

## Mapeo del índice de estabilidad y de saturación del suelo en la cuenca del río Huehuetán, Chiapas, mediante el modelo SINMAP

### *Mapping Stability and Soil Saturation Indices in the Huehuetan River Basin, Chiapas, Using the SINMAP Model*

Recibido: 8/06/2022. Aprobado: 10/08/2022. Publicado: 11/10/2022.

Adolfo López-Pérez,\* Gerardo Colín-García,\*\* Tania Eulalia Martínez-Cruz\*\*\* y Javier Manuel-Andrés†

**Resumen.** Los deslizamientos están entre los eventos naturales más comunes que causan destrucción masiva a nivel mundial. Por ello, el estudio de sus causas, comportamiento y formas de mitigación es importante para reducir su impacto negativo. Estos se presentan con mayor frecuencia en ambientes tropicales debido a la cantidad e intensidad de la lluvia que, en combinación con el relieve escarpado, ocasionan daños a la infraestructura urbana, pecuaria, agrícola e industrial, así como, cambios en el medio ambiente e incluso la pérdida de vidas humanas.

Se han desarrollado diversos estudios para explicar el origen y efecto de los procesos morfodinámicos asociados a los deslizamientos, pero por su complejidad, aún existe incertidumbre sobre la predicción de su incidencia. Aunque los deslizamientos son resultado de diversas interacciones, donde la morfología del relieve y la evolución de las laderas desempeñan un papel primordial, sucede que un solo factor como la precipitación, sismos, etc., es considerado el estímulo externo que los detona.

La cuenca del río Huehuetán, localizada en la Costa de Chiapas, es altamente susceptible a deslizamientos causados por la frecuencia de lluvias intensas. Por ello, el objetivo de este trabajo fue identificar áreas susceptibles a deslizamientos debido a la saturación del suelo, generada por la precipitación, mediante la obtención del índice de estabilidad (SI) y del índice de saturación del suelo (SSI) a través del modelo SINMAP (Stability INDEX MAPPING), para emplearse como un elemento de apoyo en la planificación de asentamientos urbanos, así como, para la prevención o corrección de los deslizamientos a través de medidas estructurales y no estructurales.

La cuenca del río Huehuetán se localiza en el sureste del estado de Chiapas y comprende una superficie de 319.27 km<sup>2</sup>. Esta cuenca forma parte de la Sierra Madre de Chiapas; presenta un relieve accidentado principalmente en la parte alta, sus elevaciones van de 19 a 2 690 msnm y el 83.15% de la superficie total presenta pendientes mayores al 10%. El suelo predominante es Litosol (36.63%), seguido de

\* Investigador Titular en el Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo, Postgrado en Hidrociencias. Carretera Federal México- Texcoco Km. 36.5, Montecillo, 56230, Texcoco, Estado de México, México. ORCID: <http://orcid.org/0000-0002-4614-5032>. Email: [adolfohp@colpos.mx](mailto:adolfohp@colpos.mx) Autor principal y para correspondencia.

\*\* Estudiante de Doctorado del Colegio de Postgraduados, Campus Montecillo, Postgrado en Hidrociencias. Carretera Federal México- Texcoco Km. 36.5, Montecillo, 56230, Texcoco, Estado de México, México. ORCID: <http://orcid.org/0000-0002-3155-6699>. Email: [colin.gerardo@colpos.mx](mailto:colin.gerardo@colpos.mx)

\*\*\* Profesora en el Laboratoire d'Anthropologie des Mondes Contemporains, Université Libre de Bruxelles. Avenida Franklin Roosevelt No. 50, Bruxelles. 105, Bruselas, Bélgica. ORCID: <http://orcid.org/0000-0002-0893-2182>. Email: [tania.martinez.cruz@ulb.be](mailto:tania.martinez.cruz@ulb.be)

† Director General de Pisure Tecnologías Sustentables para el Medio Ambiente, SA de CV. Calle 26 A Oriente S/N, Colonia Benito Juárez, 30790 Tapachula, Chiapas, México. ORCID: <http://orcid.org/0000-0001-7833-3348>. Email: [javi.andreess@gmail.com](mailto:javi.andreess@gmail.com)

Andosol (28.71%); mientras que geológicamente está dominado por rocas ígneas (más del 85%) y sedimentarias. La delimitación de la cuenca fue realizada con el modelo SWAT (Soil and Water Assessment Tool) con base en el Modelo Digital de Elevaciones (MDE) de 10 m de resolución espacial y la red de drenaje obtenida del Instituto Nacional de Estadística y Geografía.

El inventario de deslizamientos se llevó a cabo para el periodo del año 2005 al 2021, inicialmente mediante recorridos de campo en dicha cuenca, apoyados con equipo GPS para la ubicación espacial de los polígonos de los deslizamientos; se utilizaron las imágenes de los satélites Landsat 7 y Sentinel 2A, como herramientas de apoyo para la ubicación y detección de deslizamientos mayores a 100 m<sup>2</sup>, los de menor área fueron registrados con base en los recorridos de campo y ubicados en Google Earth<sup>®</sup>.

El modelo SINMAP se ejecutó a partir del MDE, las propiedades mecánicas e hidrogeológicas de los suelos y el inventario de deslizamientos. Con ello, se obtuvo la clasificación de la estabilidad del terreno con base en la estimación de la distribución espacial del SI y del SSI en la cuenca del río Huehuetán. Determinando el 24.36% (77.76 km<sup>2</sup>) de la cuenca como área inestable y 75.64% (241.51 km<sup>2</sup>) como área estable, concentrándose los mayores valores de inestabilidad de laderas en la parte alta; debido a sus condiciones de relieve, tipo de suelo y estado de la cobertura vegetal. El desempeño del modelo SINMAP se evaluó comparando la distribución espacial del SI con el inventario de deslizamientos obtenido para la cuenca mediante el método de la curva ROC; mostrando una precisión de 85.60% que lo clasifica como excelente.

El modelo SINMAP permitió determinar el SI y el SSI de manera fácil y acertada, mismos que pueden emplearse para planeaciones urbanas y reducir los daños graves a raíz de los deslizamientos. Lo resultados obtenidos sugieren que el uso del modelo SINMAP como herramienta para el mapeo de áreas susceptibles a deslizamientos es una opción factible y que permitirá a los tomadores de decisiones realizar una planificación del crecimiento urbano mediante la identificación y zonificación de áreas vulnerables y aplicar medidas tanto estructurales y no estructurales para su control.

**Palabras clave:** susceptibilidad, deslizamientos, modelos de estabilidad, estabilidad de laderas, modelo SINMAP.

**Abstract.** Landslides are among the most common natural events that cause mass destruction worldwide. For this reason, studying the causes, behavior, and mitigation of landslides is essential to reduce their adverse impacts. These occur most frequently in tropical environments because of the amount and intensity of rainfall that, combined with steep relief, damages urban, livestock, agricultural, and industrial infrastructure, leading to changes in the environment and even loss of human life.

Several studies have investigated the origin and effect of morphodynamic processes associated with landslides. However, given their complexity, there is still uncertainty about the prediction of their incidence. Although landslides result

from various interactions, where relief morphology and the evolution of slopes play a primary role, a single factor, such as precipitation or an earthquake, is considered the external triggering factor.

The Huehuetan River basin, located on the Chiapas coast, is highly susceptible to landslides caused by heavy rains. Therefore, this study aimed to identify areas prone to landslides due to soil saturation associated with precipitation. To this end, we calculated the Stability Index (SI) and the Soil Saturation Index (SSI) through the SINMAP (Stability INdex MAPPING) model to be used as support elements in urban planning and for the prevention or amelioration of landslides through structural and non-structural measures.

The Huehuetan River basin is located in southeast Chiapas, covering an area of 319.27 km<sup>2</sup>, and is part of the Sierra Madre of Chiapas. It is characterized by a hilly relief, mainly in the upper portion, with elevations ranging from 19 to 2690 meters above sea level, and 83.15% of the total surface area has slopes greater than 10%. The predominant soil is Litosol (36.63%), followed by Andosol (28.71%), while its geology is dominated by igneous (more than 85%) and sedimentary rocks. The basin was delimited using the Soil and Water Assessment Tool (SWAT) model based on the Digital Elevation Model (MDE) with a 10 m spatial resolution and the drainage network from the Instituto Nacional de Estadística y Geografía (National Institute of Statistics and Geography).

We built a landslide inventory for the period 2005 to 2021. First, we performed field trips across the Huehuetan River basin, supported by GPS equipment for the spatial location of landslide polygons. Landsat 7 and Sentinel 2A satellite images were used as support tools for locating and detecting landslides larger than 100 m<sup>2</sup>; smaller landslides were recorded based on field trips and located on Google Earth<sup>®</sup>.

The SINMAP model was executed from the MDE, the mechanical and hydrogeological properties of the soils, and the landslide inventory. The terrain stability was classified by estimating the spatial distribution of SI and SSI across the Huehuetan River basin. We determined that 24.36% (77.76 km<sup>2</sup>) of the basin is an unstable area and 75.64% (241.51 km<sup>2</sup>) is stable. The highest slope instability values were observed in the highlands due to the relief conditions, soil type, and vegetation cover. The performance of the SINMAP model was evaluated by comparing the spatial distribution of the SI with the landslide inventory obtained for the basin using the ROC curve method; it yielded an 85.60% accuracy that grades it as excellent.

The SINMAP model allowed for determining the SI and SSI easily and accurately. Both indices can be used for urban planning and to reduce serious damage from landslides. The results of this study suggest that using the SINMAP model as a tool for mapping landslide susceptible areas is a feasible option. It will allow decision-makers to plan for urban growth by identifying and zoning vulnerable areas and applying structural and non-structural control measures.

**Keywords:** susceptibility, landslides, stability models, slope stability, SINMAP model.

## INTRODUCCIÓN

Los eventos naturales, como terremotos, erupciones volcánicas y lluvias intensas, combinados con factores antropogénicos como deforestación y cambio de uso de suelo, contribuyen a diferentes fallas como los deslizamientos (Abramson *et al.*, 2001). Estos deslizamientos están altamente relacionados con la pendiente, humedad del suelo, factores climáticos y otros que pueden ser detonadores como un terremoto, erupción volcánica, huracán, inundaciones, etcétera; sin embargo, entre las causas más comunes están las lluvias intensas (Ray *et al.*, 2018). De ahí que estudiar los deslizamientos, sus causas, comportamiento y formas de mitigación es importante para reducir su impacto negativo.

