



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS

COLEGIO DE GEOGRAFÍA

CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA
DEL COMPLEJO VOLCÁNICO
TLÁLOC-TELAPÓN

TESIS

PARA OPTAR POR EL TÍTULO DE
LICENCIADO EN GEOGRAFÍA

PRESENTA:

CARLOS GORDILLO REYNA

ASESOR: DR. JOSÉ JUAN ZAMORANO OROZCO

CIUDAD UNIVERSITARIA, CDMX

2018





Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Índice

Introducción	1
Capítulo I. Marco físico geográfico y cultural en el Complejo Volcánico Tláloc-Telapón	3
1.1 Localización del área de estudio	3
1.1.1 Clima	5
1.1.2 Vegetación	7
1.1.3 Hidrografía	11
1.2 Tláloc y Telapón: Aspectos culturales y relieve	13
1.2.1 Simbolismo prehispánico y arqueología en los volcanes Tláloc y Telapón	14
1.2.2 Costumbres y tradiciones en la época actual	20
1.2.3 Espacios a considerar como geomorfositos	24
Consideraciones finales	26
Capítulo II. Geología	28
2.1 Marco tectónico y geológico regional	28
2.1.1 Estructuras de la Sierra Nevada	31
2.2 Marco geológico local	34
2.2.1 Historia eruptiva y geología de los volcanes Tláloc y Telapón	34
Consideraciones finales	42
Capítulo III. Morfometría	43
3.1 Altimetría	43
3.2 inclinación del terreno	50
3.3 Densidad de la disección	56
3.3 Profundidad de la disección	60
3.5 Energía del relieve	64
3.6 Zonificación de procesos exógenos: Consideraciones finales	68

Capítulo IV Geomorfología	71
Mapa Geomorfológico del Complejo Volcánico Tláloc-Telapón	72
RELIEVE ENDÓGENO	76
RELIEVE ENDÓGENO MODELADO	109
RELIEVE EXÓGENO	118
SIMBOLOS COMPLEMENTARIOS	133
Consideraciones finales	133
Conclusiones	134
Bibliografía	138

La presente investigación está dedicada

A mis padres, Carlos Agustín Gordillo Padilla y Graciela Reyna Alemán, por todas las enseñanzas y aprendizajes. Sin su apoyo, confianza, comprensión y paciencia este logro no sería posible. Son la fuerza que siempre me ha hecho seguir adelante, los amo mucho y gracias por todo.

A mi hermano Chrystian, mi mejor compañero de aventuras, gracias por estar siempre cuando más lo necesito, por tu compañía, sabios consejos y tu amistad.

A mis hermanas Citlalli y Perla, gracias por confiar en mí, son parte importante de mi vida, siempre voy a estar para ustedes.

A toda mi familia y amigos que me apoyaron y que han estado presentes en mi vida... GRACIAS

Agradecimientos

Al director de este trabajo, Dr. José Juan Zamorano Orozco, gracias por ser mi maestro y por todas las enseñanzas, paciencia y apoyo brindado durante este proceso para la culminación de este trabajo. Gracias por darme la oportunidad de aprender y trabajar a su lado.

A la Beca María Teresa Gutiérrez de MacGregor, por el apoyo económico brindado para la elaboración de esta investigación.

Al Mtro. Sergio Salinas Sánchez, quien reviso de manera crítica y objetiva cada parte de esta tesis y que además apporto valiosos conocimientos teóricos y prácticos tanto en campo como en gabinete que ayudaron a enriquecer esta investigación y mi formación profesional.

Al Dr. Osvaldo Franco Ramos por la minuciosa revisión, el tiempo dedicado y las valiosas aportaciones que contribuyeron al mejoramiento de este trabajo.

Al Dr. Abraham Navarro Moreno por las valiosas observaciones que ayudaron a mejorar la cartografía de esta investigación.

Al Ing. Alberto Pérez Rojas quien aceptó revisar esta investigación y realizo valiosos comentarios que la enriquecieron.

A la universidad Nacional Autónoma de México y en especial al Instituto de Geografía por permitirme hacer uso de sus instalaciones y su acervo bibliográfico.

Al Dr. Lorenzo Vázquez Selem, por facilitarme fotografías aéreas de la zona de estudio, que contribuyeron de manera significativa en la elaboración de la cartografía geomorfológica.

Al Dr. David Palacios con quien, en el marco del proyecto El calentamiento de las montañas: Geocronología y efectos ambientales de la Deglaciación de las áreas de altas montañas (CGL2015-65813-R), tuve la oportunidad de salir a campo a diferentes volcanes de México y de esta manera amplié mis conocimientos en geomorfología volcánica.

A los profesores del Colegio de Geografía que con sus enseñanzas y consejos contribuyeron a mi formación académica.

A todos mis amigos y compañeros que conocí en el Instituto de Geografía y que de manera directa o indirecta contribuyeron a la culminación de este proceso: Ernesto (Chícharo), Kevin, Jorge (Baby Face), Daniel (John Digui), Juan Carlos (JC), Carlo, Daniel (Niño), Agustín (Panda), Guillermo (Gery), Osvaldito e Isaac. Gracias por su apoyo.

A mis amigos Álvaro † y Efraím quienes también conocí en el instituto de Geografía y con quienes pasamos momentos muy divertidos, gracias por su amistad.

Agradezco a Mariana por su compañía, por todo el apoyo incondicional brindado, por motivarme siempre en todo lo que he realizado y por estar a mi lado.

A mis compañeros y amigos de generación por los buenos momentos, las vivencias, las aventuras y por ser parte de mi formación profesional: Lalo, Dari, Luis, Ángel, Argenis, Isaac, Maryam y Jovana. Gracias por su compañía, amistad y por todos esos momentos divertidos durante la carrera.

Por último, quiero agradecer a todos aquellos que no mencione y que de alguna manera han compartido parte de su tiempo mediante opiniones, experiencias, una plática, una sonrisa, un café o una cerveza. Gracias a todos

Introducción

El Complejo Volcánico Tláloc-Telapón (CVTT) forma parte del sector oriental del Cinturón Volcánico Mexicano, se localiza a 120 km al oriente de la Cd. de México; y queda comprendido entre las coordenadas 19°34'N - 19°19'N y 98°50'W - 98°30'W. Los edificios principales (Tláloc-Telapón) son volcanes con morfología de escudo que se formaron a partir de la sobreposición de lavas andesíticas como dacíticas, en sus etapas más tempranas de construcción y riolíticas en las finales; así como de una secuencia de varios eventos explosivos que emitieron importantes productos volcánicos.

Los volcanes Tláloc y Telapón conforman la Sierra de Río Frío a nivel local y de manera regional forman el sector N de la Sierra Nevada, la cual presenta una orientación preferencial NE-SW. Esta cadena volcánica está integrada de norte a sur por los volcanes Tláloc, Telapón, Iztaccíhuatl, Popocatepetl; dividen al oriente la cuenca de México de tipo endorreica y la exorreica de Puebla-Tlaxcala al occidente.

Las estructuras que integran la Sierra Nevada no han sido estudiadas con la misma profundidad bajo las líneas de la geomorfología. La mayoría de los estudios se relacionan con el Popocatepetl (activo actualmente) y el Iztaccíhuatl. En ese sentido, se elaboró un mapa geomorfológico a detalle (escala 1:35,000) el cual será un aporte para entender los procesos endógenos y exógenos que modelan esta superficie.

El punto de partida de esta investigación fue la recopilación y análisis de información bibliográfica especializada, que permitió interpretar las características físico-geográficas y la litología; de esta manera, se obtuvo un primer acercamiento a los procesos endógenos y exógenos que modelaron esta superficie. A su vez también se consultó información arqueológica que permitió establecer un fuerte vínculo entre la población local, la cual le otorga un carácter divino a las formas de relieve.

Con el fin de evidenciar la influencia de los procesos exógenos que modelan el CVTT, se realizaron una serie de mapas morfométricos: altimetría, inclinación de terreno, densidad y profundidad de la disección y energía del relieve; el objetivo de esta cartografía fue establecer la relación entre los procesos modeladores y la resistencia de los materiales a ser erosionados. Los criterios utilizados en este proceso son los propuestos por Lugo (1988) y Simonov (en Zamorano, 1990).

El análisis geomorfológico siguió los criterios propuestos por Lugo (1988), en este proceso se interpretaron fotografías aéreas a diferentes escalas (1:50 000; 1:80 000 y 1:40 000), la información resultante se plasmó en una base topográfica 1:25 000. Las formas de relieve resultantes fueron agrupadas de acuerdo a su génesis considerando los parámetros genéticos endógenos-exógenos propuestos por Simonov (1985) y se representaron en un mapa final de escala 1:35 000 el cual incluye una leyenda explicativa de las diferentes unidades identificadas.

Este trabajo está integrado por cuatro capítulos:

Capítulo I. MARCO FISÍCO GEOGRÁFICO Y CULTURAL EN EL COMPLEJO VOLCÁNICO TLÁLOC-TELAPÓN. En este apartado se abordan los elementos físico-geográficos relacionados con las características sagradas que se le otorga a los volcanes Tláloc y Telapón.

Capítulo II. Geología. Se analizan los trabajos que se relacionan con las características tectónicas y litológicas que están relacionadas con el emplazamiento del Complejo Volcánico Tláloc-Telapón; tanto a nivel regional como local.

Capítulo III. MORFOMETRÍA. Se desarrollan métodos para cuantificar características del relieve (altimetría, inclinación, profundidad, energía del relieve), así como una zonificación de procesos.

Capítulo IV. GEOMORFOLOGÍA. Se analizan y dividen las formas de relieve de acuerdo con su génesis.

Capítulo I. Marco físico geográfico y cultural en el Complejo Volcánico Tláloc-Telapón.

1.1 Localización del área de estudio

El Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), es el territorio que concentra el mayor número de focos eruptivos en México. La composición de las rocas, el estilo eruptivo y las formas resultantes, varían a lo largo de su extensión (1100 km) y anchura (100 - 200 km) (Macías y Capra, 2005). La zona de estudio, se localiza en la porción oriental del CVM (Mazzarini *et al.*, 2010); a nivel regional, se conoce como Sierra Nevada. La zona de estudio se localiza en el sector más septentrional de esta estructura y recibe el nombre de Tláloc (N) y Telapón (S). Estos volcanes forman el parteaguas de las cuencas de México y la de Puebla-Tlaxcala, en el sector ENE (Fig. 1).

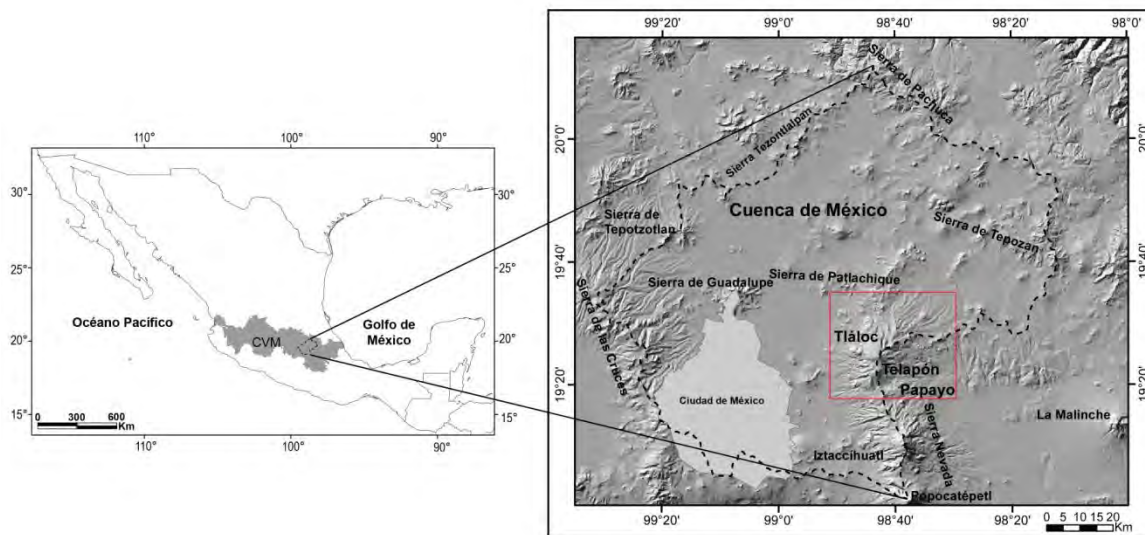


Figura 1. Localización de la zona de estudio en el marco de la cuenca de México y el Cinturón Volcánico Mexicano.

De acuerdo con García-Tovar y Martínez-Serrano (2011), los focos eruptivos son denominados como Complejo Volcánico Tláloc-Telapón (CVTT); no obstante, en este estudio también se incluye al Papayo (3640 msnm, INEGI, 2014). Las tres

estructuras ocupan un área de 1080 km² y quedan comprendidas entre las coordenadas 19°34'N - 19°19'N y 98°50'W - 98°30'W. El territorio está dividido en los siguientes municipios: Chalco, Ixtapaluca, Texcoco, Tepetlaoxtoc, Chicoloapan en el Estado de México; Tlahuapan, San Matías Tlalancaleca, San Salvador el Verde en Puebla; Calpulalpan, Sanctórum de Lázaro Cárdenas, Españaíta, Nanacamilpa de Mariano Arista en Tlaxcala (Fig. 2).

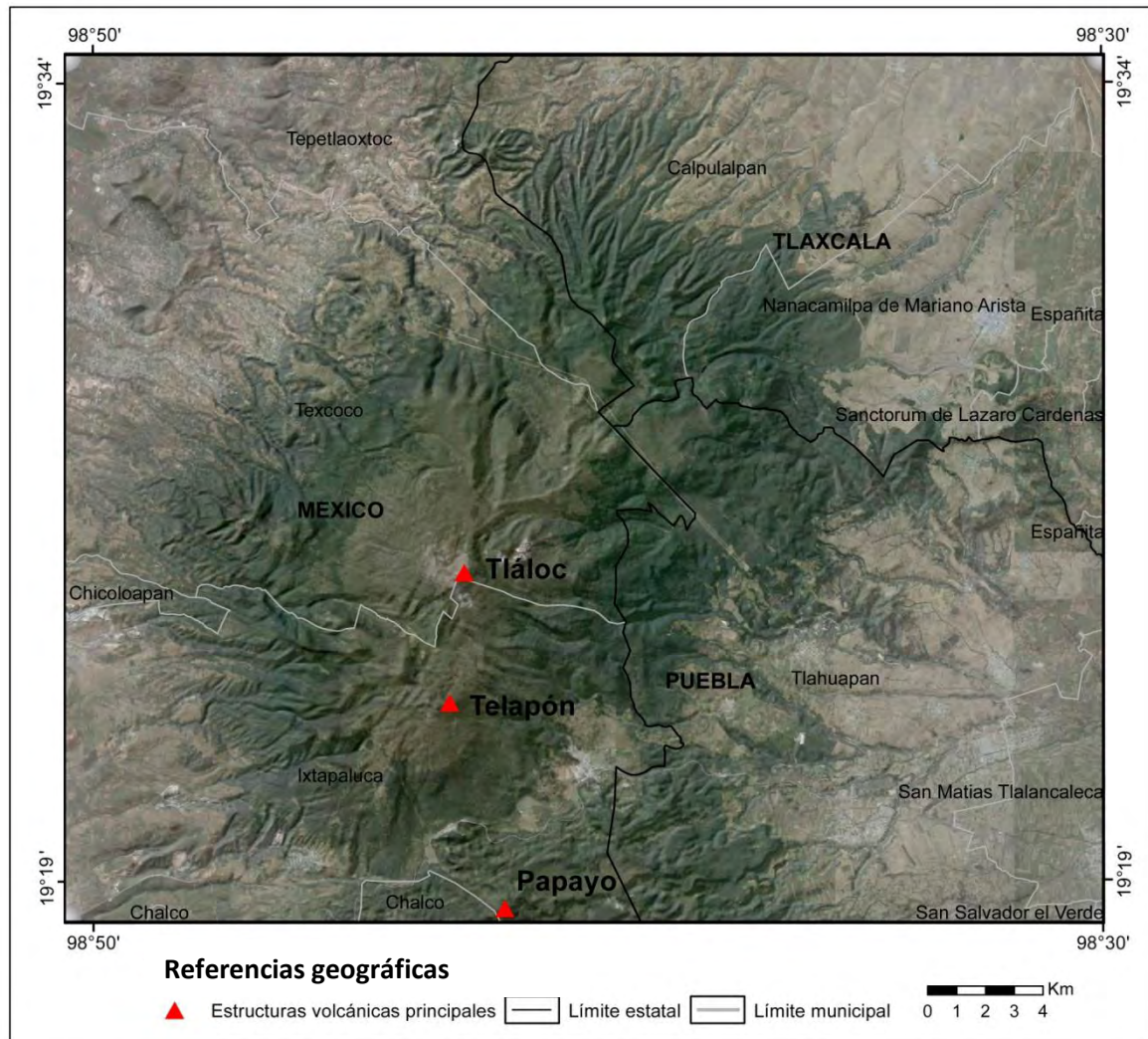


Figura 2. Límites municipales y estatales en los que se divide la zona de estudio. Con un triángulo rojo se destacan los volcanes Tláloc, Telapón y Papayo.

Debido a la posición geográfica del Tláloc, Telapón y Papayo (extremo norte de la Sierra Nevada), la latitud y altitud influyen en el clima (lluvias en verano).

Las características tectónicas propiciaron una intensa actividad volcánica. Los materiales expulsados (piroclastos), al intemperizarse favorecieron la existencia de suelos fértiles; por otro lado, las lavas (litología), proveen de material para la construcción. En resumen, este territorio ha sido fuente de recursos estratégicos desde la época Prehispánica.

1.1.1 Clima

Las condiciones climáticas del Tlalóc - Telapón y Papayo, están influenciadas por su posición geográfica; al ubicarse dentro de las latitudes medias se ven influenciadas por vientos alisios provenientes del Golfo de México, en verano. A esta dinámica se agregan los huracanes, que prolongan la temporada de lluvias hasta noviembre; de ahí la existencia de abundantes precipitaciones en las zonas más altas de la Sierra Nevada. En invierno, se tiene la presencia de frentes fríos y masas de aire polar, lo que provoca nevadas en la cumbre de las montañas. En general, el clima que predomina es templado, con algunas variaciones debido a los cambios de altitud en el relieve, que van desde 2200 msnm (Texcoco) hasta 4000 msnm, en la cima del Tlalóc y Telapón (García, 1981a).

De acuerdo con García (1998 b), existen cuatro climas en la zona de estudio y son los siguientes (Fig. 3):

C(wo) Templado subhúmedo, con temperatura media anual entre 12°C y 18°C. La temperatura de los meses más fríos varía entre -3°C y 18°C; mientras la del mes más caliente es < 22°C. La precipitación en el mes más seco menor de 40 mm; y porcentaje de lluvia invernal del 5% al 10.2% del total anual. Es característico de los terrenos más bajos que se sitúan a una altitud que varía entre 2260 a los 2650 msnm.

C(w1) Templado subhúmedo, con temperatura media anual entre 12°C y 18°C. La temperatura de los meses más fríos varía entre -3°C y 18°C; mientras que la del más caliente es < 22°C. La precipitación en el mes más seco menor de 40 mm; lluvias de verano con índice P/T menor de 55% y porcentaje de lluvia invernal del

5 al 10.2% del total anual. Se presenta en las laderas bajas de las grandes estructuras, en donde la altitud promedio es de 3380 msnm.

C(w2) Templado subhúmedo, temperatura media anual entre 12°C y 18°C, temperatura del mes más frío entre -3°C y 18°C mientras que la del mes más caliente < 22°C. La precipitación en el mes más seco menor de 40 mm; lluvias de verano con índice P/T mayor de 55% y porcentaje de lluvia invernal del 5 al 10.2% del total anual. Este clima caracteriza los terrenos localizados entre los 2280 y los 3160 msnm, su extensión es mayor que los dos anteriores y se dispone rodeando al Tláloc - Telapón y Papayo.

Cb'(w2) Semifrío subhúmedo con verano largo, temperatura media anual entre 5°C y 12°C, temperatura del mes más frío entre -3°C y 18°C, temperatura del mes más caliente < 22°C. Precipitación en el mes más seco menor de 40 mm; lluvias de verano y porcentaje de lluvia invernal del 5 al 10.2% del total anual. Ocupa el sector central de la zona de estudio, desde los 3160 msnm hasta la cumbre del Tláloc (4120 msnm) - Telapón (4060 msnm) y Papayo (3640 msnm).

Los climas en la zona de estudio presentan una gradación altitudinal y el relieve juega un papel muy importante en esta distribución (Fig. 3). Este arreglo tiene reflejo en la superficie; en la medida que la altitud aumenta, las formas de relieve varían de lacustre-fluvial en las partes bajas, a fluvio-glaciar en las cumbres.

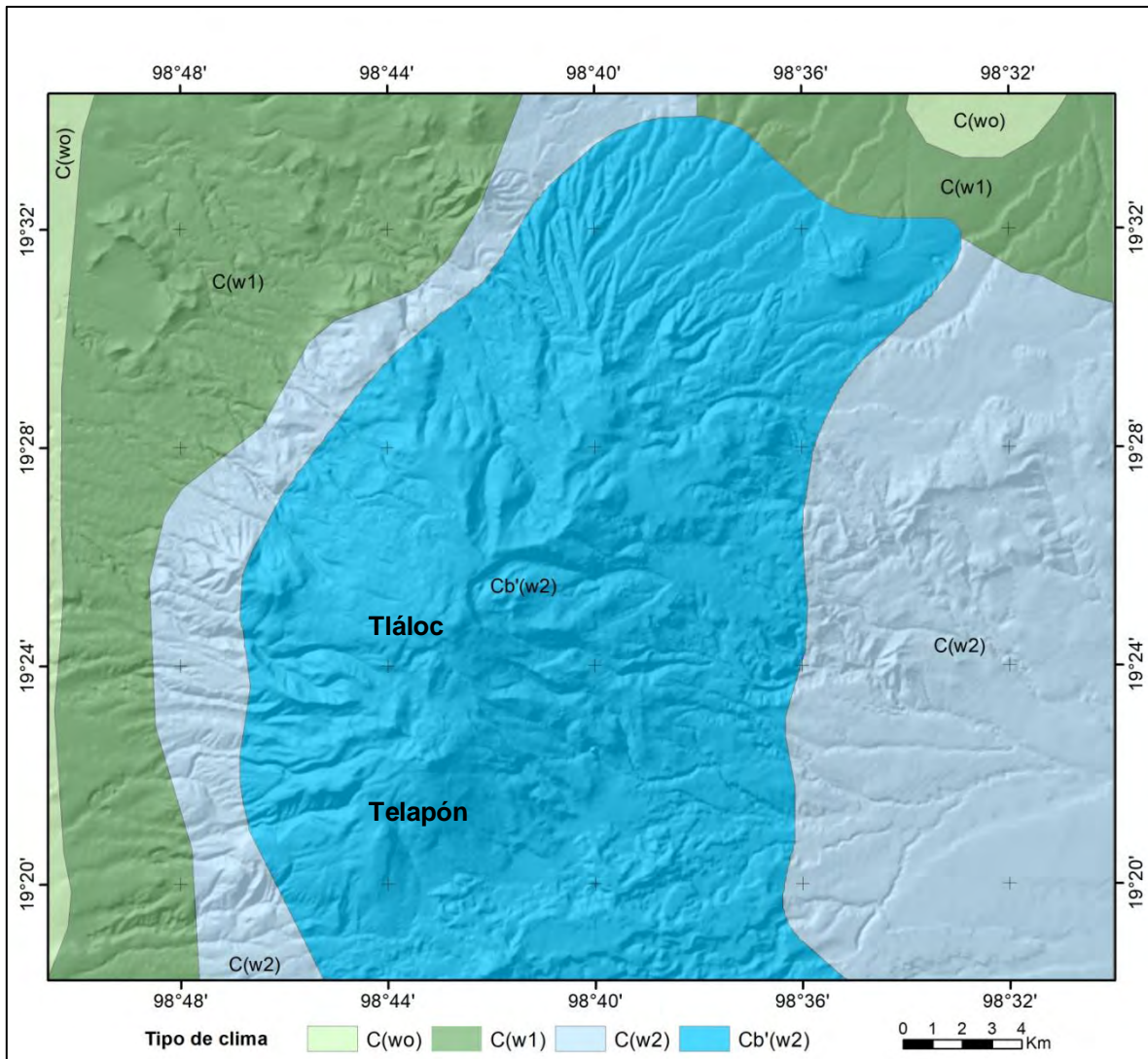


Figura 3. Distribución de los climas en la zona de estudio: C(w1) Templado subhmedo; C(w2) Templado subhmedo; C(wo) Templado subhmedo; Cb'(w2) Semifrío subhmedo (García, 1998 b).

1.1.2 Vegetación

La variedad vegetal que existe en el territorio de estudio presenta una distribución determinada por el régimen climático, el tipo de sustrato y el gradiente altitudinal (Fig. 4). Por consiguiente, su disposición es irregular. Se reconocen nueve comunidades vegetales; de las cuales, cinco son inducidas y cuatro naturales (INEGI, 2003), a continuación se explican:

Bosque de Pino (BP)

Son bosques constituidos por diferentes especies de pino con alturas promedio de 15 a 30 m; poseen hojas perennifolias; se establece principalmente en sustrato ígneo, sobre suelos someros, profundos y rocosos, preferentemente en laderas orientadas al norte.

El Bosque de Pino se encuentra en altitudes que van de los 3500 a los 3900 msnm, la principal especie del estrato arbóreo es el *Pinus hartwegii* (Sánchez-González y López-Mata, 2003), se dispone en las zonas cumbrales y se extiende hasta el piedemonte.

Bosque de Encino (BQ)

Esta comunidad está formada por diferentes especies del género *Quercus*; la altura varía desde los 4 hasta los 30 m; son arboles perennifolios o caducifolios.

Entre las principales especies del estrato arbóreo se pueden encontrar *Quercus rugosa*, *Quercus laurina*, *Arbutus xalapensis* y *Ceanothus coeruleus* (Sánchez-González y López-Mata, 2003); se localizan tres áreas importantes en la zona de estudio (W: NW y N), todas ellas se disponen en las laderas medias del piedemonte.

Bosque de Oyamel (BA)

Este grupo está constituido por un estrato arbóreo del género *Abies*, su altitud sobrepasa los 30 m, se localizan en laderas orientadas al NW; NE y SE, en donde quedan protegidos de los vientos fuertes y la insolación intensa; las masas arboladas se conforman por elementos de la misma especie o mixtos. Tiene desarrollo, preferentemente, en el límite de la zona montañosa y el piedemonte. La especie que predomina es *Abies religiosa*, y es común su desarrollo dentro de barrancas y cañadas (3100-3500 msnm) (Sánchez-González y López-Mata, 2003).

Bosque de Pino - Encino (BPQ)

Son comunidades compuestas por pino (*Pinus spp.*) y encino (*Quercus spp.*); predomina el primero. Los individuos alcanzan alturas de 8 a 35 m, se establecen, principalmente, entre los 1200 - 3200 msnm. Su distribución es irregular, se presentan en las laderas medias del piedemonte en su sector N y SE. También se observan en la porción más distal de la misma estructura al NE.

Pastizal Inducido (PI)

Comunidad dominada por gramíneas o graminoides, es consecuencia del desmonte del bosque o incendios. El pastizal aparece cuando las zonas de cultivo son abandonadas. Las áreas principales con estas especies se localizan al NW y SE en superficies sub-horizontales que bordean las planicies lacustres-aluviales, ahora parcialmente urbanizadas.

En el Valle de México se describen comunidades de este tipo que, en general; son bajas y muchas veces abiertas; las especies dominantes de gramíneas pertenecen a los géneros *Buchloë*, *Erioneuron*, *Aristida*, *Lycurus* y *Bouteloua* son las especies dominantes (Sánchez-González y López-Mata, 2003).

