



## Cartografía geomorfológica para el inventario de procesos gravitacionales en la cuenca endorreica del arroyo La Ciénega, flanco oriental del volcán Nevado de Toluca

Fernando Aceves Quesada<sup>1,\*</sup>, Gabriel Legorreta Paulín<sup>1</sup>, Yarummy Álvarez Ruíz<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510, México, D.F.

<sup>2</sup> Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510, México, D.F.

\* fdoaceve@igg.unam.mx

### Resumen

El área de estudio es una pequeña cuenca endorreica perteneciente al arroyo La Ciénega, que se localiza en el flanco este del volcán Nevado de Toluca (VNT) y se extiende desde el borde del cráter hasta la planicie del Valle de Toluca. En la planicie del Alto Lerma donde desemboca este arroyo, la cuenca se encuentra cerrada por el derrame andesítico Tenango o Tépétl. La desembocadura del arroyo La Ciénega es un abanico activo compuesto por depósitos aluviales y flujos de escombros. Dentro de esta área se ubica el asentamiento urbano Santa Cruz Pueblo Nuevo, a 2880 msnm, en el municipio de Tenango del Valle, Estado de México; la localidad cuenta con cerca de 2500 habitantes. El 24 de junio de 1940 una lluvia torrencial desencadenó un flujo de escombros que destruyó la localidad. Debido a este evento, el pueblo original tuvo que ser reconstruido, y de ahí el nombre de Pueblo Nuevo. A pesar de este acontecimiento, la población de Santa Cruz y la actual autopista Tenango-Ixtapan de la Sal están asentados sobre el abanico, lo que es un riesgo para la población y la infraestructura vial. El VNT es un estratovolcán con al menos 18 erupciones durante los últimos 60000 años. Sus erupciones han sido de tipo merapi, vulcaniano y pliniano, que han depositado gruesos espesores de diversos materiales piroclásticos. La cuenca se ha desarrollado sobre una ladera piroclástica, compuesta de depósitos de flujos de bloques y ceniza (con líticos dacíticos de color gris y rojo, con tamaños desde 2.5 cm hasta 2.5 m de diámetro), una avalancha de escombros, lahares, oleadas piroclásticas, flujos de pómez y depósitos de caída (fragmentos de 1 a 10 cm), materiales que son poco cohesivos y fácilmente erosionables. En la cabecera se ha desarrollado una red de barrancos cuya profundidad varía entre 50 y 150 m. Las partes media e inferior de la cuenca están desarrolladas sobre el piedemonte volcánico con barrancos de 25 a 150 m de profundidad, en los cuales se observan procesos de reptación con deslizamientos someros (< 2 m) y profundos (> 2 m) y caídas de rocas hacia los valles. Este material forma flujos de escombros que alimentan el desarrollo del abanico del arroyo La Ciénega en su desembocadura. Como parte del estudio de deslizamientos que se está llevando a cabo en la cuenca de este arroyo, se realizó un levantamiento geomorfológico y un inventario preliminar de deslizamientos. El levantamiento geomorfológico consistió en la elaboración de cinco mapas morfométricos (hipsométrico, energía del relieve, profundidad de la disección, pendientes y energía potencial), un mapa geomorfológico, cinco perfiles transversales sobre el curso del arroyo y el mapa geológico.

Palabras clave: cartografía geomorfológica, procesos gravitacionales, sistemas de información geográfica, volcán Nevado de Toluca, arroyo La Ciénega, México.

### Abstract

*The study area is an endorheic basin belonging to the La Ciénega River, on the eastern flank of the Nevado de Toluca volcano (NTV), and extends from the edge of the crater to the plain of the Valley of Toluca. La Cienega River flows onto the Alto Lerma plain, where the basin is closed by the Tépétl or Tenango andesitic lava flows. The alluvial fan at the mouth of the La Cienega River is composed*

of ancient debris flows and lahar deposits. An urban settlement of 2500 inhabitants called Santa Cruz Pueblo Nuevo (2880 masl), municipality of Tenango del Valle, State of Mexico, is located here. On June 24, 1940, a torrential rain triggered a large debris flow that destroyed the locality. The town had to be rebuilt and was thus named Pueblo Nuevo (new town). In spite of this disaster, the town of Santa Cruz and the current Tenango-Ixtapan de la Sal highway are on the fan, thereby endangering the inhabitants and infrastructure. The NTV is a stratovolcano that has erupted at least eighteen times during the past 60000 years. Vulcanian, plinian and merapi type eruptions have left thick deposits of diverse pyroclastic materials. The geomorphologic survey shows that the basin has developed on a slope of pyroclastic material composed of block and ash flow deposits (with greyish and reddish dacitic lithics, of sizes ranging from 2.5 cm to 2.5 m in diameter), debris avalanche deposits, lahar deposits, surges, ash flows and pumice falls (fragments from 1 to 10 cm diameter), which are materials that are only slightly cohesive and easily eroded. At the river head a network of canyons between 50 and 150 m deep has developed. The middle and lower parts of the basin have developed on the volcanic foothills, with ravines from 25 to 150 m depth, in which creep processes favor the development of shallow (< 2 m) and deep landslides (> 2 m). Rock falls into the valleys contribute to the formation of debris flows, and supply material for the alluvial fan formed at the mouth of the La Ciénega River. A geomorphological survey and a preliminary landslide inventory was conducted, as part of the landslide study that was carried out in the basin of the La Ciénega River. The geomorphological survey included five morphometric maps (hypsothetic, internal relief, vertical dissection, slopes, and potential erosion); five transversal profiles over the course of the river, and geomorphologic and geologic maps.

*Keywords:* geomorphological cartography, gravitational processes, geographical information systems, Nevado de Toluca volcano, La Ciénega River, México.

## 1. Introducción

El levantamiento geomorfológico es una herramienta valiosa que proporciona una información precisa y concreta sobre los procesos geomorfológicos, formas resultantes y fenómenos naturales relacionados, como en el caso de los procesos de remoción en masa. A partir del análisis de la cartografía topográfica y geológica, fotografías aéreas y modelos de elevación digital del terreno, se determinan las áreas susceptibles a peligros por procesos gravitacionales. La cartografía geomorfológica muestra además, las formas del relieve combinando los factores estructurales, litología, tectónica y meteorización de las rocas para explicar cómo se originó el relieve terrestre y su secuencia cronológica (Verstappen, 1983, Peña-Monné, 1997; Palacios y Marcos, 1996). Esta cartografía geomorfológica aporta un apoyo en la determinación de riesgos geomorfológicos de tipo cualitativo, donde se indica el tipo de proceso que puede generar un determinado peligro, como es el caso de los procesos gravitacionales. Para el estudio de la cuenca del arroyo La Ciénega (Figura 1), se aplicó el sistema ITC (Verstappen y Van Zuidam, 1991) que propone la elaboración de la cartografía en tres etapas. La primera consiste en la elaboración de una cartografía analítica, resultado de los estudios geomorfológicos detallados, que proporcionan información sobre formas del relieve y procesos, destacando la morfogénesis y la morfometría. La segunda etapa comprende los mapas sintéticos que son el producto de estudios vinculados a las relaciones ambientales entre la "expresión" del terreno y otros factores del paisaje, tales como clima, relieve, cobertura vegetal, suelos, hidrología, etc. En la tercera etapa los mapas aplicados o pragmáticos, elaborados a partir de los mapas analíticos y sintéticos, se realizan con un propósito específico como es la zonificación de peligros. En este estudio se presenta la

cartografía geomorfológica analítica realizada en la cuenca endorreica del arroyo La Ciénega, en el flanco oriental del volcán Nevado de Toluca, como parte del inventario de procesos gravitacionales que se está llevando a cabo.

Los deslizamientos son movimientos en masa rápidos o lentos sobre las laderas (DNR, 2006; Keller y Blodgett, 2007) y pueden considerarse como uno de los procesos fundamentales en la formación y transformación del relieve. Un primer paso en su identificación y comprensión es la elaboración de una cartografía geomorfológica básica y temática que representan de un modo analítico la erosión y acumulación asociados a los movimientos en masa (Echeverría-Arnedo, 1997). Los deslizamientos en terrenos volcánicos montañosos cubiertos por materiales poco consolidados son comunes en México.

El VNT es un estratovolcán que se levanta 2100 m sobre el altiplano de la cuenca del Alto Lerma, y 3100 m sobre la región de Ixtapan de la Sal y de Tonalico (Figura 1). Su cráter fue destruido por la erupción conocida como la Pómez Toluca Superior que tuvo lugar hace  $10445 \pm 95$  años (Arce, 1999; Macías *et al.*, 1997). El volcán se encuentra asentado sobre la intersección de tres sistemas de fallas: Taxco-Querétaro (NNW-SSE), San Antonio (NE-SW) y Tenango (E-W) (García-Palomo *et al.*, 2002). El volcán Nevado de Toluca se ha caracterizado por erupciones muy explosivas con períodos largos de descanso. La actividad se puede dividir en dos etapas: durante la primera, entre 1.2 y 1.6 Ma AP, se formó el volcán primitivo compuesto de lavas andesíticas sobre un basamento compuesto por secuencias metamórficas y sedimentarias (Cantagrel *et al.*, 1981; García-Palomo *et al.*, 2002). Entre la primera y segunda etapa, la actividad tectónica y la erosión (gravitacional, glacial y fluvial) formaron los valles de los ríos San Jerónimo y Chontalcutlán.