Actualmente, diversos estudios a nivel mundial se enfocan en analizar o entender los deslizamientos, concentrándose principalmente en identificar las causas para describir su evolución y secuencia; otros se orientan al mapeo y delimitación de las áreas susceptibles a deslizarse ya que son una herramienta principal para la toma de decisiones necesarias en la planeación local o regional (Legorreta-Paulín *et al.*, 2018; Michel *et al.*, 2014; Neuhäuser *et al.*, 2012) y para establecer áreas factibles para viviendas o actividades similares, ya que la determinación de zonas de alta vulnerabilidad, es importante para la prevención de desastres ocasionados por deslizamientos (Díaz *et al.*, 2020).

En ambientes tropicales, caracterizados por suelos profundos y lluvias intensas, los deslizamientos son más frecuentes, poniendo en peligro vidas humanas e infraestructura urbana cercana a las áreas vulnerables (Dahal *et al.*, 2008); en este sentido, muchos investigadores consideran a la lluvia como factor detonante (Iverson, 2000; Larsen, 2008; Montgomery y Dietrich, 1994; Polemio y Petrucci, 2000; Terlien y Terlien, 1998) y se han enfocado en su estudio para conocer su comportamiento.

Diversos estudios explican el origen y efecto de los procesos morfodinámicos asociados a los deslizamientos, pero por su complejidad aún existe incertidumbre sobre la predicción de su incidencia. No obstante, se han hecho diferentes acercamientos, uno de los más importantes mediante rangos críticos, establecidos a partir de modelos física-

mente basados, determinísticos o probabilísticos, que combinen pronósticos de lluvia y monitoreo en tiempo real (Aristizábal *et al.*, 2010).

Los deslizamientos son resultado de diversas interacciones, donde la morfología del relieve y la evolución de las laderas desempeñan un papel primordial (Brunsden, 2002). La definición más sencilla y aceptada es la de Cruden (1991), quien los define como el desplazamiento de rocas, escombros o suelo a lo largo de una ladera, asociado a la disminución progresiva de las características geotécnicas de los materiales de las laderas debido a fenómenos naturales y actividades humanas. Sin embargo, un solo factor (precipitación, sismos, cambios del nivel de agua o aumento de la erosión en los cauces) es considerado como el estímulo externo que propicia —ya sea por el rápido incremento del esfuerzo cortante o por la reducción de la resistencia—, el movimiento del suelo en la ladera (Huabin *et al.*, 2005; Wang y Sassa, 2003).

Los factores asociados a la ocurrencia y distribución de los deslizamientos se dividen en: variables cuasi-estáticas o condicionantes y variables dinámicas o detonantes. Las primeras controlan las características del suelo y el relieve, que contribuyen a la susceptibilidad de las laderas y su ocurrencia espacial. Las segundas son el grado de saturación y cohesión del suelo, que controlan los factores detonantes de las laderas susceptibles (Aristizábal *et al.*, 2010). El clima, el comportamiento hidrológico y las actividades antropogénicas, controlan las variables dinámicas y caracterizan la secuencia temporal de los deslizamientos (Crosta y Frattini, 2003). Por ejemplo, considerando como factor detonante a la lluvia, a mayor intensidad y duración de la tormenta, mayor será la probabilidad de presentarse un deslizamiento (Michel *et al.*, 2014).

Los deslizamientos están relacionados con el proceso de degradación de las cuencas y entenderlos requiere un análisis en conjunto para determinar espacialmente su influencia desde la parte alta hasta la parte baja; ya que los cambios en las velocidades erosivas y la concentración de sedimentos en los cauces, propicia la deposición de estos en las partes bajas, donde la pendiente del cauce principal es menor y por lo tanto, reducen la capacidad hidráulica y de transporte de los mismos, generando desbor-

damientos y ocasionando daños a los centros de población y áreas agrícolas (Bathurst *et al.*, 2005).

Debido a la importancia de estos fenómenos en la Costa de Chiapas que, según el Fondo Mundial para la Reducción y Recuperación de Desastres, es altamente susceptible a deslizamientos causados por lluvias intensas, terreno accidentado, geología, cobertura vegetal y susceptibilidad sísmica (BM, 2022), es necesario generar más estudios en esta región. Así, el objetivo de esta investigación fue obtener el Índice de Estabilidad (SI) y el Índice de Saturación del Suelo (SSI) a través del modelo SINMAP (Stability INDEX MAPPING) en la cuenca del río Huehuetán, para identificar zonas susceptibles a deslizamientos por la saturación del suelo, generada por la precipitación y que ayude a la planificación de asentamientos urbanos en áreas

inestables, así como la prevención y/o corrección a través de medidas estructurales y no estructurales.

## MATERIALES Y MÉTODOS

### Área de estudio

La cuenca del río Huehuetán está ubicada al sur del estado de Chiapas, región conocida como Costa de Chiapas; comprende una superficie de 319.27 km<sup>2</sup> desde la parte alta hasta la estación hidrométrica Huehuetán, ubicada en las coordenadas 15° 05' 56" de Latitud Norte y 92° 24' 02" de Longitud Oeste (Figura 1). La delimitación fue realizada con modelo SWAT (Soil and Water Assessment Tool) (Arnold *et al.*, 1998) usando un Modelo Digital de Elevaciones (MDE) de 10 m de resolución espacial

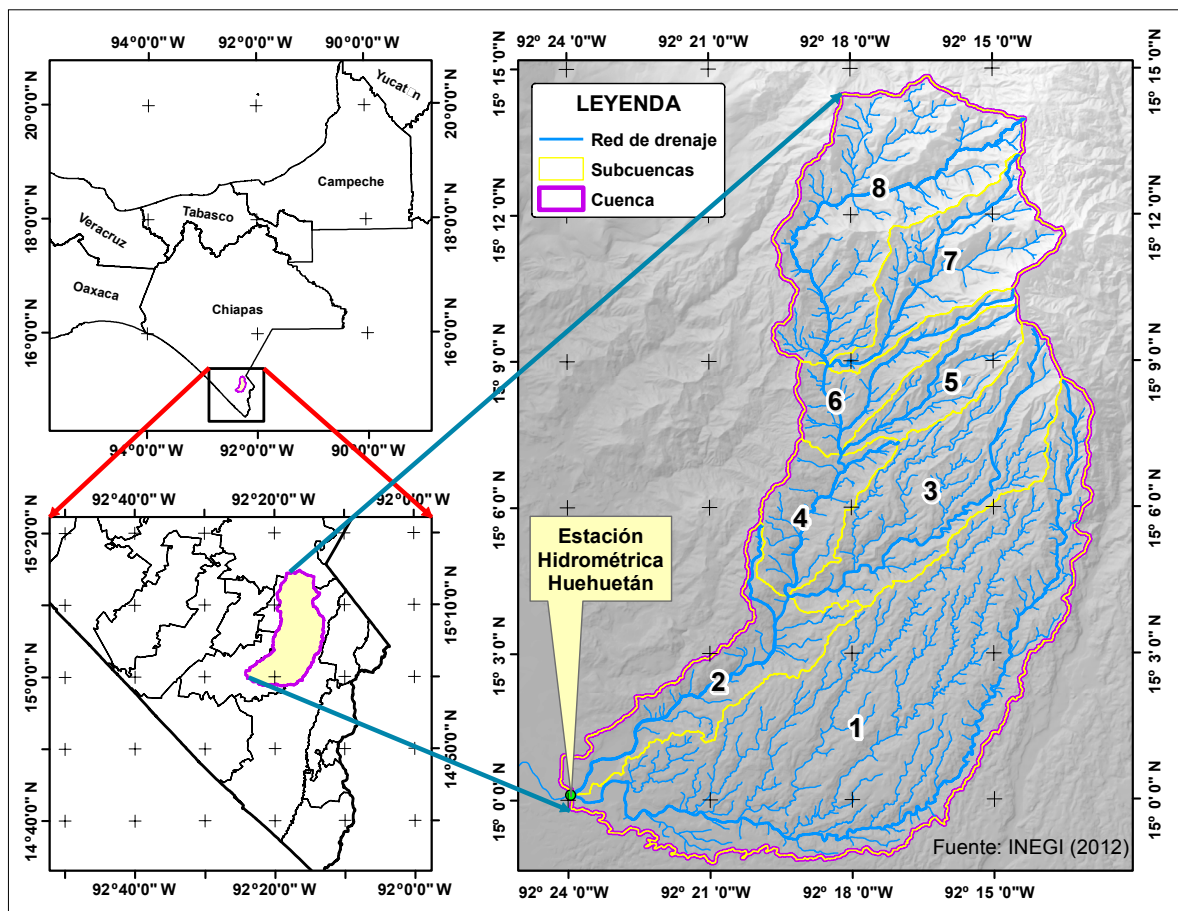


Figura 1. Ubicación de la cuenca y subcuencas del río Huehuetán.

y la red de drenaje obtenida del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI, 2012).

Esta cuenca forma parte de la Sierra Madre de Chiapas; presenta un relieve accidentado en la parte alta, su elevación varía de 19 a 2 690 msnm (Figura 2a) y el 83.15% de su superficie presenta pendientes mayores al 10% (Figura 2b). Estas variaciones influyen durante la presencia de lluvias intensas y de corta duración, generando grandes volúmenes de escurrimiento y sedimentos por la erosión en laderas y cauces y por los deslizamientos debido a la saturación de los poros del suelo (Mora-Ortiz y Rojas-González, 2012).

La precipitación media anual en el área de estudio se obtuvo de las Normales Climatológicas del Servicio Meteorológico Nacional para el periodo de 1981-2010 (SMN, 2022); esta varía entre 2 772 a 4 654 mm, concentrándose entre los meses de mayo a octubre. Su distribución espacial muestra

una concentración de la cantidad en la parte central, debido a la intervención de la Sierra Madre de Chiapas que actúa como una barrera que permite a las nubes precipitar sobre el lado que descarga hacia el océano Pacífico (Figura 3a). Con base en la Serie II de INEGI, los grupos principales de suelo son: Litosoles, con un 36.63%, seguido de los Andosoles con un 28.71% y el 34.66% restante se distribuye en los suelos Cambisol y Luvisol (INEGI, 2006).

