

Modelo morfométrico para determinar áreas susceptibles a procesos de ladera

Morphometric model to determine susceptible areas to hillslope processes

Adolfo Quesada Román* y Gustavo Barrantes Castillo*

Recibido: 28/09/2016. Aceptado en versión final: 29/03/2017. Publicado en línea (versión e-print): 05/05/2017

Resumen. En países tropicales donde existen condiciones geodinámicas activas, tanto internas como externas, y el modelado del relieve está en constante modificación, los procesos de ladera son una de las amenazas naturales más recurrentes que causan pérdidas humanas y económicas todos los años. El área de estudio comprende una sección de 52 km² en las coordenadas geográficas extremas: 10,23° N y 10,18° S, -84,23° W y -84,14° E, la cual se localiza en la ladera noreste del volcán Poás en Costa Rica. El objetivo de este trabajo es mostrar un modelo morfométrico para determinar áreas susceptibles a procesos de ladera a partir del caso de estudio de la región más afectada por los deslizamientos disparados durante el terremoto de Cinchona en 2009. Se desarrollaron siete mapas morfométricos que explican de manera indirecta la dinámica geomorfológica de este territorio. Se compararon los resultados del mapa de susceptibilidad a procesos de ladera con los movimientos en masa cosísmicos de 2009, lo que dio como resultado que un 98% de estos fenómenos coincidieran con las áreas de ocurrencia frecuente y máxima ocurrencia. Además, se utilizaron las superficies de ruptura de los procesos gravitacionales de 2009 para validar este modelo con un evento sísmico real, lo que dio un 78% de predicción. Por último, este modelo podría ser replicado en otras regiones tropicales como insumo de base para la toma de decisiones en la gestión del riesgo a desastres y el ordenamiento territorial.

Palabras clave: geomorfometría, morfometría, riesgos naturales, deslizamientos, movimientos en masa cosísmicos, volcán Poás.

Abstract. In tropical countries where both internal and external active geodynamic conditions exist and relief modeling is constantly changing, hillside processes are one of the most recurring natural hazards that cause human and economic losses each year. In Costa Rica, for example, these phenomena cause approximately 30% of the disasters that affect the country each year. The study area comprises a section of 52 km² in the extreme geographical coordinates: 10,23° N and 10,18° S; -84.23° W and -84.14° E; which is located on the northeast slope of the Poás volcano in Costa Rica and has the physical characteristics of rainfall above 2000 mm per year, intense tectonic dynamics associated with different tectonic faults and dense tropical vegetation. The objective of this work is to show a morphometric model to determine susceptible areas to hillslope processes, starting from the case study of the most affected region by the landslides triggered during the Cinchona Earthquake in 2009. The morphometry or geomorphometry is the quantitative analysis of the terrestrial surface; among its fundamental variables are altimetry or hypsometry, slope of the terrain and drainage density. The morphometric methods used are based on the approaches of Simonov (1985), Lugo (1988) and Zamorano (1990). Seven morphometric maps were developed that indirectly explain the geomorphological dynamics of this territory. Firstly, the cartography of dissection density, depth of dissection, relief energy and total erosion were performed. The density of the dissection calculates the concentration of river channels in a specific area, aiming to establish zones of greater or lesser concentration of river courses and therefore with greater river erosion. The depth of the dissection aims

* Escuela de Ciencias Geográficas, Universidad Nacional de Costa Rica. Dirección Postal: 86-3000, Teléfono: + (506) 2277-3283, Heredia, Costa Rica. adolfo.quesada.roman@una.cr; adolfo.quesada@gmail.com; gustavo.barrantes.castillo@una.cr; gbarrantes@gmail.com

to measure the erosive capacity or activity of rivers vertically, as it analyzes the areas where river erosion has been more (or less) intense over time and provides an indirect relationship of the parameters that allow the dissection to increase, such as lithology, terrain inclination, precipitation and substrate weakness planes. The relief energy determines the maximum difference of the relative height in meters in a specific area and represents the potential energy that emerges from the relief. The total erosion determines zones with greater or less erosion of the recorded relief by means of the density of the curves of level in a determined area (by minimum spatial unit of analysis). All these parameters were analyzed from the three morphological regions that make up the study area (Poás volcanic complex, pyroclastic ramps and valley slopes), and then integrate these variables into the slope susceptibility map. Subsequently, the results of the map of susceptibility to hillside processes were compared with the coseismic mass movements of 2009, which resulted in that 98% of these phenomena coincided with the areas of frequent occurrence and maximum occurrence. In addition, the rupture surfaces of the gravitational processes of 2009 were used to validate this model with a real seismic event,

giving 78% of prediction. It is possible to affirm that the model showed a very good performance to predict coseismic slope movements despite the fact that the model does not use any seismic parameters. It would then be expected that their verification with slope movements induced by extreme weather events would be equally acceptable. In view of the obtained results, it can be affirmed that the greatest virtue of the morphometric model is the use of easily obtained morphometric parameters from two fundamental variables: the hydrographic network and the elevation contours. It is for these reasons that the method can be applied in the territories of poor countries, by virtue of the provision of this base information. However, the limitation of the model is on the scale of the data sources and the size of the analysis cells that compose the grid of the study area. Finally, this model could be replicated in other regions or countries as a basic input for decision making in disaster risk management and land use planning.

Keywords: Geomorphometry, morphometry, natural risks, landslides, coseismic mass movements, Poás volcano.

INTRODUCCIÓN

De acuerdo con el informe de Evaluación Global sobre la Reducción del Riesgo de Desastres, hay una tendencia global creciente en cuanto a las pérdidas económicas y el número de muertes asociadas a riesgos recurrentes de poca extensión espacial (también conocidos como extensivos) en los países de ingresos bajos y medios, como inundaciones rápidas, deslizamientos de tierra, inundaciones urbanas, entre otros. De acuerdo con dicho informe los riesgos extensivos aumentan por factores como la falta de planificación y gestión deficiente del desarrollo urbano, la degradación ambiental, la pobreza y la desigualdad, la vulnerabilidad de los medios de vida rurales y la debilidad de la gobernanza (UNISDR, 2015). Para el caso de América Latina, entre 1990 y 2013 los eventos hidrometeorológicos y climáticos (entre los que se encuentran los deslizamientos) muestran un aumento en el número de personas afectadas y viviendas dañadas, especialmente a partir de 2004, con una tasa de incremento mayor a la de mortalidad y de viviendas destruidas (LA RED, 2015). La identificación de la susceptibilidad a movimientos en masa es un paso necesario para la gestión del riesgo a desastres, ya que genera el conocimiento base para la toma de decisiones en materia de ordenamiento territorial

y la disminución del riesgo actual. En este artículo se brinda un modelo que permite cartografiar la susceptibilidad a deslizamientos basado en el uso de dos variables que son analizadas por métodos morfométricos, que representan una alternativa para países con escasa información de calidad, a escalas apropiadas para la planificación territorial.

