi, S. 2019. Analysis of Slope Stability in Unsaturated Expansive Soil: A Case Study. *Front. Earth Sci.* 7: 292
- Yepes, J., Poveda, G., Mejia, J.F., Moreno, L., and Rueda, C. 2019. CHO-CO-JEX: A Research Experiment Focused on the Chocó Low-Level Jet over the Far Eastern Pacific and Western Colombia. *Bulletin of the American Meteorological Society* 100(5): 779-796.
- Zêzere, J.L., Vaz, T., Pereira, S., Oliviera, S.C., Marques, S., and Garcia, R.A.C. 2016. Rainfall thresholds for landslide activity in Portugal: a state of the art. *Environmental Earth Sciences* 73: 2917–2936.
- Zieher, T., Rutzinger, M., Schneider-Muntau, B., Perzi, F., Leidinger, D., Formayer, H., and Geltner, C. 2017. Sensitivity analysis and calibration of a dynamic physically based slope stability model. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 17: 971-992.
- Zhang, S., and Wang, F. 2019. Three-dimensional seismic slope stability assessment with the application of Scoops3D and GIS: a case study in Atsuma, Hokkaido, *Geoenvironmental Disasters* 6(9): 7.
- Zhao, B., Dai, Q., Han, D., Zhang, J., Zhuo, L., and Berti, M. 2019. Application of hydrological model simulations in landslide predictions, *Landslides* 17: 877-891.