Las características geológicas están asociadas a rocas ígneas y sedimentarias (Figura 3b); las primeras ocupan poco más del 85.05% de la superficie (SGM, 1982). Las rocas sedimentarias están ubicadas principalmente en la parte baja, específicamente sobre el lecho y las márgenes del río Huehuetán, por la concentración del escurrimiento superficial en la parte alta y al desprendimiento, transporte y deposición de sedimentos en áreas con pendientes menores. La interacción de la precipitación, topo-

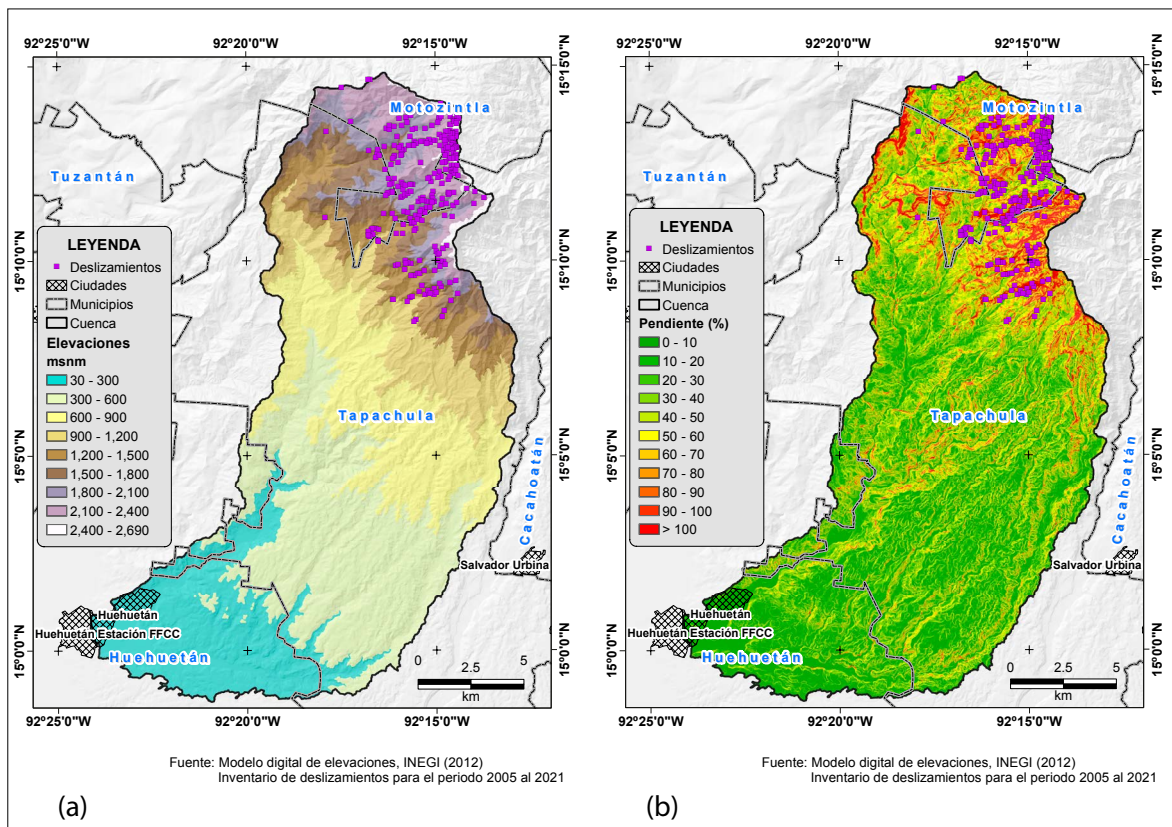


Figura 2. Distribución espacial del relieve en la cuenca del río Huehuetán. (a) Elevaciones; (b) Pendiente.



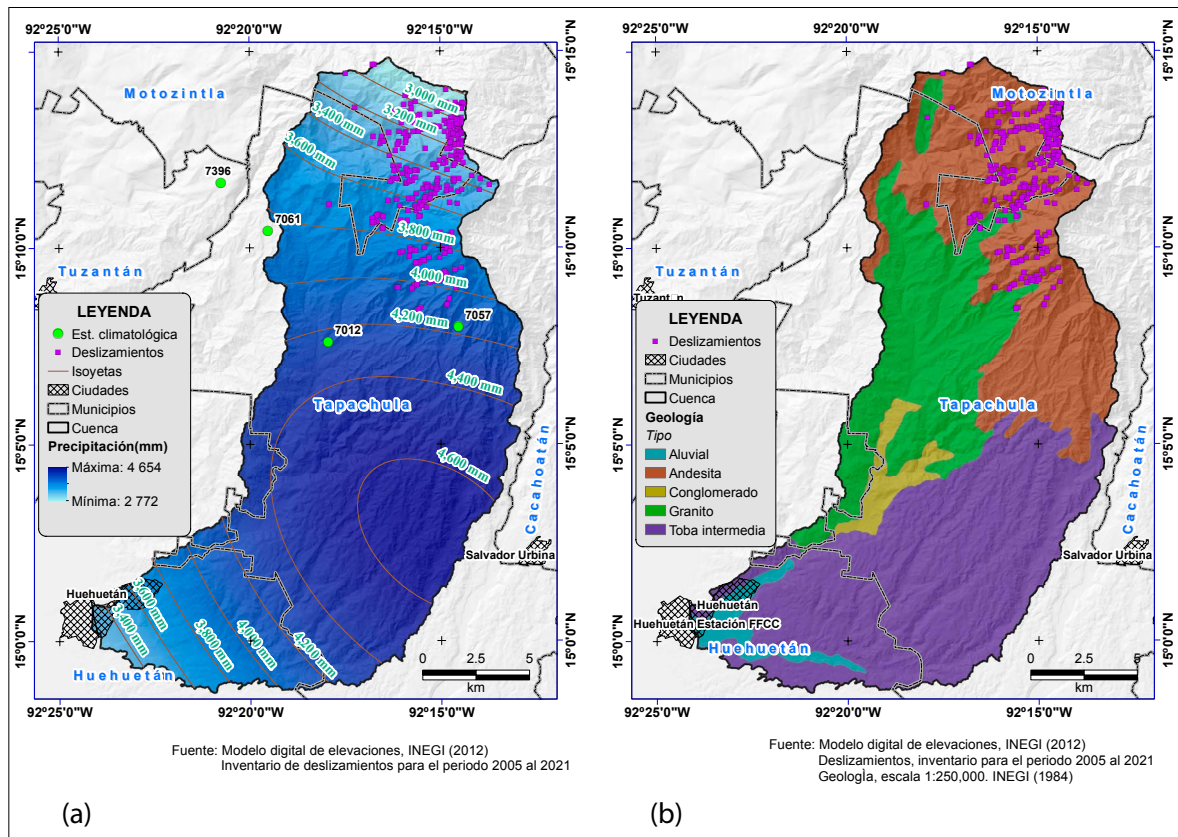


Figura 3. Distribución espacial de la cuenca del río Huehuetán. (a) Precipitación media anual; (b) Unidades geológicas.

grafía, tipo de suelo, geología y cobertura vegetal, influyen directamente en la distribución espacial de los deslizamientos (Lin y Wang, 2018).

### Marco conceptual del modelo SINMAP

El modelo SINMAP (Stability INDEX MAPPING), combina un modelo hidrológico de régimen uniforme sensible a las variaciones del relieve con un modelo de estabilidad de ladera infinita (Pack *et al.*, 1998, 2005). Este modelo requiere de un MDE, propiedades mecánicas e hidrogeológicas del área de estudio e inventario de deslizamientos (Tarolli y Tarboton, 2006); con esta información, SINMAP hace una clasificación de la estabilidad del terreno con base en la variación espacial de la pendiente y el área de contribución (Michel *et al.*, 2014).

Para el modelo de estabilidad de ladera infinita (Figura 4), SINMAP se basa en la ley de Mohr-

Coulomb que indica que, al momento de la falla, el esfuerzo cortante ( $\tau$ ), generado por la componente descendiente del peso del suelo, es igual a la fuerza de resistencia causada por la cohesión del suelo ( $c$ ) y por la resistencia a la fricción debido al estrés normal efectivo a través del plano de falla (Michel *et al.*, 2014), Ecuación 1.

$$\tau = c + (\sigma - u) \tan \phi \quad \text{Ecuación 1}$$

Donde:  $\sigma$  es el esfuerzo normal ( $\text{N m}^{-2}$ ),  $u$  es la presión de poros que se opone a la carga normal ( $\text{N m}^{-2}$ ), y  $\phi$  es el ángulo de fricción interna del suelo (grados).

Sin embargo, Selby (1993) introdujo una modificación a la Ecuación 1 para considerar la presencia de raíces y el nivel freático en el suelo, quedando como la Ecuación 2:

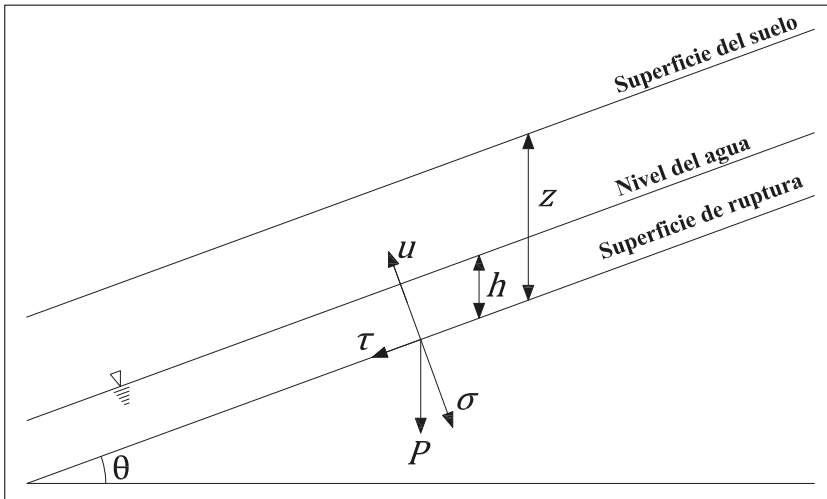


Figura 4. Representación del modelo de ladera infinita. P es el peso del bloque de suelo deslizado. Fuente: adaptado de Michel *et al.* (2014).

$$\rho_s g z \sin \theta \cos \theta = c_r + c_s + (\rho_s g z \cos^2 \theta - \rho_w g h \cos^2 \theta) \tan \theta$$

Ecuación 2

Donde:  $\rho_s$  es la densidad del suelo húmedo ( $\text{kg m}^{-3}$ ),  $z$  es la profundidad de la capa del suelo (m),  $\theta$  es la pendiente (grados),  $h$  es la densidad aparente del agua ( $\text{kg m}^{-3}$ ),  $\rho_w$  es la profundidad del nivel freático (m),  $c_r$  es la cohesión de las raíces ( $\text{N m}^{-2}$ ),  $c_s$  es la cohesión del suelo ( $\text{N m}^{-2}$ ), y  $g$  es la aceleración de la gravedad ( $\text{m s}^{-2}$ ).

El Factor de Seguridad (FS) se obtiene de dividir el lado derecho de la Ecuación 2 que representa las fuerzas estructurales del suelo (fuerzas estabilizadoras) entre el lado izquierdo que corresponde a las fuerzas desestabilizadoras, y se obtiene la Ecuación 3.

$$FS = \frac{c_r + c_s + (\rho_s g z \cos^2 \theta - \rho_w g h \cos^2 \theta) \tan \theta}{\rho_s g z \sin \theta \cos \theta}$$

Ecuación 3

En la Ecuación 3, cuando  $FS=1$ , es un estado de equilibrio, si  $FS<1$ , se produce la falla del talud y si  $FS>1$ , el talud es estable. Este valor no representa estabilidad o inestabilidad absoluta. La estabilidad aumenta con un aumento de los valores del FS (Selby, 1993). Por otro lado, la estabilidad/inestabilidad de la ladera está estrechamente relacionada con las condiciones hidrológicas del área

de estudio; por lo tanto, SINMAP requiere de un modelo hidrológico para estimar la humedad del suelo y su relación con la ladera.