Bosque Cultivado (BC)

Son bosques artificiales consecuencia de una reforestación con árboles de distintos géneros; los fines de estas plantaciones son el recreativo, ornamental, conservación del medio ambiente, así como evitar la erosión del suelo. Se dispone al W de la zona de estudio en las laderas bajas del piedemonte.

Las especies que más se cultivan son: pino (*Pinus spp.*), eucalipto (*Eucalyptus spp.*), cedro (*Cupressus spp.*), casuarina (*Casuarina sp.*), pirúl (*Schinus molle*), álamo o chopo (*Populus spp.*), fresno (*Fraxinus sp.*), aïle (*Alnus sp.*), entre otros (Sánchez-González y López-Mata, 2003).

Pastizal Cultivado (PC)

Son regiones donde se introduce intencionalmente pastos nativos de diferentes especies, los principales son: *Digitaria decumbens* (Zacate Pangola), *Pennisetum ciliaris* (Zacate Buffel), *Panicum maximum* (Zacate Guinea o Privilegio), *Panicum purpurascens* (Zacate Pará) (Sánchez-González y López-Mata, 2003). El fin de esta práctica es la conservación del territorio de los efectos erosivos, para ello, se realizan algunas labores de manejo. Se localizan en el extremo NW en el sector distal del piedemonte.

Agricultura de Riego (AR)

Son zonas donde se suministra agua suplementaria para el desarrollo de los cultivos durante el ciclo agrícola, por medio de la aspersión, goteo o bombeo; los más destacados en esta unidad son los sembradíos de maíz y frijol. Se localizan al N, NW y E de la zona de estudio, estos terrenos corresponden a las laderas bajas del piedemonte.

Agricultura de Temporal (AT)

La productividad de este tipo de práctica, depende del agua de lluvia, estas zonas se encuentran sembradas en todo el ciclo agrícola. Los cultivos más importantes son el maíz, frijol, cebada, avena y la asociación maíz-frijol-calabaza (Sánchez-González y López-Mata, 2003).

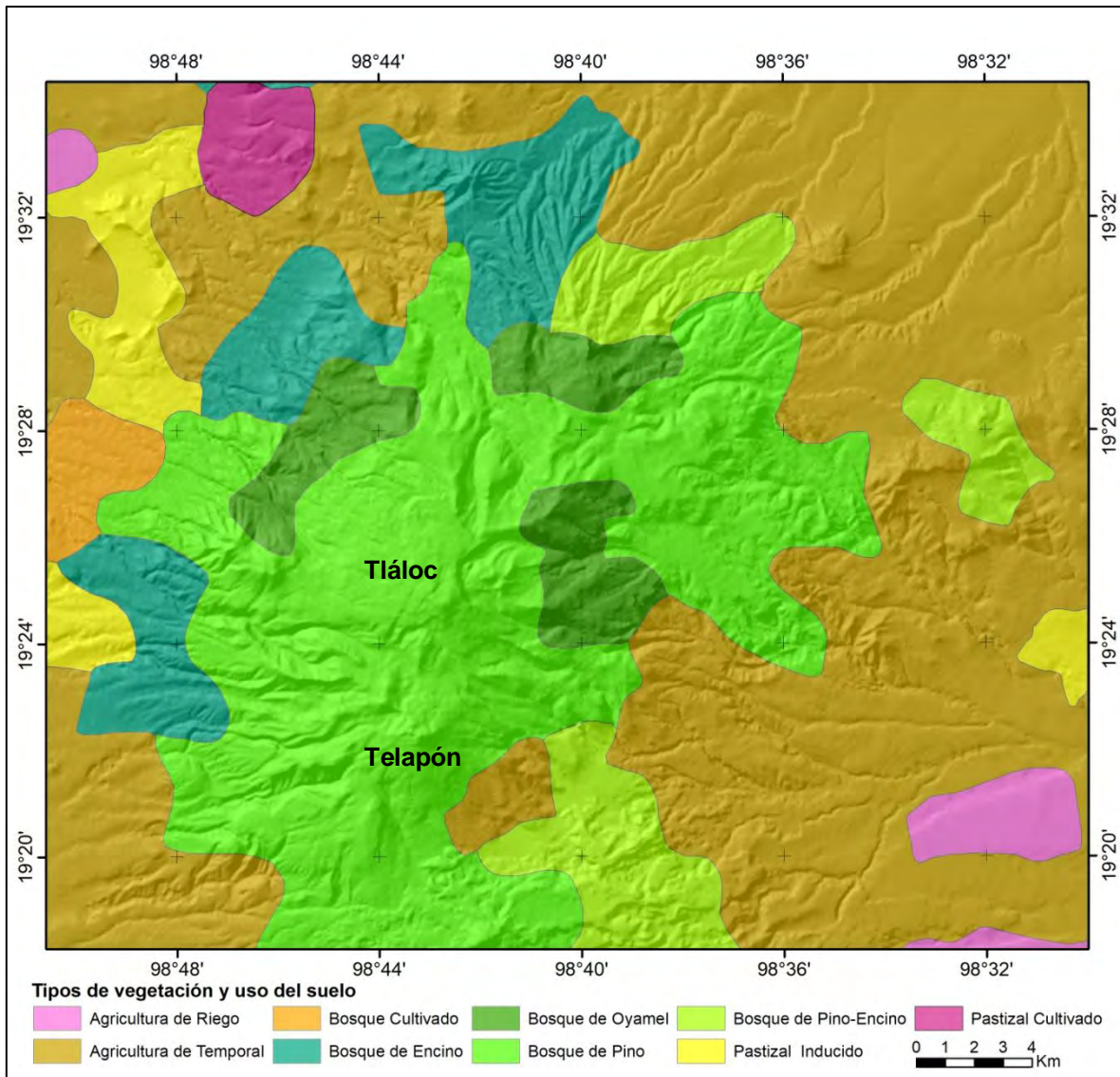


Figura 4. Comunidades vegetales en el Complejo Volcánico Tlaloc-Telapón (INEGI, 2003).

1.1.3 Hidrografía

La zona de estudio queda comprendida en los límites de tres subcuencas; la primera, se localiza al W y se conoce como Lago de Texcoco-Zumpango, es de tipo endorreico. La segunda, se ubica al NE de la zona de estudio y es parte del sistema Lago Tochac-Tecomulco, es de tipo exorreico; ambas pertenecen a la región hidrológica (RH-26) Río Pánuco. La tercera, se localiza al SE, se nombra Río Atoyac-San Martín Texmelucan, y es de tipo exorreico, pertenece a la región hidrológica (RH-18) Río Balsas (INEGI, 2014) (Fig. 5).

El Río Atoyac es el rasgo hidrográfico más importante de la región, se forma a partir de las corrientes tributarias que descienden de la porción norte de la Sierra Nevada, entre los estados de Puebla y Tlaxcala (CONABIO, 2011). El parteaguas de este sistema se localiza sobre la cima Tláloc-Telapón y Papayo. Los sistemas fluviales en conjunto, están influenciados por rasgos estructurales (fallas y morfolineamientos); así como, por la competencia de la litología a la erosión. Este diseño radial cambia de dendrítico a subdendrítico-paralelo en los diversos sectores del piedemonte. Estos patrones son indicadores de la intensidad de la erosión fluvial; al mismo tiempo, guarda relación con la edad del relieve. Por otro lado; hay que mencionar que la existencia de corrientes permanentes es escasa; se atribuye a la alta permeabilidad de los materiales volcánicos.

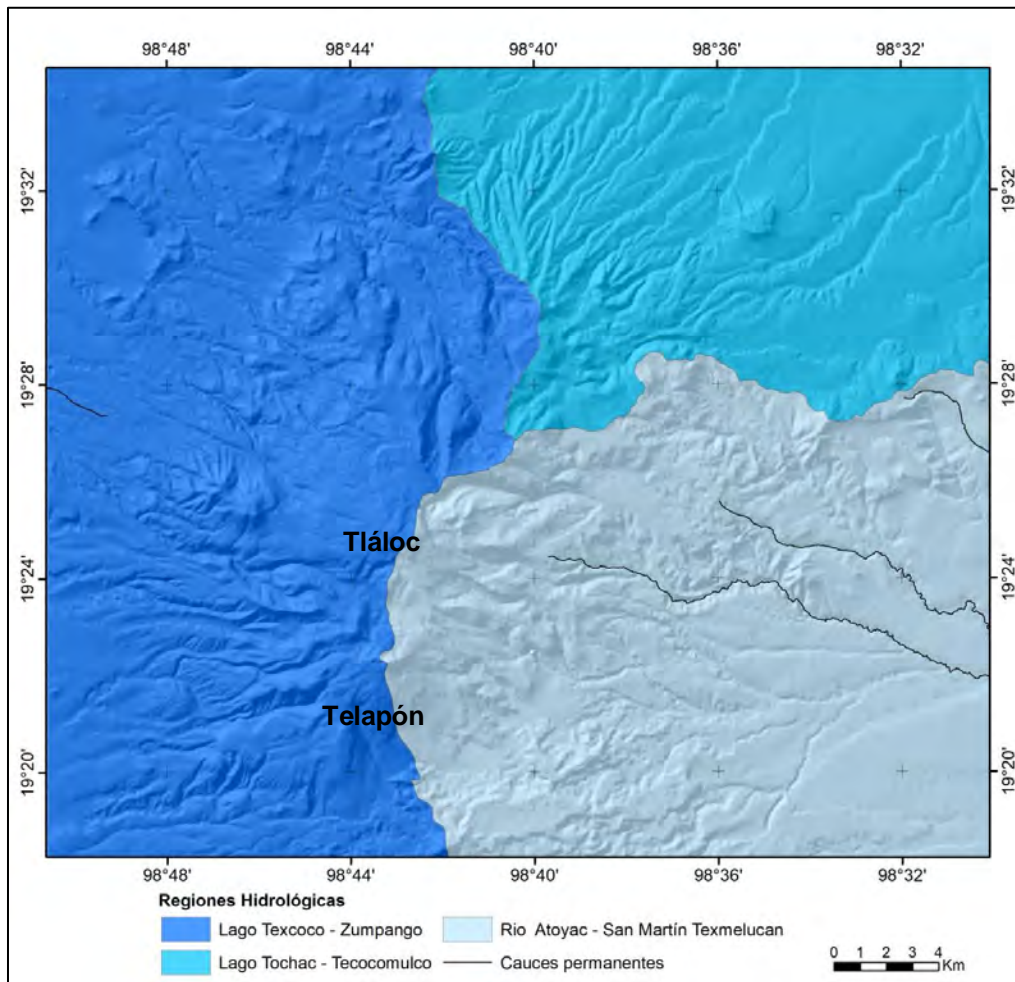


Figura 5. Regiones hidrológicas de acuerdo con (INEGI, 2014).

1.2 Tláloc y Telapón: Aspectos culturales y relieve

A lo largo de la historia, la superficie terrestre ha sido considerada de gran importancia; las antiguas civilizaciones, atestiguaron cambios en su entorno, interpretaron el funcionamiento y establecieron vínculos con elementos del relieve y procesos asociados. Al no contar con una explicación científica, los antiguos pobladores atribuyeron dichos fenómenos a seres sobrenaturales, ligando de este modo aspectos culturales con montañas y volcanes.

En este sentido, existen muchos ejemplos que vinculan a las formas de relieve con aspectos culturales; como el del Dios Vulcano y su vínculo con el Etna y el Vesubio (Santana Henríquez, 2005). Ceruti (2010) menciona que los volcanes hawaianos tienen un estrecho vínculo con la naturaleza y la cultura de la región, al creer que las deidades residían en estos lugares, como es el caso de la Montaña Blanca (Mauna Kea) lugar donde la diosa Poliahu habitaba. Otro ejemplo relacionado es la diosa de los volcanes activos Pele, que junto con sus hermanos habitan la caldera Kilauea.

En ambos casos, los volcanes eran escenario de culto, esta práctica tenía el fin de apaciguar la actividad eruptiva; para ello, hacían sacrificios de animales, personas e incluso procesiones fúnebres. Algunos de estos hechos, han quedado registrados a manera de improntas sobre la superficie de la colada; también realizaron *esculturas o figurillas* de lava que eran parte de estos rituales.

En México existe un culto hacia el relieve, en particular hacia volcanes, montañas, cuevas y valles. Esta práctica tiene un origen prehispánico, con una carga simbólica que ha trascendido el tiempo; es decir, ha llegado hasta nuestros días como rogativas de lluvia, abundantes cosechas, clima benigno y buena fortuna.

Existen ejemplos en donde el relieve cobra un valor simbólico a partir de rasgos intrínsecos; es decir, se humaniza la naturaleza. En ese sentido, los antiguos pobladores observaban *un ombligo* en el Nevado de Toluca; *un torso con amplias faldas* en la Malinche; la silueta de un *joven arrodillado* en el Popocatepetl y la silueta de *una mujer* en el Iztaccíhuatl. También era común diferenciar por género

a las montañas, se consideraba como masculinos a los que presentaban una morfología cónica o trapezoidal, como es el caso del Tláloc- Telapón y Papayo; mientras las femeninas desarrollaban un aspecto extendido, alargado o redondeado (Montero-García, 2010).

La actividad volcánica se ha interpretado en diversas culturas como un castigo divino, que evoca al infierno, como el de una montaña inactiva que hace alusión a un sitio sagrado cercano al cielo, al que se venera como un Dios protector (Martínez de Pisón, 2012). En este sentido las altas cumbres cubiertas de nieve, eran concebidas como seres vivos capaces de controlar el clima y, por tanto, las lluvias y la abundancia de productos agrícolas (Broda, 2009). Para ello fue necesario la construcción de sitios ceremoniales cercanos a los *oídos* de las deidades, es decir, la cima de los volcanes.

Arribalzaga-Tobón (2005) menciona dos funciones para los sitios ceremoniales en las altas cumbres. El primero, el beneficio personal y colectivo; el segundo, mantener el dominio de las clases sociales por medio de un calendario ritual.

Uno de los principales centros ceremoniales se localiza en la cima del volcán Tláloc, en el se efectuaban ceremonias durante la época de sequías, con la finalidad de la pronta llegada de las lluvias y garantizar el crecimiento de las plantas en los campos de cultivo. El relieve conformado, producto de la actividad volcánica, sirvió como un indicador astronómico a partir de las observaciones realizadas con el horizonte. De esta manera, se pudo establecer la frecuencia de fenómenos astronómicos, como la posición del Sol a lo largo de la Sierra Nevada. Este hecho ha sido registrado como una fecha importante vinculado con el inicio del ciclo agrícola.

1.2.1 Simbolismo prehispánico y arqueología en los volcanes Tláloc y Telapón

En este apartado se relaciona el simbolismo del relieve con la cosmovisión prehispánica; en particular, para los volcanes Tláloc-Telapón y Papayo, se explican a continuación.

El nombre del volcán Tláloc proviene del nahuatl y está compuesto por las palabras; *tlali* tierra y *octli* licor. Lo que significa el que *bebe de la tierra*, esta etimología tiene un vínculo estrecho con la lluvia y las tierras agrícolas (Arribalzaga-Tobón, 2005). Por lo cual, se deduce que la montaña representa al Dios Azteca de la lluvia, la tormenta y el rayo; para su veneración se construyó una plataforma con un terraplén en la cima de esta montaña. La construcción es del periodo Clásico (época Teotihuacana) y representa la materialización del Tlalocan (paraíso agrícola) (Arribalzaga-Tobón, 2008). Este lugar era punto de encuentro de los *Señores* de la Triple Alianza y juntos ofrendaban tributo (Arribalzaga-Tobón, 2005).

En el templo de la cima del volcán Tláloc, las nubes proveían los recursos hídricos para formar los ríos, lagos y manantiales (Broda, 2001) (Fig. 6). De acuerdo a la percepción mexicana, en su cosmovisión, los cerros eran concebidos como contenedores de las aguas subterráneas, sitios sagrados, símbolo de fertilidad, marcadores astronómicos, insignia de dominio y barreras naturales que dificultaban el acceso de enemigos al territorio.



Figura 6. Templo dedicado a Tláloc en la cima del volcán del mismo nombre (tomado de www.montero.org).

El Tláloc, está relacionado con el calendario mexica; el 6 de febrero terminaba el año, adicionalmente se *sumaban* cinco días (7 al 11 de febrero) conocidos como *vacios* o *desdichados* o *nemontemis*, en los que al amanecer se puede observar un fenómeno óptico donde el Pico de Orizaba, La Malinche y la Sierra Negra muestran una alineación; que observada desde el Tlalocan (Fig. 6), se funden en una Sola estructura, este hecho está asociado al retoñar de las plantas e indica el inicio del año (Morante, 1997) (Fig. 7).

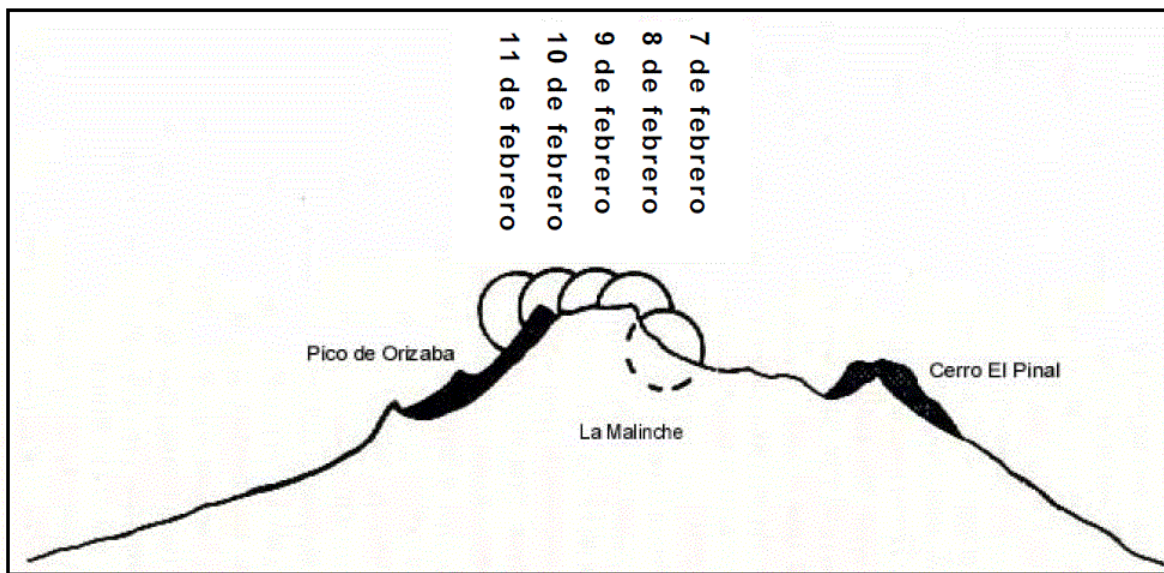


Figura 7. Salida del sol detrás de La Malinche y el Pico de Orizaba durante los *nemontemis* (Arribalzaga-Tobón, 2005).

La primera ceremonia en la cima del Tláloc, se realizaba en febrero cuando un grupo de sacerdotes ascendían; este peregrinar se llevaba a cabo antes del inicio de la temporada de lluvias. Una vez en la cima, verificaban sus observaciones calendáricas usando el paisaje. En el periodo llamado *Uey tozoztli*, que comprende los meses de abril y mayo, los gobernantes subían para realizar un evento masivo en el Tlalocan. Las personalidades que participaban eran los señores de la Triple Alianza, el rey *Motecuhzoma* con la nobleza de Tenochtitlán; el rey Nezahualpilli de Texcoco y los reyes de Tlacopan-Xochimilco. De acuerdo con Arribalzaga (2005), en la peregrinación se llevaba un niño de seis o siete años en una litera cubierta, hasta el Tetzacoalco del volcán y delante del ídolo lo

sacrificaban, posteriormente depositaban ofrendas, trajes y comida en el interior de la habitación del Dios, que se encontraba rodeado de *idolillos* que también vestían, dichas estatuas simbolizaban los elementos del relieve de los alrededores (Fig. 8). Para finalizar, los sacerdotes arrojaban el cuerpo a la caverna del ídolo, rociaban su sangre en la ofrenda y descendían a los poblados de los alrededores en donde organizaban un banquete (Broda, 1971).

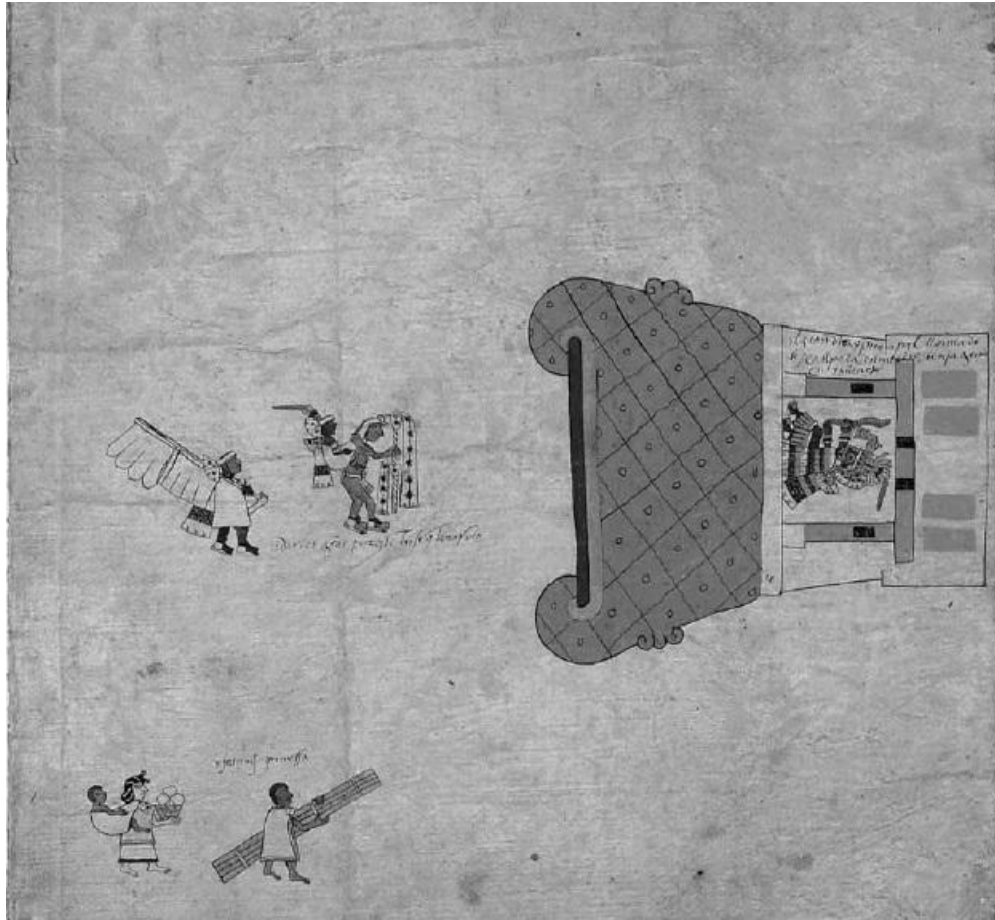


Figura 8. Lámina 25 del Códice Borbónico representa el ritual de sacrificio de niños, en ella una procesión se dirige hacia el volcán Tláloc, en la cima se encuentra al Dios de la lluvia en su templo (Tomado de: Contel, 2008).

Los nobles regresaban a la ciudad ya que al mismo tiempo de que se celebraba una ceremonia en Tenochtitlán, talaban el árbol más alto del cerro Colhuacan (Cerro de La Estrella), para llevarlo a la pirámide de Tláloc en el Templo Mayor (Broda, 1971).

En la actualidad las investigaciones arqueológicas han establecido las probables rutas de ascenso al Tlalocan, a partir de restos cerámicos y otro tipo de materiales; en este sentido, Arribalzaga-Tobón (2005) identificó seis caminos (Fig. 9); en cada uno de ellos se reconocen campamentos para pernoctar, sitios de descanso, lugares para abastecerse de agua (manantial), refugios a modo de cuevas, así como lugares dedicados exclusivamente a rituales de la nobleza (Huixtoc), tetzacoalcos de menor tamaño (Tecorral), petrograbados (xicallis), observatorios astronómicos (Xipetlán). Cada sendero parte de lugares distintos, el que se ubica al W inicia en San Miguel Coatlinchan; el del NW, parte de San Luis Huexotla; asociado a San Diego Xochimanca el trayecto del NNW; en el N, Calpulalpan es el inicio de otro de los recorridos; Nanacamilpa y San Martín Texmelucan son las referencias de las veredas del NE, y E.

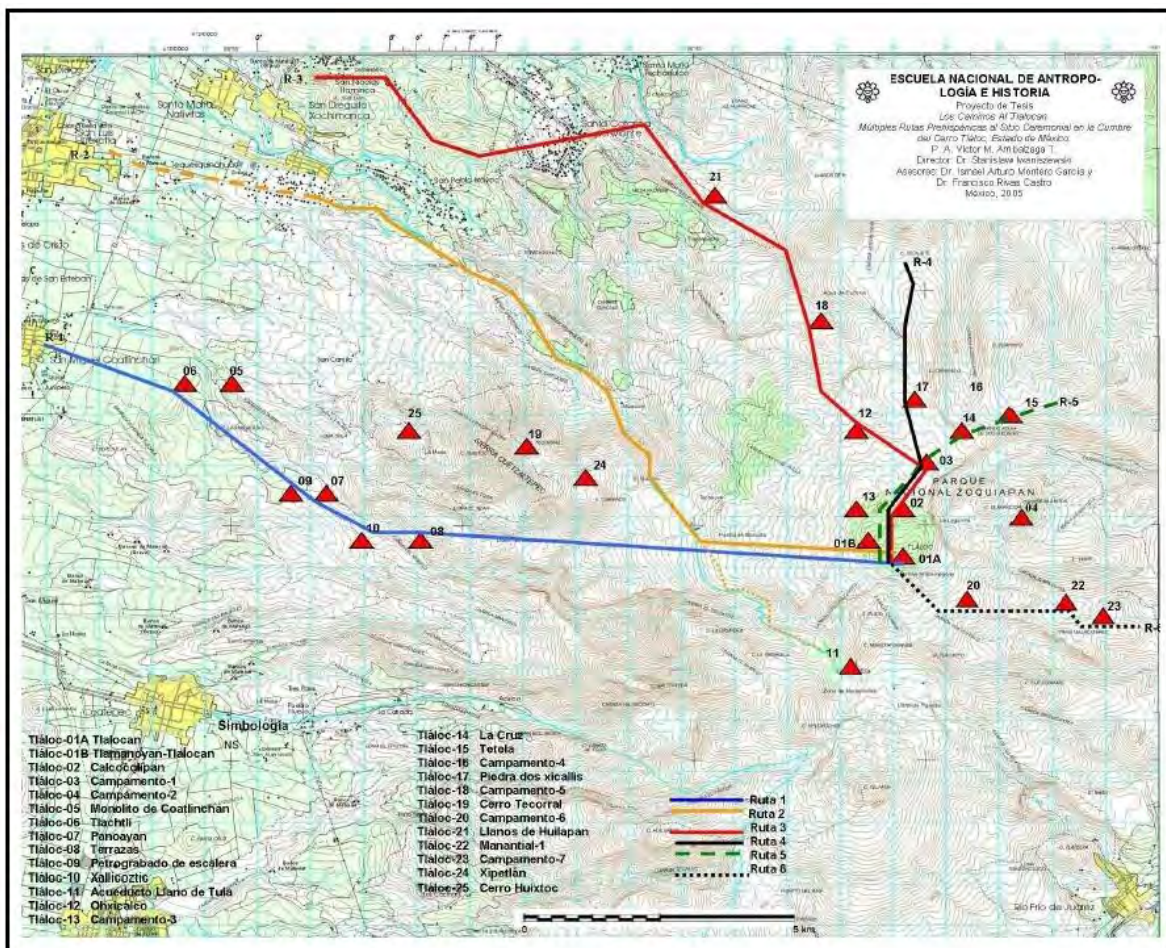


Figura 9. Rutas rituales de ascenso al monte Tlaloc (Arribalzaga-Tobón, 2005).