La morfometría como indicador de procesos de ladera

La morfometría o geomorfometría es el análisis cuantitativo de la superficie terrestre; entre sus variables fundamentales están la altimetría o hipsometría, la pendiente del terreno y la densidad del drenaje, aunque se pueden conformar de muchas más dependiendo de la morfodinámica y la morfogénesis (Pedraza, 1996). Existen dos tipos de geomorfometría, general y específica: la primera estudia el campo como un continuo y la segunda analiza las características geométricas y topológicas de las formas del relieve (Evans, 2012). En su aplicación se considera la resolución vertical y horizontal, y se aplican algoritmos de interpolación así como cálculos de derivadas y suavizado de sus resultados (Goudie, 2004). Los análisis morfométricos se pueden dividir en dos partes: una que estudia las características cuantitativas de las formas (por ejemplo, superficie, altura,

pendiente y volumen) y la otra que se encarga de la investigación de los elementos del relieve a partir de índices numéricos medios, máximos y mínimos (Lugo, 2011). Los productos de este tipo de análisis son mapas morfométricos, los cuales son útiles en estudios de evolución de laderas, evaluación de erosión y susceptibilidad a peligros (Peña-Monné, 1997). En el contexto latinoamericano existen muchos ejemplos de la aplicación de métodos morfométricos para la zonificación de procesos de ladera. México es uno de los países donde la geomorfometría ha sido aplicada en las últimas décadas con una importante producción de tesis de grado, proyectos de investigación y un valioso número de metodologías para determinar áreas susceptibles a procesos de remoción en masa, expuestas en múltiples artículos científicos (Flores y Alcántara, 2002; Borja y Alcántara, 2004; Lugo *et al.*, 2005; Aceves *et al.*, 2006; Borja y Alcántara, 2010; Flores y Alcántara, 2012; Muñiz y Hernández, 2012; Valerio *et al.*, 2012; Aceves *et al.*, 2014; Galindo y Alcántara, 2014; Legorreta y Lugo, 2014). Otros estudios similares se ha realizado en Argentina (Carignano *et al.*, 2014), en Brasil (Marques *et al.*, 2008; Dos Santos *et al.*, 2009), en Perú (Villacorta *et al.*, 2007), así como en Venezuela (Marcano y Cartaya, 2013; Mujica y Pacheco, 2013); no obstante, generalmente se limitan a la caracterización de la geología y su asociación con la incidencia de estos fenómenos en áreas específicas, sin dar como resultado una cartografía de áreas susceptibles a procesos de ladera como insumo para la planificación territorial.

METODOLOGÍA

Los métodos morfométricos utilizados se basan en los planteamientos de Simonov (1985), Lugo (1988) y Zamorano (1990). Se seleccionaron cuatro parámetros que representan la dinámica de laderas, derivados del modelo de elevación del terreno (MDT) y de la red fluvial. Las variables utilizadas son la densidad de la disección (D), la profundidad de la disección (P), la energía del relieve (E) y la erosión total (ET). La densidad de la disección (D) calcula la concentración de cauces

fluviales en un área específica, tiene como objetivo establecer zonas de mayor o menor concentración de cursos fluviales y, por ende, con mayor erosión fluvial. Entre las variables que condicionan este parámetro morfométrico resaltan la competencia del sustrato, las estructuras disyuntivas (fracturas o fallas), la inclinación del terreno, la cobertura, así como la intensidad y el tipo de precipitación. Se determina trazando todos los cauces fluviales que hay en las cuencas dentro el área de estudio incluyendo los drenajes o torrentes de montaña que no aparecen en la cartografía. Posteriormente, se calcula la concentración de los ríos por unidad de área (unidad mínima de análisis: 500 m² para este estudio debido a que las curvas de nivel a escala 1:10 000 permiten trabajar a esta resolución y obtener buenos resultados, pero podría variar dependiendo de la extensión de la cuenca e isohipsas). La profundidad de la disección (P) tiene como objetivo medir la capacidad o actividad erosiva de los ríos en la vertical, ya que analiza las superficies donde la erosión fluvial ha sido más (o menos) intensa a través del tiempo y proporciona una relación indirecta de los parámetros que permiten que la disección aumente como la litología, la inclinación del terreno, la precipitación y los planos de debilidad del sustrato. Se explica como la altura entre el *talweg* y la ruptura de pendiente más representativa y próxima a la ladera inferior del valle (por unidad espacial mínima de análisis) expresada en metros. La energía del relieve (E) determina la diferencia máxima de la altura relativa en metros en un área específica y representa la energía potencial que se desprende del relieve. Para su medición se ubicaron los valores de mayor y menor altitud, en este caso por unidad espacial mínima de análisis, y se obtiene la diferencia entre éstos. La erosión total (ET) determina zonas con mayor o menor erosión del relieve registrado por medio de la densidad de las curvas de nivel en un área determinada (por unidad espacial mínima de análisis).

El modelo morfométrico de susceptibilidad a procesos de ladera se expresa de la siguiente forma:

$$SPL = D + P + E + ET / 4 \text{ [E1]}$$

Donde:

SPL= Susceptibilidad a ocurrencia de procesos de ladera (deslizamientos en su acepción más amplia)

D = Densidad de la disección

P = Profundidad de la disección

E = Energía del relieve

ET= Erosión total

Para poder combinar las variables se requiere una previa estandarización de las mismas, lo que se logra con la estandarización omega (ω) (Velázquez y Celemín, 2011; Buzai, 2013). De esta forma todas las variables se expresan en valores entre 0 y 1, sin perder información de los valores extremos. Luego de aplicar la fórmula propuesta [E1], que se requiere para establecer clases que representan grados de susceptibilidad a procesos de ladera, se proponen tres clases correspondientes con baja, moderada y alta susceptibilidad, a partir de una división de tres rangos por medio del método estadístico de cuartiles. Dado que la metodología propuesta se orienta a su aplicación en proceso de gestión del riesgos, como lo son el ordenamiento territorial y la prospección del riesgo, este modelo facilitará su interpretación por parte de los gestores del riesgo y de los tomadores de decisiones. Adi-

cionalmente, se aclara que la selección del método de clasificación puede ser utilizada para calibrar el modelo, al confrontar el resultado espacial de la clasificación con la distribución del inventario previo de deslizamientos.