De acuerdo con la Figura 5,  $a$  es el área de contribución o acumulación de flujo ( $\text{m}^2$ ),  $b$  es la longitud de las curvas de nivel (m) y  $q$  es la tasa de recarga uniforme ( $\text{m d}^{-1}$ ). Por lo tanto, definiendo la humedad como la porción de suelo saturado con base en las condiciones de recarga uniforme, O'Loughlin (1986) propuso una relación entre el agua que ingresa al suelo en forma de recarga uniforme o constante y el agua que sale del suelo por la saturación del mismo mediante las Ecuaciones 4 y 5.

$$W = \frac{h}{z} = \left( \frac{q \cdot a}{T \cdot b \cdot \sin \theta}, 1 \right) \quad \text{Ecuación 4}$$

$$T = K_s \cdot z \cdot \cos \theta \quad \text{Ecuación 5}$$

Donde:  $W$  es la humedad en el suelo ( $\text{m m}^{-1}$ ),  $T$  es la transmisividad del suelo ( $\text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ) y  $K_s$  es la conductividad hidráulica saturada ( $\text{m d}^{-1}$ ) considerada homogénea a través del perfil del suelo.

Con base en las propiedades mecánicas e hidrogeológicas, el modelo SINMAP calcula el Índice de Estabilidad (SI) conocido como la probabilidad de que un sitio sea estable asumiendo una distribución uniforme de los parámetros dentro de los umbrales establecidos (Pack *et al.*, 1998, 2005). El valor de SI normalmente varía entre cero (más inestable) a

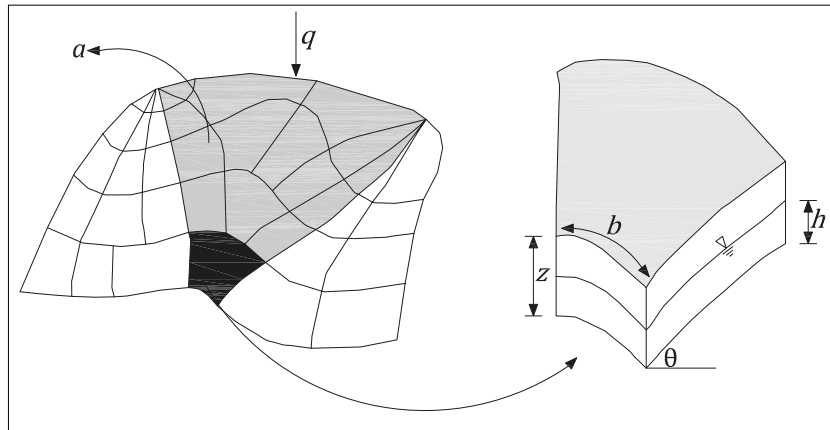


Figura 5. Representación del modelo hidrológico utilizado por SINMAP. Fuente: Michel *et al.* (2014).

uno (menos inestable); sin embargo, en aquellos sitios donde los valores de los parámetros permiten la estabilidad, los valores de SI son mayores de uno, originando la estabilidad (Michel *et al.*, 2014). La Tabla 1 muestra las clases de estabilidad del modelo SINMAP.

El modelo SINMAP calcula la distribución espacial del SI y del SSI, para el primero se basa en

el cálculo del FS para cada pixel del MDE. El FS se define como la relación entre las fuerzas estabilizantes (cohesión y fricción del suelo) y desestabilizantes (fuerza de la gravedad, principalmente) (Pack *et al.*, 2005). Entonces, al combinar el modelo de estabilidad de ladera infinita y el modelo hidrológico de régimen uniforme, se obtiene la Ecuación 6, que corresponde al FS que utiliza el modelo

Tabla 1. Clases de estabilidad con base en el factor de seguridad (FS) del modelo SINMAP.

Clase	Rango de SI	Condición	Influencia de los factores	Descripción
1	$>1.5$	I-E	Factores significativamente desestabilizantes son necesarios para la inestabilidad	Rango de parámetros nunca causa inestabilidad
2	$1.5 > SI > 1.25$	M-E	Factores moderadamente desestabilizantes son necesarios para la inestabilidad	Rango de parámetros no puede causar rotura
3	$1.25 > SI > 1.0$	Q-E	Factores menores desestabilizantes son requeridos para la inestabilidad	Rango de parámetros no puede causar rotura
4	$1.0 > SI > 0.5$	LI-I	No son necesarios factores desestabilizantes para la inestabilidad	Mitad pesimista para causar rotura con el rango de parámetros
5	$0.5 > SI > 0.0$	LS-I	La presencia de factores estabilizantes podrían ser los responsables de la estabilidad	Mitad pesimista para causar rotura con el rango de parámetros
6	$0.0 > SI$	I-I	Se requieren factores estabilizantes para la estabilidad	Rangos de parámetros nunca causa estabilidad

SI=Índice de estabilidad, I-E=Incondicionalmente estable, M-E=Moderadamente estable, Q-E=Quasi-estable, LI-I= Límite inferior de inestabilidad, LS-I=Límite superior de inestabilidad, I-I=Incondicionalmente inestable.

Fuente: adaptado de Michel *et al.* (2014).



SINMAP (Pack *et al.*, 2005; Pradhan y Kim, 2015).

$$FS = \frac{c_a + \cos \theta \cdot \left[ 1 - \text{Min} \left( \frac{q \cdot a}{T \cdot b \cdot \sin \theta}, 1 \right) \cdot r \right] \cdot \tan \phi}{\sin \theta}$$

Ecuación 6

Donde:  $c_a$  corresponde al parámetro adimensional de cohesión ( $c_a = \frac{c_r + c_s}{\rho_s \cdot g \cdot z \cdot \cos \theta}$ ), y  $r$  es la relación de la densidad del agua y del suelo ( $r = \frac{\rho_w}{\rho_s}$ ).

Debido a la variabilidad espacial y temporal de la lluvia y al tipo de suelo (Pack *et al.*, 1998, 2005; Pradhan y Kim, 2015), el modelo SINMAP trabaja con límites mínimos y máximos de los parámetros; asumiendo que:

1. El flujo subsuperficial lateral se da a través del gradiente topográfico. Esto implica que el área de contribución al escurrimiento superficial en cualquier punto está dada por el área específica de la cuenca  $a$ , en función de las condiciones del relieve.
2. La descarga lateral  $q$  en cualquier punto, tiene un estado uniforme de recarga  $R$  ( $\text{m h}^{-1}$ ).
3. La capacidad del flujo lateral en cada punto está dada por la relación  $T \sin \theta$ , donde  $T$  es la transmisividad del suelo ( $\text{m}^2 \text{h}^{-1}$ ).

### Determinación de los índices

El MDE se corrigió hidrológicamente mediante la herramienta de ArcGIS® *Fill*, que permite eliminar las depresiones en el modelo para que cada celda tenga una dirección de flujo definida y eventualmente al pasar de una celda a otra se llegue a las

elevaciones menores (Barnes *et al.*, 2014; Survila *et al.*, 2016; Wang y Liu, 2006), posteriormente se obtuvo la pendiente, la dirección de flujo y el área de contribución. Los parámetros para cada región de calibración del modelo SINMAP se muestran en la Tabla 2, obtenidos a partir del levantamiento de información en campo por Velescu (2009) y pruebas de laboratorio. La cobertura vegetal se obtuvo a partir la asociación de las regiones de calibración y el uso del suelo de la serie VI de INEGI (INEGI, 2017). Para determinar los valores límite del parámetro T/R, asociado a las condiciones de profundidad del suelo, se utilizaron los valores promedio de profundidad de los deslizamientos identificados en campo, esta profundidad varió entre 6 y 14 m.

Las dos regiones de calibración definidas en función de la geología de la cuenca, permitió aplicar el modelo SINMAP para obtener el SI y el SSI. Posteriormente se realizó una reclasificación para conocer la variación espacial de las clases de los índices en las subcuencas delimitadas.

### Inventario de deslizamientos

El inventario de deslizamientos se realizó mediante recorridos de campo durante el periodo 2005 al 2021, realizando el registro de la ubicación del deslizamiento y posteriormente su caracterización espacial a partir de imágenes del satélite Landsat 7, Sentinel 2A e imágenes históricas del programa Google Earth®. Las imágenes de satélite fueron obtenidas del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), en su página oficial, <https://earthexplorer.usgs.gov/>, con niveles de procesamiento 1TP para Landsat y 2A para Sentinel. Durante

Tabla 2. Regiones de calibración y valores requeridos por el modelo SINMAP.

Región	Nombre	Cobertura vegetal	Densidad del suelo húmedo	T/R <sub>mín</sub>	T/R <sub>máx</sub>	$c_a$ mín	$c_a$ máx	$\Phi$ mín	$\Phi$ máx
			$\text{kg m}^{-3}$	m	m	$\text{N m}^2$	$\text{N m}^2$	°	°
1	Ígnea	Forestal	1815	2500	3000	0.10	0.30	45	60
2	Sedimentaria	Selva	1640	2000	3000	0.00	0.25	30	45

T, transmisividad del suelo ( $\text{m}^2 \text{h}^{-1}$ ), que equivale a la conductividad hidráulica saturada  $K$  ( $\text{m h}^{-1}$ ) por la profundidad del suelo (m); R, estado uniforme de recarga ( $\text{m h}^{-1}$ ); T/R, tasa de transmisividad por recarga efectiva (m);  $c_a$ , cohesión del suelo ( $\text{N m}^2$ );  $\Phi$ , umbrales máximos y mínimos para el ángulo de fricción interna del suelo (°).

los primeros años del inventario, se registraron los deslizamientos mediante su ubicación espacial con equipo GPS y con el apoyo de las imágenes de satélite, se conoció su distribución espacial en la cuenca. Esta metodología fue prácticamente similar a la utilizada por Alanís-Anaya *et al.* (2017), con la diferencia en que estos investigadores utilizaron imágenes SPOT y ortofotos, para mejor detalle.

Se identificaron 281 sitios de deslizamientos para el periodo del 2005 al 2021, ubicados en su mayoría, en la parte alta de la cuenca. Entre los principales eventos hidrometeorológicos que originaron deslizamientos, se encuentra el paso del huracán Stan en octubre del 2005 con precipitaciones intensas que alcanzaron un periodo de retorno de 100 años en 6 días (Arellano-Monterrosas, 2010; Murcia y Macías, 2009). La Figura 6 muestra un deslizamiento de una superficie aproximada de 1 950 m<sup>2</sup> y una profundidad media de 14 m.