La segunda etapa (100000 años AP) se inicia con dos

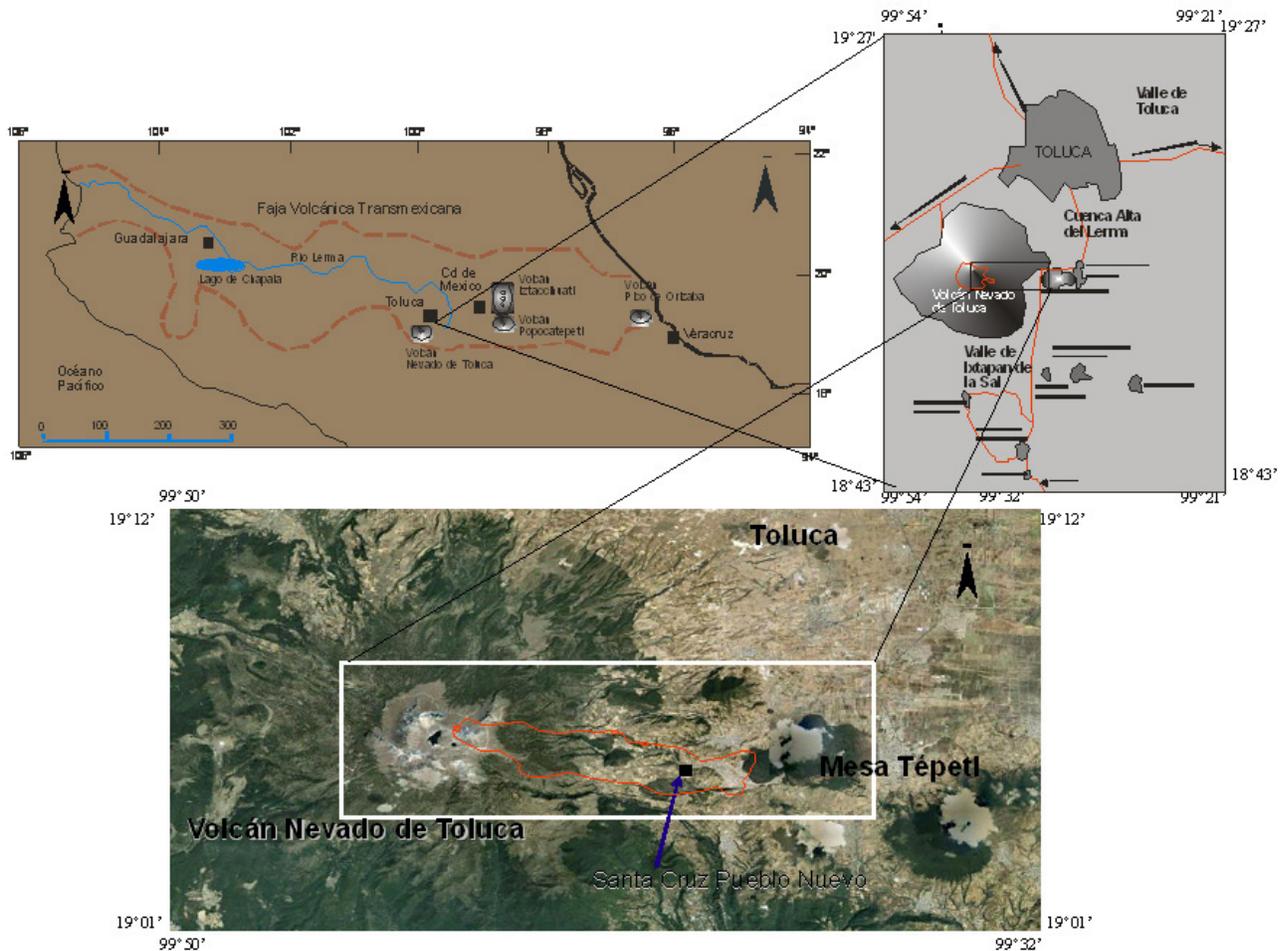


Figura 1. Localización del área de estudio

colapsos gravitacionales que produjeron las avalanchas DAD1 y DAD2 (Macías *et al.*, 1997). Una erupción pliniana (VEI = 3) (Aceves-Quesada *et al.*, 2007), que ocurrió hace  $43000 \pm 2000$  años (Aceves-Quesada, 2007), produjo el Flujo de Pómez Rosado ( $42030 + 3530/-2445$ , Macías *et al.*, 1997). Después de este evento eruptivo se presentan dos eventos de destrucción de domos (VEI = 4) (Aceves-Quesada *et al.*, 2007) que producen el depósito de los flujos de bloques y ceniza Zacango ( $37000 \pm 1125$  años) y El Capulín ( $28925 + 625/-580$  años) (Bloomfield y Valastro, 1977; Macías *et al.*, 1997) que está asociado al colapso del flanco oriental del edificio, identificado por Caballero y Capra (2011) como depósito El Zaguán. Entre estas dos erupciones se emplazó el domo parásito del Cerro Gordo. Después de estos eventos, el volcán tiene una erupción vulcaniana (VEI = 3) (Aceves-Quesada *et al.*, 2007) que deposita la Pómez Toluca Inferior fechada por Bloomfield *et al.* (1977) en más de 24000 años y posteriormente refecha por Capra *et al.* (2006) en 21700 años. Posteriormente, el volcán presenta cinco erupciones (VEI = 1 – 2) (Aceves-Quesada *et al.*, 2007), de las cuales se han fechado el flujo de pómez La Ciervita ( $24000 \pm$

500 años AP; Aceves-Quesada *et al.*, 2007); la ceniza Las Huertas ( $15340 \pm 150$  años; Newton y Metcalf, 1999) y el flujo de pómez MF2 ( $13400 \pm 350$  años; Aceves-Quesada *et al.*, 2006). Una nueva erupción pliniana (VEI = 3) (Aceves-Quesada *et al.*, 2007), ocurrida hace  $12040 \pm 92$  años, deposita la Pómez Blanca Intermedia (Cervantes de la Cruz, 2001, Arce *et al.*, 2005). Después se depositaron extensas capas de pómez de caída, la Pómez Toluca Superior, producto de una erupción ultraplina (VEI = 5) ocurrida hace  $10445 \pm 95$  (Arce, 1999; Arce *et al.*, 2003), la cual produjo varias columnas eruptivas de 35 km y flujos piroclásticos (Arce *et al.*, 2003). La actividad volcánica concluye con el emplazamiento del domo El Ombligo (Aceves-Quesada *et al.*, 2006; Figura 2).

Las actividades geológicas, fluviales, glaciares y tectónicas han formado de manera conjunta barrancos alrededor del volcán. Este es el caso del arroyo La Ciénega, que se halla sobre la falla Tenango (García-Palomo *et al.*, 2000) y que nace a partir de un circo glaciar localizado sobre la parte oriental de la cima del volcán. En un trabajo reciente Caballero y Capra (2011) identifican un colapso en el flanco oriental del volcán. Esta avalancha de escombros la

fecharon en 28000 años AP, y pudo formar el circo erosivo que posteriormente fue modificado en circo glaciar por los avances glaciares hace 11500 años, 8200 y 3000 años AP (Vázquez-Selem y Heine, 2004).

### 2. Área de estudio

El área de estudio corresponde a la cuenca del arroyo La Ciénega que se localiza en el flanco oriental del volcán Nevado de Toluca (VNT) (Figura 1). La cuenca comprende un área de 30 km<sup>2</sup>, de los cuales, 14.2 km<sup>2</sup> son de uso forestal y 15.6 km<sup>2</sup> son de uso agrícola. La cuenca es de forma alargada, con una longitud de 13 km y un ancho promedio de 2.5 km. La pendiente media sobre el cauce es de 12.25 % (7°), aunque en algunas partes se registran valores de hasta 40 % (22°) (Peña-Villada, 2006), mientras que en algunas partes las paredes de la cuenca presentan laderas escarpadas de más del 100 % (> 45°). En la parte baja del río se ha desarrollado un abanico aluvial con un área de 1.13 km<sup>2</sup>, sobre el cual se ubica el pueblo de Santa Cruz Pueblo Nuevo, cubriendo una superficie de 0.2 km<sup>2</sup> del abanico.

### 3. Objetivo

El objetivo de este proyecto fue aplicar la cartografía

geomorfológica en la cuenca del arroyo La Ciénega para identificar áreas susceptibles de deslizamientos y flujos de escombros e iniciar el inventario preliminar de los mismos.

El pueblo de Santa Cruz Pueblo Nuevo está expuesto a peligros potenciales por deslizamientos. Más de 2500 habitantes viven sobre un abanico compuesto de flujos de escombros (Figura 3). El 24 de junio de 1940 a causa de las lluvias torrenciales (Peña-Villada, 2006) se desencadenó un gran flujo de escombros que destruyó el pueblo. A pesar de que existen registros de lluvias torrenciales cada 4 o 5 años y lluvias torrenciales extraordinarias cada 30 años (Peña-Villada, 2006), los habitantes de Santa Cruz Pueblo Nuevo no parecen conscientes o no hacen caso del riesgo de flujos de escombros. La única medida preventiva que ha sido tomada por los habitantes locales o las autoridades para restringir o delimitar las zonas de riesgo, ha sido modificar el cauce en su desembocadura, derivando su curso hacia el valle, por un lado del poblado (Figuras 3A y 3B). En la zona de estudio, no hay mapas de inventarios por deslizamientos, ni tampoco se ha propuesto alguna metodología práctica para evaluar la susceptibilidad de la cuenca por deslizamientos.