La ruta de ascenso del W que inicia en San Miguel Coatlinchan, al parecer era uno de los caminos de mayor importancia, esta aseveración se hace por la existencia de un monolito localizado en la barranca de Santa Clara (o del agua) (Fig. 10). La efigie se atribuye a la contraparte femenina de Tláloc (Chalchiuhtlicue) y en la actualidad se exhibe en la entrada del Museo Nacional de Antropología. Los campesinos locales, sustituyeron el original por una escultura más pequeña, para seguir atrayendo las lluvias (Arribalzaga-Tobón, 2005).



Figura 10. Extracción del monolito de Coatlinchan (Tomado de: Arribalzaga-Tobón, 2005).

Los pobladores indígenas utilizaron los materiales volcánicos que les proveía su entorno para erigir templos de culto así como grandes monumentos, hecho que refuerza la carga cultural otorgada a elementos del relieve.

Con respecto a los volcanes Telapón y Papayo, se puede afirmar que han estado en un segundo plano de importancia en adoración y rituales prehispánicos. Esto se entiende por la cercanía del volcán Tláloc y el templo construido en su cima

(Tlalocan). Esta estructura al ser la más significativa de la región fue la que capturó una mayor atención (Montero, 2000).

El Telapón en nahuatl significa *rio de piedras* (Neyra, 2012), el topónimo hace alusión a uno de los últimos eventos efusivos y podría estar asociado a una lava fresca. Se desconoce el origen del nombre del Papayo, probablemente se trate de un nombre antiguo que los españoles le dieron otra dicción y así permaneció hasta nuestros días.

1.2.2 Costumbres y tradiciones en la época actual

En esta sección se caracterizan los aspectos culturales ligados a los volcanes a partir de la reelaboración simbólica que inicio en la conquista; época donde se impone una nueva forma de gobierno con creencias religiosas distintas. En este marco, los ritos agrícolas dejaron de formar parte del culto *oficial*, dando paso a una transformación de los mismos (sincretización). De esta manera, la concepción del relieve como símbolo divino, se volvió clandestina al no contar con la autorización de los sacerdotes católicos.

Los rituales contemporáneos realizados en torno a los volcanes están a cargo de los *graniceros* o *tesifteros*; estas personas son quienes hacen las rogativas por lluvias; capturan y conjuran el granizo; así también, offician ceremonias terapéuticas para recuperar los *espíritus* humanos raptados por los hijos de Tláloc, llamados *ahuaques*, que son seres pluviales que custodian los manantiales, regulan el flujo del agua, controlan los accesos y vigilan el comportamiento de los visitantes en el volcán (Lorente y Fernández, 2012).

Las ceremonias están cargadas de tradiciones cristianas y tienen un fuerte vínculo con las prácticas prehispánicas. El *granicero* equivalente al antiguo sacerdote es elegido directamente por la deidad que habita el volcán; de esta manera, su designación puede estar acompañada desde la caída de un rayo sobre él o algún otro fenómeno meteorológico que involucre su persona (Glockner, 1999).

Los rituales efectuados por los *graniceros*; según Lorente (2011), cumplen tres funciones: alejar el mal tiempo, atraer las lluvias y sanar a los enfermos.

La primera función es alejar el mal tiempo provocado por los *ahuaques*, como son lluvias torrenciales, el granizo y rayos hacia un lugar donde no afecte a las personas. Para cumplir esta función, la deidad en sueños, se comunica con el *tesiftero*, le indica el tipo de nubes que se aproximan y con ello anticipa su forma de actuar. En este ritual utiliza la palma bendita, una vara de membrillo, el machete, un crucifijo de madera y un texto sagrado para invocar a Santa Bárbara (patrona del rayo), pidiendo ayuda y protección. La ceremonia culmina con la promesa de alimentar a los *seres pluviales*. Cada vez que esta ceremonia se realiza, se acompaña con ofrendas de dinero y semillas, la entrega de estos obsequios es a voluntad de los pobladores.

La segunda función se relaciona con la atracción de la lluvia y para ello se utilizan tres métodos; el primero, es el practicado por los *graniceros de la cima*, conocidos como *hermanos espirituales*, quienes realizan su oración y depositan flores frente a la estatua del Dios. El segundo, era el practicado por *Juan Velázquez*, quien con ayuda de la comunidad adquiría una ofrenda de pan, plátanos, naranjas, guayabas, mole, sahumerio y una cera. Todos estos objetos tenían como destino la caverna del templo; una vez depositados, el *granicero* regresaba a la comunidad con habas, calabazas y varios tipos de hortaliza. De esta manera se simbolizaba la abundancia de la futura cosecha. El tercero, consiste en la entrega de semillas y frutos en las rocas de la cúspide del Tláloc o en los arroyos de sus laderas.

La tercera función a realizar por los graniceros, es la sanación de enfermos por *algún mal* relacionado con el agua. Para ello se realizan dos ritos; uno de ellos consiste en ofrendar donativos alimenticios (semillas de maíz, frijol, garbanzo, calabaza y trigo), dentro de botellas de cristal. El otro es una *actuación*, en donde se hace girar sobre la cabeza una vara de membrillo con el fin de asemejar la conducta de los *ahuaques*. Este acto representa un remolino de agua y el sonido del rayo. Las prácticas descritas tienen como escenario la cima del Tláloc.

Arribalzaga-Tobón (2005), localizó una cruz al N del Volcán Tláloc, en una arista conocida como cerro Cuapayo, dicho altar se asocia con el granicero del poblado Sta. Catarina del Monte.

Los rituales y obsequios ponen en evidencia la importancia del volcán Tláloc en la actualidad como sitio sagrado, lugar de contacto con seres supremos y vínculo con los fenómenos de la naturaleza; en particular, con la lluvia. Esta situación ha originado que estas personas desarrollen una compleja forma de entender el paisaje y, de esta manera, interceder por el bien de la comunidad.

Por otro lado, en las cimas del Volcán Telapón y Papayo, no existe información que documente las ceremonias que se llevan a cabo en ellos, no obstante en el primero hay una estatua del Sagrado Corazón de Jesús (Fig. 11) y en el segundo se ha construido un monumento en honor a la Virgen de Guadalupe (Montero, 2004).



Figura 11. Representación del Sagrado Corazón de Jesús en la cima del volcán Telapón (Tomado de: www.montero.org.mx)

El volcán Papayo también ha servido como un marcador en el horizonte, al observar la salida del Sol al amanecer (Figura 12). Para el 22 de diciembre visto desde el cerro Zacahuitzco indica el Solsticio de invierno; el 20 de septiembre y 23 de Marzo visto desde la pirámide de Cuicuilco señala el equinoccio medio; el 6 de Febrero visto desde el Templo Mayor indica el fin del año e inicio de los *Nemontemi* (Montero, 2004).

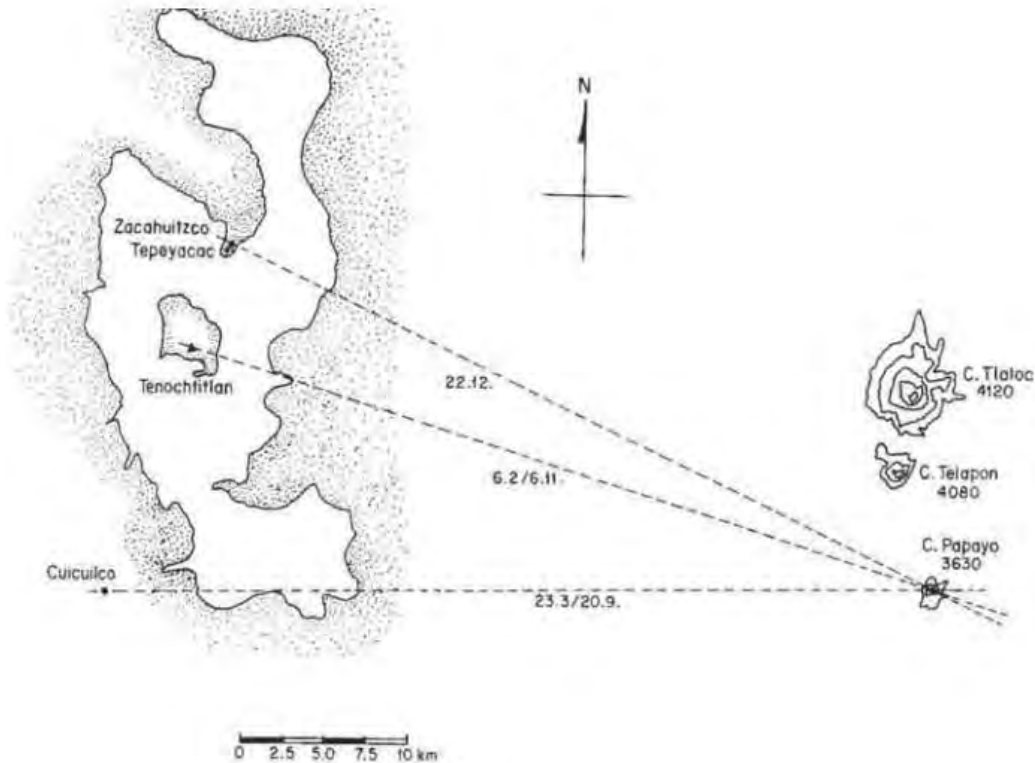


Figura 12. Mapa de la cuenca de México en donde se muestran los sitios de observación y las fechas de las salidas del Sol asociados a eventos astronómicos y calendáricos del Papayo (Tomado de Montero, 2004).

El vínculo entre la población y los volcanes Tlaloc-Telapón y Papayo, ha llegado hasta nuestros días con modificaciones de los ritos originales. El carácter sagrado sigue vigente y se consideran lugares para el contacto de las deidades que controlan el clima y las cosechas. Estos aspectos representan un valor añadido al relieve que integra este territorio; por tanto algunas morfologías, senderos y sitios arqueológicos, pueden ser considerados como un recurso turístico y son aptos para ser considerados bajo un estudio como geomorfositos.

1.2.3 Espacios a considerar como geomorfositos

En este apartado se resaltan las características naturales y los valores añadidos de tipo científico, cultural, religioso y escénico vinculados al relieve del CVTT con el propósito de señalar el potencial de futuros geomorfositos.

Como una respuesta a la gestión integrada del ambiente, en las últimas décadas, especialistas de diferentes disciplinas han trabajado en la concepción del término geomorfosito, este concepto, vincula el interés científico con la sociedad, quienes se encargan de resaltar las características excepcionales de un territorio y cualificarlas (Panizza, 2001).

En el CVTT, existen formas de relieve con morfologías que llaman la atención a los visitantes, estas formas son producto de la acción de los procesos de modelado que han estado presentes desde su formación; muchas de ellas, poseen una carga cultural que proviene desde la época prehispánica (cimas y rutas de ascenso), que sumada a la flora, la fauna y las vistas excepcionales le dan a este territorio un potencial para desarrollar un estudio de geomorfositos; para ello, se explican a continuación los siguientes valores añadidos.

Valor científico. En este rubro se incluyen las cimas de las estructuras principales, en ellas llama la atención la morfología convexa y simétrica; característica que tiene un vínculo estrecho con la composición de las lavas que las constituyen. Por otro lado, este territorio es de los pocos lugares a nivel nacional que sostiene un relieve glaciar. La importancia de este aspecto, radica en poner en evidencia los cambios del clima en los últimos 20,000 años (Vázquez-Selem, 1989). Las barrancas profundas que tienen desarrollo en las laderas de la estructura revelan secuencias volcánicas que hacen evidente los distintos estilos eruptivos presentes en la formación del CVTT. La existencia de numerosos volcanes cineríticos permite la comparación de la actividad explosiva y efusiva en un mismo territorio. Todos estos aspectos hacen de esta zona un escenario de interés didáctico y científico.

Valor cultural-religioso. En él, se consideran los sitios arqueológicos y las rutas prehispánicas que conducen a la cima de los volcanes. Entre los lugares más importantes se puede mencionar, el Tlalocan con sus estatuas dedicadas al Dios de la lluvia artefactos utilizados con fines rituales, altares católicos y ofrendas contemporáneas.

Valor escénico. Se basa en la contemplación con fines recreativos, entre los elementos más destacados, se encuentra una vista panorámica de la porción sur de la Sierra Nevada y las cuencas de México al W y la de Puebla-Tlaxcala al E. Otro atractivo visual, es la unión en una Sola estructura de La Malinche, La Sierra Negra y el Pico de Orizaba, fenómeno óptico que se aprecia desde la cima del Tláloc del 7 al 11 febrero (Fig. 13). El paisaje nevado de los volcanes en los meses invernales, también representa otro recurso para el ocio en la zona. Estas características han generado un gran interés para la realización de actividades destinadas al deporte y entretenimiento, entre ellas figuran caminatas, senderismo y alpinismo. Un mapa de geomorfositos permitirá sin duda, un mejor aprovechamiento.



Figura 13. Efecto óptico perceptible en la cima del Tláloc del 7 al 11 de febrero, en donde se visualizan como una Sola estructura La Malinche, La Sierra Negra y el Pico de Orizaba al amanecer. Este fenómeno da inicio del año mexicana (Tomado de: www.etermagazine.com).

Consideraciones finales

El estudio y análisis de las características físico-geográficas del CVTT y los aspectos culturales ligados a este territorio, permitieron reconocer la carga simbólica y la importancia otorgada a las formas de relieve desde la época prehispánica y en la actualidad. Bajo esta perspectiva, se puede decir que un volcán está relacionado con la riqueza y abundancia de productos agrícolas además de servir como un marcador fijo en el horizonte y como un lugar de contacto con las deidades.

Todos los elementos anteriores hacen de este territorio un sitio viable para el establecimiento de geomorfositos; los cuales presentan una relación entre la morfología y las actividades culturales. En esta investigación se proponen 12 lugares de interés para ser establecidos como geomorfositos relacionados con la astronomía y cultos prehispánicos (Fig. 14).

Hay que resaltar que estos lugares han sido reconocidos en estudios arqueológicos previos (Montero, 2004; Arribalzaga, 2005), sin embargo, este análisis busca relacionarlo con las formas del relieve. Aquí radica la importancia de la elaboración de la cartografía geomorfológica, ya que servirá en un futuro como punto de partida en el estudio de geomorfositos en el CVTT.

Las características naturales y la apropiación cultural existente en el CVTT se puede aprovechar como un recurso turístico, que genere bienes económicos para la población local, que bajo el concepto de geomorfosito cumplirá con el objetivo de preservar el ambiente, incluidas las formas de relieve.

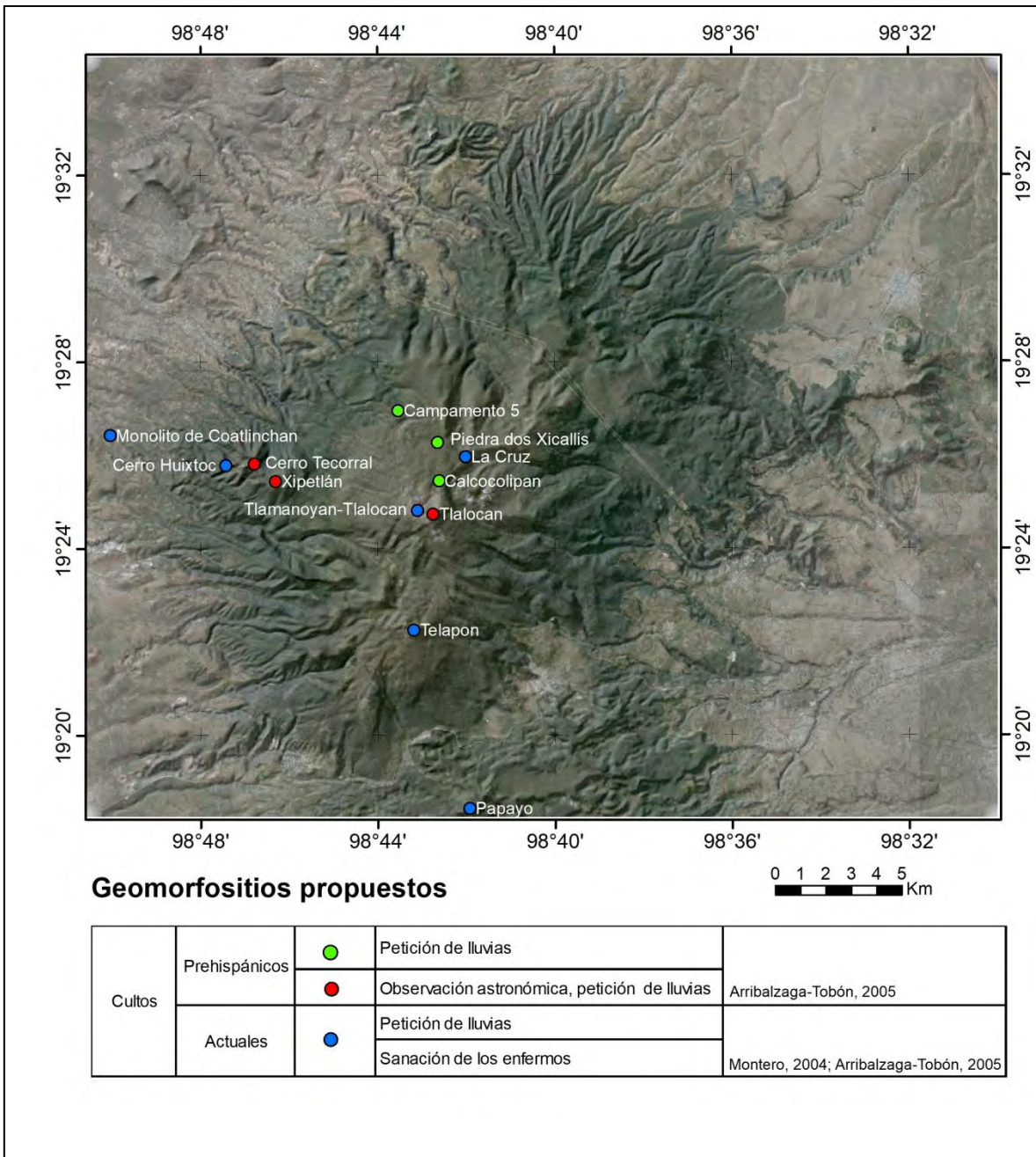


Figura 14. Sitios de interés cultural-geomorfológico que pueden ser considerados en un futuro como geomorfositos.

Capítulo II. Geología

En este capítulo se analizan los rasgos tectónicos-geológicos que conforman al complejo volcánico Tlalóc-Telapón (CVTT). Esta información permite conocer las principales estructuras disyuntivas que afectan a la zona de estudio, así como, los materiales que la constituyen, al tomar en cuenta su génesis, disposición y temporalidad. De esta manera, los procesos endógenos y exógenos van a tener un reflejo directo en la configuración de la superficie terrestre y se ven representados en las diferentes formas de relieve.

En este sentido, el objetivo de este capítulo es enmarcar al CVTT en un contexto tectónico-geológico regional y local, con el fin de establecer un análisis morfogenético eficiente, el cual será la base para la cartografía geomorfológica.

2.1 Marco tectónico y geológico regional

La configuración y evolución geológica de México, es el resultado de múltiples procesos tectónicos; entre los más importantes se encuentra la subducción de la Placa tectónica de Cocos por debajo de la de Norteamericana, a lo largo de una fosa conocida como Trinchera Mesoamericana.

La subducción es la responsable del emplazamiento del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), esta estructura se extiende desde el Océano Pacífico en el Estado de Nayarit, hasta las costas del Golfo de México en Veracruz; su longitud es de ~ 1,000 km y su amplitud varía entre 80 y 230 km (Gómez-Tuena *et al.*, 2005) (Fig. 15). La orientación preferencial es E-W y está constituido por alrededor de 8,000 estructuras volcánicas y algunos cuerpos intrusivos (Demant, 1978).

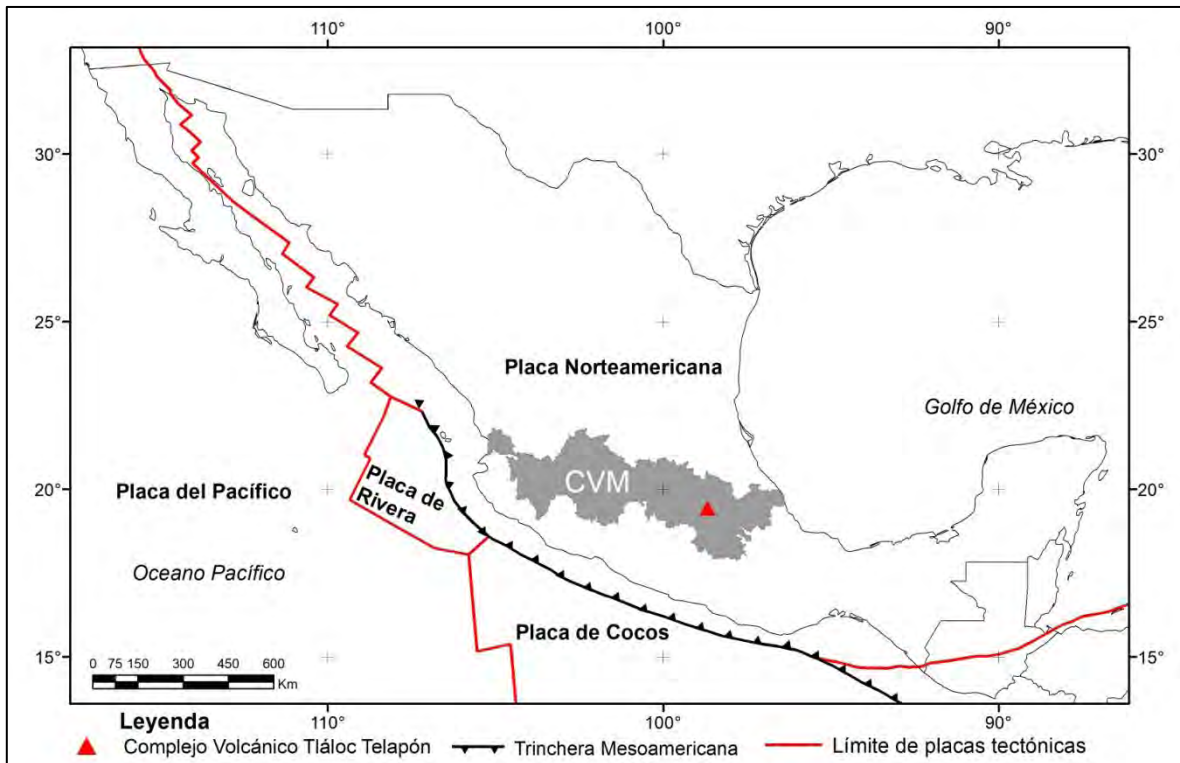


Figura 15. Arreglo tectónico regional de la República Mexicana (Macías, 2005).

Si bien el vulcanismo está presente en diferentes zonas del territorio nacional, la unidad más representativa es el CVM, el cual tiene una edad Miocénica (Ferrari, 2011). Los diferentes estilos eruptivos han originado una gran variedad de estructuras; entre ellas, destacan los volcanes compuestos, campos de conos monogenéticos, escudos, calderas, lavas fisurales y domos (Macías, 2005).

El basamento del CVM es heterogéneo, puesto que está constituido por dos regiones con edad e historia geológica distinta. En la mitad oriental, se encuentran sustratos con edad Precámbrica (>542 Ma) y del Paleozoico (entre 542 y 251 Ma); al occidente, la provincia, sobreyace a un conjunto de arcos volcánicos marinos y depósitos sedimentarios del Triásico-Cretácico (251 a 65 Ma) conocido como superterreno Guerrero (Ferrari, 2011).

El CVM presenta algunas particularidades, la más evidente es la falta de una disposición paralela con respecto a la Trinchera Mesoamericana a consecuencia de la existencia de diferentes ángulos de subducción.

Ferrari (2011) establece la evolución del CVM en cuatro principales etapas, las cuales se analizan a continuación:

1. El CVM Temprano. La edad que se calcula para esta estructura es de ~22 Ma hasta 8.9 Ma (Mioceno Temprano-Tardío). La actividad volcánica de este estadio, inició a los 101° W y su desarrollo continuó hasta alcanzar las costas del Golfo de México. Las rocas asociadas a este evento variaron de andesitas a dacitas y los focos eruptivos más tardíos fueron Palo Huerfano, La Joya, Zamorano y Cerro Grande.

2. Pulso máfico con migración al Este. La actividad inicia al norte del arco precedente hace 11.5 Ma (Mioceno Medio), con un evento máfico que se emplaza en todo el sector central de México (desde Nayarit hasta Veracruz). Se constituye por mesetas basálticas que tuvieron su origen a través de fisuras y en menor medida, por volcanes escudo y pequeños conos de lava. La edad de este pulso es más reciente de oeste a este, con edades que van de los ~11.5 - 10 Ma hasta los 7.5 - 6.6 Ma.

3. Episodio silícico a bimodal. Se desarrolló en el Mioceno Tardío y se extiende hasta el Plioceno Temprano; en esta etapa, el vulcanismo se vuelve más silícico y su distribución es al sur del pulso anterior. Los productos asociados con este evento son: al occidente, complejos de domos riolíticos; al oriente, ignimbritas asociadas a grandes calderas de explosión y lavas máficas.

4. El CVM moderno. El vulcanismo silícico y bimodal se ve reemplazado en el Plioceno Tardío por un arco con productos que van de basálticos a riolíticos. El frente volcánico se caracteriza por el emplazamiento de numerosos conos monogenéticos; mientras que, en las porciones septentrionales, se emplaza una serie de volcanes compuestos como Tequila, Ceboruco, Tepetitlic, Sangangüey, Las Navajas y San Juan. Todos ellos controlados por un sistema de fallas regionales con orientación WNW-ESE.

En este periodo, específicamente en la porción central del CVM existen campos volcánicos como el de Michoacán-Guanajuato que presentan actividad en la actualidad. En el sector oriental, se formaron la Sierra de Chichinautzin y Apan-Tezontepec; en lo que respecta a zonas con magmas más evolucionados; se originaron calderas como Tulancingo-Acocolco, Los Humeros y los domos de la región Libres-Oriental. Como característica principal de este evento, se conformaron cadenas volcánicas con orientación N-S. Las estructuras que destacan son El Cántaro-Nevado de Colima-Colima, La Malinche-Cofre de Perote-Pico de Orizaba y Tlalóc-Telapón-Iztaccíhuatl-Popocatépetl.

Se considera que la mayoría de los volcanes compuestos originados en el sector oriental del CVM, tienen edades menores a un millón de años (Gómez-Tuena *et al*, 2005). En este sentido, es importante mencionar que, en esta zona, la evolución de la superficie terrestre es compleja, hecho que le imprime características particulares, las cuales, se ven reflejadas en las diferentes formas de relieve emplazadas; ejemplo de esta dinámica es la construcción de la Sierra Nevada, conformada por los volcanes Tlalóc, Telapón, Iztaccíhuatl y Popocatépetl.

2.1.1 Estructuras de la Sierra Nevada

La cadena volcánica se emplaza en el sector central del territorio mexicano, tiene 45 km de longitud y una orientación N-S. Es considerada la división entre las cuencas de México al W (endorreica) y la de Puebla-Tlaxcala al E (exoreicas). Este sector está integrado de N a S, por el Tlalóc, Telapón, Papayo, Iztaccíhuatl y Popocatépetl (Fig. 16).