### Evaluación del desempeño del modelo SINMAP

La precisión del mapa de zonas de inestabilidad producido por el modelo SINMAP se evaluó mediante la Curva Característica Operativa del Receptor (ROC) (Pradhan y Kim, 2015), un método eficaz para representar la calidad de los sistemas de detección probabilística y pronóstico (Swets, 1988).

El método de la curva ROC proporciona una curva dada por una matriz de confusión de clasificación binaria de acuerdo a cuatro posibles resultados, Tabla 3. Estos se derivan de la comparación de los resultados del modelo, con el inventario de deslizamientos, examinando las tasas de verdaderos positivos con las tasas de falsos negativos (Moresi *et al.*, 2020).

El área bajo la curva ROC (AUC) representa el índice de evaluación de precisión del modelo, y



Figura 6. Deslizamiento identificado en la parte alta de la cuenca del río Huehuetán.

Tabla 3. Parámetros de cálculo de la curva ROC.

	Inventario con deslizamientos	Inventario sin deslizamientos
SINMAP con deslizamientos	Verdadero positivo (TP)	Falso positivo (FP)
SINMAP sin deslizamientos	Falso negativo (FN)	Verdadero negativo (VN)

Fuente: adaptado de Moresi *et al.* (2020).

varía entre 0.5 (predicción aleatoria, representada por una línea recta diagonal) y 1.0 (predicción perfecta) y puede usarse para comparación de modelos (Hosmer y Lemeshow, 2005), su clasificación se muestra en la Tabla 4.

Según Pradhan y Kim (2015) para modelos físicos, el índice de estabilidad (SI) se reclasifica en dos clases (estable, para  $SI > 1.0$  e inestable, para  $SI \leq 1.0$ ), posteriormente se superpone con el inventario de deslizamientos para calcular el número de unidades de terreno con presencia o ausencia de deslizamientos; después, la tabla de contingencia se deriva para el corte específico al cruzar las clases de susceptibilidad y la presencia/ausencia de deslizamientos.

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En esta sección se presentan los factores que detonan los deslizamientos de acuerdo con los resultados del modelo SINMAP y su valoración física, que se atribuye a la recarga de agua en el suelo como condición detonante, además de los parámetros geotécnicos, hidrológicos y del suelo. Primero se analizan los valores del SI, después del SSI y finalmente se evalúa el comportamiento del modelo SINMAP.

### Índice de estabilidad

Con base en la distribución espacial de los deslizamientos, se encontró que todos ocurrieron en áreas con presencia de rocas ígneas tanto intrusivas como extrusivas; mientras que, en las áreas con presencia de rocas sedimentarias no existió registro de algún deslizamiento (Figura 7). Se observó una alta correlación entre áreas con pendientes elevadas y la presencia de deslizamientos, coincidiendo con Fabbri *et al.* (2003), quien determinó que la topografía es uno de los principales elementos que definen la ubicación de los deslizamientos.

El Índice de Estabilidad (SI) generado por el modelo SINMAP categorizó a la cuenca del río Huehuetán en seis clases (Figura 8). Cada clase representa el rango del valor del SI que a su vez indica la probabilidad de que cada pixel evaluado obtenga un  $FS > 1$  (Michel *et al.*, 2014). En

Tabla 4. Valores de desempeño del modelo, en función del área bajo la curva ROC.

Área bajo la Curva ROC	Validación
0.5<AUC<0.6	Fallo
0.6<AUC<0.7	Pobre
0.7<AUC<0.8	Aceptable
0.8<AUC<0.9	Excelente
0.9<AUC<1.0	Sobresaliente

Fuente: adaptado de Hosmer y Lemeshow (2005).

la Tabla 5, se observa que el modelo SINMAP clasificó el 24.36% (77.76 km<sup>2</sup>) como área inestable, mientras que el área estable fue de 75.64% (241.51 km<sup>2</sup>); previamente Arellano-Monterrosas (2012), determinó la vulnerabilidad a deslizamientos en función de la precipitación máxima en 24 horas, porosidad del suelo, pendiente, uso actual del suelo y densidad de población, caracterizando como alta a muy alta una superficie de 35.42% de la cuenca. Por otro lado, Bischetti y Chiaradia (2010) realizaron un estudio en áreas forestales, y encontraron valores de 17.3% y 82.7% del área de estudio como inestables, respectivamente, haciendo énfasis en el efecto que la cohesión del suelo y las raíces tienen sobre los deslizamientos.

Los deslizamientos encontrados en el área clasificada como inestable por el modelo SINMAP fueron 229 (Figura 8), mientras que los deslizamientos en el área estable fueron 52. Esto sugiere que los deslizamientos ubicados en el área estable son demasiados; sin embargo, su superficie es significativamente menor, 0.2 km<sup>2</sup> (20 ha), mientras que, la superficie con deslizamientos en el área inestable fue de 1.19 km<sup>2</sup> (119.22 ha). La principal diferencia radica en que las áreas con mayor estabilidad influyeron en la presencia de deslizamientos de menor superficie comparado con los deslizamientos ocurridos en las áreas inestables, donde en estos últimos se registraron deslizamientos con superficies mayores a una hectárea.

Debido a las condiciones existentes en la cuenca, relacionadas con la topografía y la ocurrencia de lluvias intensas, uno de los principales factores identificados como el detonador en la mayoría

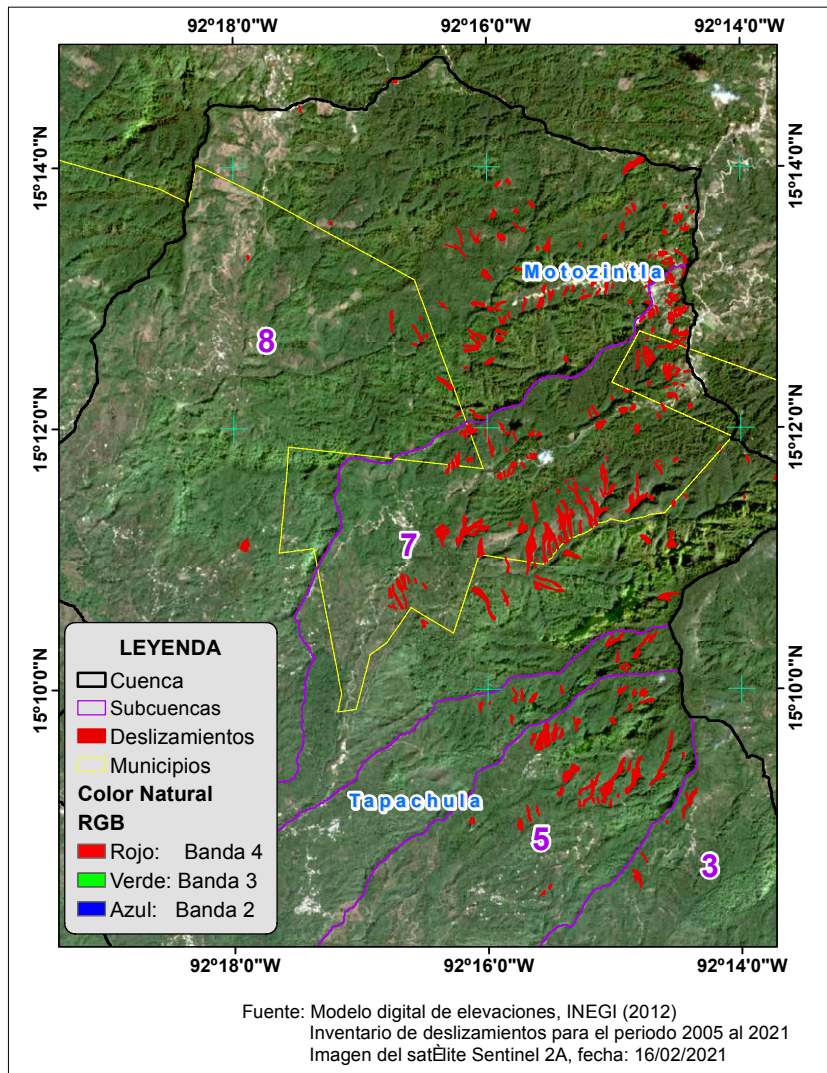


Figura 7. Inventario de deslizamientos de la cuenca del río Huehuetán.

Tabla 5. Clases de estabilidad con base en el índice de estabilidad (SI).

Zona	Clase	Condición	Rango de SI	Área	Área	Deslizamientos	
				km <sup>2</sup>	%	Cantidad	%
Área estable	1	I-E	SI>1.5	174.29	54.59	12	4.27
	2	M-E	1.5>SI>1.25	30.96	9.7	10	3.56
	3	Q-E	1.25>SI>1.0	36.26	11.35	30	10.68
Área inestable	4	LI-I	1.0>SI>0.5	59.8	18.73	127	45.2
	5	LS-I	0.5>SI>0.0	14.24	4.46	90	32.03
	6	I-I	0.0>SI	3.72	1.17	12	4.27
Total				319.27	100	281	100.00

I-E=Incondicionalmente estable, M-E=Moderadamente estable, Q-E=Quasi-estable, LI-I=Límite inferior de inestabilidad, LS-I=Límite superior de inestabilidad, I-I=Incondicionalmente inestable