### 4. Metodología

La metodología para la obtención de la cartografía

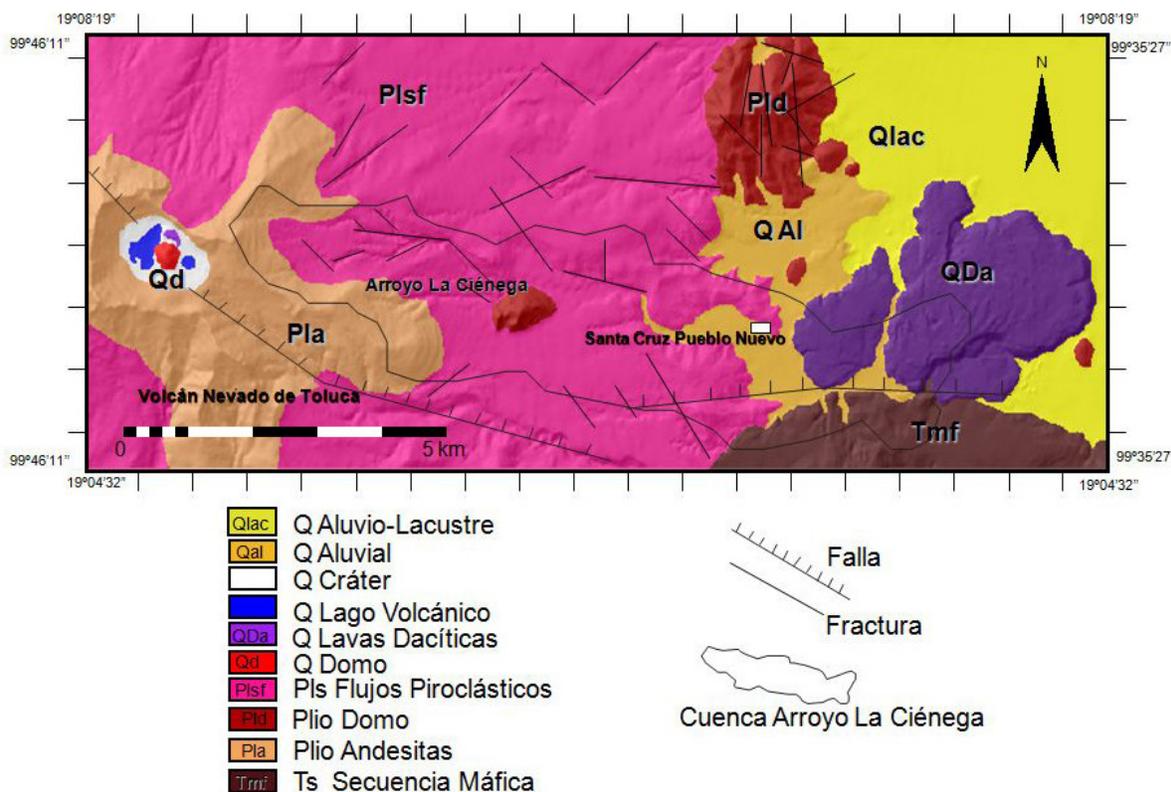


Figura 2. Mapa Geológico (modificado de Aceves-Quesada, 2007).

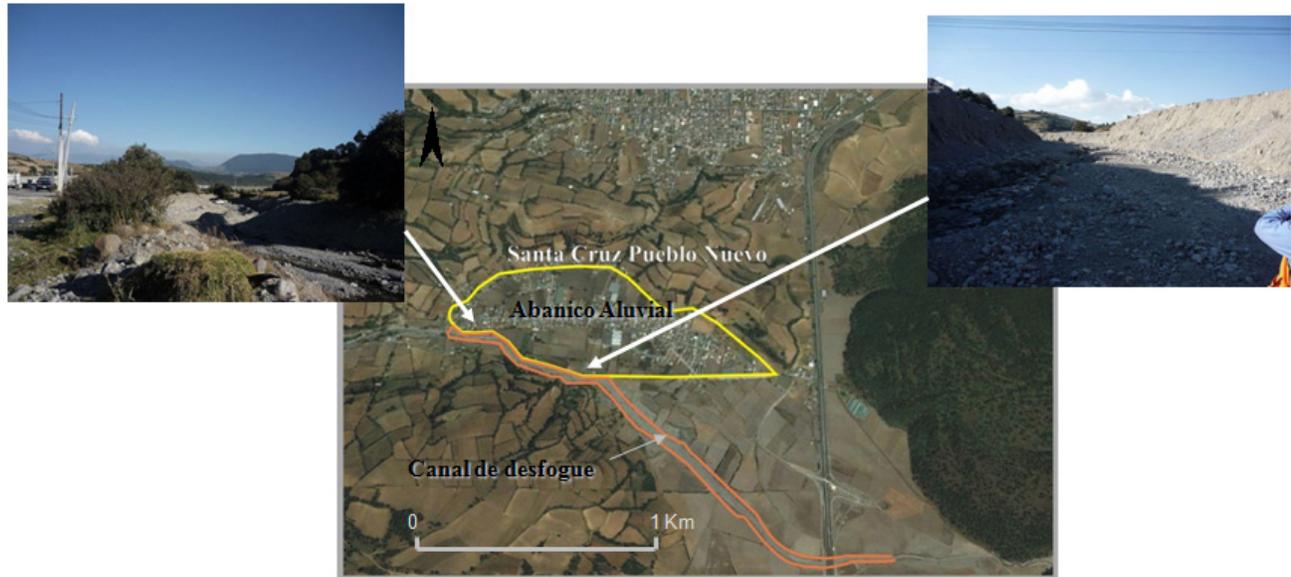


Figura 3. Abanico fluvial sobre el cual está asentada la población de Santa Cruz Pueblo Nuevo. A) Desembocadura del arroyo sobre la entrada a la zona urbana. B) Canal de desfogue construido a un lado de la población y sobre el borde lateral derecho del abanico en dirección hacia la planicie.

geomorfológica comprendió cuatro pasos principales para el análisis:

Paso 1: Obtención de la información básica y creación de nuevas capas temáticas dentro de un Sistema de Información Geográfica (SIG). El mapa topográfico base se elaboró a escala 1:50000, con apoyo de la cartografía digital del Instituto Nacional de Geografía y Estadística (INEGI). La información fue georeferenciada e incorporada dentro del sistema de información geográfica ILWIS, con una resolución de 10 m por pixel.

Paso 2: La Cartografía geomorfológica y geológica se obtuvo con la interpretación de fotos aéreas a escala 1:37000 y trabajo de campo.

Paso 3: Verificación y levantamiento de datos en campo. Durante el trabajo de campo se comenzó a elaborar el inventario de deslizamientos. En cada punto de verificación la información se registró en un formato de campo, donde además de datos básicos de localización (municipio, poblado y paraje), se incluyeron características físicas (geomorfología y características del suelo), una descripción de la vegetación (especies dominantes) y un registro de signos de disturbio (por fuego, tala, pastoreo y erosión del suelo). También se elaboraron columnas estratigráficas y se tomaron muestras.

Se levantó información sobre los deslizamientos en 11 puntos de verificación en el arroyo principal y 21 en el arroyo secundario. Para cada punto se registró tanto la categoría de uso de suelo como la posición en coordenadas UTM con un navegador GPS (Sistema Global de Posicionamiento).

Además, se inició en campo un inventario preliminar de deslizamientos de acuerdo a su tipo (profundo o somero), dimensiones y localización.

Paso 4: Integración y procesamiento de datos en los

sistemas ILWIS y Global Mapper. Posteriormente, la información de gabinete fue corroborada con trabajo de campo. Los resultados fueron cinco mapas morfométricos (hipsométrico, energía del relieve, profundidad de la disección, pendientes y erosión potencial), un modelo de elevación digital del terreno, un mapa geomorfológico y el mapa geológico. Los mapas de elevación digital, energía del relieve, profundidad de la disección, erosión potencial y pendientes (con resolución de 10 m por pixel) fueron obtenidos mediante procesamiento digital y aplicación de módulos estadísticos (*kriging* y cálculo de pendientes), álgebra de mapas y módulos de reclasificación del programa ILWIS, utilizando rangos establecidos de manera heurística (Figura 4). También se elaboraron perfiles transversales con el objeto de estudiar la evolución y la profundidad del cauce del arroyo la Ciénega

## 5. Resultados

### 5.1. Mapa hipsométrico

El mapa fue clasificado heurísticamente para resaltar el relieve volcánico. El punto más alto corresponde a la cima del VNT con 4660 msnm, y el punto más bajo a la planicie del valle de Toluca, a 2600 msnm. El área de mayor extensión, está comprendida entre los 2950 y los 3100 msnm, que representa el 25.2 % el área de estudio y corresponde principalmente al piedemonte volcánico (Figura 5). La siguiente área en extensión corresponde a las alturas comprendidas entre los 2650 y los 2950 msnm (20.7 %) y que morfológicamente corresponde a la planicie aluvial y la parte baja del piedemonte volcánico. Mientras

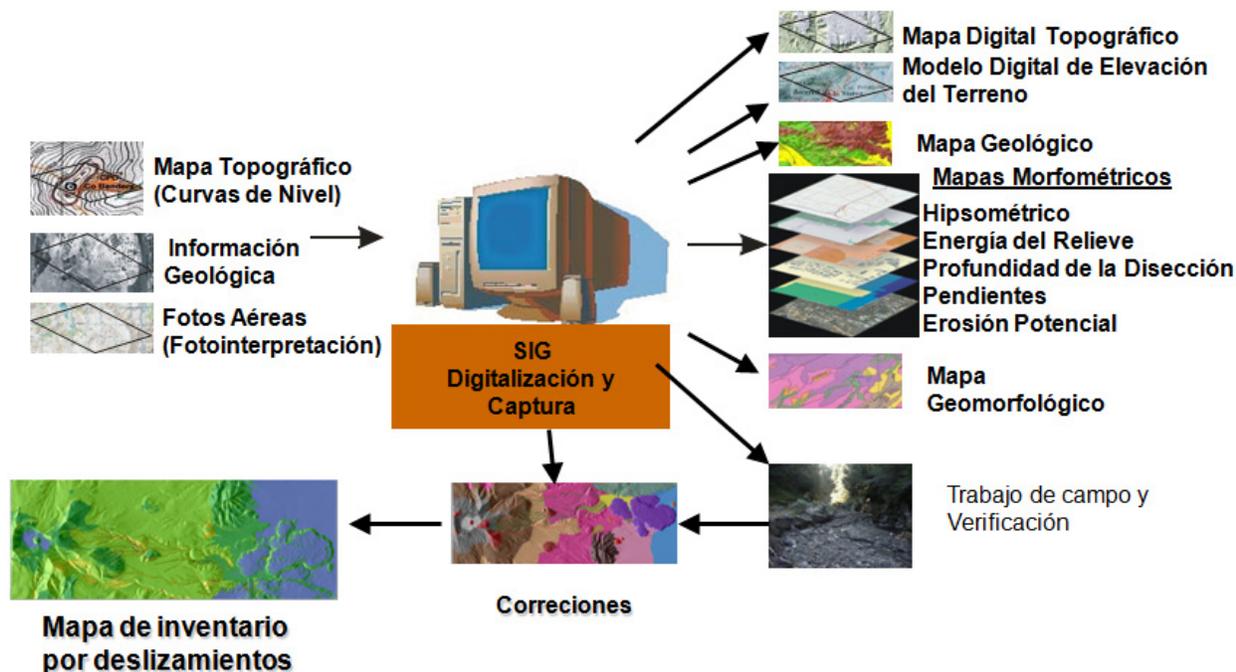


Figura 4. Diagrama metodológico para este trabajo.