Caso de aplicación: ladera noreste del volcán Poás, Costa Rica

Área de estudio

El área de estudio comprende una sección de 52 km² de la ladera noreste del volcán Poás, en las coordenadas geográficas extremas 10.23 N y 10.18 S, -84.23 W y -84.14 E (Figura 1). Se localiza en una fractura volcano-tectónica alineada de norte-sur, donde se ubican su foco eruptivo, los conos piroclásticos de Sabana Redonda, el cono Botos, el cono Von Frantzius, el volcán Congo y los maeres de Hule y Río Cuarto (Ruíz *et al.*, 2010).

Las formaciones geológicas que están presentes en el flanco noreste del volcán Poás son la Unidad Achiote (538-200? ka), Cima Poás (56-0.1 ka), Neo Barva, Paleo Barva, Volcán Congo (40-10 ka), Andesitas La Paz (600-500 ka) y Von Frantzius (40-10 ka); las cuales, a su vez, son cruzadas por fallas de rumbo, normales y otras inferidas (Montero *et al.*, 2010; Ruiz *et al.*, 2010). De acuerdo con Quesada-

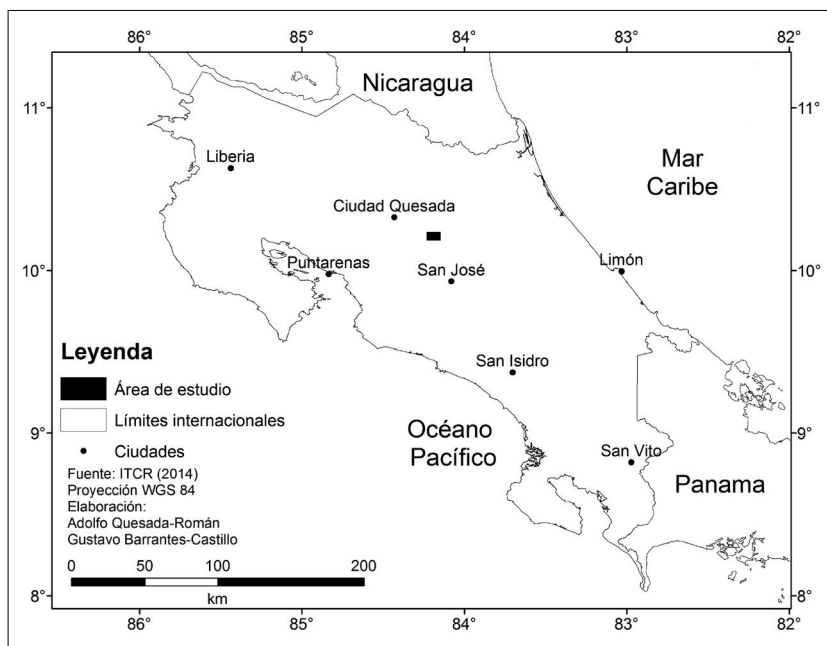


Figura 1. Localización del área de estudio en el contexto nacional.

Román y Barrantes-Castillo (2016), el área de estudio puede dividirse en tres grandes unidades de relieve: la cima del volcán Poás, el edificio del Von Frantzius y el sector de los cañones del río Sarapiquí y La Paz. No obstante, existe una amplia rampa piroclástica entre el complejo volcánico y los valles fluviales de los ríos Sarapiquí y La Paz. Los suelos predominantes son los hydrandepts, vitrandepts, trophorthents; básicamente en los órdenes de los Ultisoles, con una alta meteorización y profundidad, así como los Inceptisoles, con aportes de cenizas volcánicas que rejuvenecen los horizontes más superficiales del suelo (Mata *et al.*, 2013). Por su parte, las condiciones climáticas tienen la particularidad de presentar precipitaciones superiores a los 2000 mm, hasta incluso alcanzar los 8000 mm en este sector del país; además las temperaturas varían entre los 10°, como media anual por encima de 3000 msnm, y superiores a los 30° en las planicies costeras (IMN, 2008).

Inventario de movimientos en masa

El 8 de enero de 2009 se presentó un terremoto que afectó toda el área de estudio e incluso el sector norte de la Gran Área Metropolitana, dada su localización a unos 40 km al norte de San José. Este evento tuvo magnitud de Mw 6.2, con una profundidad de 6 km, asociado a una falla superficial de tipo oblicuo en dirección N-S, cuya ruptura se extiende por unos 12 km en horizontal y unos 7 km en su inclinación en profundidad, con un deslizamiento promedio de 30 cm a lo largo del plano de la falla; este fallamiento está ubicado en el flanco este del volcán Poás. La intensidad máxima reportada fue de IX en la escala de Intensidad Mercalli Modificada (IMM) en los poblados de Cinchona e Isla Bonita, dos de los lugares más afectados por el evento (RSN: UCR-ICE, 2009), por esta razón se le conoce como el terremoto de Cinchona. Los principales daños ocurridos se asocian con el incumplimiento de la norma sísmica de construcción y principalmente por el disparo de movimientos en masa. Barrantes *et al.* (2013) realizó un inventario detallado de los movimientos en masa llegando a contabilizar 4600 en toda la región afectada, a escala 1:1000. Posteriormente, Quesada-Román y Barrantes (2016) utilizando la

clasificación internacional de procesos de ladera de la WP/WLI, ordenaron los movimientos en masa del área de estudio, donde reportan que un 48% de los movimientos son de tipo complejo, seguidos por los desprendimientos con un 35%, los flujos de lodo un 12% y deslizamientos con un 5%. Del total de procesos de ladera para el presente estudio se separaron 2260 superficies de ruptura de deslizamientos, desprendimientos y movimientos complejos que aportaron el material, ya que la zonificación de susceptibilidad solo identifica el potencial de una ladera a sufrir un movimiento en masa.

Aplicación del modelo

El área de estudio fue dividida en una rejilla compuesta por 228 cuadros, de 500 m², que corresponden con 52 km². Las variables de densidad de la disección, profundidad de la disección, energía del relieve, y erosión total fueron calculadas mediante esta cuadrícula con curvas de nivel escala 1:10 000 del Catastro Nacional de Costa Rica y los cauces fluviales digitalizados a partir de la cartografía base a escala 1:25 000, así como los cauces que no aparecen y los cuales fueron inferidos a partir de las curvas. La rejilla diseñada excede el área de estudio en una celda alrededor de toda el área de estudio, para evitar el efecto de borde en el análisis de interpolación. Todo el procesamiento se realizó por medio de ArcGIS 10. El cálculo de cada variable morfométrica realizado para cada celda se le asignó a un punto central de la celda y, posteriormente, se interpoló mediante el método Kriging a partir del modelo de semivariograma ordinario esférico.