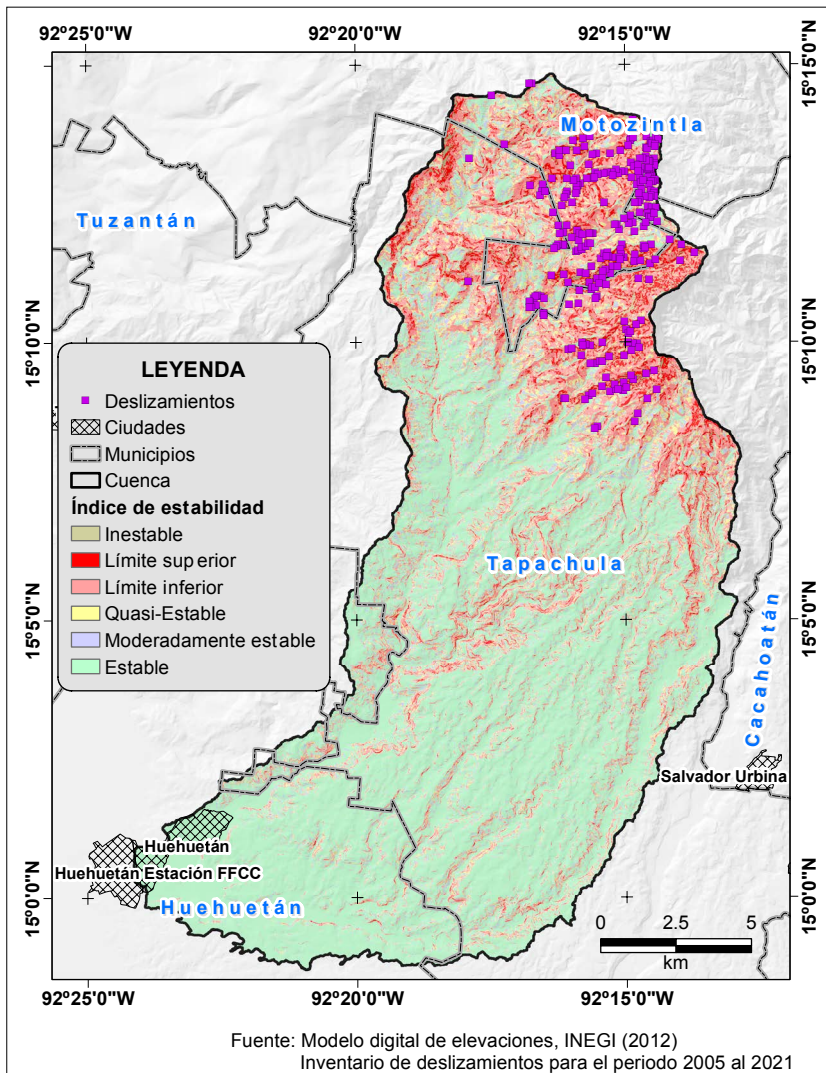


Figura 8. Variación espacial del Índice de Estabilidad obtenido con SINMAP.

de los deslizamientos fue la precipitación, coincidiendo con Yilmaz y Keskin (2009) y Nery y Vieira (2015), quienes indican que durante lluvias intensas y de larga duración, se incrementa la presión de poros y el desplazamiento del aire por el agua infiltrada, incrementado el peso del suelo y disminuyendo el esfuerzo cortante, provocando los deslizamientos. Además, Zhuang *et al.* (2017), analizaron escenarios de precipitación y concluyeron que la estabilidad del suelo en zonas de ladera es sensible a periodos prolongados de lluvias intensas. Adicionalmente, Zúñiga y Magaña (2018) encontraron una tendencia de incremento en las últimas

décadas en el número de eventos de precipitación acumulada de 100 mm en un lapso de 3 días en la Costa de Chiapas lo cual implica una mayor ocurrencia de deslizamientos en la región.

El grado de susceptibilidad a deslizamientos está asociado al incremento en pendiente, relieve y características de los suelos, que se acelera por la presencia de eventos hidrometeorológicos extremos ocasionando la acumulación de agua en los suelos, generando los movimientos en masa. Sengupta *et al.* (2010) encontraron que los deslizamientos se presentan a partir de una lluvia acumulada de 250 mm durante un periodo de 15 días; en la



cuenca del río Huehuetán, Murcia y Macías (2009) reportaron un evento de lluvia de 242 mm para el día 04 de octubre, ocasionando deslizamientos en la parte alta.

Las condiciones de relieve de la cuenca del río Huehuetán están influenciadas por la cercanía del volcán Tacaná, debido a esto, las propiedades de los suelos del área de estudio, están asociadas con los procesos que han ocurrido a través de millones de años y que han repercutido en condiciones de relieve escarpado y en la susceptibilidad a deslizamientos en las subcuencas ubicadas en la parte alta.

Las condiciones actuales en la cuenca muestran que el 75.64% del área es estable (Tabla 5); sin embargo, la estabilidad de las laderas está fuertemente asociada a las condiciones de relieve; de esta manera, mientras que en la parte baja se encuentran más áreas estables, en la parte alta existen más áreas inestables debido al relieve escarpado (Figura 8). Un problema en las áreas inestables es que, ante la presencia de lluvias intensas y de corta duración combinadas con la disminución de la cobertura vegetal, la susceptibilidad de deslizamientos se incrementa por la saturación de los poros del suelo (Collins y Znidarcic, 2005; Guns y Vanacker, 2013).

Las subcuencas más inestables son la 7 y 8 (Tabla 6), ubicadas en la parte alta. El valor del SI por subcuenca es importante para la priorización, ya

que determina el nivel de degradación de los suelos debido a las condiciones de relieve y propiedades geotécnicas de los suelos. Además, permiten realizar una priorización de subcuencas en función de la susceptibilidad a deslizamientos.

### Índice de saturación del suelo

Según la distribución del grado de saturación del suelo, las áreas saturadas están en la parte baja y cercanas a los cauces; sin embargo, en la parte alta, la asociación de la pendiente, precipitación, cobertura vegetal y tipo de suelo, propician una mayor susceptibilidad a deslizamientos (Figura 9). Además, en la parte alta, no se observan áreas saturadas en las laderas, de tal forma que el escurrimiento superficial y el transporte de sedimentos tienen mayor impacto; por otro lado, en la parte baja se tienen áreas de acumulación de escurrimientos y sedimentos debido a las bajas pendientes en los cauces, generando la deposición de sedimentos y ocasionando una reducción significativa de la capacidad hidráulica del cauce (Pérez-Nieto et al., 2012); como consecuencia, los cauces tienden a desbordarse por el incremento del nivel de agua durante eventos de lluvias intensas ocasionando inundaciones.

Los principales agentes para la inestabilidad de las laderas en la parte alta, se deben a la combinación del grado de saturación del suelo con la

Tabla 6. Superficie ocupada en función del índice de estabilidad.

Condición	Superficie por cada clase del SI para cada subcuenca (ha)								Cuenca (ha)
	1	2	3	4	5	6	7	8	
I-E	9851.82	1937.11	1993.04	1037.47	403.38	690.37	393.26	1122.12	17428.57
M-E	1045.48	218.90	518.47	216.57	140.01	161.27	229.09	565.87	3095.66
Q-E	965.42	195.42	598.02	195.15	202.93	166.48	418.47	884.10	3625.99
LI-I	961.81	184.16	870.26	184.73	487.67	301.29	1049.61	1940.68	5980.21
LS-I	111.08	15.69	156.97	19.99	138.94	87.29	371.39	522.90	1424.25
I-I	14.22	0.98	21.85	2.61	49.96	18.07	130.06	134.54	372.29
Total	12949.83	2552.26	4158.61	1656.52	1422.89	1424.77	2591.88	5170.21	31926.97

I-E=Incondicionalmente estable, M-E=Moderadamente estable, Q-E=Quasi-estable, LI-I=Límite inferior de inestabilidad, LS-I=Límite superior de inestabilidad, I-I=Incondicionalmente inestable.

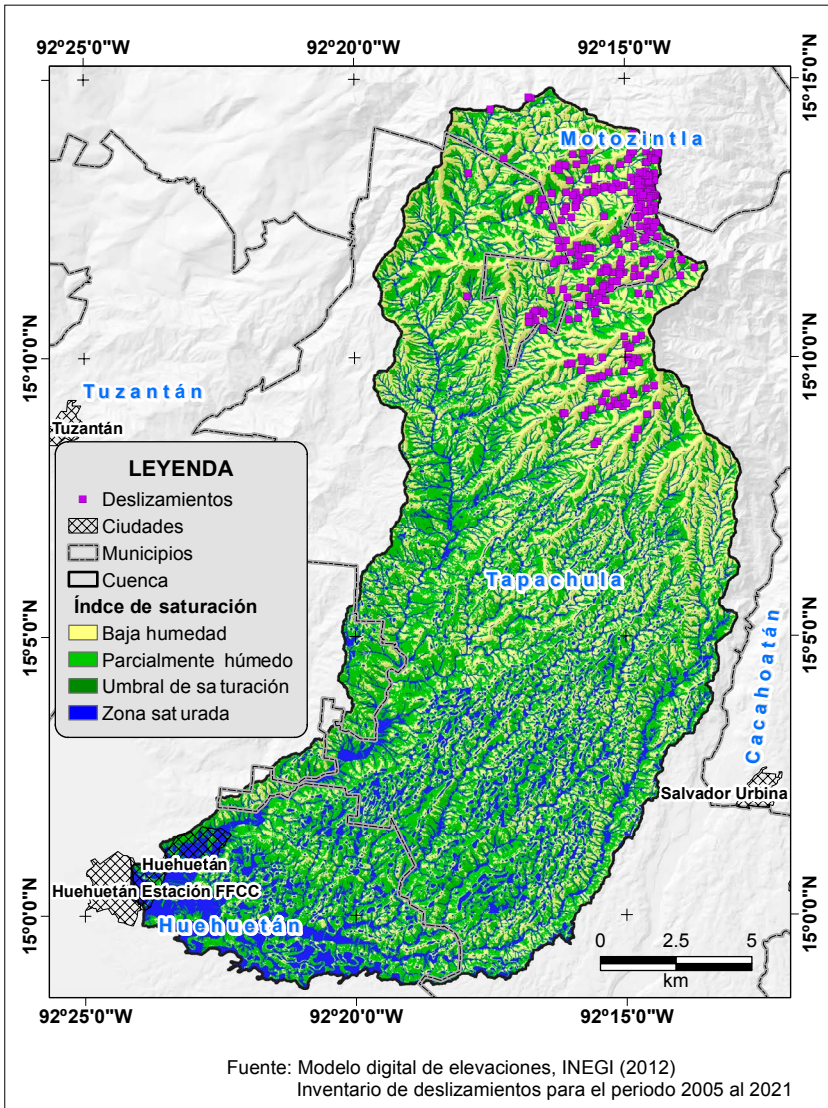


Figura 9. Distribución espacial del Índice de Saturación del Suelo obtenido con SINMAP.

geología, pendiente y cobertura vegetal (Tabla 7). Según Keles y Nefeslioglu, (2021), una densa cobertura vegetal de bosques y selvas es uno de los principales elementos para disminuir la distribución espacial de áreas inestables y funciona como una medida natural de mitigación para la ocurrencia de deslizamientos, aunque Bruijnzeel (2004) menciona que puede prevenir la erosión y deslizamientos superficiales; sin embargo, los deslizamientos profundos (> 3m) están asociados a la presencia de factores geológicos y climáticos. Por su parte, Alanís-Anaya et al. (2017) indica que

todas las zonas con vegetación natural, en algún punto estarán asociadas a zonas de inestabilidad por los efectos que el cambio de uso del suelo genere.

La mayor parte de la superficie de la cuenca está en la clase húmeda, seguida por la de baja humedad y el 19.12% se encuentra en la zona saturada. Sin embargo, las subcuencas de la parte alta (5, 6, 7 y 8) tienen mayor influencia en el grado de saturación del suelo al combinarse con lluvias intensas, suelos erosionados, cobertura vegetal con algún tipo de degradación -zonas que han desarrollado un proceso de cambio de uso de suelo y vegeta-

Tabla 7. Superficie ocupada por cada clase del índice de saturación del suelo.