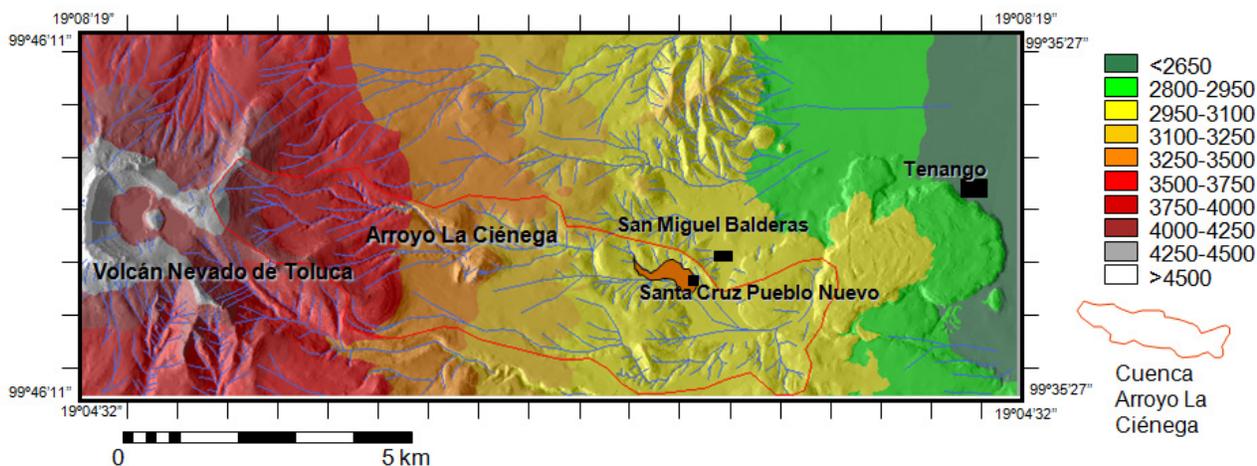


Figura 5. Mapa hipsométrico, obtenido de manera digital, de la información cartográfica digital 1:50000, y con valor de 10 m por píxel. La clasificación de las alturas se realizó de manera heurística para resaltar los cambios altimétricos del relieve.

que el área de menor extensión corresponde a las alturas que se encuentran por arriba de los 4250 msnm (7.9 %) y corresponde al cono superior del volcán Nevado de Toluca

### 5.2. Mapa de energía del relieve

Este mapa se obtuvo realizando operaciones algebraicas en el SIG ILWIS y posteriormente se interpoló con *Kriging* dentro del mismo programa. Este mapa representa el máximo cambio de elevación por hectárea. La energía o amplitud del relieve está ligada al concepto de disección vertical del relieve (o potencial para disección), ya que la

amplitud resulta, en general, de la disección. Los cambios de altitud tienen que ver con los movimientos geotectónicos, la erosión vertical o con ambos (Lugo-Hubp, 1988). En caso de relieves que resultan de la acumulación de materiales, tales como los volcánicos recientes, la amplitud del relieve está dada por la acumulación de lavas o materiales piroclásticos (Priego-Santander et al., 2010). La disección vertical describe el potencial para los procesos de denudación. En el mapa se muestra que los valores de cambios de elevación por hectárea en la zona del arroyo varían entre 20 y 50 m, siendo en su curso medio y alto donde presenta los valores más altos (Figura 6).

### 5.3. Mapa de la profundidad de la disección

Este mapa junto al mapa de energía del relieve, permite valorar en forma más completa el trabajo realizado por la acción fluvial, cuantificando la profundidad de corte vertical que han alcanzado las corrientes en la búsqueda de su nivel de base, lo cual da por resultado que a mayor profundización, las laderas serán más susceptibles a procesos de remoción en masa. Los valores se obtuvieron dividiendo el área de estudio en cuadros de 1 km<sup>2</sup>. En cada cuadro se calculó la máxima profundidad de corte (barranco más profundo). Los valores obtenidos fueron interpolados

con apoyo del SIG utilizando el módulo de *kriging*. Este mapa representa el promedio de la altura entre el *talweg* y la cuenca. El mapa muestra que a lo largo del curso del arroyo la Ciénega el valor predominante es de 50 a 100 m de profundidad de corte que presentan los barrancos, y solo en su curso medio, los barrancos profundizan más con valores de 100 a 150 m (Figura 7).

### 5.4. Mapa de Pendientes

La pendiente del terreno constituye uno de los factores más importantes en la remoción en masa. En áreas con pendientes abruptas la erosión hídrica y los procesos

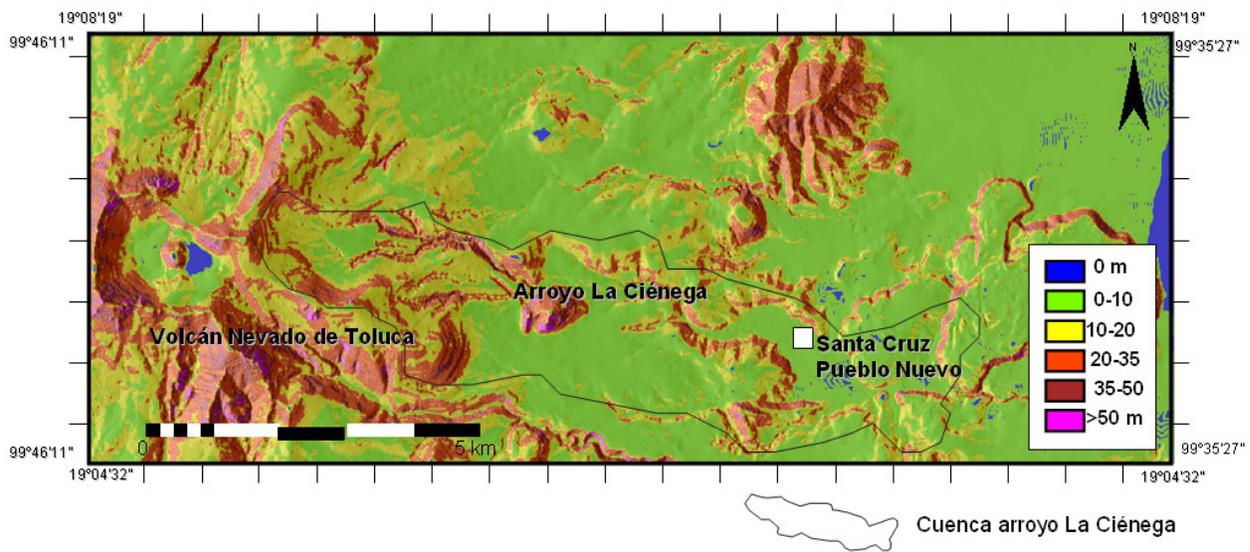


Figura 6. Mapa de Energía del Relieve, obtenido por procesamiento digital, mediante la diferencia de alturas por hectárea y reclasificado heurísticamente (valores en metros por hectárea).

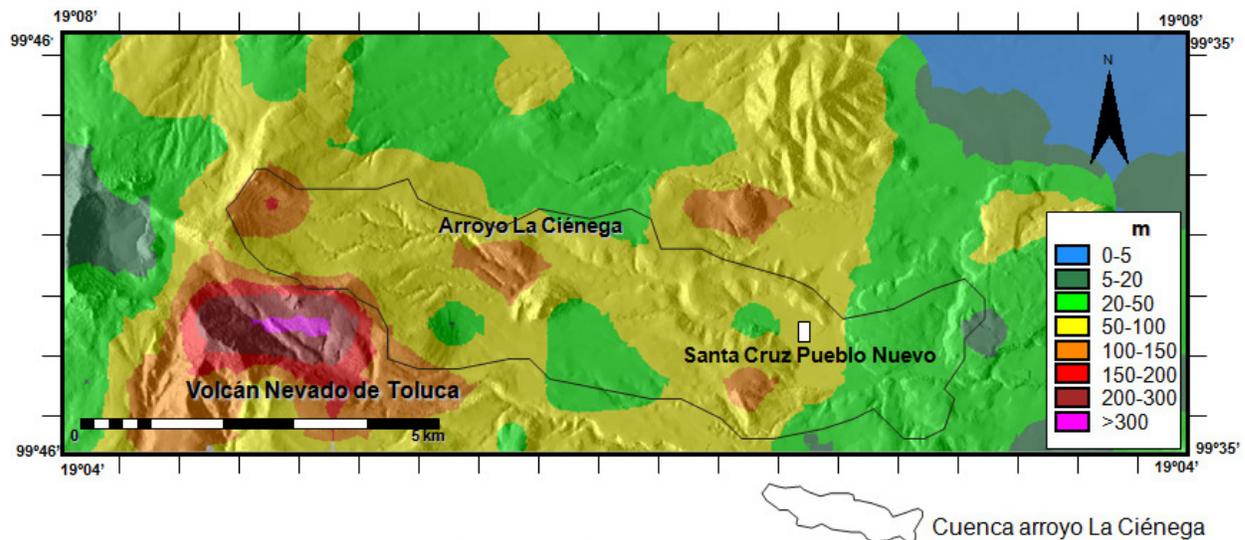


Figura 7. Mapa de la Profundidad de la Disección. Mapa obtenido de forma digital, calculando el corte de terreno más profundo por kilómetro cuadrado. Los valores obtenidos se interpolaron por la técnica de *kriging* y reclasificado heurísticamente (Valores en metros por kilómetro cuadrado).

gravitacionales se manifiestan con mayor intensidad. Este mapa se obtuvo realizando operaciones algebraicas y trigonométricas con las curvas de nivel en el sistema ILWIS para obtener el grado de inclinación que presenta el terreno. El mapa calculado fue reclasificado heurísticamente para resaltar las diferencias en el relieve. El mapa muestra que en el curso inferior de la cuenca la pendiente predominante es entre  $12^\circ$  y  $20^\circ$ , en su curso medio presenta paredes más abruptas con pendientes mayores a  $20^\circ$ , llegando en algunos sitios a presentar laderas escarpadas con una inclinación mayor a  $45^\circ$ . En su curso alto, las paredes de los barrancos vuelven a ser menos abruptas presentando valores predominantes entre  $12^\circ$  y  $20^\circ$  (Figura 8).