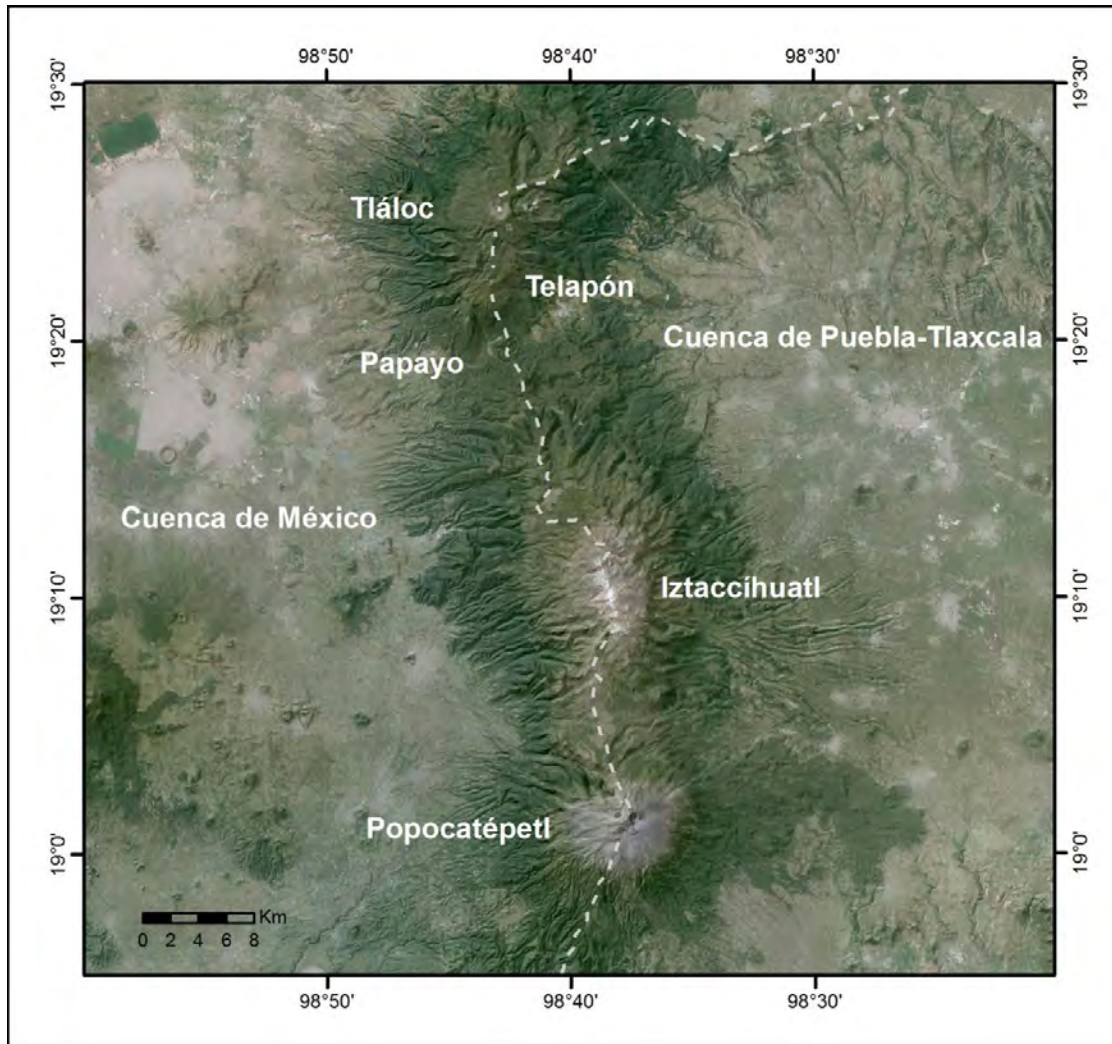


Figura 16. La Sierra Nevada (Tiálloc, Telapón, Papayo, Iztaccihuatl y Popocatépetl), es parte del parteaguas entre la cuenca de México al W y la de Puebla-Tlaxcala al E.

El basamento de la Sierra Nevada ha sido reconocido a partir de perforaciones profundas, efectuadas en la cuenca de México; de esta manera, se sabe que se trata de rocas calizas, lutitas y dolomitas del Cretácico Temprano-Tardío (Vázquez-Sánchez y Jaimes Palomera, 1989). Estos materiales de origen sedimentario se conocen como Formaciones Xochicalco, Morelos, Cuautla y Mexcala (Fries, 1962; Mooser, 1975; Nixon, 1989 Vázquez-Sánchez y Jaimes Palomera, 1989).

El Grupo Balsas sobreyace a los depósitos del Cretácico, se trata de un conglomerado constituido de rocas sedimentarias (calizas) y volcánicas (basalto-

andesita), su edad varia del Paleógeno al Neógeno (Vázquez-Sánchez y Jaimes Palomera, 1989).

De acuerdo a la columna estratigráfica, los depósitos que continúan, son las andesitas y dacitas del Mioceno Medio-Tardío. La localidad tipo se localiza al SE y NE de Texcoco (Vázquez-Sánchez y Jaimes Palomera, 1989).

El Plioceno-Temprano, desarrollo en la porción N de la Sierra Nevada, al sur del actual volcán Telapón, andesitas, dacitas y flujos piroclásticos (Vázquez-Sánchez y Jaimes Palomera, 1989).

La actividad magmática que ocurre en el Pleistoceno comienza a definir la morfología actual de la Sierra Nevada (García Tenorio, 2002). En el sector N el Tláloc y el Telapón, emitieron numerosos productos dacíticos y andesíticos en sus etapas tempranas; hacia las finales, se produjeron riolitas y flujos piroclásticos. El conjunto de estos materiales se denomina Formación Tláloc (Macías et al., 2012).

El volcán Papayo es la estructura más meridional de la zona de estudio, está constituido por lavas andesíticas; se originó en el Pleistoceno después de que culminó la actividad en el Telapón; es contemporáneo a los eventos que integraron el actual flanco W del Tláloc (Macías et al., 2012).

La siguiente estructura localizada al sur es el volcán Iztaccíhuatl, se caracteriza por la emisión de lavas andesíticas, dacíticas y riolíticas. Todos estos materiales se agrupan en las Formaciones Llano Grande (Pleistoceno Temprano - Holoceno) e Iztaccíhuatl (0.45- 0.34 Ma; Nixon, 1989).

Los materiales que integran el volcán más austral de la Sierra Nevada (Popocatépetl), están divididos en dos Formaciones; la primera, se conoce como Nexpayantla y la segunda, recibe el nombre de Popocatépetl; ambas están formadas por rocas andesíticas, dacíticas y riodacitas. La edad de los materiales para la primera, esta fechada en 329 ± 10 Ka (Cadoux *et al.*, 2011) y la edad de la segunda en 23 000 años y configura el cono actual (Macías, 2005).

La evolución del magma en ambos sectores de la Sierra Nevada, ha presentado diferentes litologías. Estas características sugieren que las cámaras magmáticas que dieron origen a los diferentes productos volcánicos, estaban situadas a distintas profundidades (Macías *et al.*, 2012).

La afirmación anterior quedó registrada por Macías *et al.* (2012), donde establece una actividad simultánea entre las últimas actividades explosivas (ocurridas hace 44, 38, 33, 31 y 25 ka) y efusivas del Tláloc (domo dacítico que conforma la cima actual) junto al colapso del Popocatepetl hace ~50 y 23 ka.

2.2 Marco geológico local

La litología que conforma el Complejo Volcánico Tláloc, Telapón y Papayo condiciona la existencia de una morfología heterogénea, debido a las variaciones en la composición de los magmas y a las diferentes edades en el emplazamiento de los productos. Esta información, es imprescindible para el análisis geomorfológico, ya que permite conocer la génesis, distribución, temporalidad y dinámica de los materiales que conforman a las formas de relieve.

2.2.1 Historia eruptiva y geología de los volcanes Tláloc y Telapón

El CVTT está conformado por edificios volcánicos complejos. Cada una de estas estructuras presenta una historia eruptiva propia, en donde tuvieron desarrollo domos con sus flujos de lava asociados y variados detritos volcánicos de tipo andesítico y dacítico; sin embargo, también se presentaron eventos riolíticos (Macías *et al.*, 2012).

Los primeros trabajos geológicos realizados en el CVTT corresponden a Schlaepfer (1968) quien se refirió a los productos de la región como una sucesión de coladas de lava. Después, Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989), con

base en correlaciones estratigráficas de la cuenca de México, proponen una edad Miocénica a los materiales expuestos y los integran en la Formación Tláloc.

En los estudios de Huddart y González (2006), fecharon materiales por radiocarbono, los cuales asignaron edades de 31,000 años. Por otro lado, Rueda *et al.* (2007), fechó depósitos piroclásticos de hace ~37,000 años asociados a estos centros eruptivos (Tláloc-Telapón), dando como resultado, el registro de cinco erupciones explosivas ocurridas en los últimos 50,000 años. Este hecho, abrió una nueva discusión asociada con el fenómeno migratorio del magmatismo dentro de la Sierra Nevada.

El primer mapa geológico de la zona, es el propuesto por García-Tovar y Martínez-Serrano (2011), quienes realizaron trabajos de geoquímica en las lavas del Telapón y establecieron la columna estratigráfica del mismo; por su parte Cadoux *et al.* (2011), localizó los materiales más antiguos asociados al Paleo-Tláloc y también, con base en dataciones radiométricas, retomaron el fenómeno del desplazamiento del foco eruptivo, puntualizando que no existe un patrón claro.

Los estudios realizados para la composición de las lavas del Tláloc, mostraron una variación de intermedias a ácidas; que van de andesita ($\text{SiO}_2 > 60\%$) a riolita ($\text{SiO}_2 > 70\%$). Los primeros materiales son andesíticos-dacíticos, mientras que los eventos finales están constituidos de dacitas-riolitas (Valadez-Cabrera, 2009).

El volcán Telapón presenta evidencias de una evolución magmática en sus productos. Sus materiales se pueden dividir en dos eventos volcánicos principales, el *Inferior* es de composición andesítica mientras que el *Superior* es dacítico-riolítico (García-Tovar y Martínez-Serrano, 2011).

En la Figura 17 aparecen los focos eruptivos, los productos asociados y su temporalidad. Los volcanes que integran el CVTT, han sido caracterizados por Macías *et al.* (2012), en actividad efusiva intensa que dio origen a numerosos domos y lavas asociadas; no obstante, también existieron varios eventos explosivos que produjeron depósitos de caídas; así como flujos de bloques y cenizas (Fig. 18).

Edad absoluta	Época	Tlálóc	Telapón	Otros eventos volcánicos	Tipo de actividad	
<21 ka	Pleistoceno	Domo somital Tlálóc ⁸			Efusiva	
21 - 25ka		Secuencia Cuauhtémoc ³			Explosiva (erupciones Plinianas-Subplinianas)	
31 ka		Secuencia Multicapa ⁹				
33 ka		Secuencia P-Mex ⁸				
38 ka		Secuencia La Joya ²				
44 ka		Secuencia Valentin ⁴				
80 ka						Andesita Teyotl ⁸
~ 118 ka					Andesita Papayo ⁸	Efusiva
<129 ka			Lavas Dacíticas Tlálóc ⁸			Efusiva
129 ka			Domo Riolítico Tlálóc ⁸			Efusiva
324 ka				Domo dacítico Telapón ⁸		Efusiva
377 ka				Flujos dacíticos Telapón ⁸		Efusiva
0.68 Ma					Domo Tlapanco, Sierra de Quetzaltepec ⁶	Efusiva
0.84 Ma			Flujo de lava Cuapayo ⁶			Efusiva
0.89 Ma				Dacita El Tejolote ⁸		Efusiva
0.9 Ma				Flujos de bloques y cenizas San Francisco ⁷		Explosiva
0.92 Ma			Flujo de lava Mesa Xalitemi ⁶			Efusiva
0.94 Ma			Flujo de lava Papalotepec ⁶	Dacita Rio Frio ⁸		Efusiva
0.96 Ma			Domo Yahualica ⁸			Efusiva
0.97			Domo El Mirador Grande ⁸			Efusiva
1. Ma			Flujos de bloques y cenizas Chicoloapan ⁷		Explosiva	
1.02 Ma		Domo Puico ⁸			Efusiva	
1.03 Ma		Dacita Torrecillas-Tecalco ⁶			Efusiva	
1.04Ma		Domo Tearco ⁸			Efusiva	
1.07 Ma		Domo Yeloxochitl ⁸			Efusiva	
1.4 Ma			Riolita Tlatelpa ⁸		Efusiva	
1.8 Ma		Paleo Tlálóc ⁵			Efusiva	
2 Ma	Plioceno			Campo Volcánico Apan-Tezontepec ¹⁰	Mixta	
5.3 Ma	Mioceno			Lavas del Mioceno ¹	Efusiva	

Figura 17. Secuencia eruptiva, productos asociados y focos eruptivos que integran el CVTT (Vazquez-Sanchez y Jaimes Palomera, 1989 ⁽¹⁾; Huddart y González, 2006 ⁽²⁾; Meier et al., 2007 ⁽³⁾; Rueda et al., 2007 ⁽⁴⁾; Cadoux et al., 2011 ⁽⁵⁾; García-Tovar y Martínez-Serrano, 2011 ⁽⁶⁾; López-Pizaña, 2012 ⁽⁷⁾; Macías et al., 2012 ⁽⁸⁾; Rueda et al., 2013 ⁽⁹⁾; García Tovar et al., 2015 ⁽¹⁰⁾).

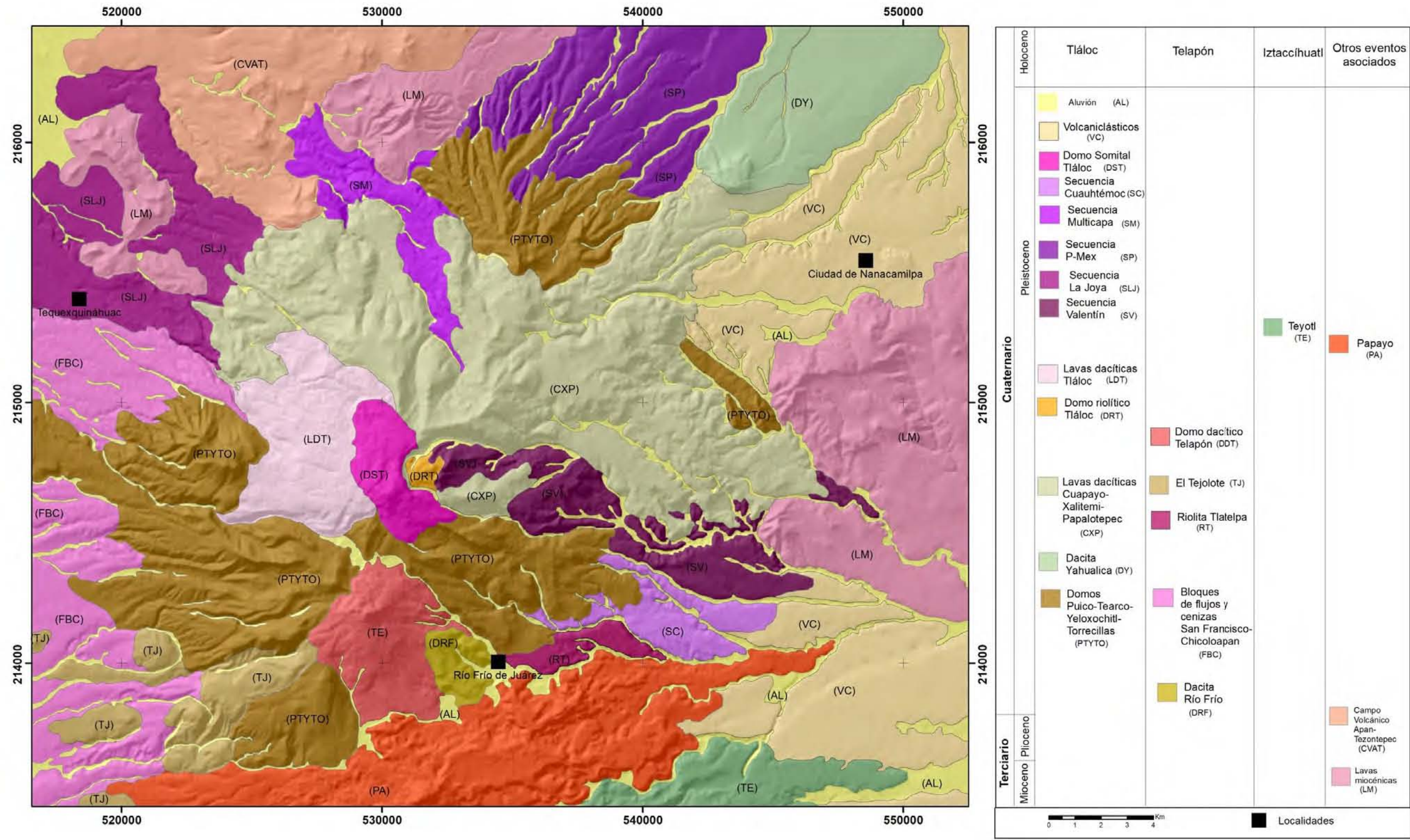


Figura 18. Geología del Complejo Volcánico Tláloc-Telapón (modificado de Macías *et al.*, 2012).

Unidades geológicas

Lavas del Mioceno. Estos materiales están representados por secuencias de tobas, brechas y flujos andesíticos - dacíticos (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989). Estos productos, afloran al N y E de la zona de estudio y se consideran los más tempranos de la Sierra Nevada.

Campo Volcánico Apan - Tezontepec. Está constituido por domos y volcanes escudo (andesíticas-basálticas). Estas estructuras así como los materiales asociados tienen una edad de 2 Ma (García-Tovar *et al.*, 2015).

Paleo-Tlálloc. Esta estructura se origina hace 1.82 ± 0.04 Ma - 1.58 ± 0.03 Ma; su identificación se hizo a partir de xenolitos en depósitos recientes de flujos piroclásticos, localizados al NNE del edificio actual. Estos materiales fueron puestos en superficie como producto de una actividad explosiva (Cadoux *et al.*, 2011). Esta unidad no presenta expresión en superficie, debido a que fue sepultada por productos recientes, sin embargo, las evidencias mencionadas se consideran como el inicio de la actividad eruptiva que dio origen al volcán Tlálloc (Macías *et al.*, 2012).

Riolita Tlatelpa. Esta unidad se originó hace 1.4 Ma y se encuentra localizada al NW de la localidad de Río Frio (Macías *et al.*, 2012). Se clasifica como una riolacita, no obstante, se encuentra alterada por procesos hidrotermales que le dan un tono verdoso. Sus características geoquímicas y mineralógicas contrastan con los materiales de los alrededores, es por ello que se considera un evento independiente. Este depósito se encuentra cubierto de forma parcial por el último evento del Telapón (García-Tovar y Martínez-Serrano, 2011).

Domos dacíticos Tlálloc (Puico, Tearco, Yeloxochitl). Las siguientes unidades se originaron hace ~ 1 Ma y se caracterizan por el emplazamiento de varios domos con sus respectivos flujos de lava de composición andesítica y dacítica. Se considera que estas estructuras se construyeron alrededor del Pale-Tlálloc (Macías *et al.*, 2012).

En este grupo incluye a los domos Tearco (1.04 Ma), Yeloxochitl (1.07 Ma), Puico (1.02 Ma), El Mirador Grande (0.97 Ma) y Yahualica (0.96 Ma); todos estos, localizados al W, NE y E del mapa (Macías et al., 2012).

Dentro de este evento, también se incluyen las andesitas Tecalco y Torrecillas (1.03 Ma) (García-Tovar y Martínez-Serrano (2011), debido a su edad contemporánea con los domos mencionados. Las estructuras se localizan al suroeste.

Dacita Río Frío. La localidad tipo aflora al sureste del volcán Telapón, la edad absoluta es de 0.946 Ma (García-Tovar y Martínez-Serrano 2011). Su aspecto corresponde a una lava masiva, que en algunos sectores se dispone en bloques (Macías et al., 2012).

Flujos de Bloques y Cenizas Chicoloapan-San Francisco. Depósitos resultado de construcción y destrucción del domo Yeloxochitl; su aspecto es de bloques dentro de una matriz de arenas gruesas, con espesor que varía entre 2 a 5 m (Macías et al., 2012). Al flujo San Francisco se le asigna una edad absoluta de 1.0 Ma (López-Pizaña, et al., 2012), el depósito alcanza los 15 km desde la cima del centro emisor. La localidad tipo se ubica en las cercanías de San Francisco Acuatla, al W y SW de la zona de estudio.

El flujo Chicoloapan fue fechado en 0.9 Ma por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (López-Pizaña, 2012). Está conformado por dos secuencias separadas por una oleada piroclástica, que alcanzó los 12 km de longitud (Macías et al., 2012).

El Tejolote. Se trata de un domo dacítico de 280 m de altura, presenta textura masiva en la cima, mientras la porción media e inferior tiene un aspecto en bloques. La edad absoluta es de 0.998 Ma y cubre una área de 1.3 km² (Macías et al., 2012). Se localiza al SW del Telapón, cerca del poblado General Manuel Ávila Camacho.

Lavas dacíticas Cuapayo-Xalitemi-Papalotepec. El depósito forma parte del flanco N del edificio actual del Tláloc. Se compone de tres unidades: Mesa

Xalitemi (0.92 Ma), Cuapayo (0.84 Ma) y Papalotepec (0.94 Ma) (Macías et al., 2012). La culminación de estos eventos, termina con la migración de la actividad volcánica hacia al W (de la zona de estudio), con el emplazamiento del *Cerro Tlapanco*, la edad asignada a esta estructura es de 0.68 Ma y forma parte de la Sierra de Quetzaltepec (García-Tovar y Martínez-Serrano, 2011).

Flujos dacíticos Telapón. Están representados por coladas masivas de 0.37 Ma (Macías et al., 2012), el espesor estimado es mayor a 50 m, ocupa un área aproximada de 31.5 km²; esta unidad se extiende hacia el norte y el sur de la cima del Telapón (García-Tovar y Martínez-Serrano, 2011).

Domo dacítico Telapón. Es la estructura más reciente, su edad es de 0.34 Ma; una vez finalizada su actividad el volcán entró en estado de quietud (Macías et al., 2012). Es importante mencionar que existen depósitos morrénicos y glaciares rocosos en la cima; estos elementos han sido asociados con el máximo glacial local, registrado por Vázquez-Selem y Heine (2004) entre 21 y 14 Ka para los volcanes Iztaccíhuatl, Cofre de Perote y Tancítaro.

Domo riolítico Tláloc. Representa la serie más félsica de este foco eruptivo. Se localiza al E de la cima actual y tiene un espesor de más de 200 m (Valadez-Cabrera, 2009). Se originó hace 129 ka al interior de una estructura de colapso del volcán Tláloc (Macías et al., 2012).

Lavas Dacíticas Tláloc. Esta unidad se encuentra emplazada al W de la cima de la actual estructura. Consiste en lavas dacíticas con una ligera alteración hidrotermal y fracturamiento; la edad asignada es <129 Ka (Macías et al., 2012).

Andesita Papayo. Se localiza al S de la zona de estudio; fue datada por el método ³⁶Cl en 118 ± 2.2 ka (Vázquez-Selem 2011, citado en Macías et al., 2012). Este evento, es el responsable de la depresión que divide al sector norte y sur de la Sierra Nevada (Macías et al., 2012). Es importante mencionar que se encuentra cubierta por depósitos piroclásticos pertenecientes al Tláloc con edad de más de 14,000 años (García-Tenorio, 2002).

Andesita Teyotl. Las lavas asociadas con esta unidad se ubican al SE de la zona de estudio y dieron origen a la estructura con el mismo nombre. La edad calculada es de 80 ka (Macías *et al.*, 2012) y el espesor del depósito varía entre 100 y 400 m; en su cima es posible apreciar rasgos morfológicos glaciares.

Secuencias de flujos piroclásticos. Una vez formada la estructura actual del Tlálóc, la actividad magmática, pasó de ser efusiva a explosiva en el Pleistoceno Tardío. Este periodo se encuentra asociado con cinco erupciones Plinianas - Subplinianas, las cuales dieron origen al emplazamiento de materiales riolíticos (Rueda *et al.*, 2013). En específico, estas unidades se caracterizan por flujos de bloques-cenizas y material de caída (García-Tovar y Martínez-Serrano, 2011).

Los depósitos asociados con la primera explosión, se localizan al E de la cima del Tlálóc y es denominada como Secuencia Valentín (44,195 ± 2020/-1615 A. P.; Rueda *et al.*, 2007). La segunda es la Secuencia La Joya (37,220 ± 890 y 34,000 A. P.; Huddart y González, 2006), ubicada al NW de la zona de estudio. La tercera corresponde con la Secuencia Multicapa (34,380 ± 500 y 34,000 ± 340 A. P.; Rueda *et al.*, 2013) y es característica del sector norte (Fig. 21). La cuarta unidad, es conocida como la Secuencia P-MEX (33,180 ± 550 A.P., 23,170 ± 270 A.P. y 16,620 ± 110 A.P.; Meier *et al.*, 2007), identificada al NE del centro emisor y la última, es llamada Secuencia Cuauhtémoc (25,670 ± 220 A. P.; Meier *et al.*, 2007) y se emplazó al E del Telapón cerca de la localidad de Río Frío.

Domo Somital Tlálóc. Este evento conforma la cima; se originó de forma posterior a las secuencias de flujos piroclásticos, lo que sugiere una edad menor a 25 Ka pero mayor a 5 ka, debido a que se encuentra mantecado por la pómez ocre del Popocatepetl (Macías *et al.*, 2012). Las lavas que constituyen esta estructura, son variadas, principalmente dacíticas y riolíticas (Valadez-Cabrera, 2009). Estos flujos se encuentran pulidos y muestran signos de erosión a causa de la actividad glacial; evidencia de esta dinámica son los depósitos morrénicos. Este tipo de relieve se correlacionan con el máximo glacial de los volcanes Iztaccíhuatl, Cofre de Perote y Tancítaro ocurrido entre 21 y 14 Ka (Vázquez-Selem y Heine, 2004).

Volcanoclástico y aluvión. Los eventos finales del CVTT están representados por materiales volcanoclásticos, que ocupan el sector NE y SE (Fig. 22) (Macías et al., 2012). Los aluviones están localizados al NW y forman parte de la planicie lacustre de Texcoco. De igual forma, estos depósitos también se encuentran en algunos valles y se componen de detritos volcánicos intemperizados que han sido transportados por los agentes fluviales (García-Tovar y Martínez-Serrano, 2011).

Consideraciones finales

El análisis geológico regional y local permitió entender la compleja evolución del sector oriental del CVM. Los estudios recientes sugieren que estos acontecimientos no siguen un patrón, debido a que las edades absolutas muestran la existencia de actividad simultánea entre el volcán Tláloc y Popocatepetl.

El CVTT, es el resultado de varios centros eruptivos. La temporalidad de los sustratos que integran el CVTT fue reconocida a través de la secuencia eruptiva.

El análisis geológico posibilita el entendimiento de la distribución espacial de la litología, temporalidad, composición y arreglo que presentan los materiales del CVTT. Esta información es indispensable, ya que las morfologías de la superficie terrestre son el resultado de la interacción de los procesos endógenos y exógenos, sirve como herramienta para la clasificación del relieve y es el punto de partida para la elaboración del mapa geomorfológico.

Capítulo III. Morfometría

Con el fin de evidenciar la influencia de los procesos exógenos, se realizó una serie de métodos morfométricos que tienen como objetivo, la cuantificación de elementos del relieve como la altitud, inclinación del terreno, energía del relieve, densidad y profundidad de la disección. El método que se utilizó en este proceso, fue el propuesto por Lugo (1991) y Simonov (en Zamorano, 1990).