Clase	Superficie por cada clase del SSI para cada subcuenca (ha)								Cuenca ha
	1	2	3	4	5	6	7	8	
B-H	3748.10	550.30	1852.40	530.50	760.00	624.00	1456.70	2672.50	12194.50
P-H	5322.70	1104.20	1695.50	848.80	512.40	598.70	909.70	1964.10	12955.90
U-S	320.70	89.90	64.30	36.80	17.00	29.30	32.10	83.00	673.00
Z-S	3558.50	807.80	546.50	240.50	133.50	172.80	193.40	450.60	6103.60
Total	12949.80	2552.30	4158.60	1656.50	1422.90	1424.80	2591.90	5170.20	31927.00

B-H=Baja humedad, P-H=Parcialmente húmedo, U-S=Umbral de saturación, Z-S=Zona saturada

ción, principalmente para agricultura de temporal, plantaciones de café, crecimiento urbano y áreas sin vegetación- (Pérez-Nieto et al., 2012; Revenga et al., 1999) y áreas susceptibles a deslizamientos, lo cual ocasiona la inestabilidad en las laderas al incrementarse el contenido de agua en los poros del suelo, reduciendo el esfuerzo cortante de los mismos y generando así deslizamientos.

SINMAP es un modelo adecuado y puede ser implementado fácilmente en comparación con otras metodologías como análisis de incertidumbre, redes neuronales, lógica difusa y regresión logística (Huabin *et al.*, 2005), debido a la facilidad para obtener los datos que requiere ya que se basa en umbrales (Michel *et al.*, 2015), a diferencia de aquellos métodos que requieren mayor información de campo y pruebas complejas en laboratorio, y ocupan mayor tiempo y recursos económicos para obtener resultados cercanos a los de SINMAP.

### Evaluación del modelo SINMAP

Para obtener la distribución espacial de la estabilidad de laderas se reclasificó el SI con base en los rangos de clasificación del FS; para las áreas inestables se consideraron aquellas clases con valor de  $FS \leq 1.0$  y las áreas estables con valor de  $FS > 1.0$  (Michel *et al.*, 2014). La tasa de éxito evalúa cuántos deslizamientos, que se utilizan en el modelo, son capturados con éxito por el mapa de susceptibilidad y, en consecuencia, representa una medida de la eficiencia del modelo.

El mapa de susceptibilidad a deslizamientos del modelo SINMAP se validó con el inventario

de deslizamientos, mostrando una precisión del 85.60% mediante la curva ROC (Figura 10), clasificando al modelo SINMAP como excelente en la predicción de las áreas con deslizamientos en la cuenca del río Huehuetán.

### CONCLUSIONES

El modelo SINMAP permite determinar el Índice de Estabilidad (SI) e Índice de Saturación del Suelo (SSI) de manera fácil y acertada, mismos que pueden emplearse para planeaciones urbanas y reducir los daños graves a raíz de los deslizamientos. Para el área de estudio, SINMAP permitió obtener la distribución espacial del SI y el SSI, caracterizando el 24.36% (77.76 km<sup>2</sup>) como área inestable y 75.64% (241.51 km<sup>2</sup>) como estable.

El modelo también determina, además de las zonas de susceptibilidad, las causas potenciales del deslizamiento y con ello, planear un mejor manejo territorial. En la cuenca del río Huehuetán, las zonas susceptibles de deslizamientos son por la saturación del suelo generada por la cantidad e intensidad de precipitación y se concentran principalmente en la parte alta, resaltando las subcuencas 7 y 8, en las que más del 50% de su área se encuentra en la clase inestable, lo cual está asociado a sus condiciones topográficas, tipo de suelo y cobertura vegetal.

La curva ROC indica que el modelo SINMAP obtuvo una precisión de predicción excelente con 85.60%; además, fue eficaz en la predicción de áreas propensas a deslizamientos mayores a una

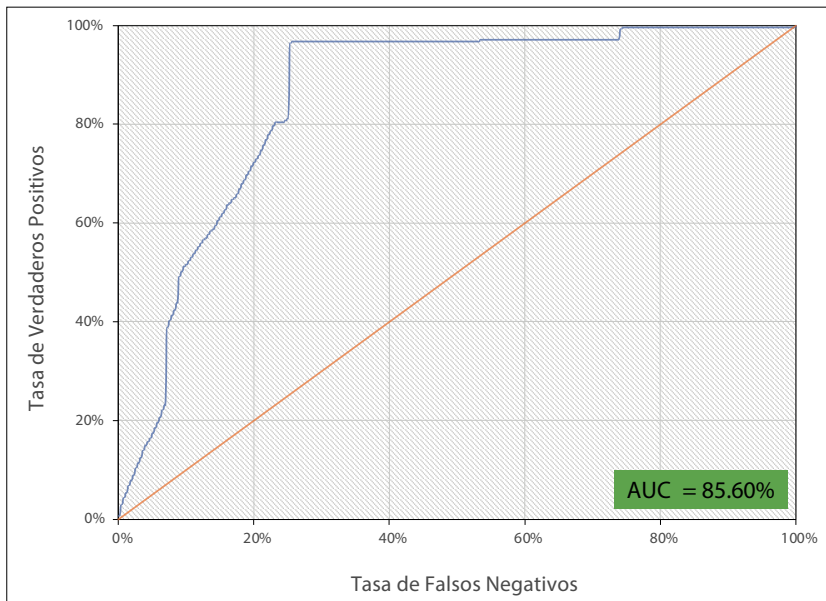


Figura 10. Resultados de la curva ROC para el mapa de susceptibilidad de deslizamientos.

hectárea. Los resultados sugieren que el modelo SINMAP es una herramienta útil para el mapeo del SI y del SSI, con información de fácil acceso y que contribuye al análisis espacial de la susceptibilidad a deslizamientos, que son importantes para la toma de decisiones en los planes urbanos de ordenamiento territorial en zonas de montaña.

Finalmente, los resultados y la caracterización de la cuenca son una validación del modelo SINMAP, y permitirá establecer medidas estructurales y no estructurales, para controlar o corregir los efectos de los deslizamientos. Además, generar más estudios o caracterizaciones de cuencas y su nivel de propensión al deslizamiento es importante, particularmente en México que, según el Fondo Mundial para la Reducción y Recuperación de Desastres, la Costa de Chiapas es considerada de alta susceptibilidad a deslizamientos.

## REFERENCIAS

- Abramson, L. W., Lee, T. S., Sharma, S. y Boyce, G. M. (2001). *Slope stability and stabilization methods*. John Wiley & Sons.
- Alanís-Anaya, R. M., Legorreta-Paulín, G., Mas, J. F. y Granados-Ramírez, G. R. (2017). Susceptibility to gravitational processes due to land cover change in

the Río Chiquito-Barranca del Muerto subbasin (Pico De Orizaba Volcano, México). *Journal of Mountain Science*, 14(12), 2511-2526. <https://doi.org/10.1007/s11629-016-4268-9>

- Arellano-Monterrosas, J. L. (2012). *Vulnerabilidad y gestión de riesgos por deslizamientos e inundaciones en la cuenca superior del río Huehuetán, Chiapas*. Tesis de doctorado. Instituto Mexicano de Tecnología del Agua.
- Arellano-Monterrosas, J. L. L. (2010). Integrated water resources management to reduce the vulnerability to land sliding and flooding in the sierra madre of Chiapas watersheds. *Ingeniería Agrícola y Biosistemas*, 2(1), 23-37. <https://doi.org/10.5154/R.INAG-BI.2010.05.006>
- Aristizábal, E., Martínez, H. y Vélez, J. I. (2010). Una revisión sobre el estudio de movimientos en masa detonados por lluvias. *Revista de La Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 34(131), 209-227.
- Arnold, J. G., Srinivasan, R., Muttiah, R. S. y Williams, J. R. (1998). Large area hydrologic modeling and assessment Part I: Model development. *Journal of the American Water Resources Association*, 34(1), 73-89. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1998.tb05961.x>
- Barnes, R., Lehman, C. y Mulla, D. (2014). Priority-flood: An optimal depression-filling and watershed-labeling algorithm for digital elevation models. *Computers and Geosciences*, 62, 117-127. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2013.04.024>