### 5.5. Mapa de erosión potencial

La inclinación de la ladera está asociada principalmente con la composición litológica y condiciones ambientales como densidad de vegetación y grado de saturación. Existe en la literatura geomorfológica una gran variedad de clasificaciones de pendientes (Demek, 1972; Palacio-Prieto, 1983; Lugo-Hubp, 1988; Van Zuidam, 1986; Pedraza-Gilzans, 1996; Gutiérrez-Elorza, 2008), con el objeto de realizar una zonificación de las formas del relieve en relación con el proceso de erosión vertical (Palacio-Prieto, 1983). En forma práctica su aplicación se utiliza para determinar las áreas potenciales a ser susceptibles de ser afectadas por procesos de remoción en masa. Este mapa se obtuvo reclasificando el mapa de pendientes, utilizando siete rangos, tomando en cuenta las recomendaciones de los autores mencionados. Para el rango de  $0^\circ$  a  $1.5^\circ$ , la erosión potencial se considera nula; de  $1.5^\circ$  a  $3^\circ$ , muy débil; de  $3^\circ$  a  $6^\circ$ , débil; de  $6^\circ$  a  $12^\circ$ , moderada a alta;  $12^\circ$  a  $20^\circ$ , alta; de  $20^\circ$  a  $45^\circ$ , muy alta y mayor a  $45^\circ$ , intensa. El mapa obtenido

muestra que a lo largo del curso del arroyo sus laderas son muy inclinadas ( $> 20^\circ$ ), por lo que presenta una erosión potencial predominantemente muy alta (Figura 9).

### 5.6. Mapa Geomorfológico

Las formas primarias en la zona de estudio son producto de la actividad volcánica y el desarrollo de fracturas en las rocas. La erosión en las laderas y cauce, así como la acumulación, son producto de los procesos exógenos de escurrimiento y remoción en masa. Este mapa se elaboró a partir del trabajo de campo, el modelo de elevación digital, la geología y los mapas morfométricos (hipsométrico, energía del relieve, pendientes, y profundidad de la disección). En el mapa se caracterizaron las diferentes unidades morfogenéticas siguiendo la clasificación propuesta por Lugo-Hubp (1988). Con esta metodología se definieron tres unidades mayores que son mostradas en el mapa de la Figura 10: I) Edificio Principal del volcán Nevado de Toluca; II) Relieve volcánico asociado al Nevado de Toluca, III) Nivel de Base. Estas unidades, a su vez, han sido subdivididas en 17 unidades menores del relieve.

#### 5.6.1. Unidad I. Edificio Principal del volcán Nevado de Toluca

El edificio principal de este volcán se extiende desde la cima, a 4660 msnm, hasta cerca de la planicie del valle de Toluca, a unos 2700 msnm. Esta unidad se dividió en las siguientes subunidades: La cima del volcán tiene forma cónica y fue definida como Cono del Nevado de Toluca; presenta un relieve escarpado, con forma de herradura abierta hacia el este, tiene 1330 m de ancho por 1610 m de largo con pendientes de  $30^\circ$  a  $45^\circ$ , y se levanta entre los 4000 y 4660 msnm. Está formado principalmente por

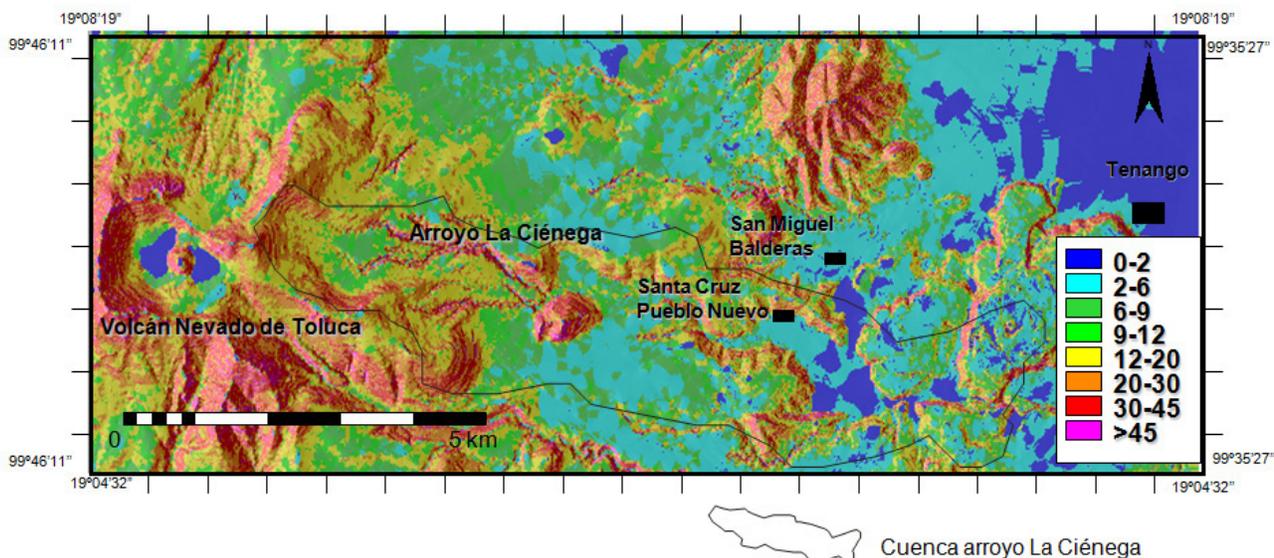


Figura 8. Mapa de Pendientes (Valores en grados). Este mapa fue calculado de manera digital en el SIG y reclasificado de acuerdo a las recomendaciones de Lugo-Hubp (1988).

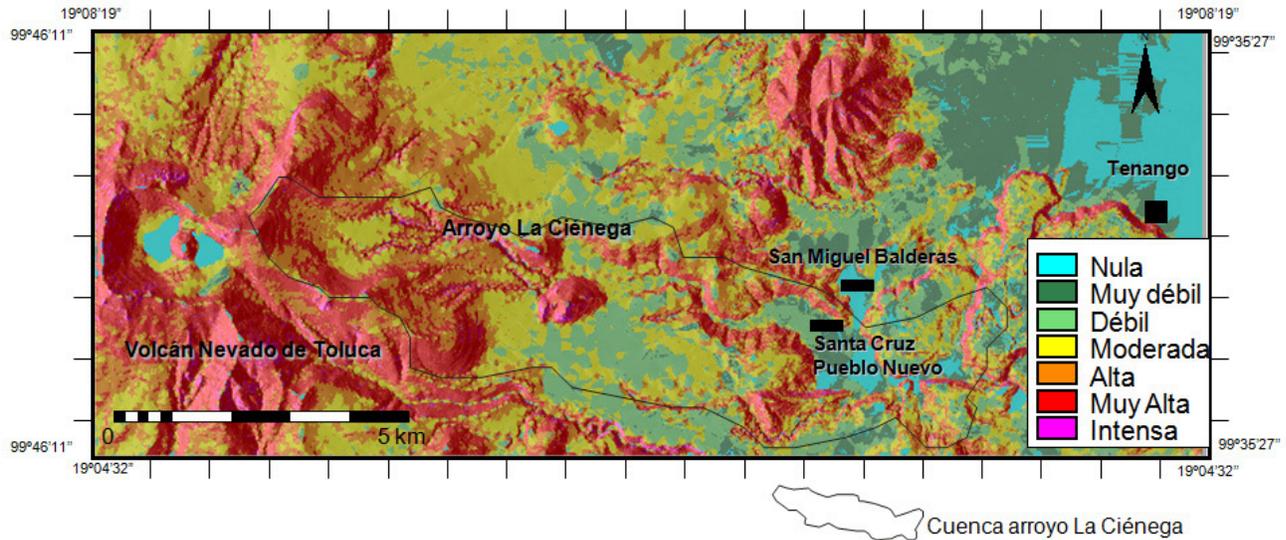


Figura 9. Mapa de Erosión Potencial. Este mapa se obtuvo reclasificando el mapa de pendientes, utilizando siete rangos, tomando en cuenta las recomendaciones de Van Zuidam (1986) y Palacio-Prieto (1983). Para el rango de 0° a 1.5° la erosión potencial se considera nula; de 1.5° a 3° muy débil; de 3° a 6° débil; de 6° a 12° moderada a fuerte; 12° a 20° fuerte; de 20° a 45° muy fuerte, y mayor a 45°, grados intensa.