Los productos obtenidos de este análisis son mapas cuyo objetivo primordial, es establecer la relación existente entre los procesos endógenos y exógenos causantes de la configuración actual de la superficie terrestre (Lugo-Hubp, 1991). Es importante mencionar que la interpretación de estos documentos permite obtener un acercamiento a la dinámica que sigue el relieve en su evolución.

El análisis morfométrico, es el punto de partida en la interpretación del relieve; si bien, es un método indirecto, permitió zonificar la competencia de los materiales a la erosión y establecer su vínculo con la actividad endógena.

Los métodos morfométricos utilizados son cinco, cada uno de ellos muestra los datos obtenidos en un mapa. A continuación se explica en qué consiste cada procedimiento y se analiza la cartografía que se obtuvo.

3.1 Altimetría

El mapa altimétrico tiene como objetivo simplificar la información contenida en la carta topográfica, de esta manera, fue posible visualizar diferentes *pisos altitudinales* y vincularlos con su génesis, con el fin de delimitar las regiones geomorfológicas mayores.

El análisis morfométrico comenzó con la extracción de valores altitudinales; para ello, se utilizó la intersección de la malla de coordenadas UTM de las cartas topográficas Texcoco (E14B21), Apan (E14B22), Chalco (E14B31) y San Martín Texmelucan (E14B32) (INEGI, 2014; 1:50,000).

Una vez obtenidos los datos, fueron tratados mediante un SIG (Arc Gis 10.1) y se procedió a agruparlos en intervalos; para este fin, se elaboraron cinco mapas. Cada uno de ellos era el reflejo espacial de los índices altimétricos ordenados en rangos de 5, 7, 9, 12 y 15 rangos altitudinales.

En este procedimiento fue seleccionado el mapa con siete rangos, en donde cada intervalo fue de 270 m. En esta cartografía, las cimas se hacen evidente la morfología asociada a un estilo eruptivo efusivo-explosivo y del mismo modo, se reconocen los circos glaciares y los profundos valles en *U* que se relacionan con este proceso (Fig. 19). Por otro lado el mapa seleccionado muestra contrastes altitudinales bien definidos, que están relacionados con las estructuras volcánicas mayores y sus productos asociados.

Es posible establecer la relación entre la litología y la capacidad erosiva de los cauces; este hecho está evidenciado en los diferentes patrones de drenaje que modelan el relieve de este territorio: radiales en la cima; subdendríticos en laderas medias y subparalelos en la porción distal del piedemonte.

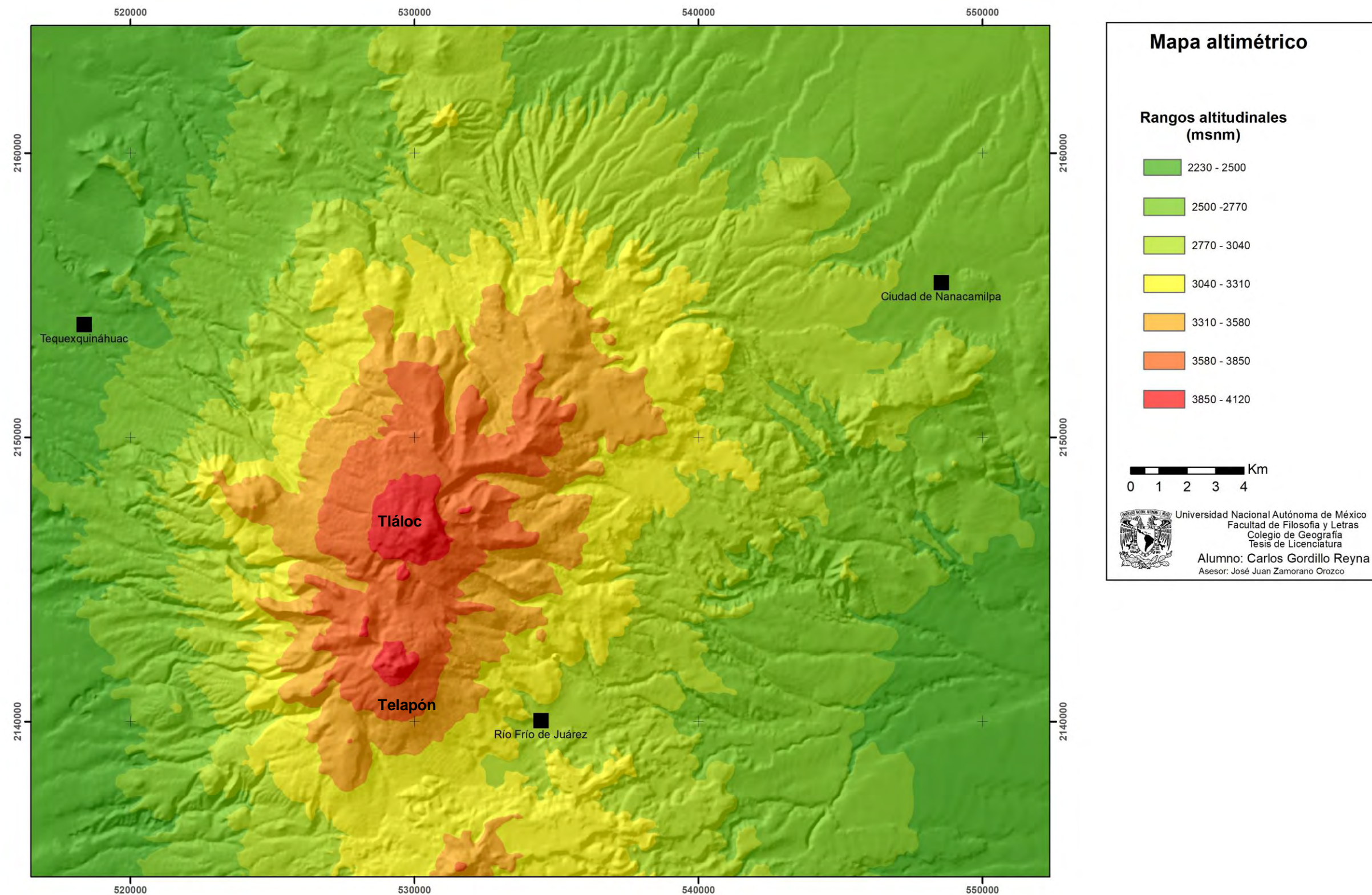


Figura 19. Mapa altimétrico del CVTT, las gamas de colores representan rangos de altitud. Los volcanes Tlaloc-Telapón y Papayo se disponen a partir de la cota de los 3040 msnm.

El mapa altimétrico permitió establecer regiones geomorfológicas; con este fin fue utilizado un Modelo Sombreado de Elevación del Terreno, con resolución de 20 m y la carta de pendientes. De esta manera, se logró una mayor precisión en la identificación de las siguientes unidades: Zona de montaña, Piedemonte *volcánico*, Piedemonte y Planicie, a continuación se analizan (Fig. 20).

I. Zona de Montaña, de norte a sur, está representada por los edificios volcánicos Tláloc, Telapón y Papayo, a estas estructuras se suman domos, coladas de lava, potentes mantos piroclásticos, escarpes erosivos y de colapso volcánico (NE del Tláloc); todos estos elementos, provocan contrastes altitudinales importantes en distancias cortas.

Estos terrenos tienen cimas convexas de base amplia, separadas por vertientes abruptas y heterogéneas de orientación y longitud. Esta unidad ocupa las cotas de 3040 hasta los 4120 msnm; en este rango, la influencia glacial estuvo presente desde los 3500 msnm, hecho que se ve reflejado en el Tláloc y Telapón en donde se reconocen amplios circos y profundos valles glaciares con morfología en *U* (Vázquez-Selem y Heine, 2004).

El Papayo se considera un domo, y se localiza en el sector más austral de la zona de estudio, define una morfología convexa en su base y aguda en su cima. En esta estructura no hay evidencia glacial clara y solo por la altitud (3640 msnm), se considera como un terreno potencial.

II. Piedemonte *volcánico*, tiene su origen a partir de la acumulación de lavas y piroclastos, cada uno de ellos con temporalidades distintas y asociados a la actividad del Tláloc, Telapón y Papayo. Los depósitos se disponen a la periferia de los edificios mencionados y definen una rampa con morfología en gradería, como respuesta a los numerosos frentes de lava que la integran (Lugo, 1984). La altitud de esta unidad varía entre los 2 230 y los 3310 msnm.

En la actualidad, los procesos que prevalecen son los exógenos y se hacen evidentes por la existencia de cursos fluviales profundos dispuestos entre los contactos litológicos o geomorfológicos (lavas y conos). Los que se localizan entre las cotas 3040 y 3310 msnm, presentan una influencia glacial que se reconoce en la existencia de valles con morfología en *U*. Los procesos fluviales se presentan entre los 3040 y 2770 msnm, en este rango los valles son en *V* y cambian esta morfología, en la medida que decrece la altitud, por un fondo plano y amplio cuando alcanzan los 2500 msnm; valor que corresponde al nivel base local (cuenca Puebla-Tlaxcala) y es próximo al que existe en la cuenca de México (2230 msnm).

III. Piedemonte, tiene su origen a partir del acarreo de piroclastos provenientes de los edificios volcánicos principales (Tláloc, Telapón y Papayo). Esta superficie es una rampa de acumulación, posee una altura homogénea que desciende de forma gradual, su límite superior promedio es de 2600 msnm y se encuentra en contacto con el Piedemonte *Volcánico* (Región geomorfológica II); al margen inferior en contacto con la planicie, es de 2230 msnm. Estos territorios presentan una morfología de rampa ligeramente convexa. Toda esta superficie esta disectada por barrancos que presentan patrones de drenaje que varían de paralelo a subparalelo.

El Piedemonte en la zona de estudio se presenta fragmentado en tres sectores; de ellos, el que se localiza al N es el de menor extensión. Los de mayor área, se localizan al oriente y forman parte de la cuenca Puebla-Tlaxcala. Su pendiente, en todos los casos, el sector proximal se inclina entre 5° y 7°; mientras el distal, es < 5°.

Los procesos que modelan este territorio son los fluviales y se reconocen por la existencia de barrancos dispuestos con un arreglo paralelo-subparalelo en la zona proximal; mientras en el distal prevalece la acumulación, en este sector los ríos depositan su carga en forma de abanicos incipientes.

IV. Planicie, se localiza en el extremo NW y representa una pequeña porción del sector más deprimido de la Cuenca de México. Su origen es complejo y se asocia con el desarrollo de la Sierra de Chichinautzin, estructura que al obstruir el curso de los ríos Cuautla y Cuernavaca, hace 700 000 años (De Cserna *et al.*, 1988), concentró en su interior depósitos fluviales, lacustres y escombros volcánicos.

La máxima altitud de esta unidad es de 2400 msnm y la mínima es 2230 msnm. La morfología característica es de una superficie subhorizontal ligeramente inclinada y ondulada en dirección NE.

Es importante mencionar la existencia de ríos intermitentes en este territorio, la mayoría de ellos han sufrido cambios en la dirección del cauce con fines de regadío o para su consumo, destacan el río Palmillas que cruza la localidad de San Miguel Tlaixpan; la corriente fluvial Barranca Seca perteneciente a La Purificación y el Sila que atraviesa el poblado de Tepetlaoxtoc. Todos ellos pertenecientes al Estado de México.

El mapa altimétrico permitió, en primera instancia, simplificar las curvas de nivel de la carta topográfica base. De este modo, fue posible delimitar con precisión los límites de los focos eruptivos mayores y de estructuras asociadas como domos, flujos de lava y rampas piroclásticas. Al mismo tiempo fue posible establecer *pisos* altitudinales, cada uno de ellos, refleja una morfología característica vinculada con un estilo eruptivo (efusivo-explosivo) y con procesos exógenos pasados y actuales. Fue posible diferenciar el modelado glaciar y fluvial; a partir de las morfologías en *U* y *V*, cuya espacialidad concuerda con las regiones morfológicas (zona de montaña, piedemonte *volcánico*, piedemonte y planicie).

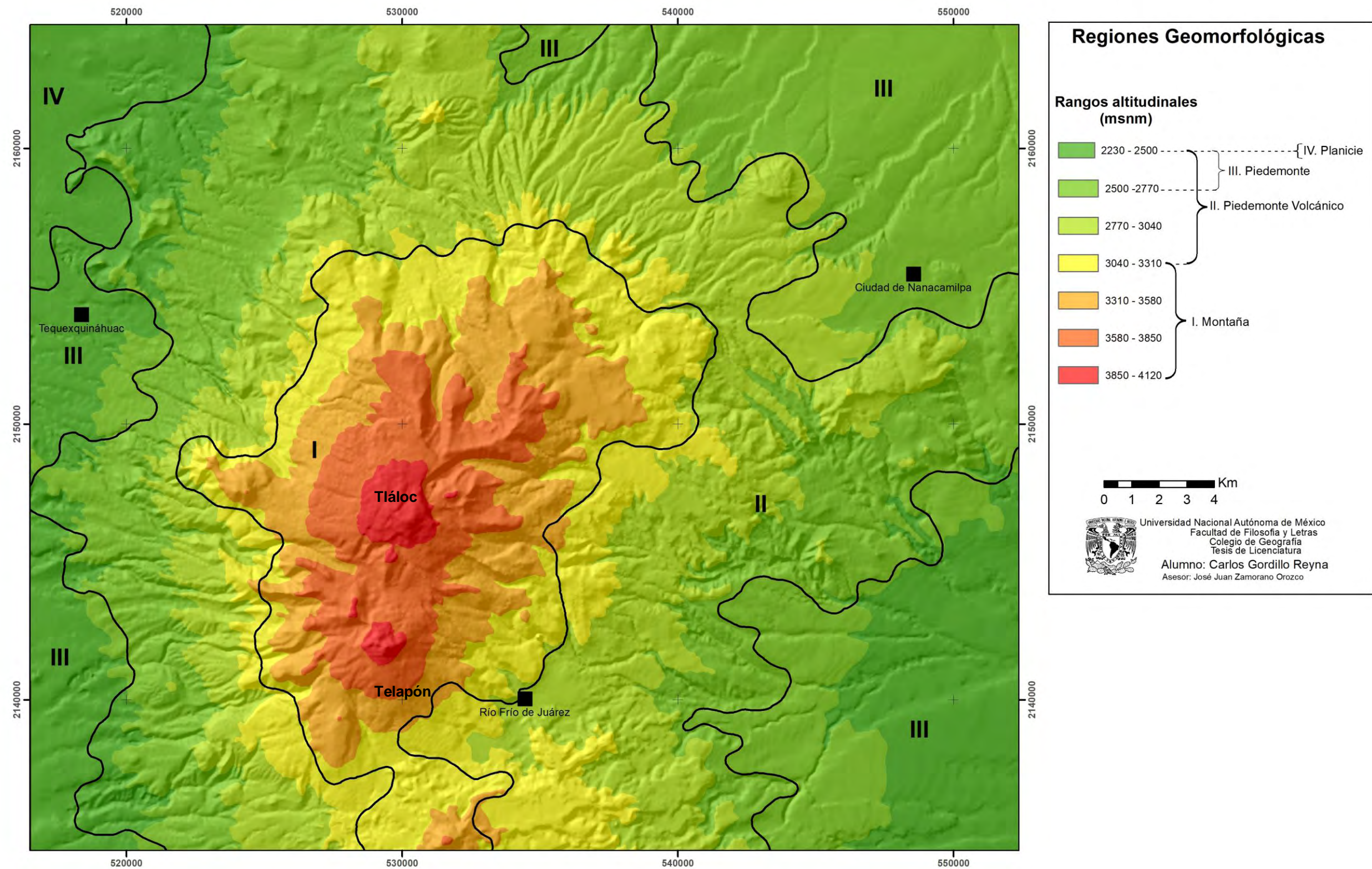


Figura 20. Regiones geomorfológicas establecidas a partir del análisis altitudinal, cada una de ellas, se vincula con un estilo eruptivo (efusivo-explosivo) y con procesos exógenos pasados y actuales.

3.2 inclinación del terreno

Este método permite representar y clasificar el terreno de acuerdo con su inclinación; de esta manera, las pendientes se agrupan de forma espacial en rangos. Esto hace posible evidenciar domos, frentes de lava, circos y valles glaciares, cabeceras fluviales y de modo indirecto, deducir la existencia de procesos modeladores en estas formas de relieve, en particular los fluvio-gravitacionales.

La inclinación del terreno guarda un estrecho vínculo con litología y su expresión en el relieve, este hecho permite diferenciar áreas con materiales poco consolidados (escombros piroclásticos, gravitacionales y fluviales), de los terrenos constituidos por sustratos mas compactos (flujos de lava y domos).

El proceso de elaboración inicia con la conversión de la distancia entre curvas de nivel a valores de inclinación, en grados. La elaboración del mapa se realizó en el SIG ArcGis 10.1 y se utilizó la herramienta *slope* y se obtuvieron cinco variantes y cada una de ellas representaba los valores de inclinación del terreno en diferentes rangos. De ellas se eligió la que mejor representaba las estructuras mayores del terreno. Este proceso se hizo con la ayuda de un mapa topográfico y un criterio geomorfológico. De esta manera, se decidió utilizar el mapa que presenta 10 rangos de inclinación. ($> 5^\circ$, $5^\circ-7^\circ$, $7^\circ-9^\circ$, $9^\circ-11^\circ$, $11^\circ-13^\circ$, $13^\circ-15^\circ$, $15^\circ-20^\circ$, $20^\circ-30^\circ$, $30^\circ-40^\circ$, $> 45^\circ$).

El mapa de inclinación del terreno (Fig. 21), hizo evidentes los límites de edificios volcánicos, domos, flujos de lava, rampas piroclásticas y también formas menores como circos y valles fluvio-glaciares, parteaguas y el mayor número de cauces que integran la red fluvial. A partir de los elementos anteriores, la interpretación y análisis es el siguiente.

I. Zona de montaña representa los terrenos cumbrales del complejo montañoso, el Tláloc, Telapón y Papayo. Cada una de ellas presentan inclinaciones distintas. En el primero de ellos, predominan las pendientes suaves, el rango característico varía de $< 5^\circ$ a 9° , estos valores definen el domo cumbral, que es el más reciente del conjunto. En el límite de esta estructura el talud se incrementa hasta alcanzar valores superiores a $> 45^\circ$.

El Telapón presenta un declive que varía de 9° a 20° , valores mayores a 45° son característicos del borde NW de la estructura. Con lo que respecta al Papayo, presenta una morfología convexa en donde las laderas se inclinan entre 20° y 45° .

En general, la inclinación del terreno en la zona de montaña tiende a ser homogénea, hecho que se vincula con la última actividad volcánica. En particular con la extrusión de los domos cumbrales, estructuras desarrolladas con un mínimo de explosiones, hecho que permitió el desarrollo de geometrías convexas amplias.

En la periferia de los centros emisores, las pendientes se incrementan, son $> 45^\circ$ debido a la existencia de una gran variedad de formas de relieve. Al E del volcán Tláloc se presenta un escarpe en forma de arco, con una inclinación en sus paredes entre 30° y $> 45^\circ$ se asocia al colapso de la estructura mencionada y se originó hace 129 ka (Macías et al., 2012). Al W de la misma estructura se localiza el domo Tearco (0.68 Ma. García-Tovar y Martínez-Serrano, 2011), en donde la pendiente se incrementa de 15° a $> 45^\circ$, lo que evidencia una morfología de cúpula alargada en dirección SE a NW.

En dirección W del Telapón se emplazan los domos Yeloxochitl y Torrecillas (1.07 Ma, Macías et al., 2012), estas estructuras se hacen evidentes por presentar una morfología de cúpula alargada asimétrica, en donde la inclinación de las laderas varía de 15° a $> 45^\circ$. Estas características están de acuerdo con su estilo eruptivo, la etapa más temprana fue efusiva y la tardía explosiva, lo que definió laderas abruptas.

El borde NE del Tláloc se caracteriza por la presencia de terrenos con inclinaciones que varían de 13° a 40° , se trata de potentes flujos de lava limitados

por escarpes francos (frentes), en algunas ocasiones estas paredes tienen una morfología escalonada que se vincula con la sobreposición de coladas, las pendientes entre 20° y 40° definen de manera precisa estos bordes.

En la zona de montaña existen rastros de actividad glaciar, en particular circos y valles en *U*. Estas formas de relieve se distinguen por presentar una inclinación que varía entre 15° y 40°. Todas ellas tienen su origen en el último máximo glacial, entre 21 y 14 Ka (Vázquez-Selem y Heine, 2004).

II. Piedemonte volcánico, es la región más extensa, está integrada por materiales volcánicos heterogéneos en composición y volumen, característica que tiene reflejo en una variada inclinación del terreno y en una compleja morfología.

El rango de pendiente que existe en este territorio es de < 5° a > 45°, resulta del apilamiento de coladas de lava que definen escarpes en gradería o bien de potentes frentes de lava con una morfología franca. Estas formas de relieve se intercalan con terrenos subhorizontales, que no alcanzan los 5° de pendiente y que corresponden a potentes cubiertas piroclásticas que disimulan resaltes topográficos. Del mismo modo, se reconocen laderas abruptas con inclinación > 45°; estos declives, se vinculan con la acción fluvial y corresponden a valles profundos. Estas estructuras se desarrollan entre coladas de lava (contactos geomorfológicos).

El piedemonte volcánico que conforma la vertiente occidental de la Cuenca de México, es más corto en longitud (4.5 y 5.5 km) e inclinado con respecto al que tiene desarrollo en el de Puebla-Tlaxcala. En la porción NW y SW, destacan numerosos flujos de lava asociados a la actividad más temprana del Tláloc, se distinguen por presentar una morfología en gradería, destacan los frentes entre cada flujo, por un incremento de la inclinación (9°-13°). La morfología en la superficie de cada estructura no presenta variaciones, están cubiertas por potentes mantos piroclásticos y su declive es < 5°.

En el extremo NW entre la planicie y el piedemonte *volcánico* se localiza la caldera de La Purificación, estructura que se hace evidente por el incremento de los valores de inclinación del terreno ($> 45^\circ$), su superficie es estrecha y alargada, presenta paredes verticales, la altura promedio es de 540 m y su morfología es en arco abierto hacia el W.

Al NNW de la zona de estudio el incremento de valores no guarda un arreglo aparente, esto tiene relación con la existencia del Campo Volcánico Apan-Tezontepec, en donde numerosos edificios volcánicos favorecen el incremento de la inclinación de terreno; es decir, entre 20° y 30° para los conos de escoria y $< 7^\circ$ para las coladas de lava. Los frentes entre flujos se distinguen por presentar entre 9° y 11° de inclinación y la morfología característica es de tronco cónica asimétrica y de base elíptica.

La vertiente de Puebla-Tlaxcala se caracteriza por tener una extensión que varía entre 5.5 - 6 km, esto explica, la existencia de un declive homogéneo que guarda relación con el emplazamiento de coladas de lava amplias y extensas, que sobreyacen a un terreno preexistente sin desniveles topográficos marcados. Hay que mencionar que el número de focos eruptivos en esta vertiente es menor, esto hace que la inclinación del terreno tienda a ser uniforme ($< 5^\circ$ a 15°).

La porción del piedemonte con mayor longitud (15 km) se localiza en el sector E y existen numerosos desniveles topográficos, que favorecen el incremento de los valores de inclinación del terreno. Este hecho tiene relación con flujos de lava que provienen del Tláloc y representan la actividad efusiva más temprana.

Los flujos de lava presentan una superficie entre 5° y 9° ; por otra parte, los frentes alcanzan entre 20° y 40° de inclinación. En todo el piedemonte destaca el desarrollo de valles fluviales profundos ($> 45^\circ$), la mayor parte de ellos tienen desarrollo entre las coladas de lava, excepto los del sector NE que se desarrollan sobre potentes depósitos piroclásticos y se disponen en un arreglo semiradial.

III. Piedemonte, se dispone al N, NE, SE, SW y W, de la zona de estudio; en todos los casos se presenta una inclinación que no rebasa los 13°. La morfología es de una rampa homogénea sin resaltes topográficos significativos, esta característica se relaciona con un origen acumulativo volcánico (flujos) y fluvial (abanicos aluviales). Este territorio se considera una zona de transición entre el piedemonte volcánico y la planicie de nivel base (aluvial-lacustre).

En la cuenca de México el piedemonte se localiza al N, SW y W; el primero de ellos, es el más pequeño en área (4 km²) y forma parte de una estructura mayor asociada a los llanos de Apan. La inclinación del terreno en este sector varía de < 5° a 7° y se mantiene al SW y W.

En la cuenca de Puebla-Tlaxcala el piedemonte se localiza al NE y SE, ambos presentan una inclinación < 5°, estas rampas se caracterizan por estar interrumpidas por valles fluviales profundos que presentan laderas con inclinación de 11° a 30°. Estas estructuras no presentan un arreglo aparente y son parte de la cuenca alta del río Atoyac.

IV. Planicie, se localiza en el extremo NW de la zona de estudio y pertenece a la cuenca de México; este territorio representa el nivel de base local y es conocida como planicie de Texcoco. Se caracteriza por ser homogénea en cuanto a inclinación (< 5°) el proceso que predomina es la acumulación y se constituye de material no consolidado de origen lacustre, volcánico y fluvial.

Fue posible establecer un vínculo entre la inclinación del terreno y la litología, esto permitió diferenciar áreas constituidas por materiales consolidados de los que presentan sustratos poco compactos. El mapa de inclinación permite un acercamiento y una mejor comprensión sobre la génesis y dinámica exógena actual en los volcanes Tláloc-Telapón y Papayo.

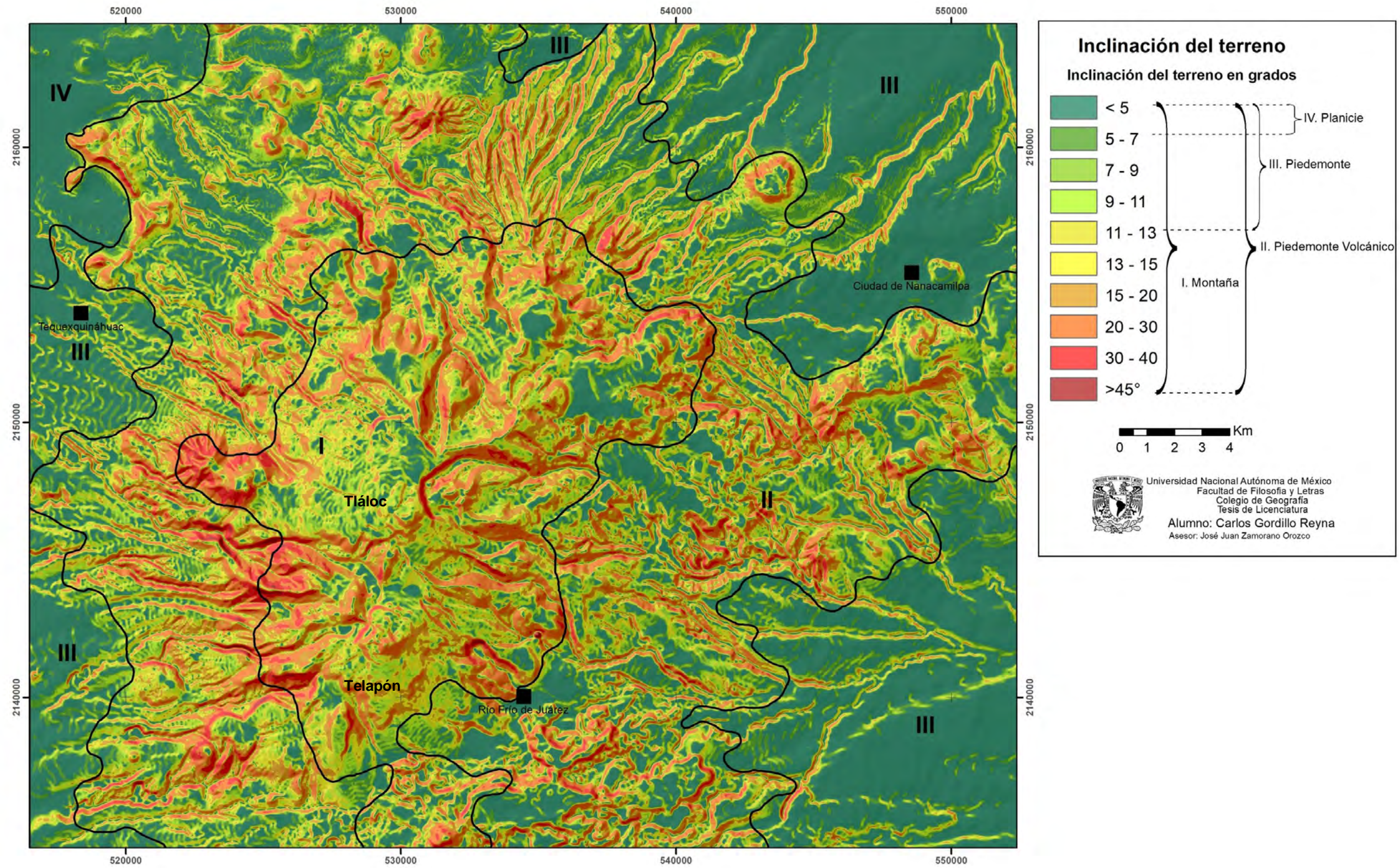


Figura 21. Mapa de inclinación del terreno. El arreglo espacial de la pendiente permite identificar las grandes estructuras que conforman este territorio.