Densidad de disección

Se logran diferenciar tres grupos de rangos de densidad de disección a partir de la clasificación por cuartiles realizada para todo el espectro de la variable (Figura 2). Con densidades bajas que se agrupan los valores entre 0.03 y 0.19 (lo que equivale a valores entre algunos metros y poco más de un kilómetro lineal cada 500 m²), los cuales se localizan entre las curvas de nivel entre 2000 y 880 msnm. Por otra parte, su relación con las pendientes es variable ya que se sitúan tanto en

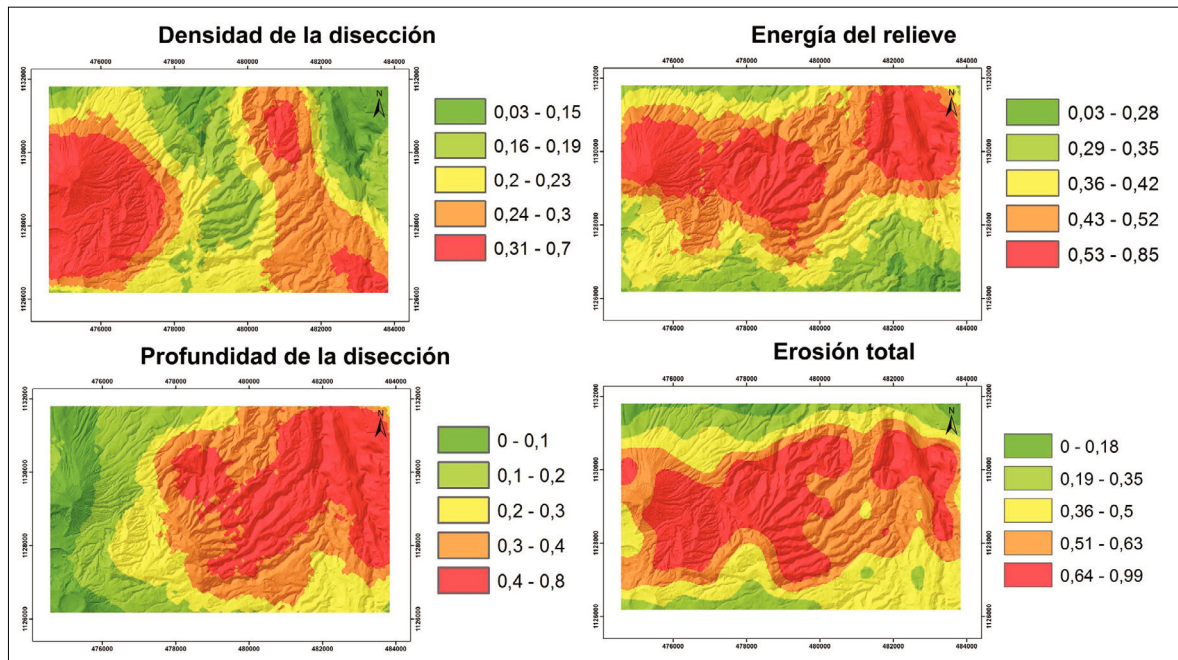


Figura 2. Mapas morfométricos utilizados para determinar la susceptibilidad a procesos de ladera.

pendientes bajas como muy altas, y su asociación con las regiones morfológicas se da directamente en las rampas piroclásticas y las laderas de valle. El rango intermedio, de 0.2 a 0.23 (entre 2 y 3 kilómetros lineales cada 500 m²), está presente en las rampas piroclásticas y en las laderas de valle como una transición entre las zonas donde la disección de la red fluvial es baja y alta. En las zonas donde los valores son altos (0.24-0.7) se logran diferenciar de forma clara en el Complejo volcánico Poás al oeste así como en las laderas de valle hacia el este, donde la disección de los valles tiene una mayor intensidad dada la concentración de cauces fluviales en estos sectores (entre 2 y 7 kilómetros lineales cada 500 m²). La región del Complejo volcánico Poás se explica por la juventud de sus materiales piroclásticos y coladas de lava que no poseen una cohesión suficiente para limitar los procesos erosivos; en el caso de las laderas de valle, esta condición es explicada por el hecho de que estas morfologías se localizan en la unidad geológica andesitas La Paz, de unos 600 ka, con una avanzada meteorización, lo que favorece el desarrollo de fluvios.

Profundidad de la disección

En el caso de la ladera NE del volcán Poás se presentó una gradación de los valores bajos a altos con una orientación W-S (Figura 2). Los valores bajos e intermedios se consideran en los rangos de 0 a 0.2 (de 0 a 40 metros de profundidad de los barrancos) y 0.2 a 0.3 (de 50 a 70 m de profundidad de sus valles) respectivamente, en elevaciones mayores a 1500 msnm y pendientes cercanas a 90° en algunos segmentos del Complejo volcánico Poás y las rampas piroclásticas principalmente. Esta circunstancia se debe a la juventud de los materiales piroclásticos que componen estas regiones morfológicas, lo que no ha permitido una intensa incisión de estos valles fluviales. Los valores altos de la profundidad de la disección (0.3-0.8) se concentran prácticamente en su totalidad en las rampas piroclásticas y avanzan en una proporción mayor hacia las laderas de valle, estas últimas asociadas a la intensa incisión de los valles fluviales de los ríos La Paz y Sarapiquí (cañones de 80 hasta 360 m de profundidad), ya que su nivel de base se localiza a unos 10 km de distancia lineal, en amplias llanuras aluviales donde estos cauces empiezan a depositar sus sedimentos

hasta dar con el mar Caribe; lo que está favorecido por un intenso fallamiento local, el lineamiento de cauces, la erosión remontante y la presencia de sustratos meteorizados.

Energía del relieve

La energía del relieve está determinada por parámetros como la composición geológica, la susceptibilidad del sustrato a ser erosionado, presencia de estructuras disyuntivas y la inclinación del terreno, lo que permite diferenciar áreas de mayor o menor amplitud. Con el mapa resultante, se determinaron 5 rangos que marcan tendencias claras entre valores bajos, medios y altos (Figura 2). En el mapa de energía del relieve es clara la diferenciación de valores más altos, concentrados hacia el centro-norte del área de estudio; por su parte, los valores medios y bajos tienden a ubicarse los extremos norte y sur. Los valores bajos se asocian con zonas donde las inclinaciones del terreno son bajas; por lo tanto, la separación entre isohipsas es amplia y no permite el desarrollo de rupturas claras de pendiente; estos rangos se localizan entre 0.03 y 0.35 (amplitudes del relieve entre 20 y 150 m). A manera de transición se logra identificar un rango entre 0.36 y 0.42 que se presenta entre los valores más bajos y altos (variaciones entre 160 y 180 m en 500 m²). Con especial distribución y concentración se logran diferenciar los valores más altos entre 0.43 y 0.85 (amplitudes del relieve de 190 a 410 m en 500 m²), los cuales tienden a agruparse hacia el centro norte del territorio en análisis; en las zonas límite entre las rampas piroclásticas y su continuación en las laderas de valle, donde las incisiones de los barrancos y valles son más profundas, hay una mayor densidad de cauces y un intenso control estructural evidente en los lineamientos de cauces principales.