- Bathurst, J. C., Moretti, G., El-Hames, A., Moaven-Hashemi, A. y Burton, A. (2005). Scenario modelling of basin-scale, shallow landslide sediment yield, Valsassina, Italian Southern Alps. *Natural Hazards and Earth System Science*, 5(2), 189-202. <https://doi.org/10.5194/NHESS-5-189-2005>
- Bischetti, G. B. y Chiaradia, E. A. (2010). Calibration of distributed shallow landslide models in forested landscapes. *Journal of Agricultural Engineering*, 41(3), 23-35. <https://doi.org/10.4081/JAE.2010.3.23>
- BM. (2022). *Determine los peligros naturales en la zona de su proyecto y sepa cómo reducir su impacto. Desprendimientos de tierras, Chiapas, México. Landslide*. Banco Mundial. <https://thinkhazard.org/en/report/2032-mexico-chiapas/LS>
- Bruijnzeel, L. A. (2004). Hydrological functions of tropical forests: not seeing the soil for the trees? *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 104(1), 185-228. <https://doi.org/10.1016/J.AGEE.2004.01.015>
- Brunsdon, D. (2002). Geomorphological roulette for engineers and planners: Some insights into an old game. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 35(2), 101-142. <https://doi.org/10.1144/1470-92362001-40>
- Collins, B. D. y Znidarcic, D. (2005). Closure to "Stability Analyses of Rainfall-Induced Landslides" by Brian D. Collins and Dobroslav Znidarcic. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 131(11), 1438-1438. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1090-0241\(2005\)131:11\(1438\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1090-0241(2005)131:11(1438))
- Crosta, G. B. y Frattini, P. (2003). Distributed modelling of shallow landslides triggered by intense rainfall. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3(1/2), 81-93.
- Cruden, D. M. (1991). A simple definition of a landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 43.
- Dahal, R. K., Hasegawa, S., Nonomura, A., Yamanaka, M., Masuda, T. y Nishino, K. (2008). GIS-based weights-of-evidence modelling of rainfall-induced landslides in small catchments for landslide susceptibility mapping. *Environmental Geology*, 54(2), 311-324. <https://doi.org/10.1007/s00254-007-0818-3>
- Díaz, S. R., Cadena, E., Adame, S. y Dávila, N. (2020). Landslides in Mexico: their occurrence and social impact since 1935. *Landslides*, 17(2), 379-394. <https://doi.org/10.1007/S10346-019-01285-6/FIGURES/7>
- Fabbri, A. G., Chung, C. J. F., Cendrero, A. y Remondo, J. (2003). Is Prediction of Future Landslides Possible with a GIS? *Natural Hazards* 2003 30:3, 30(3), 487-503. <https://doi.org/10.1023/B:NHAZ.0000007282.62071.75>
- Guns, M. y Vanacker, V. (2013). Forest cover change trajectories and their impact on landslide occurrence in the tropical Andes. *Environmental Earth Sciences*, 70(7), 2941-2952. <https://doi.org/10.1007/S12665-013-2352-9>
- Hosmer, D. W. y Lemeshow, S. (2005). Assessing the Fit of the Model. *Applied Logistic Regression*, 143-202. <https://doi.org/10.1002/0471722146.CH5>
- Huabin, W., Gangjun, L., Weiya, X. y Gonghui, W. (2005). GIS-based landslide hazard assessment: An overview. *Progress in Physical Geography*, 29(4), 548-567. <https://doi.org/10.1191/0309133305pp462ra>
- INEGI. (2006). *Conjunto de datos vectorial edafológico (Serie II)*. Instituto Nacional de Estadística y Geografía. <https://www.inegi.org.mx/temas/edafologia/>
- INEGI. (2012). *Continuo de Elevaciones Mexicano 3.0 (CEM 3.0)*. Instituto Nacional de Estadística y Geografía. <https://www.inegi.org.mx/app/geo2/elevacionesmex/>
- INEGI. (2017). *Conjunto Nacional de Información de Uso del Suelo y Vegetación (Serie VI)*. Instituto Nacional de Estadística y Geografía. <https://www.inegi.org.mx/temas/ususuelo/>
- Iverson, R. M. (2000). Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research*, 36(7), 1897-1910. <https://doi.org/10.1029/2000WR900090>
- Keles, F. y Nefeslioglu, H. A. (2021). Infinite slope stability model and steady-state hydrology-based shallow landslide susceptibility evaluations: The Guneysu catchment area (Rize, Turkey). *CATENA*, 200, 105161. <https://doi.org/10.1016/J.CATENA.2021.105161>
- Larsen, M. C. (2008). Rainfall-triggered landslides, anthropogenic hazards, and mitigation strategies. *Advances in Geosciences*, 14, 147-153. <https://doi.org/10.5194/ADGEO-14-147-2008>
- Legorreta-Paulín, G., Alanís-Anaya, R. M., Arana-Salinas, L. y Aceves-Quesada, F. (2018). Evaluación de la eficiencia de predicción a deslizamientos usando un modelo cartográfico-hidroológico: Caso de estudio cuenca La Carbonera, flanco SE del Volcán Pico de Orizaba. *Investigaciones Geográficas*, 95. <https://doi.org/10.14350/RIG.58387>
- Lin, Q. y Wang, Y. (2018). Spatial and temporal analysis of a fatal landslide inventory in China from 1950 to 2016. *Landslides*, 15(12), 2357-2372. <https://doi.org/10.1007/S10346-018-1037-6/FIGURES/8>
- Michel, G. P., Goerl, R. F. y Kobiyama, M. (2015). Critical rainfall to trigger landslides in Cunha River basin, southern Brazil. *Natural Hazards*, 75(3), 2369-2384. <https://doi.org/10.1007/s11069-014-1435-6>
- Michel, G. P., Kobiyama, M. y Goerl, R. F. (2014). Comparative analysis of SHALSTAB and SINMAP for landslide susceptibility mapping in the Cunha River basin, southern Brazil. *Journal of Soils and Sediments*, 14(7), 1266-1277. <https://doi.org/10.1007/S11368-014-0886-4>



- Montgomery, D. R. y Dietrich, W. E. (1994). A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water Resources Research*, 30(4), 1153-1171. <https://doi.org/10.1029/93WR02979>
- Mora-Ortiz, R. S. y Rojas-González, E. (2012). Efecto de la saturación en el deslizamiento de talud en la comunidad San Juan de Grijalva, Chiapas. *Ingeniería, Investigación y Tecnología*, 13(1), 55-68. [http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S1405-77432012000100006&lng=es&nrm=iso&tlng=es](http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1405-77432012000100006&lng=es&nrm=iso&tlng=es)
- Moresi, F. V., Maesano, M., Collalti, A., Sidle, R. C., Matteucci, G. y Mugnozza, G. S. (2020). Mapping Landslide Prediction through a GIS-Based Model: A Case Study in a Catchment in Southern Italy. *Geosciences*, 10(8), 309. <https://doi.org/10.3390/GEOSCIENCES10080309>
- Murcia, H. F. y Macías, J. L. (2009). Registro geológico de inundaciones recurrentes e inundación del 4 de octubre de 2005 en la ciudad de Tapachula, Chiapas, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(1), 1-17.
- Nery, T. D. y Vieira, B. C. (2015). Susceptibility to shallow landslides in a drainage basin in the Serra do Mar, São Paulo, Brazil, predicted using the SINMAP mathematical model. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 74(2), 369-378. <https://doi.org/10.1007/s10064-014-0622-8>
- Neuhäuser, B., Damm, B. y Terhorst, B. (2012). GIS-based assessment of landslide susceptibility on the base of the Weights-of-Evidence model. *Landslides*, 9(4), 511-528. <https://doi.org/10.1007/S10346-011-0305-5>
- O'Loughlin, E. M. (1986). Prediction of Surface Saturation Zones in Natural Catchments by Topographic Analysis. *Water Resources Research*, 22(5), 794-804. <https://doi.org/10.1029/WR022I005P00794>
- Pack, R., Tarboton, D. y Goodwin, C. (1998). Terrain Stability Mapping with SINMAP, technical description and users guide for version 1.00. Civil and Environmental Engineering Faculty Publications. [https://digitalcommons.usu.edu/cee\\_facpub/2582](https://digitalcommons.usu.edu/cee_facpub/2582)
- Pack, R., Tarboton, D., Goodwin, C. y Prasad, A. (2005). SINMAP 2.0 for ArcGIS - A Stability Index Approach to Terrain Stability Hazard Mapping, User's Manual. Civil and Environmental Engineering Faculty Publications. [https://digitalcommons.usu.edu/cee\\_facpub/12](https://digitalcommons.usu.edu/cee_facpub/12)
- Pérez-Nieto, S., Arellano-Monterrosas, J. L., Ibáñez-Castillo, L. A. y Hernández-Saucedo, F. R. (2012). Estimación de la erosión hídrica provocada por el hueracán Stan en las cuencas costeras de Chiapas, México. *Terra Latinoamericana*, 30(2), 103-110.
- Polemio, M. y Petrucci, O. (2000). *Rainfall as a landslide triggering factor an overview of recent international research*. <http://hdl.handle.net/2122/7936>
- Pradhan, A. M. S. y Kim, Y. T. (2015). Application and comparison of shallow landslide susceptibility models in weathered granite soil under extreme rainfall events. *Environmental Earth Sciences*, 73(9), 5761-5771. <https://doi.org/10.1007/S12665-014-3829-X/FIGURES/8>
- Ray, R. L., Jacobs, J. M. y Douglas, E. M. (2018). Modeling regional landslide susceptibility using dynamic soil moisture profiles. *Journal of Mountain Science* 2018 15:8, 15(8), 1807-1824. <https://doi.org/10.1007/S11629-018-4896-3>
- Revenga, C., Murray, S., Abramovitz, J., & Hammond, A. (1999). *Watersheds of the world: Ecological value and vulnerability* (First Edition). World Resources Institute.
- Selby, M. J. (1993). *Hillslope materials and processes* (2nd edition). Oxford University Press.
- Sengupta, A., Gupta, S. y Anbarasu, K. (2010). Rainfall thresholds for the initiation of landslide at Lanta Khol in north Sikkim, India. *Natural Hazards*, 52(1), 31-42. <https://doi.org/10.1007/s11069-009-9352-9>
- SGM. (1982). *Carta Geológica de los Estados Unidos Mexicanos (Serie II)*. Servicio Geológico Mexicano. <https://www.sgm.gob.mx/GeoInfoMexGobMx/>
- SMN. (2022). *Normales Climatológicas por estado*. Servicio Meteorológico Nacional. <https://smn.conagua.gob.mx/es/climatologia/informacion-climatologica/normales-climatologicas-por-estado>
- Survila, K., Yildirim, A. A., Li, T., Liu, Y. Y., Tarboton, D. G. y Wang, S. (2016). A scalable high-performance topographic flow direction algorithm for hydrological information analysis. *ACM International Conference Proceeding Series*. 17-21 de julio. <https://doi.org/10.1145/2949550.2949571>
- Swets, J. A. (1988). Measuring the Accuracy of Diagnostic Systems. *Science*, 240(4857), 1285-1293. <https://doi.org/10.1126/SCIENCE.3287615>
- Tarolli, P. y Tarboton, D. G. (2006). A new method for determination of most likely landslide initiation points and the evaluation of digital terrain model scale in terrain stability mapping. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10(5), 663-677. <https://doi.org/10.5194/HESS-10-663-2006>
- Terlien, M. T. J. y Terlien, M. T. J. (1998). The determination of statistical and deterministic hydrological landslide-triggering thresholds. *Environmental Geology*, 35(2), 124-130. <https://doi.org/10.1007/S002540050299>
- Velescu, A. (2009). *Heterogenität von bodenkundlichen Standortfaktoren in feucht-tropischen Gebirgslandschaft*

- ten am Beispiel des Einzugsgebietes des Río Huehuetán (Chiapas, Mexiko). Tesis de maestría. Eberhard-Karls-Universität Tübingen.
- Wang, G. y Sassa, K. (2003). Pore-pressure generation and movement of rainfall-induced landslides: effects of grain size and fine-particle content. *Engineering Geology*, 69(1-2), 109-125. [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(02\)00268-5](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(02)00268-5)
- Wang, L. y Liu, H. (2006). An efficient method for identifying and filling surface depressions in digital elevation models for hydrologic analysis and modelling. *International Journal of Geographical Information Science*, 20(2), 193-213. <https://doi.org/10.1080/13658810500433453>
- Yilmaz, I. y Keskin, I. (2009). GIS based statistical and physical approaches to landslide susceptibility mapping (Sebinkarahisar, Turkey). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 2009 68:4, 68(4), 459-471. <https://doi.org/10.1007/S10064-009-0188-Z>
- Zhuang, J., Peng, J., Wang, G., Iqbal, J., Wang, Y., Li, W., Xu, Q. y Zhu, X. (2017). Prediction of rainfall-induced shallow landslides in the Loess Plateau, Yan'an, China, using the TRIGRS model. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(6), 915-927. <https://doi.org/10.1002/esp.4050>
- Zúñiga, E. y Magaña, V. (2018). Vulnerability and risk to intense rainfall in Mexico: The effect of land use cover change. *Investigaciones Geográficas*, 95. <https://doi.org/10.14350/rig.59465>