3.3 Densidad de la disección

El mapa de densidad de la disección tiene como objetivo zonificar la actividad fluvial erosiva, aspecto que se vincula con la permeabilidad de las rocas, su competencia a la erosión, la morfología y edad relativa del relieve.

La elaboración de este mapa inició con el trazo de la red fluvial con la base topográfica de la zona de estudio (1:25,000); de forma posterior, se digitalizó la información, de esta manera se pudo medir la longitud de los cauces en una área determinada (1 km²), a través del SIG (ArcGis 10.1), con los índices se obtuvo una base de datos, que se utilizó para realizar una interpolación con la herramienta *Natural Neighbor*. El resultado fue una cartografía en donde los valores se expresan en km/km² en 6 categorías (Fig. 22).

I. Zona de montaña, presenta una amplia gama de valores (3 a 9.5 km/km²), este hecho se interpreta como la heterogeneidad de sustratos con un alto grado de consolidación y una baja permeabilidad, condiciones que favorecen el escurrimiento del agua de lluvia; así mismo revela la existencia de una morfología diversa, en donde las laderas presentan diferente inclinación, longitud y geometría.

Por otro lado, la zona cumbral ha estado sujeta a la influencia glacial en el pasado (18 a 21 ka: Vázquez-Selem y Heine, 2004). Al término de estas condiciones se favoreció el deshielo y el desarrollo de cauces sobre superficies poco consolidadas (4.5 a 6.5 km/km²). Estos valores son los característicos de la mayor parte de la zona de montaña y aumentan de manera gradual hacia los extremos de la unidad; en particular al N, E, SE y W, donde varían entre 8.5-9.5 km/km². Este hecho se ve favorecido por la existencia de potentes cubiertas piroclásticas poco consolidadas que propician el desarrollo de cauces, mismos que definen patrones de drenaje subdendrícos.

II. Piedemonte volcánico, los valores que caracterizan este territorio varían entre 3 y 6.5 km/km². Estos índices son más bajos que la región anterior, esta característica tiene un vínculo morfológico; el desarrollo de cauces se dispone entre los límites de los flujos de lava. En este tipo de fronteras favorece la existencia de cauces estacionales, debido a la presencia de geometrías colectoras (aguda-invertida y cóncava). Escurrimientos menores, asociados a los anteriores, remontan los flancos de lava y se definen como pequeños afluentes en la medida que existan cubiertas piroclásticas poco consolidadas que permitan su desarrollo. Estas características predominan en la vertiente oriental de la cuenca de México, se incrementan los valores en su sector central, donde los frentes de lava son más frecuentes y las cubiertas piroclásticas más potentes (4.5 a 6.5 km/km²).

En el sector N los valores se incrementan hasta alcanzar los 6.5-9.5 km/km², situación que se explica por la existencia de potentes cubiertas piroclásticas provenientes del Tláloc (flujos y caídas). Estos depósitos han favorecido el desarrollo de sistemas fluviales densos con patrones de drenaje subdendrítico-dendrítico y que definen una morfología de rampa amplia. El sector E presenta los mismos índices, en un relieve heterogéneo en donde predominan los *escalonamientos* o *gradas*, como respuesta a la sobreposición de coladas de lava. Hay que mencionar que todas estas estructuras, soportan mantos piroclásticos de espesor variable que favorecen el desarrollo de cauces. Los ríos más importantes, se disponen a lo largo de contactos geomorfológicos.

III. Piedemonte la vertiente occidental de esta estructura, corresponde la porción proximal de una rampa de escombros que alcanza los 11 km de longitud en las cercanías del poblado de Texcoco. Esta localidad representa el nivel de base local (2260 msnm) y, por tanto, controla el poder erosivo de todos los escurrimientos de este sector. Los escombros que conforman esta estructura son de origen proluvial, están poco consolidados y presentan una inclinación entre 7° y 9°, estas características favorecen el desarrollo de redes fluviales densas (3 y 4.5 km/km²).

El piedemonte de la vertiente de Puebla-Tlaxcala es el sector proximal de una unidad más extensa, esta rampa se compone de escombros (proluviales y aluviales). Su inclinación $< 5^\circ$ y se mantiene sin cambios hasta el poblado de San Martín Texmelucan (fuera del área de estudio); este lugar es el nivel de base de este sector (2460 msnm). Los valores de densidad de la disección varían entre 1.5 y 4.5 km/km^2 , esta disminución en los índices responde a la existencia de una inclinación suave y a un control estructural; los ríos fluyen entre fronteras geomorfológicas y la rectitud de algunos de ellos, sugieren la influencia de estructuras disyuntivas que favorecen que los ríos profundicen y no tengan un desarrollo en la horizontal.

IV. Planicie, se localiza en el extremo NW, es parte de la cuenca de México y corresponde al sector centro-este de la planicie ex-lacustre de Texcoco. En esta superficie los valores de densidad de la disección no son representativos al tratarse de una zona de deposición ($< 1.5 \text{ km/km}^2$), la morfología varía de subhorizontal - ondulada y la inclinación del conjunto, es $< 5^\circ$. Está constituida por secuencias de depósitos de caída, proluviales, aluviones y sedimentos lacustres.

El mapa de densidad de la disección hace evidente superficies con diferente grado de integración del drenaje, esto permite identificar zonas donde la acción erosiva fluvial ha tenido mayor desarrollo. De esta manera, se puede establecer la edad relativa del relieve, si se considera que la existencia de un alto grado de densidad o integración de cauces necesita un mayor tiempo de exposición del terreno a la acción de los procesos exógenos.

Sin embargo, en la zona de estudio, los factores que determinan la intensidad de la erosión, y por tanto de densidad de cauces, es la competencia del material (detritos), espesor de cubiertas piroclásticas, inclinación del terreno ($> 20^\circ$) y control estructural (fallas y contactos geomorfológicos).

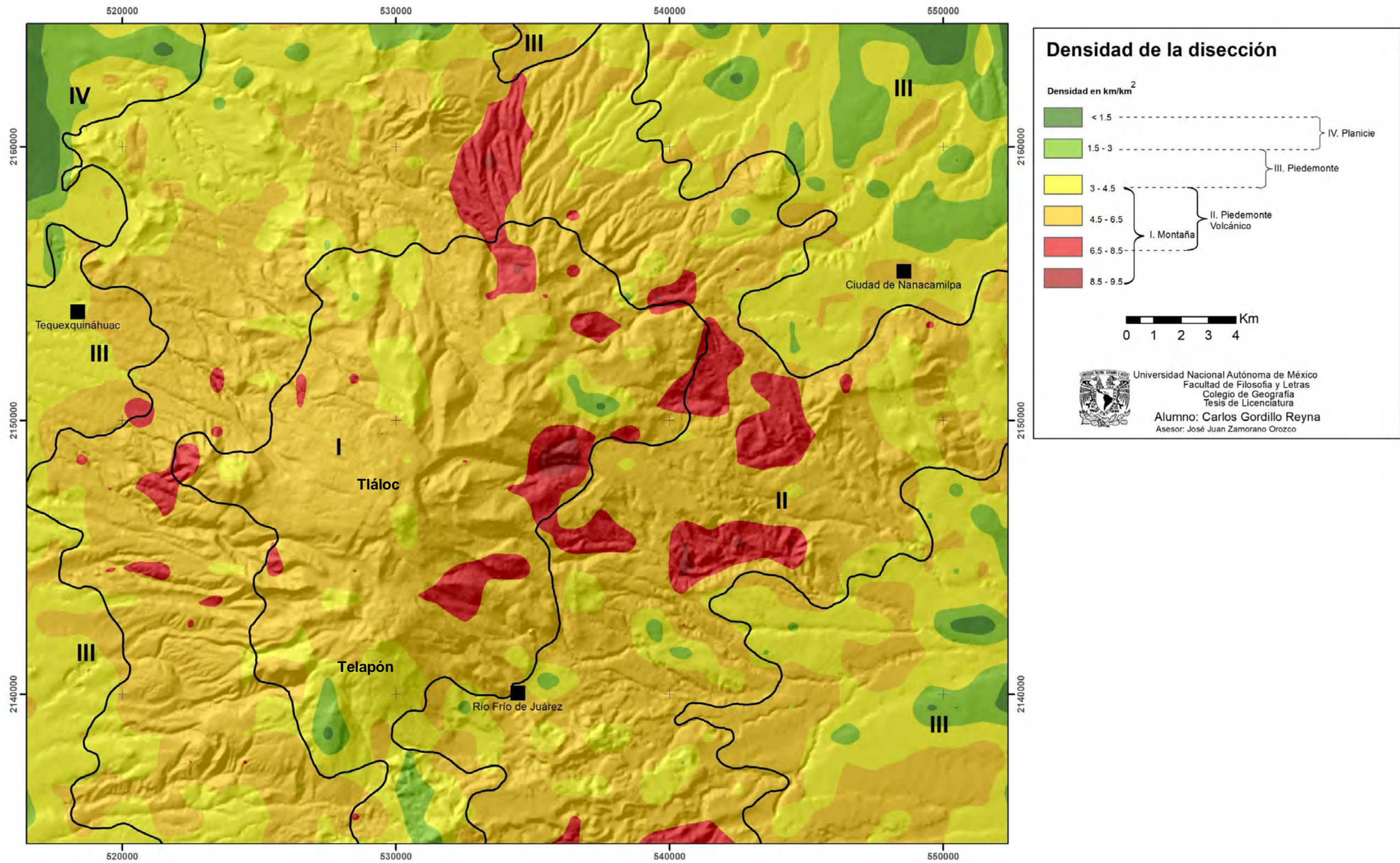


Figura 22. Mapa de densidad de la disección, muestra las zonas donde existen sistemas fluviales bien integrados y con un alto poder erosivo.

3.3 Profundidad de la disección

Este método permite valorar la erosión fluvial en la vertical, el proceso se basa en medir en una carta topográfica la distancia que existe entre el talweg y la ruptura de pendiente más próxima y representativa de la ladera inferior del valle (Zamorano, 1990). Entre los factores que condicionan la profundidad de la disección están las estructuras disyuntivas, los contactos geológicos o geomorfológicos.

El mapa topográfico fue el punto de partida en la elaboración de este método. Al igual que en los casos anteriores, se utilizó la malla de 1km². Los valores obtenidos fueron interpolados con el procedimiento *Natural Neighbor* (ArcGis 10.1). De esta manera, se obtuvo un documento en donde la profundidad de la disección es expresada en metros en los siguientes rangos: <10, <20, 20, 40, 60 y 80 (Fig. 23). El análisis que se presenta, se hace en función de las regiones geomorfológicas.

I. Zona de montaña, los valores característicos de esta región son < 20 m; este aspecto guarda una estrecha relación con la morfología de la cumbre. En general, se puede afirmar, que este sector presenta una geometría convexa de base amplia (volcán escudo); esta característica, junto con la edad de la estructura (< 21 Ka: Macías *et al.*, 2012), no ha permitido que los ríos tengan un desarrollo en la vertical.

En la periferia de la zona de montaña los valles alcanzan los 40 m de profundidad, incremento que tiene desarrollo entre contactos geomorfológicos, fronteras entre coladas de lavas, domo-volcán o edificio volcánico-colada de lava. Los límites entre las estructuras mencionadas presentan una morfología cóncava que los escurrimientos aprovechan para fluir e incidir en la vertical.

II. Piedemonte Volcánico, en la vertiente que forma parte de la cuenca de México los valles presentan una profundidad < 20 m, característica que se asocia con la existencia de una morfología homogénea, que corresponde a una rampa piroclástica ligeramente inclinada (5° y 7°).

En esta vertiente existen valles que alcanzan hasta 60 m de profundidad, incremento vinculado a un control estructural (fallas). Este hecho se deduce a partir de la disposición lineal que presentan los datos en la cartografía. Las orientaciones que predominan son E-W y le siguen las N-S. Hay que mencionar que las fronteras geomorfológicas también favorecen el desarrollo en la vertical pero son menos importantes.

Con respecto a la vertiente de la cuenca de Puebla-Tlaxcala, los valles < 20 m ocupan una menor área, los índices que aquí predominan alcanzan hasta los 80 metros de profundidad. En este sector, el trabajo en la vertical de los ríos se ve beneficiado por la existencia de fallas y contactos geomorfológicos; sin embargo, es difícil reconocer cual de las dos variables predomina. Hay que mencionar que los alveolos que presentan, se disponen en un arreglo ortogonal.

III. Piedemonte, es una estructura que existe tanto en la vertiente occidental como en la oriental. En ambos casos se trata de una rampa acumulativa originada a partir del acarreo de escombros fluviales. En el primer caso (Cuenca de México) los valores no son representativos, presentan un límite menor a 20 m. Este factor está condicionado por la cercanía del nivel base local (Lago de Texcoco), que favorece el depósito sobre la erosión.

El piedemonte de la cuenca Puebla-Tlaxcala, es más amplio y los valores son < 20 m, esto como respuesta a la cercanía del nivel de base local (cuenca alta del río Atoyac). Las condiciones son distintas en el extremo suroeste en donde los ríos presentan valles que alcanzan los 80 m de profundidad, en los depósitos de avalancha de escombros asociados al volcán Tláloc (> 125 ka. Macías *et al.*, 2012). Estas superficies están en contacto con lavas recientes del Papayo. Este

hecho puede favorecer el desarrollo vertical de los valles, a partir de la existencia de dos sustratos con distinta competencia a la erosión fluvial.

IV. Planicie, esta unidad se presenta en el extremo NW de la zona de estudio (cuenca de México). Su origen es deposicional, asociado a la existencia de antiguos lagos, su morfología es subhorizontal y ligeramente ondulada. Esta última característica se localiza en sus bordes y se asocia a la yuxtaposición de pequeños abanicos proluviales. La génesis de esta unidad inhiben la existencia de ríos.

El mapa de profundidad de la disección, permitió reconocer fallas en terrenos donde el espesor de las coladas de lava y cubiertas piroclásticas dificultan su identificación. La profundidad de los valles responde a la existencia de este tipo de estructuras, de ahí la necesidad de estudiarlas de manera espacial con el fin de establecer el vínculo que guardan con los focos eruptivos principales y secundarios.

Otro factor que destaca en el mapa, es la importancia de las fronteras geomorfológicas; es decir, contactos entre lavas de diferente temporalidad y competencia a la erosión fluvial. Este hecho, es característico del piedemonte volcánico en donde se observa que los ríos profundos tienen desarrollo entre las estructuras mencionadas.

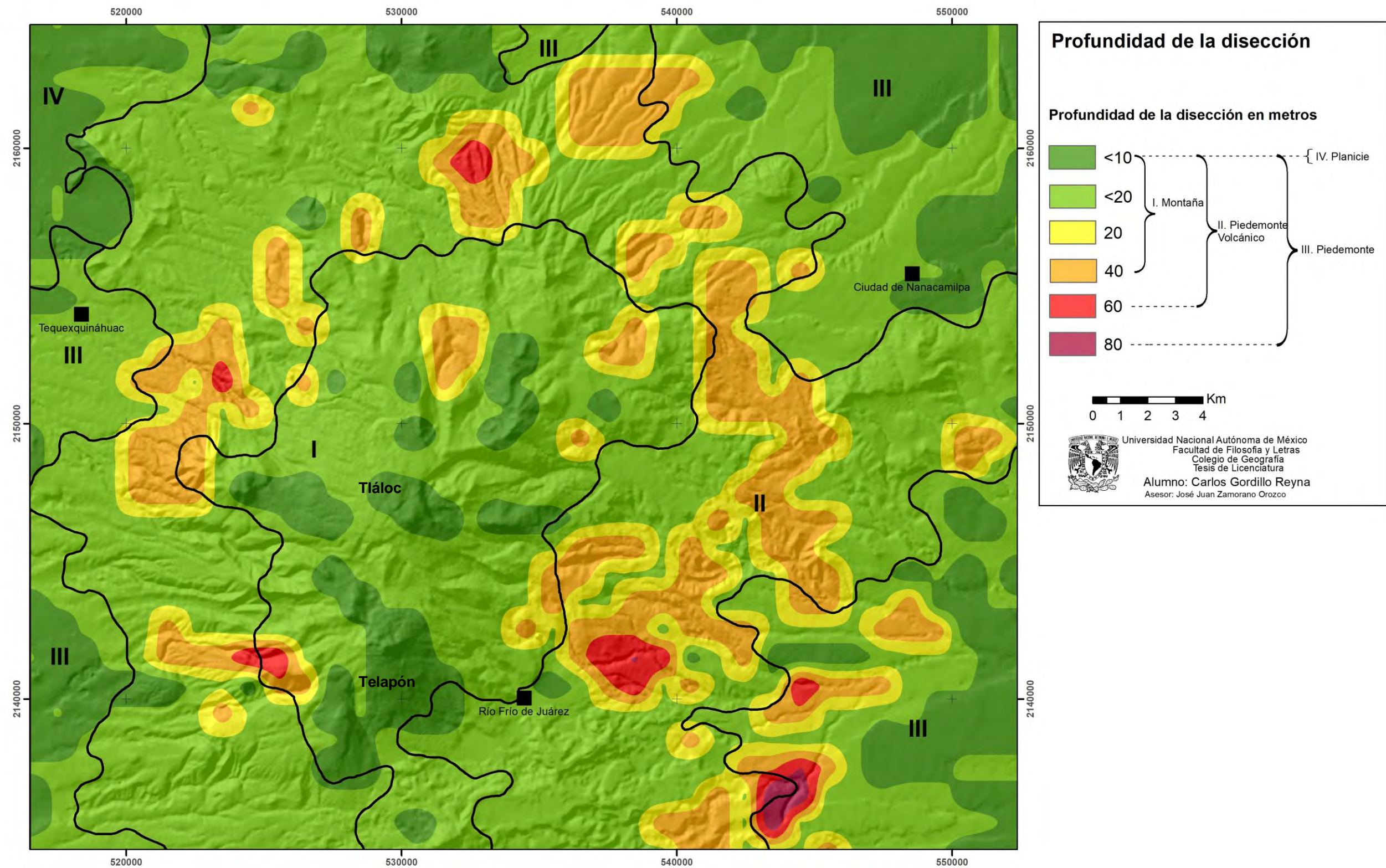


Figura 23. Mapa de profundidad de la disección, representa el trabajo erosivo de los ríos en la vertical.

3.5 Energía del relieve

Este método tiene como objetivo hacer evidente la erosión potencial del relieve, a partir de la amplitud de los desniveles topográficos que existen en un área determinada (1km²). Alvarado-González (2003), lo considera como un indicador en la relación endógena-exógena, aunque no se visualiza de manera directa. En este marco Galván-García (2012), menciona que los resultados de este procedimiento tienen un mayor alcance, cuando se interpretan de manera integral con otros métodos morfométricos (altimetría, inclinación del terreno, densidad de la disección, profundidad de la disección); de este modo, es posible relacionarlos con los procesos fluvio-gravitacionales.

El método utilizado consiste en restar la altitud mínima a la máxima en una área de 1km², los datos obtenidos fueron interpolados mediante el método *Natural Neighbor* (Arc Gis 10.1). Los resultados se presentan en una cartografía en donde se hacen evidentes territorios donde existe un mayor contraste de altura relativa. Los valores están agrupados en 5 rangos (< 50, 50-150, 150-300, 300-450, 450-560), que guardan relación con las regiones morfológicas en que está dividida la zona de estudio (Fig. 24).

I. Zona de montaña, presenta valores poco significativos de energía del relieve (150-300 m), este comportamiento no es típico de las zonas cumbreles y se explica por la existencia de una morfología de escudo; es decir, una geometría convexa de base amplia que no permite la existencia de alturas relativas superiores a 300 m, como respuesta a la viscosidad de las lavas que conforman este territorio.

Las condiciones mencionadas desaparecen en el borde W-SW de esta región, en donde la energía del relieve aumenta de 300 a 560 m, incremento que se asocia a la acumulación de materiales volcánicos, en particular los domos Tearco, Yeloxochitl, Torrecillas y lavas asociadas (1.04 Ma; 1.07 Ma, 1.06 Ma, respectivamente; Macías et al., 2012).

II. Piedemonte Volcánico, la energía del relieve es homogénea tanto en la vertiente de la cuenca de México, como en la de Puebla-Tlaxcala. Los valores en ambos casos varían entre 50 y 300 m de altura relativa y están asociados con coladas de lava poco viscosas que han recorrido hasta 3 km de longitud, hecho que no ha permitido el desarrollo de frentes de lava prominentes. Los conos de escoria y domos de lava también incrementan la amplitud del relieve pero de manera aislada. Diferencias de altura hasta de 300 m también son generadas por la acción fluvial, sobre todo cuando se sucede en fronteras geomorfológicas, litológicas o sobre fallas.

El sector W-SW al igual que en la región anterior, los valores se incrementan por la sobreposición de materiales volcánicos (piroclásticos y lavas).

III. Piedemonte, se localiza tanto al W y E de la zona de estudio, en ambos casos las condiciones son semejantes. Los valores de energía del relieve que predominan en esta región varían entre 50 y 150 m, situación que se explica a partir de la acción fluvial, se trata de valles erosivos que desmembran la rampa acumulativa.

IV. Planicie, los valores de energía del relieve que están presentes en esta región, no son representativos (< 50 m). Este hecho se explica por la existencia de una morfología subhorizontal de origen lacustre en donde no existe diferencias de altura importantes.

El mapa de energía del relieve permitió analizar la espacialidad de los desniveles del terreno (altura relativa) y relacionarlo con el potencial erosivo, en particular con la acción fluvial y gravitacional. En la interpretación de esta cartografía se considera la acción fluvial (densidad y profundidad de la disección) y la inclinación del terreno. Estos elementos tienen un vínculo estrecho con la remoción en masa, mas no son suficientes para caracterizar este proceso; en este marco, debe de

considerarse la litología, la existencia de cortezas de intemperismo, la presencia de estructuras disyuntivas y los sismos.

De esta manera, los valores más altos (450-560 m), ponen en evidencia territorios con un mayor potencial a presentar procesos gravitacionales y a una mayor incidencia de la acción fluvial. Por otro lado, los índices más bajos (< 50-150 m), se asocian con territorios de aparente estabilidad (piedemonte y planicie).

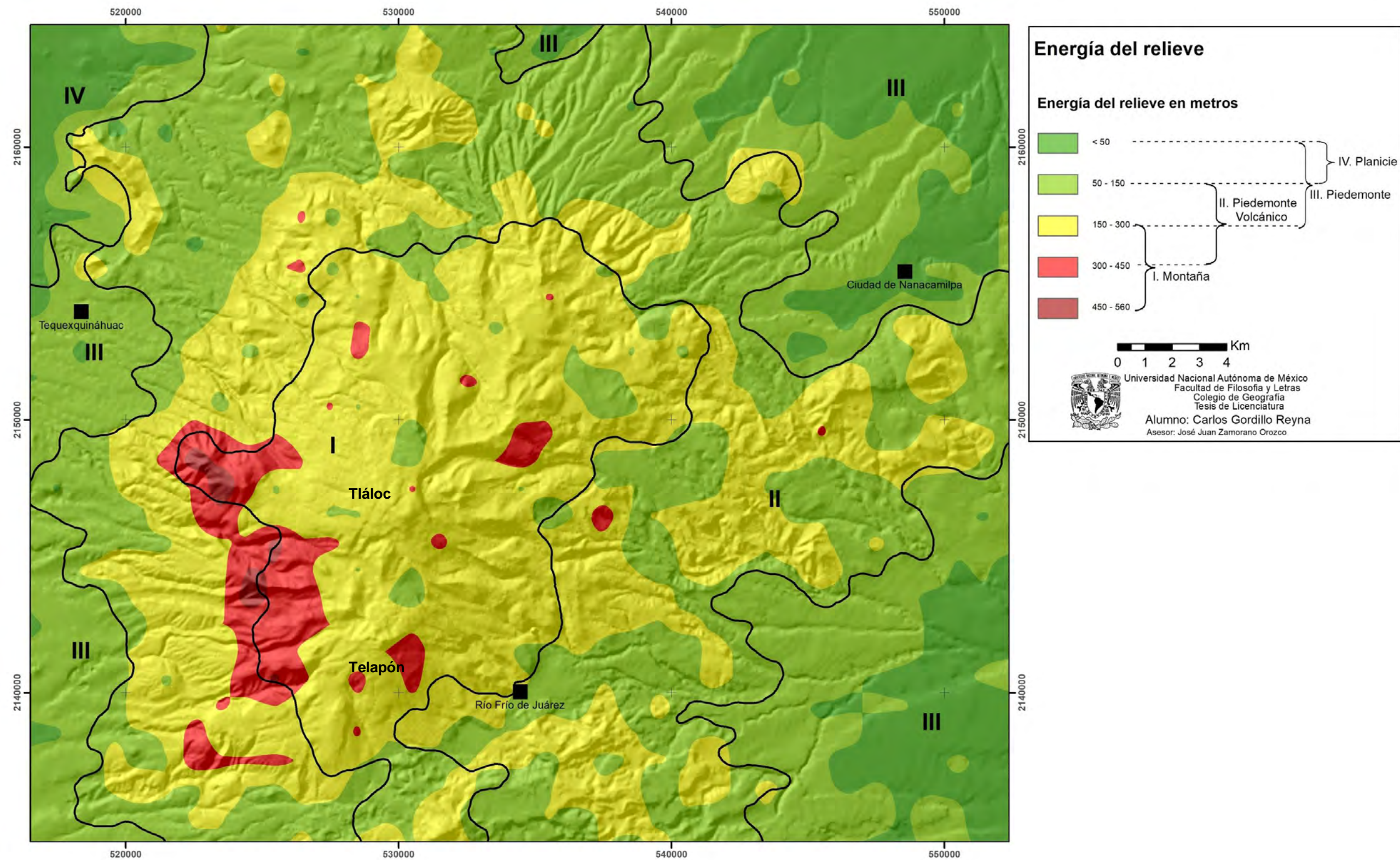


Figura 24. Mapa de energía del relieve, muestra territorios donde existe un mayor contraste de altura relativa, esta característica se relaciona con los procesos endógenos (vulcanismo y fallas) y su vínculo con la actividad fluvio-gravitacional.