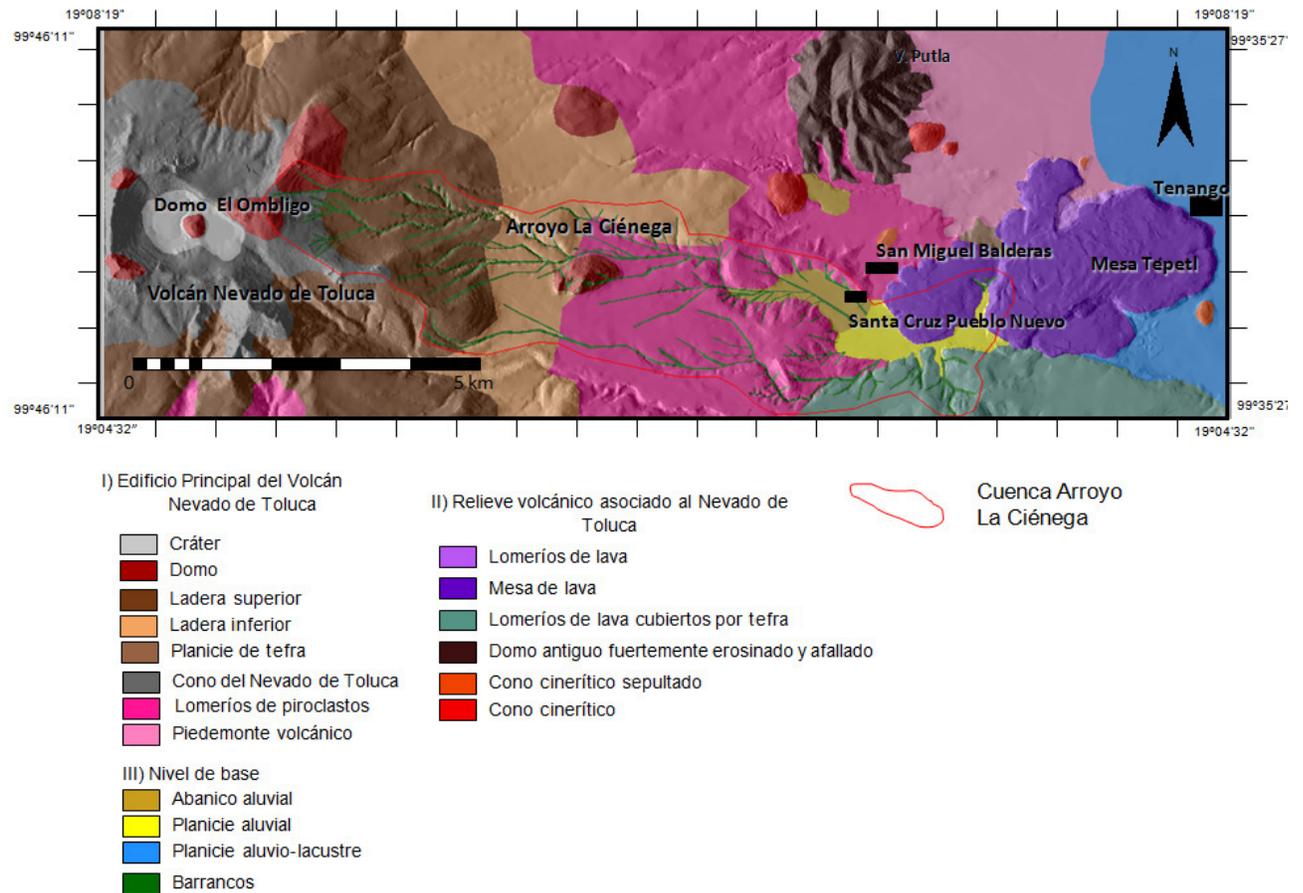


Figura 10. Mapa Geomorfológico de la cuenca del arroyo La Ciénega, ladera este del Volcán Nevado de Toluca.

lavas dacíticas y cubre un área de 11.95 km<sup>2</sup>. Dentro de la cima se localiza su cráter que presenta una superficie de 1.3 km<sup>2</sup>, con una pendiente de 0° a 6°; a la mitad del cráter se observa un pequeño domo de 80 m de elevación desde la base del cráter. A continuación se presenta la ladera superior con pendientes de 12° a 30°; esta ladera comienza aproximadamente a los 3250 msnm y termina a los 4000 msnm. La ladera está compuesta de lavas dacíticas cubiertas de depósitos de flujos piroclásticos (principalmente flujos de bloques y ceniza), depósitos de lahares y pómez de caída. La ladera inferior se extiende entre los 2950 y los 3750 msnm y presenta pendientes que varían entre 9° y 20°; está compuesta principalmente por depósitos piroclásticos, avalanchas de escombros y pómez de caída. La siguiente subunidad es el piedemonte volcánico que presenta un relieve inclinado con una pendiente entre 6° y 12°, y se extiende entre los 2650 y los 3100 msnm; está compuesta principalmente de depósitos piroclásticos (flujos de bloques y ceniza, pómez de caída y lahares) y cubre un área de 9.3 km<sup>2</sup>. Los lomeríos de depósitos piroclásticos son laderas onduladas con pendientes que varían entre 6° y 20°; se encuentran entre los 2800 y los 3100 msnm, cubriendo un área de 27.4 km<sup>2</sup>. El mapa muestra también varios domos de composición dacítica; sus laderas presentan pendientes de 30° a 45°.

### 5.6.2. Unidad II. Relieve volcánico asociado al Nevado de Toluca

Las subunidades definidas fueron: lomeríos de lava, una mesa de lava (mesa Tépetl), lomeríos de lava cubiertos de tefra, un domo del Plioceno, de acuerdo a Macías *et al.* (1997), fuertemente erosionado y afallado (volcán Putla), conos cineríticos y conos cineríticos sepultados. La mesa de lava está formada por, al menos, cuatro derrames de lava andesítica en bloques. Estos derrames fueron emitidos por tres bocas separadas, hace 8500 años A.P. (Bloomfield, 1973). Presenta una inclinación de 2° a 6°, y cubre un área de 11.6 km<sup>2</sup>. Junto al derrame y perteneciendo al mismo evento volcánico, se encuentra una ladera de lavas de 0.3 km<sup>2</sup> y con pendientes que varían entre 12° y 45°, y que se levanta entre los 2700 y los 2820 msnm. Hacia el sur está un campo volcánico formado por lomeríos de lava pertenecientes a la Secuencia Máfica Basal, la cual está compuesta por una alternancia de derrames de lava y brechas volcánicas de color gris oscuro que intemperizan a un color rojo. Los lomeríos están cubiertos parcialmente por capas de tefra de erupciones más recientes. El campo volcánico fue fechado en 7.5 +/- 0.4 Ma (García-Palomo *et al.*, 2000). Presenta pendientes que van de los 6° a 20° y cubre un área de 6.2 km<sup>2</sup>.

Los conos cineríticos están compuestos por lapilli de escoria. Estos conos están asociados a la actividad del campo monogenético de la Sierra Chichinautzin, lo mismos que la mesa Tépetl. Cubren un área de 0.31 km<sup>2</sup> y presentan pendientes de 20° a 35°. También hay conos sepultados por los depósitos piroclásticos del Nevado de Toluca, algunos conservan su forma cónica y otros tienen forma

de herradura. Presentan pendientes de 12° – 20° y cubren un área de 0.19 km<sup>2</sup>.

### 5.6.3. Unidad III. Nivel de base

La principal subunidad está formada por una planicie acumulativa de tipo aluvial, lacustre y aluvial-lacustre. En la zona de estudio sólo se observa una porción de la planicie, ya que en conjunto forma parte de la cuenca alta del río Lerma. El nivel de base está a una altura de 2550 msnm, y tiene una pendiente de 0° a 1.5°. La planicie antiguamente presentaba algunos lagos de proporciones variables; en la actualidad sólo quedan algunos relictos y manantiales alimentados por corrientes subterráneas provenientes del Nevado de Toluca, que en su mayoría han sido entubados. En temporadas de lluvias forman con frecuencia zonas pantanosas. Los depósitos aluviales están compuestos principalmente de material volcánico de pómez y brechas.

La siguiente subunidad son los abanicos aluviales formados en la desembocadura de los arroyos la Ciénega y el Zaguán, los cuales cubren un área de 1.6 km<sup>2</sup> y presentan pendientes de 0° a 9°. Los depósitos están compuestos principalmente de material volcánico transportado de pómez y brechas.

Como última subunidad, están los barrancos en cuyas laderas se observan procesos de reptación, deslizamientos someros y terrazas acumulativas. Predomina la erosión vertical en ellos, con pendientes superiores a los 30°; la profundidad de éstos va de los 20 m a los 300 m aunque en la cuenca del arroyo la Ciénega la profundidad máxima que alcanzan es de 150 m.

Como síntesis de la información generada se elaboró la Tabla 1 que muestra que la cuenca del río La Ciénega se ha desarrollado sobre una ladera formada por depósitos piroclásticos, acumulados durante los últimos 60000 años. El depósito más antiguo expuesto, es un flujo de bloques y cenizas de 28000 años compuesto de líticos dacíticos de color grisáceo y rojizos de tamaños que van desde 2.5 cm hasta 2.5 m de diámetro.

El depósito se encuentra cubierto por lahares, flujos de ceniza y pómez de caída, intercaladas con oleadas (con fragmentos de 1 a 10 cm). Este último depósito pertenece a la erupción pliniana de hace 10500 años AP (Arce, 1999). El arroyo La Ciénega ha cortado su cauce principal sobre el relieve de la ladera superior, ladera inferior y la ladera de piroclastos del VNT. La pendiente media del cauce es de 7°, pudiendo alcanzar valores de hasta 22°. Presenta un desnivel de 1350 m, localizándose su punto más alto a 4000 msnm, que corresponde al límite superior de la ladera superior y su punto más bajo en la planicie a 2650 msnm. A su paso, el arroyo corta barrancos en cuyas paredes se presentan valores de más de 30°. En su desembocadura se ha formado un abanico de capas aluviales y depósitos de flujos de escombros. El arroyo no alcanza la planicie del Alto Lerma ya que se encuentra cerrada por la mesa Tépetl. Formando en su último tramo una planicie aluvial activa, que aumenta su espesor por los sedimentos provenientes

Tabla 1. Características de las unidades morfogénicas de la cuenca la Ciénaga, Estado de México. Abreviaturas:

EPVNT= Edificio Principal del Volcán Nevado de Toluca, RVANT= Relieve volcánico asociado al Nevado de Toluca; Edad: Hv= Holoceno, Pls= Pleistoceno, Pls Tardío= Pleistoceno tardío, Plio= Plioceno, T= Terciario, Q= Cuaternario; HM= Altura máxima en metros, Hm= Altura mínima en metros; Pend= Pendiente en grados; Pd= Profundidad de la disección en metros por km<sup>2</sup>; EP= Erosión Potencial: N= Nula, D= Débil, M= Moderada, A= Alta, MA= Muy Alta, I= Intensa.