Erosión total

La erosión total es un parámetro muy útil en la diferenciación de áreas con mayor erodabilidad, ya que mediante el cálculo de la concentración de las curvas de nivel se infiere la intensidad de variables como la pendiente, la litología, presencia de estructuras disyuntivas (fallas, fracturas y diaclasas), el régimen pluviométrico, la acción del tiempo y la densidad de la disección, que determi-

nan marcadas áreas de agradación y erosión. No obstante, hay que conocer la génesis del relieve, en este caso volcánico, gravitacional y fluvial, para descartar entender la distribución de los valores de esta variable morfométrica. Para la ladera NE del volcán Poás, la erosión total muestra una marcada tendencia de concentración de sus valores altos hacia el centro del territorio, a manera de amplios alveolos alargados; este rango se localiza entre 0.51 y 0.99, lo que corresponde a valores de 21 a 52 km/500 m². Dicha situación se encuentra asociada a altos índices en otras variables morfométricas, como la energía del relieve, la densidad de la disección, la profundidad de la disección y las mayores pendientes asociadas a los cañones de los cauces que drenan el río Sarapiquí (Figura 2). Los valores intermedios (0.24-0.50) se ubican en los bordes de la gran concentración de valores altos a manera de transición, lo que corresponde al rango de 15 a 21 km/500 m², hacia unos valores bajos (0-0.24) que tienden a situarse hacia los extremos norte y sur del área de estudio, donde las pendientes son menores a los 20°, así como los índices bajos de la energía del relieve (0.08-0.35); esta condición define regiones donde domina la deposición sobre la denudación, entre 0 y 15 km lineales por cada 500 m².

Mapa de susceptibilidad a procesos de ladera

Una vez calculados los valores de las variables morfométricas de manera independiente se procede a la estandarización (Omega) de todos los parámetros para su integración. El siguiente paso correspondió con la aplicación de la ecuación 1, lo que corresponde a la estimación de la media aritmética los parámetros morfométricos, lo cual se logró por medio del *raster calculator* de ArcGis. Para su interpretación cualitativa en tres clases de susceptibilidad a movimientos en masa se aplicó una clasificación por cuantiles que fueron interpretados como de baja, moderada y alta susceptibilidad. El mapa de susceptibilidad a procesos de ladera se aprecia en la Figura 3. Las clases fueron definidas automáticamente sin el uso de criterio de experto.

De acuerdo con la Figura 3, la zona de baja susceptibilidad se asocian a áreas de pendientes menores a 20°, donde no es de esperar la ocurrencia de eventos. No obstante, su aparente equilibrio

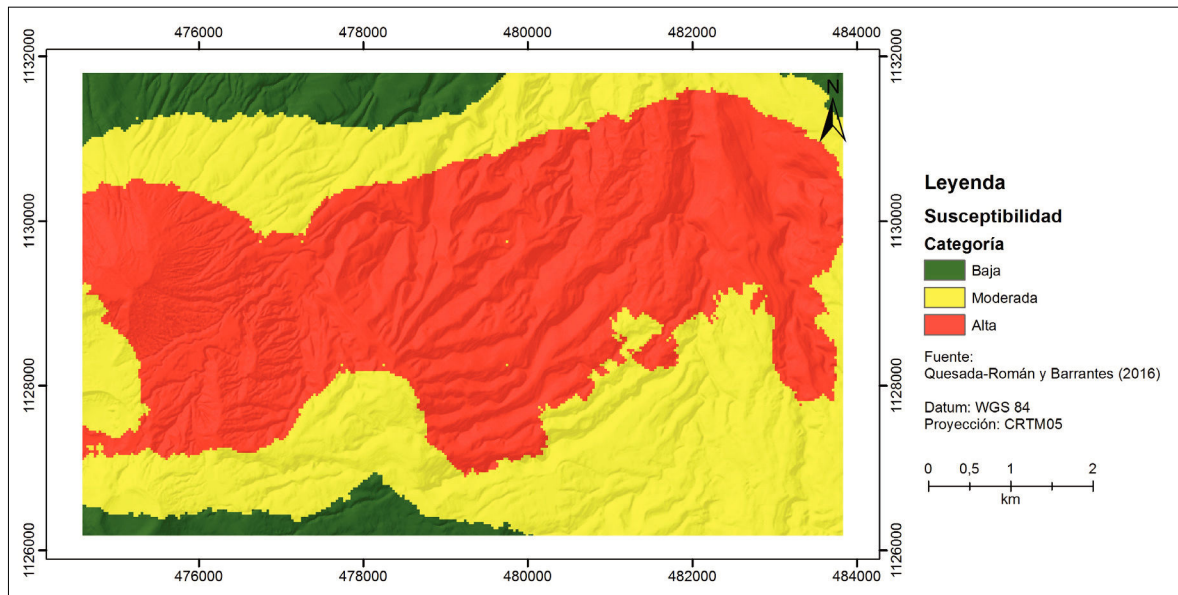


Figura 3. Mapa de susceptibilidad a procesos de ladera.

geomórfico se ve interrumpido por la presencia de valles fluviales profundos, que podrían desarrollar flujos de lodo dada la presencia de depósitos piroclásticos y lavas meteorizadas. Asimismo, la erosión lateral en los márgenes de los afluentes, como el caso de los ríos La Paz y Sarapiquí, puede propiciar remoción en masa. Las zonas de moderada susceptibilidad tienen como característica principal que su geodinámica mezcla formas de relieve que poseen tanto procesos dominados por la erosión como la disección de cauces fluviales, la presencia de fallas y fracturas en sustratos geológicos, como las Unidades Río Sarapiquí, Colima o Andesitas La Paz, de más de 500 ka, los cuales presentan una fuerte meteorización y favorecen el desarrollo de procesos de ladera puntuales como los desprendimientos, deslizamientos e incluso flujos de lodo. Las zonas de alta susceptibilidad se distribuyen hacia el centro del área de estudio, donde las pendientes se mezclan desde menores a 20° asociadas con divisorias de aguas, las rampas piroclásticas y el Complejo volcánico Poás, hasta las que superan con facilidad los 40° vinculadas a los profundos cañones de hasta 360 m de profundidad, intensos valores de energía del relieve de hasta 410 m y datos de erosión total de hasta 52 kilómetros lineales cada 500 m².