3.6 Zonificación de procesos exógenos: Consideraciones finales

El análisis morfométrico ayuda a determinar la influencia de los procesos exógenos sobre el CVTT; de esta manera, queda vinculada la génesis, morfología y dinámica del relieve. Para concluir este apartado se elaboró un mapa donde se integran los valores de energía del relieve, densidad y profundidad de la disección; en este documento se mostrará la zonificación de los procesos erosivos y acumulativos (Fig. 25).

Los procesos erosivos ocurren donde se sobreponen los índices más altos de las tres variables morfométricas; se localizan, por lo general, en la zona de montaña y el piedemonte volcánico. En esta zona predomina una dinámica fluvial intensa, evidenciada por la existencia de un drenaje bien desarrollado, con valles que alcanzan profundidades > 20 m. Estos factores se ven favorecidos por la edad relativa del relieve (1.8 Ma), además de la existencia de contactos geomorfológicos cubiertos por una potente capa de piroclastos poco consolidados que facilitan la erosión de los ríos.

Existe evidencia de procesos glaciares que corresponden a condiciones climáticas pasadas, esta dinámica ha sido la responsable de la existencia de morfologías como circos, laderas abruptas y amplios valles en forma de *U*. Estas áreas son zonas susceptibles al desarrollo de procesos gravitacionales debido al desnivel altitudinal y a la fuerte inclinación del terreno.

Las zonas donde se desarrollan los procesos acumulativos son aquellas superficies donde se concentran los índices morfométricos más bajos, su mayor expresión se presenta en las zonas más deprimidas, es decir en la planicie y el piedemonte. En estos territorios la acumulación de escombros se lleva a cabo debido a la existencia de morfologías subhorizontales ligeramente inclinadas que impiden que la erosión continúe, hecho que favorece el depósito.

Estas áreas se presentan en ambas vertientes, las más representativas se localizan en la ladera oriental, se reconocen como las de mayor extensión y corresponden al nivel de base local de la cuenca alta del río Atoyac (SE) y a los llanos de Apan (NE). La vertiente de la Cuenca de México presenta las condiciones adecuadas que favorecen la acumulación de los escombros transportados por las corrientes fluviales.

Es importante destacar que existen pequeñas áreas que rodean la estructura principal del volcán Tláloc. Este hecho se explica por la morfología en escudo que presenta este edificio; además de la existencia de lavas recientes que no permiten a los ríos erosionar en la vertical ni en la horizontal.

El análisis morfométrico es la primera aproximación para entender la dinámica del relieve asociado al Complejo Volcánico Tláloc-Telapón.

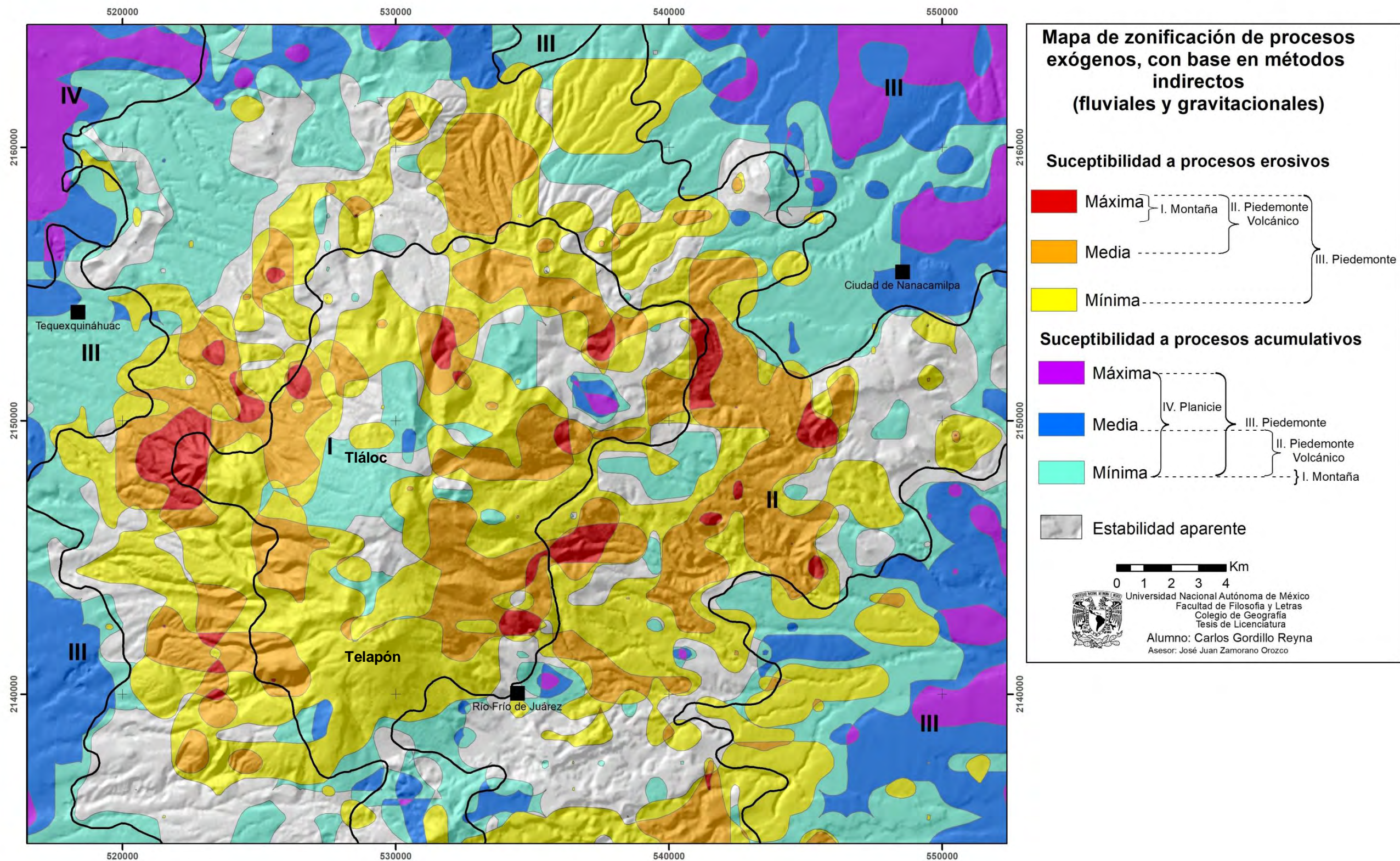


Figura 25. Mapa de zonificación de procesos, muestra los territorios donde ocurren procesos erosivos y acumulativos.

Capítulo IV Geomorfología

La Geomorfología se encarga de estudiar la superficie terrestre a partir de su génesis, morfología, evolución, dinámica y edad. Este análisis se puede representar a través de mapas que permiten entender su origen, espacialidad y los procesos que modelan las formas de relieve, así como el vínculo que existe entre la litología y el arreglo estructural (Simonov, 1985; Lugo, 1988).

El primer estudio geomorfológico en este territorio es el de Vazquez-Selem (1989), donde elaboró el mapa 1:50,000; en él, se agrupan las formas de relieve en tres categorías genéticas (endógeno, exógeno y endógeno modelado), cabe señalar que solo considera la ladera oriental de los volcanes Tláloc y Telapón; sin embargo, es uno de los primeros mapas detallados en este sector.

Por su parte, Tapia-Varela (1999) y Tapia-Varela y López-Blanco (2002), realizaron un análisis regional de la cuenca de México a partir de un mapa escala 1: 100,000, donde agruparon las unidades morfogenéticas de acuerdo a los lineamientos establecidos por el ITC; en este trabajo se encuentra la vertiente occidental del Complejo Volcánico Tláloc-Telapón.

Por otro lado, Figueroa-Encino (2007) analizó y ordenó las formas de relieve de la subcuenca del Lago de Chalco de acuerdo a un criterio morfogenético, las agrupó en tres categorías: endógeno, exógeno y endógeno modelado; estos elementos fueron el punto de partida para la elaboración de un mapa de peligros de inundaciones, subsidencias y agrietamientos, donde fue tomada en cuenta la porción occidental del CVTT.

En esta investigación la elaboración del mapa geomorfológico (documento anexo) se realizó a partir de la interpretación de 96 fotografías aéreas a diferentes escalas (CETENAL, 1971, 1:50,000; INEGI, 1983, 1:80,000 y 1:40,000); este proceso fue complementado con el análisis de un modelo digital de elevación de alta resolución LIDAR (INEGI, 2015) que ayudó a la delimitación de unidades en la cima de los volcanes principales.

Una vez terminado el mapa preliminar se realizó la clasificación morfogenética de las formas de relieve bajo el criterio de Simonov (1985) y Zamorano (1990).

Mapa Geomorfológico del Complejo Volcánico Tláloc-Telapón

La cartografía geomorfológica se considera un inventario de formas, en este sentido, el Complejo Volcánico Tláloc-Telapón y zonas adyacentes quedaron representados en un mapa final a escala 1:35,000. Este documento incorpora una leyenda donde ordena el relieve de forma jerárquica al tomar en cuenta su origen y morfología, el cual se explica a continuación:

RELIEVE ENDÓGENO

1. *Volcánico Acumulativo*
 - 1.1. Volcanes escudo
 - 1.1.1 Tláloc
 - 1.1.2 Telapón
 - 1.1.3 Tlacoyo Grande
 - 1.2. Volcanes de lava
 - 1.2.1 Papayo
 - 1.2.2 Volcanes menores:
 - a) Cráter cerrado
 - b) Cráter abierto
 - c) Con atrio
 - d) De cima convexa
 - 1.3. Domos
 - 1.3.1 Yeloxochitl

1.3.2 Domos menores

1.4. Lavas asocias al Tláloc, Telapón, Papayo y Yeloxochitl

1.4.1 Tláloc

1.4.2 Telapón

1.4.3 Papayo

1.4.4 Yeloxochitl

1.4.5 Lavas asociadas a volcanes menores, sepultados o parcialmente sepultados y destruidos:

- a) Tempranas
- b) Intermedias-Tempranas
- c) Intermedias-Tardías
- d) Tardías

1.5. Formas asociadas al relieve volcánico acumulativo

1.5.1 Llano volcánico

1.5.2 Frentes de lava (escarpe)

1.5.3 Leveé

2. *Volcánico Explosivo*

2.1. Destructivo

2.1.1. Cicatriz de colapso

2.2. Constructivo

2.2.1. Cono de escoria

2.2.2. Rampas piroclásticas

3. *Relieve tectónico*

3.1. Fallas

3.1.1 Morfolineamientos

3.1.2 Con escarpe

3.1.3 Movimiento relativo

RELIEVE ENDÓGENO MODELADO

4. Volcánico

4.1. Calderas: Purificación y Oyamel

4.1.1. Laderas exteriores

4.1.2. Atrio

4.1.3. Fondo

4.2. Volcanes de lava

4.3. Domos

4.4. Volcanes parcialmente sepultados

4.5. Volcanes intensamente modelados

RELIEVE EXÓGENO

5. Erosivo fluvial

5.1. Valles:

5.1.1. < 20 m

5.1.2. > 20 m

6. Acumulativo fluvial

6.1. Llanura de inundación y terrazas

6.2. Abanicos aluviales

6.3. Planicie

7. Erosivo glaciar

7.1. Circos:

7.1.1. Continuos

7.1.2. Discontinuos

7.2. Laderas con modelado glaciar

7.3. Crestas glaciares con morfología:

7.3.1. Aguda

7.3.2. Convexa

7.4. Escalón glaciar

8. Acumulativo glaciar

8.1. Morrenas

RELIEVE ANTRÓPICO

9. Minas a cielo abierto

10. Presas

SÍMBOLOS COMPLEMENTARIOS

Contactos:

a) Reales

b) Inferidos

Posición altitudinal relativa

RELIEVE ENDÓGENO

En este apartado se considerarán todas las formas de relieve originadas por procesos volcánicos, magmáticos intrusivos y tectónicos y que aún conservan sus rasgos originales; producto de una actividad reciente.

1. Volcánico acumulativo

Estas formas de relieve son originadas a partir de la emisión y acumulación de productos de origen volcánico. En el Complejo Volcánico Tláloc-Telapón (CVTT), existe una amplia variedad de morfologías vinculadas a esta génesis, tales como volcanes escudo, volcanes de lava, domos y coladas de lava.

1.1 Volcanes escudo

Estas estructuras tienen una morfología convexa de base amplia, también se refieren a él como cono *achatado*. Se trata de edificios de gran tamaño que alcanzan los 10 km de diámetro y una altura que pueden superar los 1000 m; sus laderas presentan una pendiente suave y alargada (10° - 15°), en ellas se pueden desarrollar conos monogenéticos y adventicios. Los volcanes escudo se generan a partir de erupciones efusivas que originan grandes volúmenes de lavas poco viscosas; su contenido de sílice y volátiles es bajo, razón por la cual no presentan una actividad explosiva violenta; además, se caracterizan por la emisión de flujos piroclásticos en las etapas finales (Rodríguez -Fernández y González-Turiel, 2015).

En la zona de estudio se reconocieron tres volcanes con morfología de escudo: Tláloc, Telapón y Tlacoyo Grande; estos edificios presentan una alineación (Fig. 26), la cual puede estar asociada a un plano de debilidad tectónica con rumbo NE-SW. De acuerdo con Macías *et al.*, (2012) estas estructuras fueron emitidas durante el Pleistoceno.

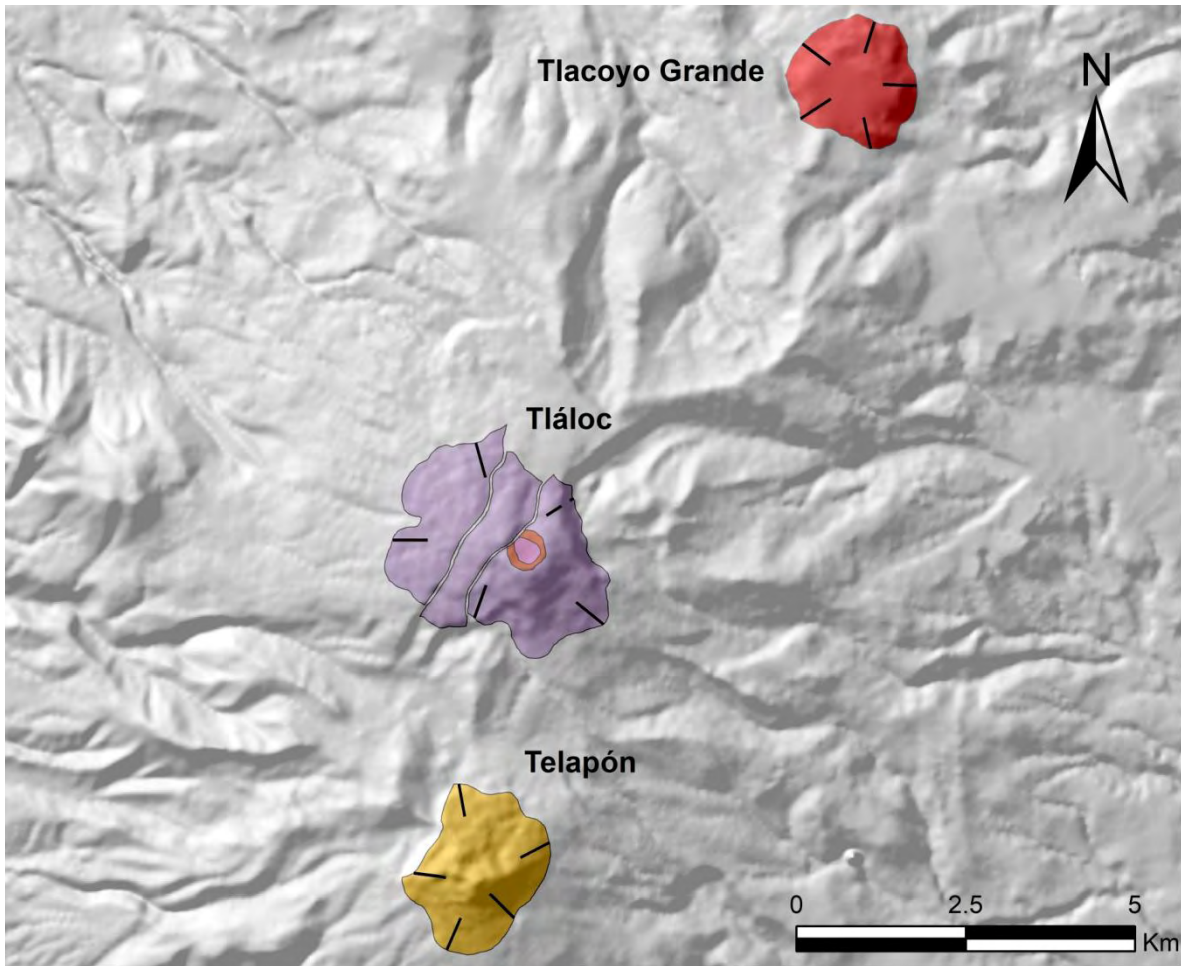


Figura 26. Los volcanes Tláloc, Telapón y Tlacoyo Grande son estructuras con génesis y morfología similar, las cuales presentan una alineación NE-SW que puede estar asociado a un plano de debilidad.

1.1.1 Tláloc

Este edificio presenta una morfología convexa amplia, con laderas homogéneas y con dos inclinaciones preferenciales; de 3° a 6° en la base y en la cima 15°. Estas características se relacionan con el emplazamiento de coladas de lava de composición andesítica en sus primeras etapas; por su parte, los eventos finales se caracterizaron por ser más ácidos (riolitas); los flujos son más cortos y de mayor espesor (Fig. 27).

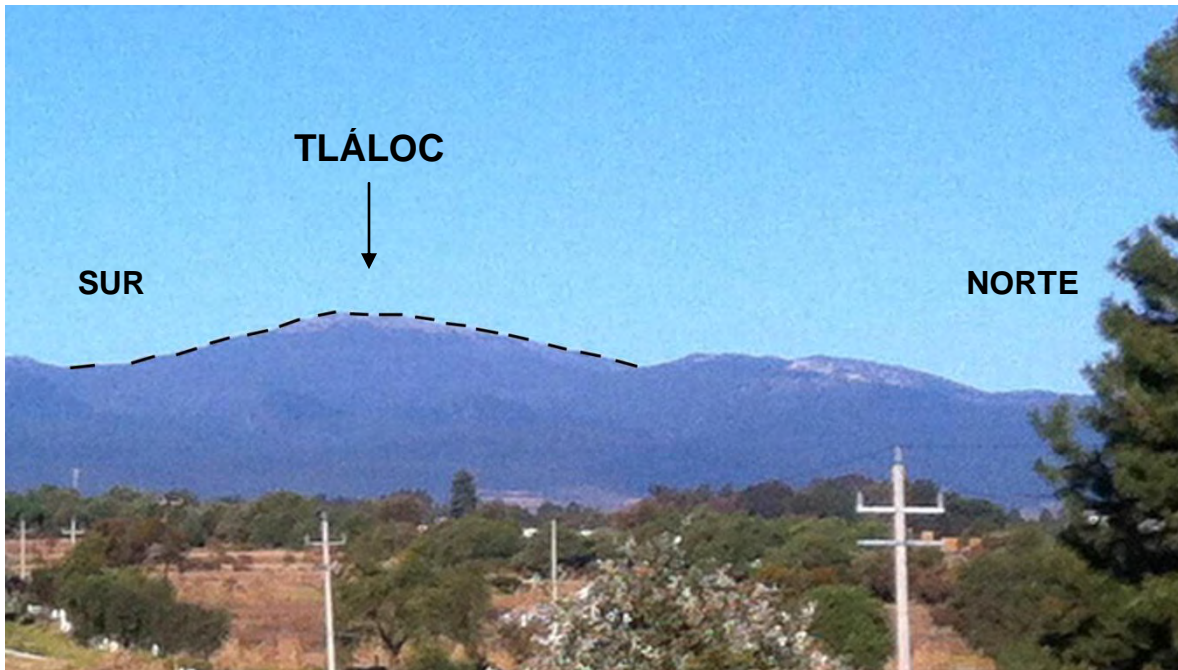


Figura 27. Ladera oriental del volcán Tláloc, este edificio presenta pendientes suaves y simétricas (Fotografía: Diciembre, 2017).

En la cima de este edificio se interpretó un cráter semicircular, en el cual, presenta formas primarias (atrio y fondo), estos elementos ponen en evidencia una edad relativa reciente ($< 21 \text{ Ka}$; Macías *et al.*, 2012). Su reconocimiento fue difícil debido a la presencia de estructuras disyuntivas que lo han dividido en tres partes (Falla Tláloc-Apan). El volcán Tláloc se localiza en el sector central del área de estudio, ocupa una superficie de 7 km^2 y alcanza los 4120 msnm (Fig. 28).

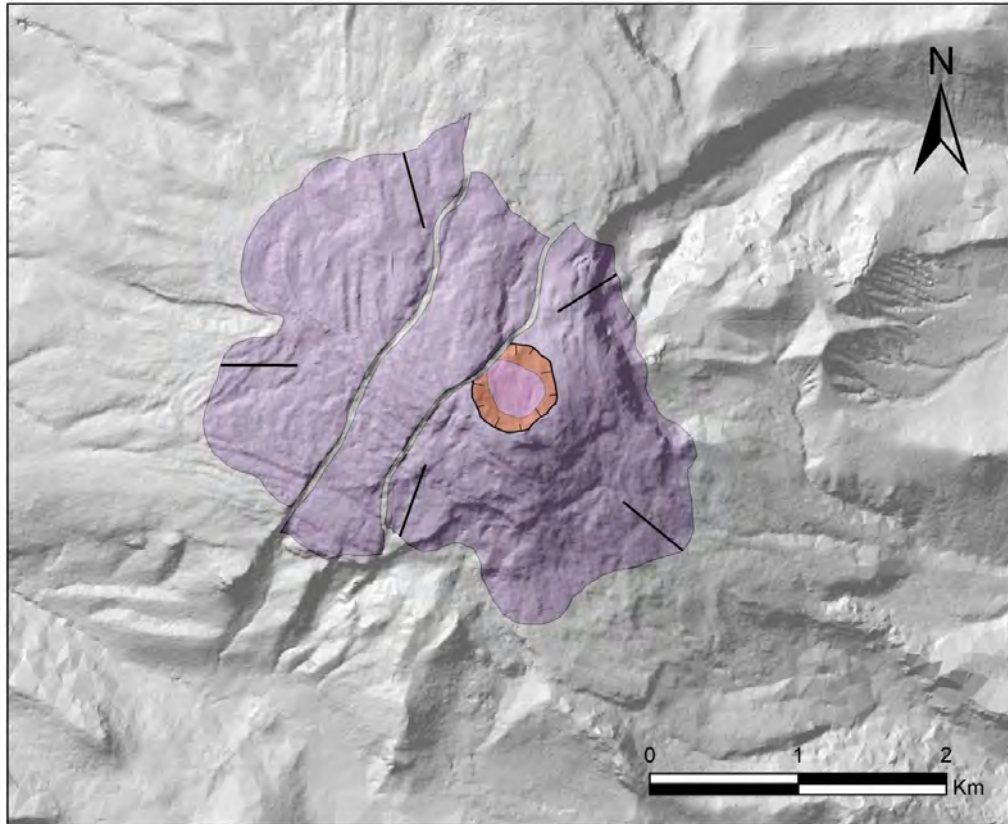


Figura 28. El volcán Tlaloc es un escudo que se encuentra fragmentado en tres unidades a causa de los movimientos tectónicos originados por la Falla Tlaloc-Apan.

1.1.2 Telapón

Es un edificio volcánico con morfología de cono de base amplia, cima convexa y laderas homogéneas ligeramente inclinadas ($< 15^\circ$). Su formación se asocia con la emanación de lavas (andesíticas-dacíticas) que se extendieron en torno a un solo centro eruptivo (Fig. 29).

El Telapón se localiza al sur del volcán Tlaloc en la porción meridional del área de estudio; la base de la estructura ocupa un área de 3.5 km^2 y alcanza los 4 080 msnm, presenta una elongación NE-SW que coincide con la orientación de la Falla Tlaloc-Apan reconocida en la parte cumbral. El escudo no presenta cráter, la cima se encuentra ocupada por el último evento efusivo que se originó hace 324 Ka (Macías *et al.*, 2012).

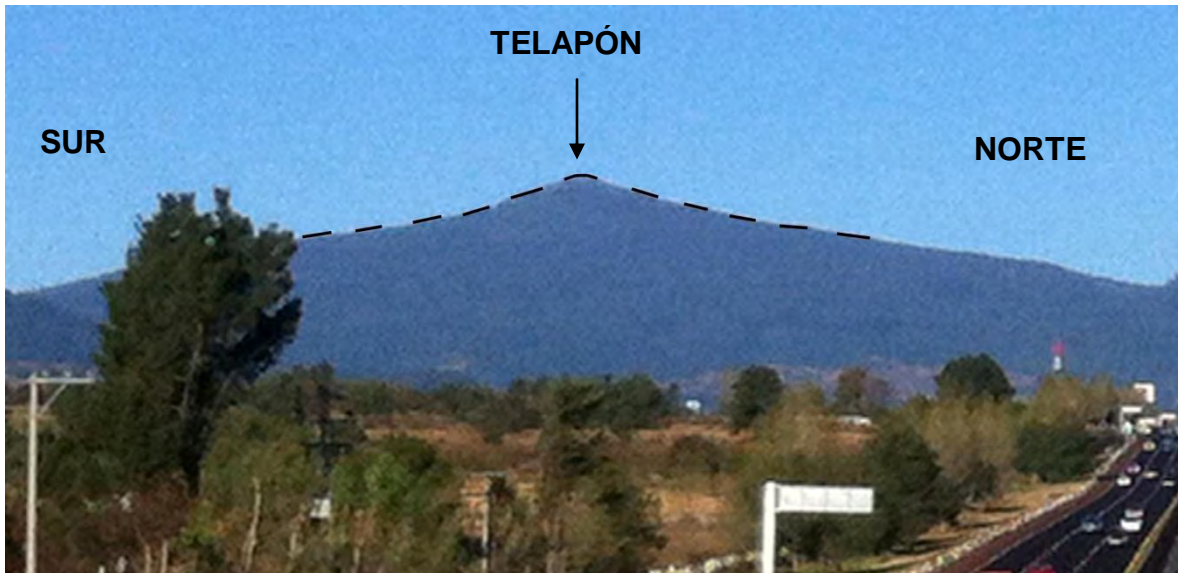


Figura 29. Ladera oriental del volcán Telapón visto desde la carretera México-Puebla, se observa su morfología de escudo con laderas de inclinación homogénea (10-15°) (Diciembre, 2017).

1.1.3 Tlacoyo Grande

Es un volcán escudo con cima subhorizontal-ligeramente convexa, sus laderas presentan una inclinación que no supera los 10°. Se encuentra alineado con las estructuras principales en dirección de la Falla Tláloc-Apan. Este edificio está asociado con etapas previas al emplazamiento de los volcanes Tláloc y Telapón (0.84 Ma; Macías *et al.*, 2012) y alcanza una altitud de 3 560 msnm, con un área de 2.8 km² (Fig. 30).