Unidad Morfogénica	Edad Estructura	Litología	Pend.	H <sub>M</sub>	H <sub>m</sub>	Área km <sup>2</sup>	Área %	PD m	EP
1) EPVNT									
Domo	Hv	Dacita	> 20°	> 4500	3100	3.75	2.86	50 – 100	N-M
Cráter	Pls	Dacita	0 – 6°	4240	4250	1.3	1	20 – 100	N-A
Ladera superior	Hv-PlsTardío	FBC y Pómez de caída	12 – 30°	3250	4250	25.6	19.5	5 – 300	D-MA
Ladera inferior	Hv-PlsTardío Hv	FBC Pómez de caída	9 – 20°	2950	3750	14.9	11.4	5 – 150	D-MA
Planicie de tefra	Hv	Pómez de caída	2 – 6°	2800	2100	0.24	0.18	20 – 50	D-A
Cono del NT	PlsTardío	Dacitas	12 – 45°	3750	4660	11.95	8.95	5 – 300	M-MA
Lomeríos de piroclastos	Hv-PlsTardío Hv	Cenizas y flujos	6 – 20°	2800	3100	27.4	20.9	5 – 150	D-MA
Piedemonte volcánico	Hv	Lahares FBC	6 – 12°	2650	3100	9.3	7.11	0 – 100	MD-M
2) RVANT									
Laderas de lava		Lavas andesíticas	12 – 45°	2700	2820	0.3	0.23	20 – 100	M
Mesa de lava	Hv	Andesita	2 – 6°	2650	2910	11.6	8.5	0 – 50	D
Lomeríos de lava cubiertos de tefra	T Neógeno	Basaltos y cenizas	6 – 20°	2650	2820	6.2	4.7	5 – 100	M-MF
Domo antiguo erosionado	Plio	Andesitas	20 – 45°	2800	3250	4.9	3.7	20 – 150	M-MA
Cono cinerítico sepultado	Pls	Escoria y lapilli	12 – 20°	2650	3000	0.19	0.15	20 – 100	M
Cono cinerítico	Pls	Escoria y lapilli	12 – 45°	2800	3100	0.31	0.24	20 – 100	M-MA
3) Nivel de base									
Abanicos aluviales	Hv	Aluvión	0 – 9°	2950	3100	1.6	1.2	20 – 50	M-A
Planicie aluvial	Hv	Aluvión	0 – 2°	2950	3100	1.4	1.1	20 – 100	D-M
Planicie de tefra	Hv	Pómez y ceniza	0 – 6°	2800	3100	0.23	0.18		D-A
Planicie aluvio-lacustre	Hv	Aluvión y sedimentos lacustres	0 – 3°	2650	2950	9.4	7.2	20 – 50	N-D
Barrancos	Q	Piroclastos y relleno aluvial	> 30°	2950	4000	3.01	2.2	20 – 350	A-I

de la cuenca. Hasta el momento se han identificado 32 deslizamientos, la mayoría someros (< 2 m). Asociados a los deslizamientos se observan procesos de reptación y caídas de bloques (hasta 3 m de diámetro).

### 5.7. Inventario de deslizamientos

Se comenzó a elaborar un registro de los procesos

de remoción en masa del área y sus dimensiones. En este trabajo se presentan algunos avances obtenidos. Los deslizamientos se dividieron en profundos (aquellos de más de 2 m de profundidad) y someros (< 2 m), de acuerdo a la clasificación propuesta por la División de Prácticas Forestales del Departamento de Recursos Naturales del estado de Washington (DNR, 2006), que toma en cuenta el tipo de material y que es práctica en el campo. Durante

los estudios de campo, efectuados entre finales de 2011 y principios de 2012, se identificaron, georreferenciaron y caracterizaron los movimientos de ladera. En las partes media y baja de la cuenca se han obtenido 11 puntos de verificación en el arroyo principal y 21 en los arroyos secundarios (Figura 11). El material removido se deposita en el fondo del cauce dando origen a flujos lodosos y flujos de escombros. En muchos casos, estos movimientos se inician como procesos de reptación sobre las laderas internas (dentro de los barrancos), así como sobre las laderas de las divisorias (Figura 12A), que finalizan como deslizamientos someros (Figura 12B) o profundos. Además se han examinado secciones estratigráficas que muestran que los depósitos predominantes son flujos piroclásticos con líticos dacíticos de color grisáceo y bloques de varios tamaños, desde 25 cm hasta 3 m (Figura 12C), cubiertos de pómez de caída. Dentro del cauce limo-arenoso es común encontrar caídas de rocas de todos tamaños llegando incluso a presentarse bloques de más de 3 metros de diámetro (Figura 12D).

También como parte del estudio, se ha iniciado un análisis preliminar de perfiles geomorfológicos transversales para conocer el desarrollo del relieve y la intensidad de los procesos exógenos presentes. Los perfiles transversales (Figura 13) muestran un predominio de la erosión vertical en parte alta y media alta de la cuenca, con desarrollo de terrazas erosivas. Mientras que en la parte media baja y baja, predominan los procesos de erosión lateral, acumulación y formación de terrazas acumulativas.

## 6. Conclusiones

La cuenca del arroyo La Ciénega se ha formado sobre depósitos volcánicos acumulados sobre la ladera este del volcán Nevado de Toluca. En la cuenca, los escurrimientos a lo largo de su curso han cortado barrancos de hasta 150 m de profundidad. Sobre las paredes de los barrancos se han desarrollado deslizamientos someros, que a su vez han sido favorecidos por procesos activos de reptación que se presentan sobre las laderas de piroclastos del volcán. La erosión vertical y los deslizamientos son más activos durante la época de lluvias. En 1940 un flujo de escombros desencadenado por una lluvia torrencial, destruyó el Pueblo de Santa Cruz. La cartografía geomorfológica muestra que el área sigue siendo muy activa, lo que puede originar un nuevo evento similar al de 1940. Por otro lado, el abanico aluvial sobre el cual está construido el pueblo, sigue activo y continúa creciendo hacia la planicie del Alto Lerma. El área de estudio se dividió en tres grandes unidades geomorfológicas: el relieve originado por el Volcán Nevado de Toluca, el relieve volcánico asociado (Campo Monogenético Chichinautzín y Secuencia Basal Máfica) y el relieve de la zona bajas acumulativas (nivel de base); cada una de ellas incluye subunidades.

Este estudio es una aportación del levantamiento

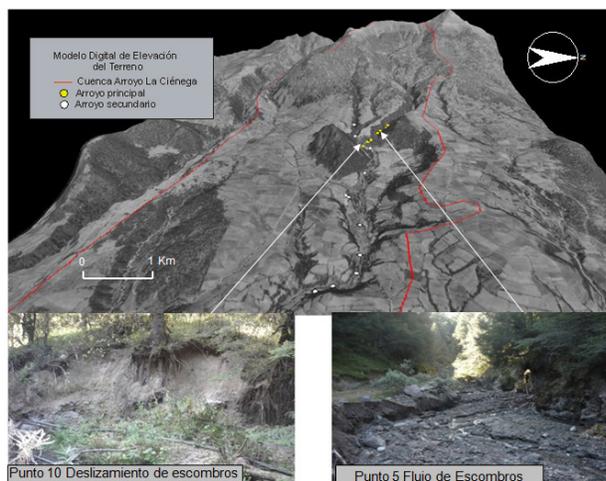


Figura 11. Modelo de elevación digital del terreno con los puntos de verificación y ejemplos de deslizamientos de escombros (*debris slide*) y flujos de escombros (*debris flow*) señalando los sitios donde fueron encontrados.

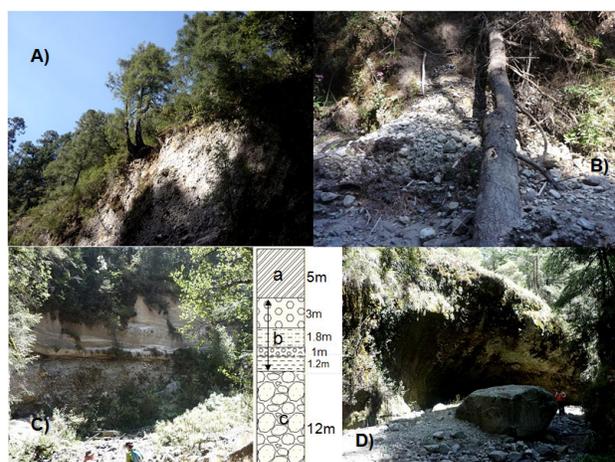


Figura 12. Ejemplos de deslizamientos y caídas de rocas. A) Procesos de reptación y caídas de rocas; B) Deslizamiento somero (< 2m) y caída de árboles; C) Talud y sección estratigráfica que muestra la composición de las laderas formadas por productos piroclásticos: a) horizonte formado por flujos de ceniza, lahares y suelos; b) depósitos de la Pómez Toluca Superior: Pómez de caída y oleadas piroclásticas de 10500 años AP; c) flujo de bloques y ceniza de 28000 años; D) bloque de caída (> 3 m) depositado en el cauce.

geomorfológico, para conocer las zonas más activas del relieve y sus procesos exógenos asociados, de manera que permitan identificar las áreas susceptibles a deslizamientos. En esta primera etapa se desarrolló una cartografía geomorfológica y geomorfométrica detallada para aplicarla a futuro, junto con un inventario de deslizamientos más completo para la evaluación de los riesgos por deslizamientos en esta cuenca.