En estas zonas es muy probable el desarrollo de deslizamientos, desprendimientos, flujos de lodo y movimientos complejos.

Validación del modelo morfométrico de susceptibilidad a procesos de ladera

La validación del modelo de susceptibilidad a procesos de ladera se realizó a partir del inventario de procesos de ladera disparados por el terremoto de Cinchona, realizada por Barrantes *et al.* (2013), particularmente el sector que fue clasificado por Quesada-Román y Barrantes (2016), en la ladera noreste del volcán Poás, donde se usaron 2260 superficies de ruptura de deslizamientos, desprendimientos y movimientos complejos anteriormente digitalizados (Figura 4).

El área total que abarcan las superficies de ruptura de los diferentes tipos de procesos de remoción en masa para este territorio fue de 6.33 km². Las zonas de baja susceptibilidad se asocian con apenas un 0.035 km², equivalente a 0.55% del área total deslizada en ese evento. Por otro lado, las zonas de moderada susceptibilidad se vincularon en 1.09 km² (17.24%) del total areal de los procesos de ladera disparados en 2009. Por último, las zonas de alta susceptibilidad presentan 5.20 km² de áreas

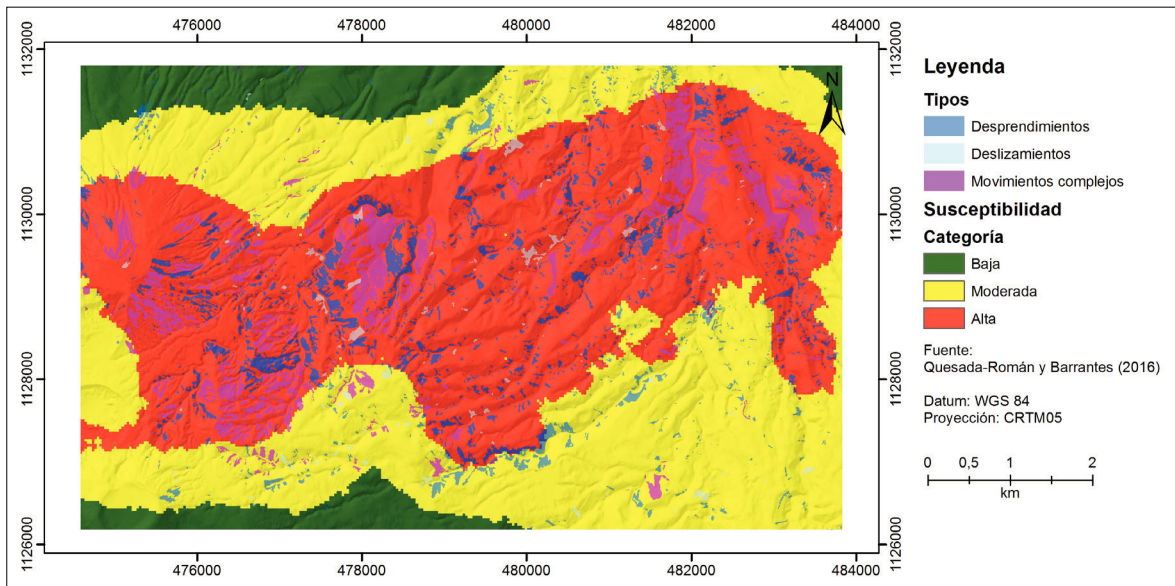


Figura 4. Mapa de susceptibilidad a procesos de ladera de la ladera noreste del volcán Poás. Se incluyen además los procesos de ladera clasificados que se generaron en el terremoto de 2009.

deslizadas, lo que equivale al 82.20% del área total movilizada por procesos gravitacionales (Figura 5). Esta primera revisión indica que las clases obtenidas por medio del modelo morfométrico se corresponden de manera apropiada con el área total de ruptura de los deslizamientos.

Para validar el modelo se construyó una curva de tasa de éxito (CTE) (Chung, 2003; Braun *et al.*,

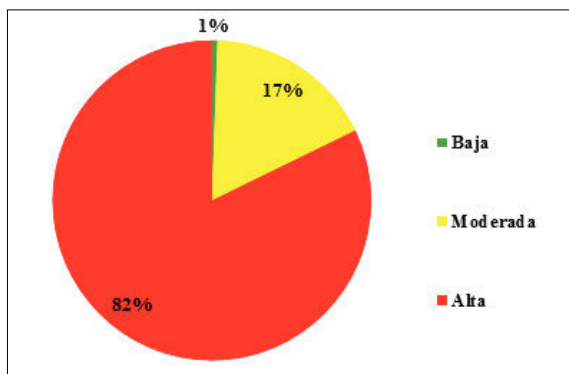


Figura 5. Porcentajes de las áreas que ocupan los movimientos en masa disparados durante el terremoto de Cinchona en 2009, de acuerdo con las categorías de susceptibilidad a procesos de ladera determinados mediante el método morfométrico.

2016). La CTE plotea el porcentaje acumulado en el área de ruptura con el porcentual acumulado del área de estudio. Para su implementación se establecieron 10 clases acorde con el índice de susceptibilidad a movimiento de ladera obtenido por medio del modelo morfométrico [E1]. Los resultados obtenidos se muestran en la Figura 6, donde se puede observar que la predictibilidad del modelo en la categoría alta ronda el 60% de toda el área deslizada. Juntas, la categoría alta y moderada, llegan a predecir casi el 80% de las áreas de ruptura. En términos generales, el área bajo la curva es utilizada para evaluar la eficiencia del modelo implementado, que en este caso resultó en un 78%, lo que indica un fuerte ajuste del modelo con las áreas de ruptura derivadas del terremoto de Cinchona.

DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

Con base en la verificación de los resultados obtenidos, por medio de la CTE, es posible afirmar que el modelo mostró muy buen desempeño frente a movimientos de ladera cosísmicos (como

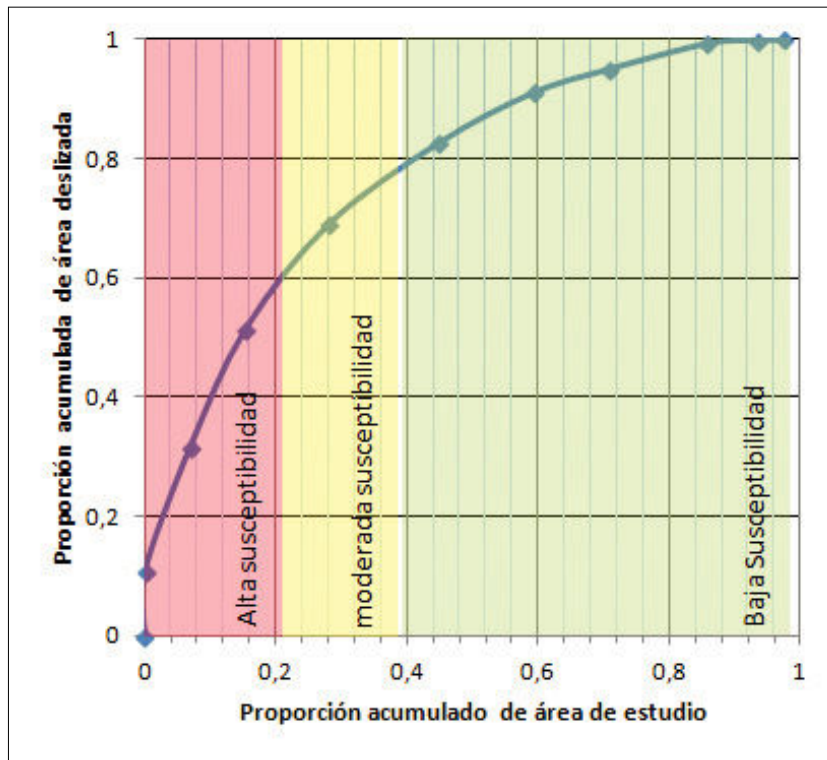


Figura 6. Curva de tasa de éxito de las áreas susceptibles determinadas frente a los procesos de ladera que se presentaron durante el Terremoto de Cinchona en 2009.

fue el caso de los ocurridos durante el terremoto de Cinchona) a pesar de que el modelo no utiliza ningún parámetro sísmico. Cabría esperar entonces que su verificación con movimientos de ladera inducidos por eventos meteorológicos extremos sea igualmente aceptable. De cara a los resultados obtenidos se puede afirmar que la mayor virtud del modelo morfométrico planteado está en el uso de parámetros morfométricos de fácil obtención a partir de dos variables fundamentales: la red hidrográfica y las curvas de nivel. Por estas razones el método puede ser aplicado en los territorios de países pobres, en virtud de la disposición de esta información base. No obstante, la limitación del modelo está en la escala de los datos fuentes y el tamaño de las celdas de análisis que componen la rejilla del área de estudio.

CONCLUSIONES

Las clases de susceptibilidad a movimientos en masa construidas a partir del modelo morfométrico

mostraron una alta predictibilidad con las áreas de ruptura que aportaron materia. En este sentido, con un evento sísmico (78%), se valida el método utilizado en regiones donde el desarrollo de procesos de ladera está condicionado por el disparo o activación mediante sismos o lluvias torrenciales. Por medio de este procedimiento se pueden hacer valoraciones de base para el ordenamiento territorial de cuencas hidrográficas y unidades político-administrativas de Costa Rica así como otros países a escalas locales y regionales. La geomorfometría es una herramienta práctica para la mitigación del riesgo a desastres mediante la determinación de áreas susceptibles a procesos de ladera en general. No obstante requiere una corrección con las formas del relieve para precisar las áreas a afectarse a partir de una cartografía de mayor precisión (escalas 1:25 000 o superiores), lo que solamente puede ser realizado por medio de un mapa geomorfológico a detalle. Este método puede ser replicado con facilidad dado que solamente se utilizan las curvas de nivel y ríos, las mediciones son sencillas y pueden ser realizadas a partir de un Sistema de Información

Geográfica en su totalidad. Esta condición agiliza los tiempos de digitalización de cauces fluviales, el procesamiento de la información, la sistematización del procedimiento y la practicidad tanto para hacer distintas mediciones como para la toma de datos puntuales de las isohipsas y fluvios.

REFERENCIAS

- Aceves-Quesada, F., López-Blanco, J. y Martín del Pozo, A. L. (2006). Determinación de peligros volcánicos aplicando técnicas de evaluación multicriterio y SIG en el área del Nevado de Toluca, centro de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23(2), 113-124.
- Aceves-Quesada, F., Legorreta-Paulín, G. y Álvarez-Ruiz, Y. (2014). Cartografía geomorfológica para el inventario de procesos gravitacionales en la cuenca endorreica del arroyo La Ciénega, flanco oriental del volcán Nevado de Toluca. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66(2), 329-342.
- Barrantes, G., Jiménez, C. y Ocón, M. J. (2013). Deslizamientos provocados por el terremoto de Cinchona de 2009, Costa Rica. *Revista Geográfica de América Central*, 51, 69-79.
- Barrantes-Castillo, G. y Quesada-Román, A. (2016, julio). Método morfométrico para determinar áreas susceptibles a procesos de ladera en Costa Rica. *II Congreso Centroamericano y del Caribe en Movimientos de Ladera*. Universidad Nacional Autónoma de Honduras. Tegucigalpa, Honduras.
- Borja, R. y Alcántara, I. (2004). Procesos de remoción en masa y riesgos asociados en Zacapoxtla, Puebla. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía*, 53, 7-26.
- Borja, R. y Alcántara, I. (2010). Susceptibility to mass movement processes in the municipality of Tlatlauquitepec, Sierra Norte de Puebla. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía*, 73, 7-21.
- Braun, A., Havenith, H. y Fernández, T. (2016, julio). Geomorphometry, statistics and data mining for landslide susceptibility mapping in data scarce areas. *II Congreso Centroamericano y del Caribe en Movimientos de Ladera*. Universidad Nacional Autónoma de Honduras. Tegucigalpa, Honduras.
- Buzai, G. (2013). El mapa social de la ciudad de Luján, 2010. Modelo socioespacial basado en cluster analysis. *Tiempo y Espacio*, 31. Disponible en: <http://revistas.ubiobio.cl/index.php/TYE/article/view/1989>.
- Carignano, C. A., Cioccale, M. A. y Martino, R. D. (2014). El megadeslizamiento del Cerro Uritorco, la ladera occidental de la Sierra Chica de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71(1), 21-32.
- Chung, F. C. y Fabbri, A. (2003). Validation of Spatial Prediction Models for Landslide Hazard Mapping. *Natural Hazards*, 30, 451-472. DOI: 10.1023/B:NHAZ.0000007172.62651.2b.
- Dos Santos, C., Florenzano, T. y Dalla Nora, E. (2009, abril). Estudo geológico-geomorfológico da sub-bacia leste do Araripe com aplicação de variáveis morfométricas derivadas a partir de dados SRTM (pp. 3355-3362). *Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*. INPE. Natal, Brasil.
- Evans, I. (2012). Geomorphometry and landform mapping: What is a landform? *Geomorphology*, 137, 94-106. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.09.029>
- Flores, P. y Alcántara, I. (2002). Cartografía morfogenética e identificación de procesos de ladera en Teziutlán, Puebla. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía*, 49, 7-26.
- Flores, P. y Alcántara, I. (2012). Susceptibility to shallow landslides of soil in the municipality of Temoaya, Mexico: multicriterial analysis. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía*, 77, 31-47.
- Galindo, J. A. y Alcántara, I. (2014). Inestabilidad de laderas e infraestructura vial: análisis de susceptibilidad en la Sierra Nororiental de Puebla, México. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía*, 88, 122-145.
- Goudie, A. (2004). *Encyclopedia of Geomorphology*. Inglaterra: Routledge, Taylor & Francis Group.
- IMN (Instituto Meteorológico Nacional). (2008). *Atlas Climático Interactivo*. San José, Costa Rica.
- ITCR (Instituto Tecnológico de Costa Rica). (2014). *Atlas Digital de Costa Rica*. Cartago: ITC.
- LA RED (Red de Estudios Sociales en Prevención de Desastres en América Latina)– Corporación OSSO. (2015). *DesInventar: Sistema de inventario de efectos de desastres de Costa Rica entre 1970 y 2015*. Ciudad de Panamá, Panamá.
- Legorreta, G. y Lugo, J. (2014). Zonación de peligros por procesos gravitacionales en el flanco suroccidental del volcán Pico de Orizaba, México. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía*, 84, 20-31.
- Lugo, J. (1988). *Elementos de Geomorfología Aplicada (Métodos cartográficos)*. México: Instituto de Geografía, UNAM.
- Lugo, J. (2011). *Diccionario Geomorfológico*. México: Instituto de Geografía, UNAM.
- Lugo, J., Zamorano, J. J., Capra, L., Inbar, M. y Alcántara, I. (2005). Los procesos de remoción en masa en la Sierra Norte de Puebla, octubre de 1999: causa y efectos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(2), 212-228.

- Marcano, A. y Cartaya, S. (2013). Zonificación de la amenaza por procesos de remoción en masa originados por las precipitaciones entre Camurí Chico y Punta Tigrillo, estado Vargas, Venezuela. *Revista de Investigación*, 80(37), 189-214.
- Marques, R., Goncalves, F., Conceicao, R., Fernandes, F., Vierira, J. R. y Simas, N. (2008). Relief morphometry in the Cachoeira river basin in the management plan of Floresta Nacional de Passa Quatro (MG). *R. RA'E GA, Curitiba*, 16, 119-128.
- Mata, R., Rosales, A., Vásquez, A. y Sandoval, D. (2013). *Mapa digital de los suelos de Costa Rica*. Asociación Costarricense de la Ciencia del Suelo, Centro de Investigaciones Agronómicas, UCR, Instituto Nacional de Innovación y Transferencia en Tecnología Agropecuaria.
- Montero, W., Soto, G. J., Alvarado, G. E. y Rojas, W. (2010). División del deslizamiento tectónico y trans-tensión en el macizo del volcán Poás (Costa Rica), basado en estudios neotectónicos y de sismicidad histórica. *Revista Geológica de América Central*, 43, 13-36. DOI: 10.15517/rgac.v0i43.3456.
- Mujica, S. y H. Pacheco (2013). Metodología para la generación de un modelo de zonificación de amenaza por procesos de remoción en masa, en la cuenca del río Camurí Grande, estado Vargas, Venezuela. *Revista de la investigación*, 80, 215-243.
- Muñiz, J. A. y Hernández, V. M. (2012). Zonificación de procesos de remoción en masa en Puerto Vallarta, Jalisco, mediante combinación de análisis multicriterio y método heurístico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29(1), 103-114.
- Pedraza, J. (1996). *Geomorfología: principios, métodos y aplicaciones*. Madrid, España: Editorial Rueda.
- Peña-Monné, J. L. (1997). *Cartografía Geomorfológica: Básica y Aplicada*. Logroño, España: Geoforma Ediciones.
- Quesada-Román, A. y Barrantes-Castillo, G. (2016). Procesos de ladera cósmicos del terremoto de Cinchona (Costa Rica) del 8 de enero de 2009 (Ms= 6,2). *Cuadernos de Geografía: Revista Colombiana de Geografía*, 25(1), 217-232. DOI: 10.15446/rcdg.v25n1. RSN: UCR-ICE (Red Sismológica Nacional). (2009). El terremoto de Cinchona del jueves 8 de enero de 2009. *Revista Geológica de América Central*, 40, 91-95.
- Ruiz, P., Gazel, E., Alvarado, G. E., Carr, M. J. y Soto, G. J. (2010). Caracterización geoquímica y petrográfica de las unidades geológicas del macizo del volcán Poás, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 43, 37-66.
- Simonov, Y. (1985). *Análisis morfométrico* (en ruso). Lomonosov, Moscú, URSS: Universidad Estatal de Moscú.
- UNISDR (United Nations International Strategy for Disaster Reduction). (2015). *Hacia el desarrollo sostenible: El futuro de la gestión del riesgo de desastres*. Informe de Evaluación Global sobre la Reducción del Riesgo de Desastres. Ginebra, Suiza: Oficina de las Naciones Unidas para la Reducción del Riesgo de Desastres (UNISDR).
- Valerio, V., López, C. y Alcántara, I. (2012). Mass movement processes associated with volcanic structures in Mexico City. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía*, 79, 48-74.
- Velázquez, G. A. y Celemin, J. P. (2011). Elaboración y aplicación de un índice de calidad ambiental para la Región de Cuyo, Argentina, 2010. *Cuadernos Geográficos*, 49(2), 179-197.
- Villacorta, S., Llorente, M., Laín, L., Fidel, L., Machare, J., y Carlotto, V. (2007). Análisis de la susceptibilidad a los movimientos de ladera en la cuenca del río Llaminchán (Cajamarca, Perú). *Revista del Instituto de Investigaciones FIGMMG*, 19, 103-112. Recuperado de: <http://oa.upm.es/34050/>
- Zamorano-Orozco, J. J. (1990). *Análisis ingeniero-geomorfológico de la cuenca de México* (en Ruso). Tesis para optar por el título de Doctor en Geografía (Geomorfología). Facultad de Geografía, Universidad Estatal de Moscú, M.V., Lomonosov.