La metodología aplicada aquí es un procedimiento alternativo para la construcción de mapas de prevención en áreas con una escasa información. Este trabajo forma parte

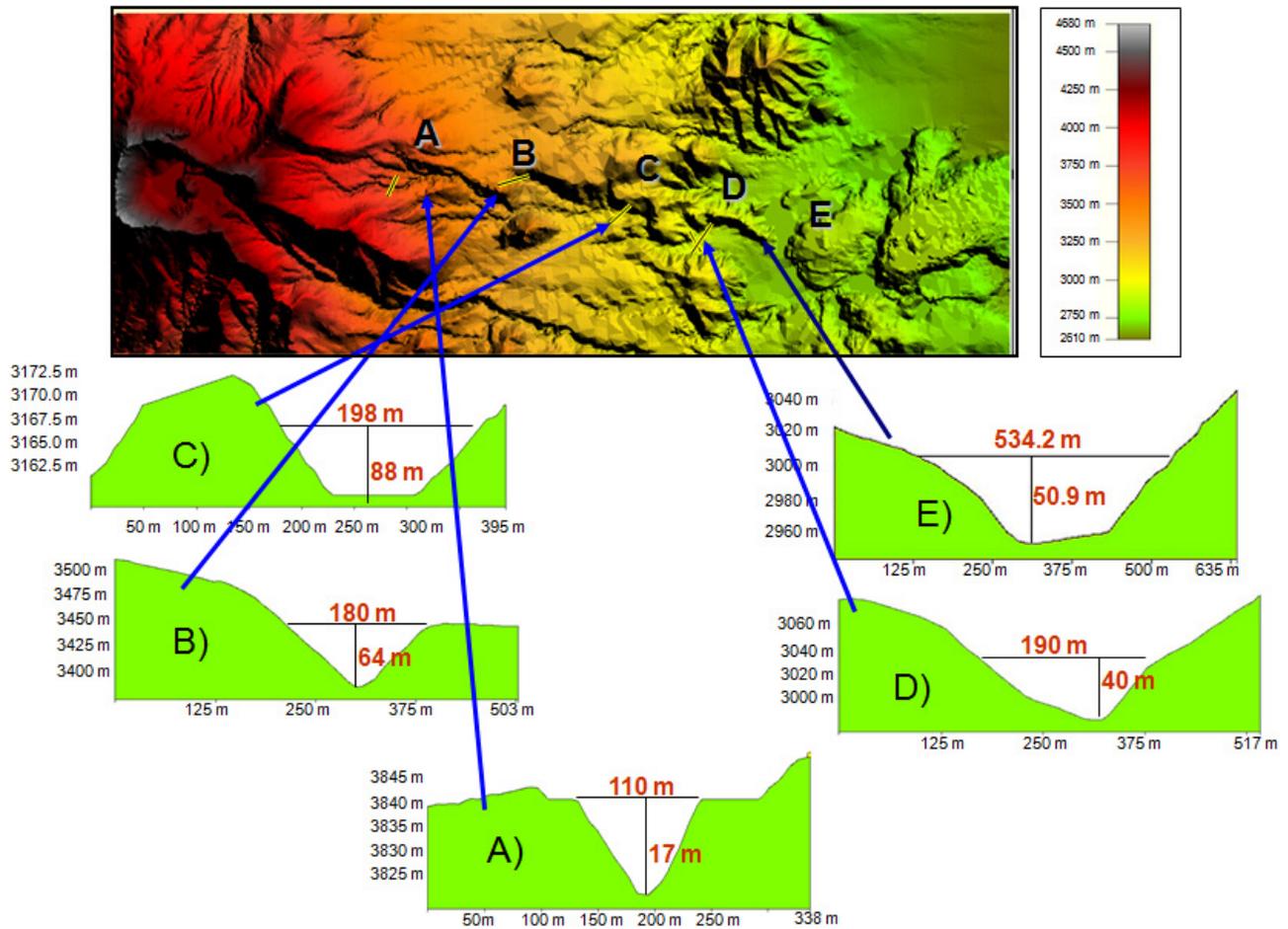


Figura 13. Perfiles topográficos transversales generados a partir del modelo digital de terreno (MDT) a lo largo del cauce del Arroyo La Ciénega, Los perfiles A y B muestran predominio de erosión vertical, en C presenta erosión lateral moderada, mientras que en D y E la erosión lateral predomina sobre la vertical.

de un inventario de deslizamientos que se está llevando a cabo además del Nevado de Toluca, en el Pico de Orizaba y en la Sierra de Guadalupe.

En una etapa siguiente del estudio se hará un modelaje con los datos obtenidos, utilizando análisis multicriterio, lahaz y Titan 2D para elaborar un mapa de peligros por deslizamientos.

El estudio y caracterización de deslizamientos y flujos de escombros históricos, tiene también por objeto apoyar en la toma de decisiones, mitigación y planeación de autoridades locales, departamentos de protección civil del estado de México y población local.

### Agradecimientos

Este proyecto fue financiado por el Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT), UNAM, # IB100412-2.

### Referencias

- Aceves-Quesada, J.F., 2007, Elaboración de mapas de Riesgo Volcánico basados en Sistemas de Información Geográfica: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de doctorado, 153 p.
- Aceves-Quesada, F., López-Blanco, J., Martín del Pozzo, 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., Martín del Pozzo, A.L., López-Blanco J., 2007, Volcanic hazards zonation of the Nevado de Toluca Volcano, Center of Mexico: *Natural Hazards*, 41(1), 159-180.
- Arce, J.L., 1999, Reinterpretación de la erupción pliniana que dio origen a la Pómez Toluca Superior, Volcán Nevado de Toluca: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 99 p.
- Arce, J.L., Macías, J.L., Vázquez-Selem, L., 2003, The 10.5 ka Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, Mexico: *Stratigraphy and hazard implications: Geological Society of America Bulletin*, 115(2), 230-248.
- Arce, J.L., Cervantes, K.E., Macías, J.L., Mora, J.C., 2005, The 12.1 ka Middle Toluca Pumice: A dacitic Plinian-subplinian eruption of Nevado de Toluca in Central Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 147(1-2), 125-143.

- Bloomfield, K., 1973, The age and significance of Tenango Basalt in Central Mexico: *Bulletin of Vulcanology*, 37(4), 585-595.
- Bloomfield, K., Valastro, S.Jr., 1977, Late Quaternary tephrochronology of Nevado de Toluca Volcano, Central México: *Overseas Geology and Mineral Resources*, 46, 15 p.
- Bloomfield, K., Sánchez-Rubio G., Wilson L., 1977, Plinian eruptions of Nevado de Toluca Volcano, México: *Sond. Aus der Geol. Rundschau Band*, 68, 120-146.
- Caballero, L., Capra L., 2011, Textural analysis of particles from El Zaguán debris avalanche deposit, Nevado de Toluca volcano, Mexico: Evidence of flow behavior during emplacement: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 200(1), 75-82.
- Cantagrel, J.M., Robin, C., Vincent, P., 1981, Les grandes étapes d'évolution d'un volcan andésitique composite; exemple du Nevado de Toluca (Mexique): *Bulletin Volcanologique*, 44, 177-188.
- Capra, L., Carreras, L., Arce, J.L., Macías, J.L., 2006, The Lower Toluca Pumice: A 21,700 yr B.P. Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, Mexico: *Geological Society of America Special Paper* 402, 155-174.
- Cervantes de la Cruz, K.E., 2001, La Pómez Blanca Intermedia; depósito producido por una erupción pliniana-subpliniana del Volcán Nevado de Toluca hace 12,100 años: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 86 p.
- Demek, J., 1972, Manual of detailed geomorphological mapping: International Geographical Union, Commission on Geomorphological Survey and Mapping, Prague, 344 p.
- Department of Natural Resources, 2006, División de Prácticas Forestales del Departamento de Recursos Naturales del estado de Washington.
- Echeverría-Armedo, M.T., 1997, Cartografía Geomorfológica Temática y Aplicada, en Peña-Monné, J.L. (ed.), *Cartografía Geomorfológica Básica y Aplicada*: Logroño, España, Geofoma Ediciones, 145-179.
- García-Palomo, A., Macías J.L., Garduño, V.H., 2000, Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca Volcano region, central Mexico: *Tectonophysics*, 318, 281-302.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Arce, J.L., Capra, L., Garduño, V.H., Espindola, J.M., 2002, Geology of the Nevado de Toluca Volcano region and surrounding areas, central Mexico: *Geological Society of America, Map and Chart Series MCH089*, 1-48.
- Gutiérrez-Elorza, M., 2008, *Geomorfología: España*, Pearson-Prentice Hall, 898 p.
- Keller, E.A., Blodgett, R.H., 2007, *Riesgos Naturales. Procesos de la Tierra, como riesgos, desastres y catástrofes*: España, Pearson Prentice-Hall, 422 p.
- Lugo-Hubp, J., 1988, *Elementos de Geomorfología Aplicada (Métodos Cartográficos)*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, 128 p.
- Macías, J.L., García, A., Arce, J.L., Siebe, C., Espindola, J.M., Komorowski, J.C., Scott, K., 1997, Late Pleistocene-Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlan volcanoes, Central Mexico: *Brigham Young University, Geology Studies*, 42(1), 493-528.
- Newton, A.J., Metcalfe, S.E., 1999, Tephrochronology of the Toluca Basin, Central Mexico: *Quaternary Sciences Reviews*, 18, 1039-1059.
- Palacio-Prieto, J.L., 1983, *Metodología para el desarrollo de trabajos geomorfológicos a escala: 1:50000*: Primer Congreso Interno del Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, 52-72.
- Palacios, D., Marcos J., 1996, *La Elaboración de la Cartografía de Riesgos Geomorfológicos y su Aplicación en Áreas de Alta Montaña: Serie Geográfica*, 6, 59-97.
- Pedraza-Gilsanz, J., 1996, *Geomorfología: Principios, Métodos y Aplicaciones*, Rueda, 414 p.
- Peña-Monné, J.L., 1997, *Cartografía geomorfológica básica y aplicada*: Logroño, España, Geofoma Ediciones, 227 p.
- Peña-Villada, E., 2006, *Análisis de la Vulnerabilidad Social e Inundaciones en la Cuenca de La Ciénega, parte alta de la cuenca del Río Lerma*: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 184 p.
- Priego-Santander, Á.G., Bocco, G., Mendoza, M., Garrido, A., 2010, Propuesta para la generación semiautomatizada de unidades de paisajes, Instituto Nacional de Ecología (INE-SEMARNAT), *Serie Planeación Territorial*, 108 p.
- Van Zuidam, R.A., 1986, *Aerial photo-interpretation in terrain analysis and geomorphologic mapping*: Hague, Netherlands, Smits, 442 p.
- Vázquez-Selem, L., Heine, K., 2004, Late Quaternary Glaciation of Mexico, en Ehlers J., Gibbard, P.L. (eds.), *Quaternary Glaciations - Extent and chronology Part III*: Elsevier B.V, 233-241.
- Verstappen, H.Th., 1983, *Applied geomorphology; geomorphological surveys for environmental development*: Amsterdam, Elsevier, 437 p.
- Verstappen, H.Th., Van Zuidam, R.A., 1991, *The ITC system of geomorphology Survey: a basis for the evaluation of natural resources and hazards*: ITC Publication, 10, 89 p.

Manuscrito recibido: Diciembre 12, 2013.

Manuscrito corregido recibido: Febrero 24, 2014.

Manuscrito aceptado: Marzo 1, 2014.