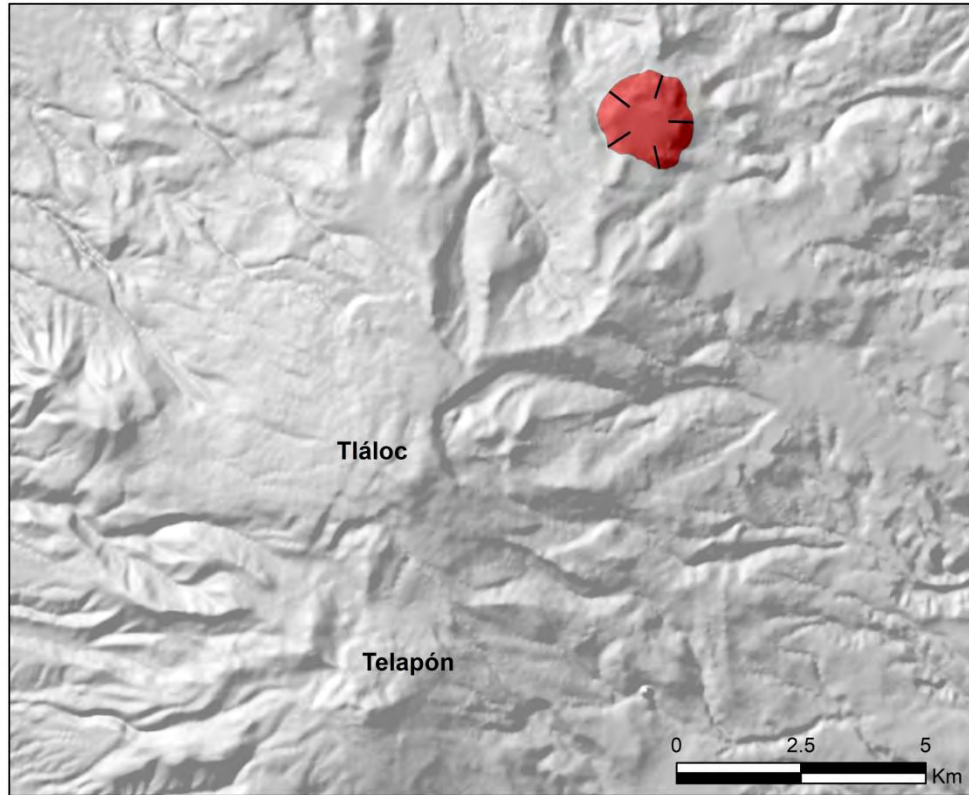


Figura 30. El Tlacoyo Grande es un volcán escudo que presenta una cima subhorizontal-ligeramente convexa.

1.2 Volcanes de lava

Son formas de relieve originadas por la acumulación sucesiva de lavas en torno a un centro eruptivo. Estas estructuras varían en tamaño y forma de acuerdo a la cantidad de material emitido, composición e inclinación del terreno preexistente (Rodríguez-González y Fernández-Turiel, 2015). Estos edificios se agruparon en dos rubros en función del tamaño y geometría; de esta manera, se consideró al Papayo como una estructura mayor y al resto de conos como menores.

1.2.1 Papayo

La morfología de este edificio es cónica de cima convexa, su base es circular y posee un diámetro de 3.2 km, alcanza una altitud de 3 640 msnm, conserva sus rasgos primarios ya que no existen desarrollos de cauces, este hecho pone en evidencia una edad relativa reciente.

El Papayo tuvo su origen hace ~ 12 Ka (Nixon, 1989), está formado por la sobreposición de lavas dacíticas. Representa un límite estructural de evoluciones magmáticas distintas entre la Sierra de Río Frío y la Sierra Nevada (Fig. 31); diferencia que se ve reflejada en la morfología de los volcanes que las componen (Macías *et al.*, 2012).



Figura 31. Perfil longitudinal N-S de la Sierra de Río Frío y Sierra Nevada vista desde el Cerro de la Estrella; el Papayo es el límite entre los volcanes escudo y los compuestos (Enero, 2018).

1.2.2 Volcanes menores:

Son edificios formados a partir de la sobreposición de numerosas coladas de lava emitidas a través de un centro eruptivo, presentan morfología cónica bien definida. Se reconocieron diez volcanes que se distribuyen alrededor del Tláloc y Telapón; su altura varía de < 350 m. Con base en un criterio morfológico se dividieron de la siguiente manera:

a) Cráter cerrado

Esta estructura se ubica al NE del volcán Tláloc; presenta una morfología de cono truncado; su cráter abarca un área de 1.4 km² y tiene una profundidad < 20 m. (Fig. 32).

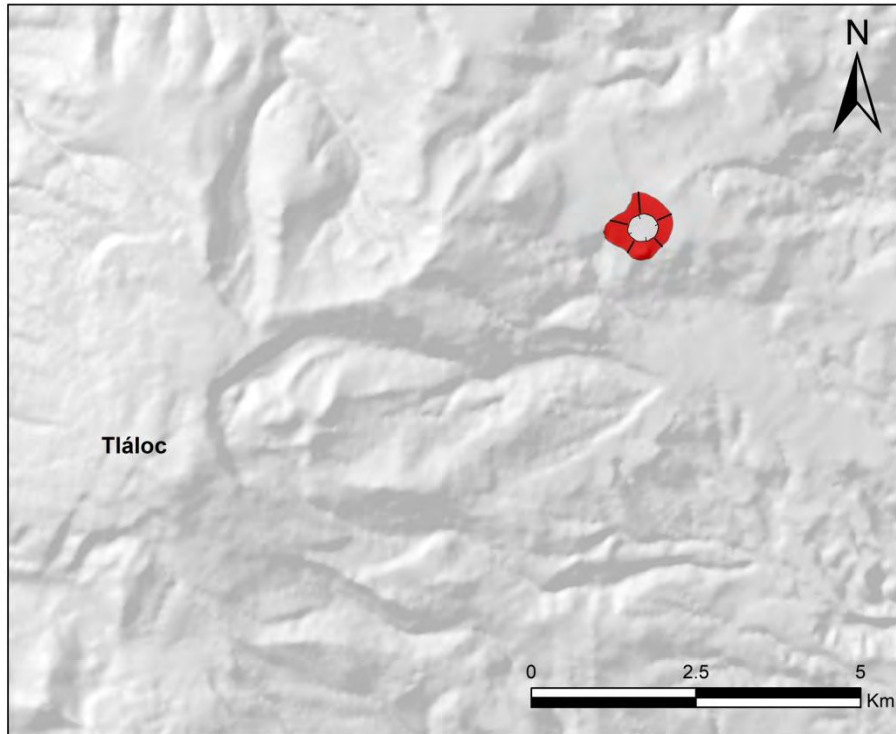


Figura 32. Volcán de lava con cráter cerrado, presenta una morfología como truncado asimétrico.

b) Cráter abierto

Se reconocieron seis estructuras que se ubican al N del Tláloc y al S del Telapón, no presentan un arreglo preferencial (Fig. 33). Su origen se puede asociar a dos causas, la primera de ellas, como resultado de la constante emisión de flujos de lava en una sola dirección y la segunda, al colapso parcial de la estructura.

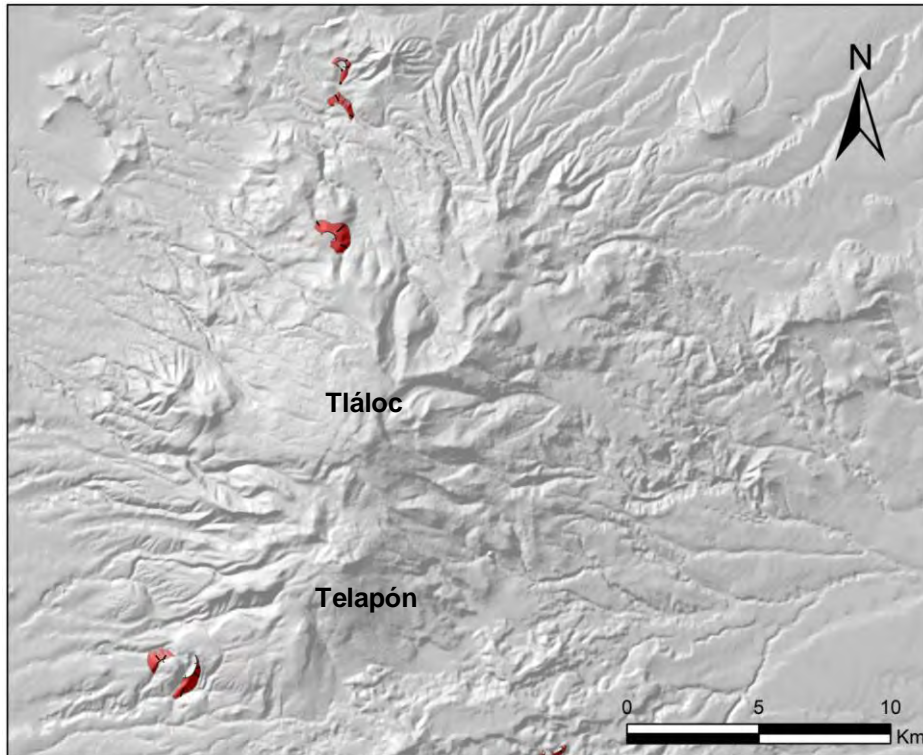


Figura 33. Los volcanes de lava con cráter abierto, se emplazaron al N y al S del Tlaloc y Telapón respectivamente; los primeros guardan la misma dirección que los volcanes de escudo más no pudimos constatar la existencia de un lineamiento.

c) Con atrio

Se trata de las laderas interiores del cráter, su morfología puede ser circular o semicircular a manera de embudo en donde la inclinación de las vertientes es de 30° a 45° . La profundidad varía entre 20 y 180 m, esta característica se relaciona con la intensidad del evento eruptivo final.

Esta morfología se considera como un elemento primario de los volcanes, indica una edad relativa reciente, ya que el modelado es poco significativo. Los atrios son comunes en ocho de los volcanes de lava (Fig. 34).

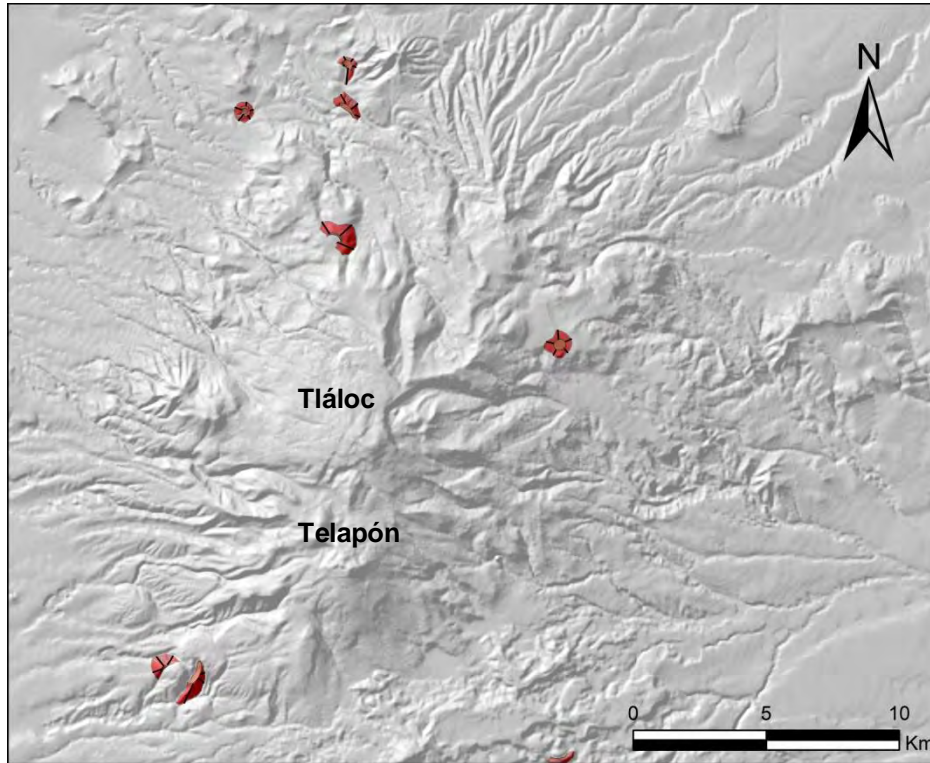


Figura 34. Los volcanes que presentan laderas interiores (atrios), se les atribuye una edad relativa reciente.

d) De cima convexa

Se trata de volcanes que no presentan cráter en la cima, debido a que fue cubierto por un constante aporte de lavas. Tienen una morfología cónica con inclinaciones que varían de 30° - 45° y una altura entre < 60 m. Se ubican en la porción sur de la zona de estudio, inmersos en los flujos de lava que pertenecen al volcán Papayo. Presentan una alineación E-W, característica que puede indicar una zona de debilidad en esta porción que se asocia con el límite estructural entre la Sierra de Río Frío y Sierra Nevada (Fig. 35).

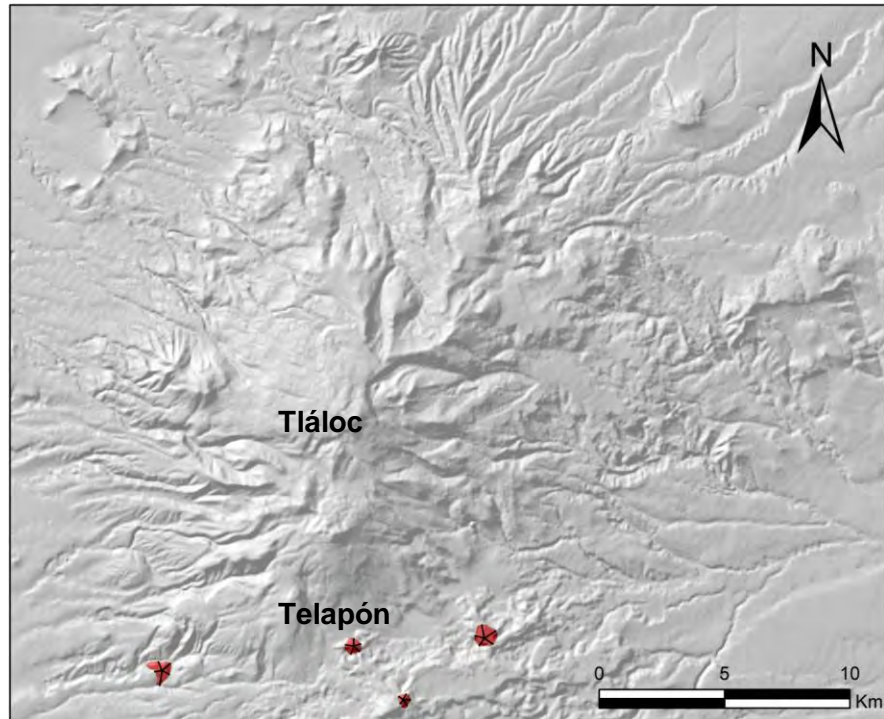


Fig. 35. Los volcanes de lava con cima convexa se localizan en la porción sur, se encuentran alineados en dirección E-W, su arreglo se asocia con el límite tectónico que forma la depresión donde se ubica el Papayo.

1.3 Domos

Son formas que se originan a partir de la extrusión de magma con una alta viscosidad, este hecho dificulta el avance de las lavas; por lo tanto, no recorren grandes distancias y se acumulan cercanas al centro emisor. En el área de estudio, se hizo una diferenciación entre el Yeloxochitl y los domos que presentan un menor tamaño.

1.3.1 Yeloxochitl

Es una estructura que se localiza al oeste de los volcanes Tláloc y Telapón, ocupando un área de 2 km². Presenta una morfología de cúpula asimétrica, su base da la impresión de estar *partida*; esta apariencia se debe al emplazamiento de una lava tardía, su elongación alcanza los 2 km de longitud. Estas características en conjunto le dan una expresión compleja de domo exógeno (Fig. 36).

Este domo se caracteriza por tener una cima convexa bien definida (Fig. 37); no se encuentra disectada por corrientes fluviales; sin embargo, hay que mencionar que esta parte del edificio estuvo cubierta por una masa de hielo en el pasado. Como evidencia se tienen tres circos glaciares que dejaron su huella muy cerca de la superficie cumbral.

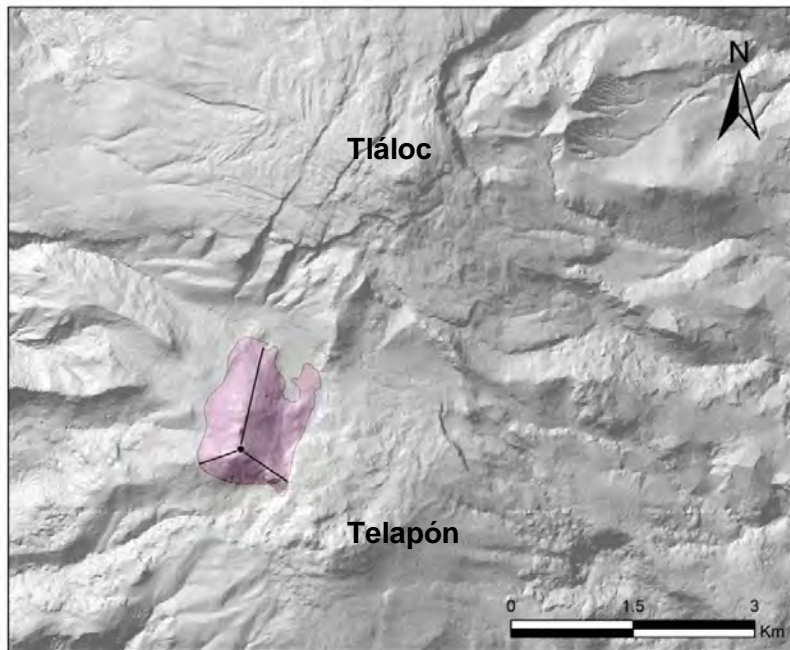


Figura 36. El domo Yeloxochitl presenta una morfología de cúpula asimétrica con una elongación N-S. Al norte sus laderas son suaves y alargadas; al sur presentan un desnivel de altura mayor y una inclinación $< 30^\circ$.

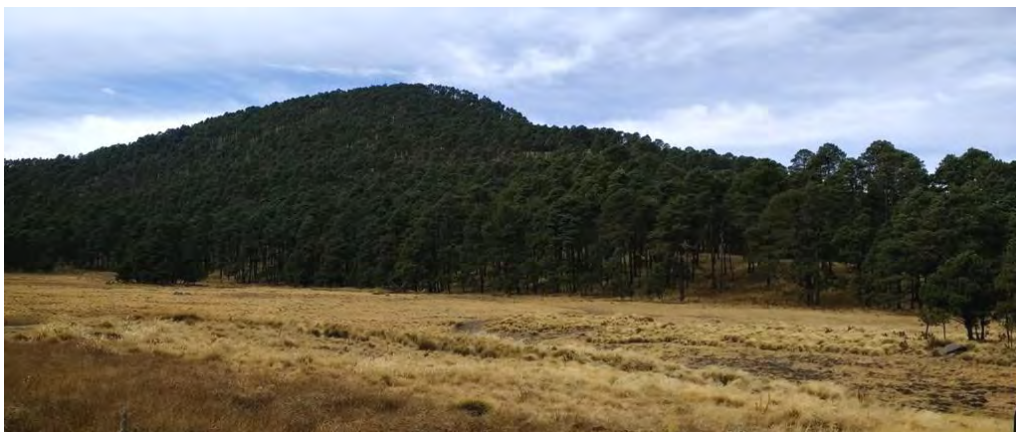


Figura 37. Ladera N del domo Yeloxochitl vista desde el llano volcánico Tlalcocto, se observa su morfología de cúpula asimétrica (Febrero, 2018).

1.3.2 Domos menores

En la zona de estudio se reconocieron veinticinco estructuras de este tipo, presentan una morfología de cúpula, originada por la acumulación de flujos de lava viscosos, emitidos en torno a un centro eruptivo. Sobresalen dos sectores que siguen un patrón peculiar. El primero se refiere a una aglomeración de estructuras en la porción centro-este; el cúmulo de domos, se asocia con la actividad de la caldera Oyamel. El segundo grupo se localiza al S del Telapón; corresponde a una alineación de edificios con una dirección E-W, la cual se puede relacionar con el límite estructural entre Tlálloc-Telapón e Iztaccíhuatl (Fig. 38).

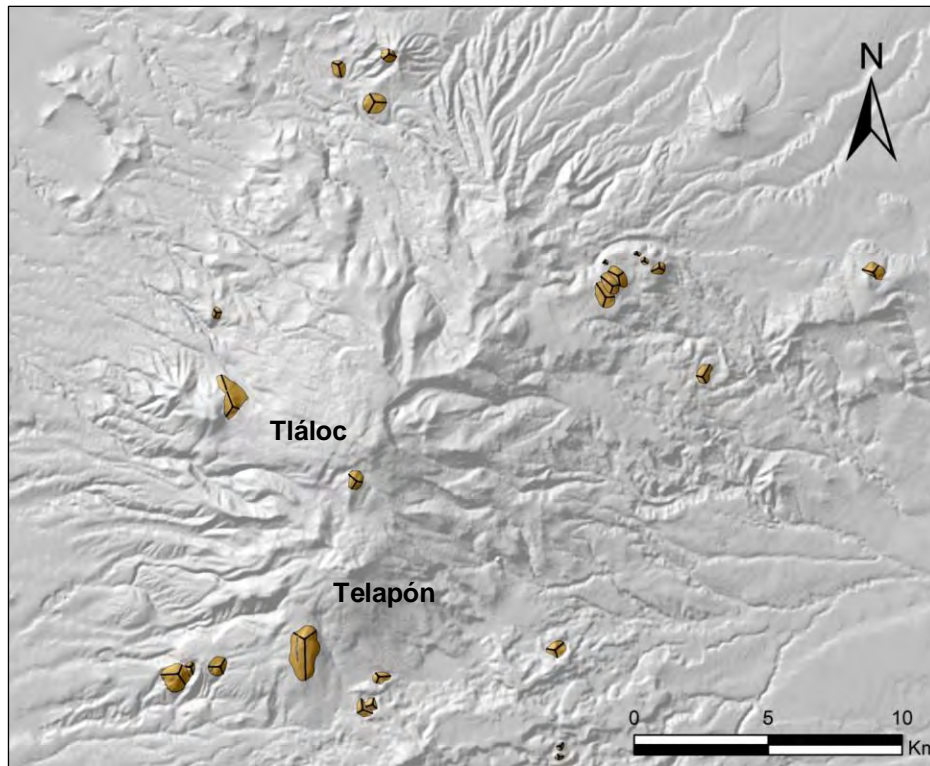


Figura 38. Se reconocen dos arreglos locales; una mayor densidad de edificios en el centro-este y una alineación E-W en el sector sur.

1.4 Lavas asociadas al Tláloc, Telapón, Papayo, Yeloxochitl y Volcanes sepultados o parcialmente sepultados y destruidos.

Los flujos de lava son el resultado de la actividad volcánica efusiva, se originan a partir de un centro eruptivo y se desplazan a favor de la pendiente; en este sentido, su configuración dependerá de la composición físico-química (temperatura y viscosidad), la tasa de emisión y la temporalidad con que son emitidas así como la configuración del relieve preexistente. Estas características condicionan las morfologías resultantes que pueden variar entre tabular, lobular, onduladas o escalonadas (Harris y Rowland, 2015).

Dentro de la zona de estudio, los flujos de lava se dividieron en dos grupos, el primero de ellos toma en cuenta los focos emisores, que corresponden con los edificios más importantes del complejo volcánico (Tláloc, Telapón, Yeloxochitl y Papayo); por su parte, el segundo se explicará a partir de la interpretación de cuatro pisos altitudinales que representan las eventos temporales de las lavas. En conjunto, todas las coladas cubren un área de 860 km².

1.4.1 Tláloc

Esta estructura se caracteriza por el emplazamiento de 21 flujos de lava de composición andesítica y dacítica de edad < 129 Ka (Macías *et al.*, 2012) que constituyen el escudo de lavas del Tláloc. Se distribuyen de manera pseudoradial; en total cubren un área de 35 Km² y presentan una longitud que varía entre los 500 m a 4 km.

Los flujos dacíticos que se disponen sobre la ladera N y W presentan una morfología lobular con ondulaciones en su parte central. Por su parte, las del sector oriental se emplazan de manera escalonada, debido al desnivel generado por el colapso volcánico. En el flanco meridional se disponen dos coladas cortas (< 2.5 km de longitud) que se vieron obstaculizadas por la presencia de un domo, al cual tuvieron que rodear por su ladera poniente y occidente. Muestran un arreglo en gradería (Fig. 39).

A pesar de tener una edad relativa reciente, estas coladas no muestran rasgos primarios debido al modelado de los hielos asociado al Último Máximo Glacial, ocurrido entre 18 y 21 Ka (Vázquez-Selem y Heine, 2004); evidencia de esto es la existencia de pequeños cordones morrénicos dispuestos sobre estas lavas.

En la actualidad, se desarrollan procesos fluviales, sin embargo, estos no tienen el poder erosivo para modificar el territorio, este hecho se explica por la existencia de coberturas piroclásticas que están semicongeladas (permafrost), además de su capacidad de filtración del sustrato y escasa precipitación (1200 mm/año. García, 1998 b). Los cauces que existen se ubican entre flujos, aprovechan el contacto entre ellas para emplazarse, los valles que lo definen tienen < 20 m de profundidad.

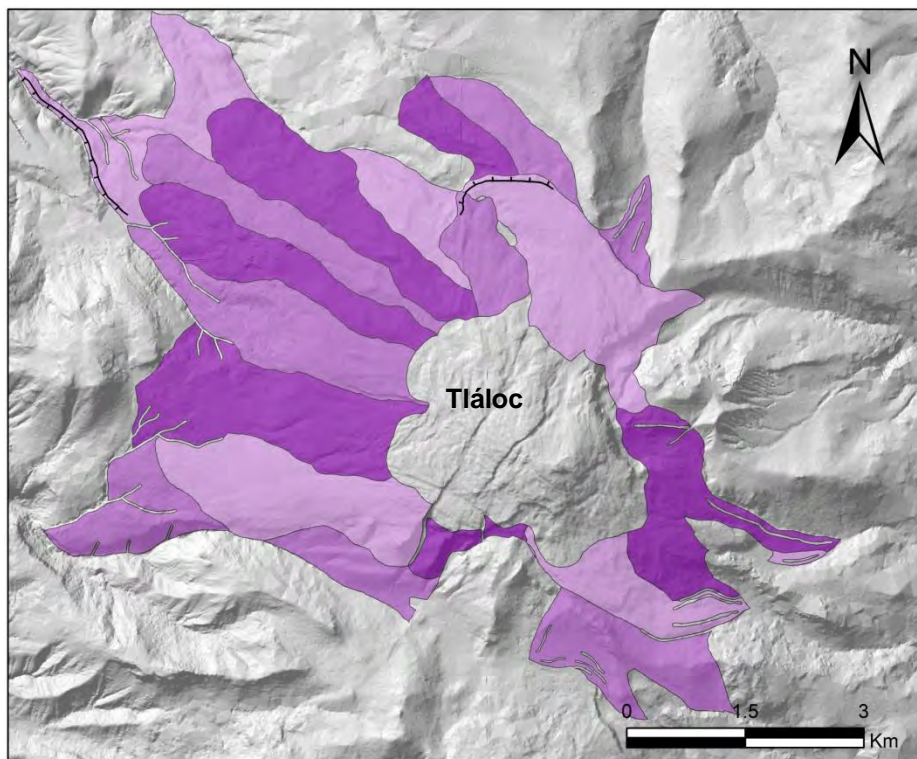


Figura 39. Las lavas del Tláloc se distribuyen de manera pseudoradial con respecto al centro eruptivo.

1.4.2 Telapón

Emitió seis flujos que ocupan un área de 35.4 Km²; su composición es intermedia, varían de andesitas a dacitas y presentan una edad de 377 Ka (Macías *et al.*, 2012). Se distribuyen en los sectores NE, SE y SW; los primeros son cortos, de amplio espesor y con morfología escalonada; los que se disponen al SE y SW son más fluidos, característica que favoreció su emplazamiento a manera de lóbulos (Fig. 40).

Las lavas del Telapón son recientes; no obstante, sus rasgos primarios ya se encuentran modelados por la acción glaciár; evidencia de ello es la presencia de circos y laderas que presentan depósitos morrénicos en su interior, donde destacan las del sector NE y SW.

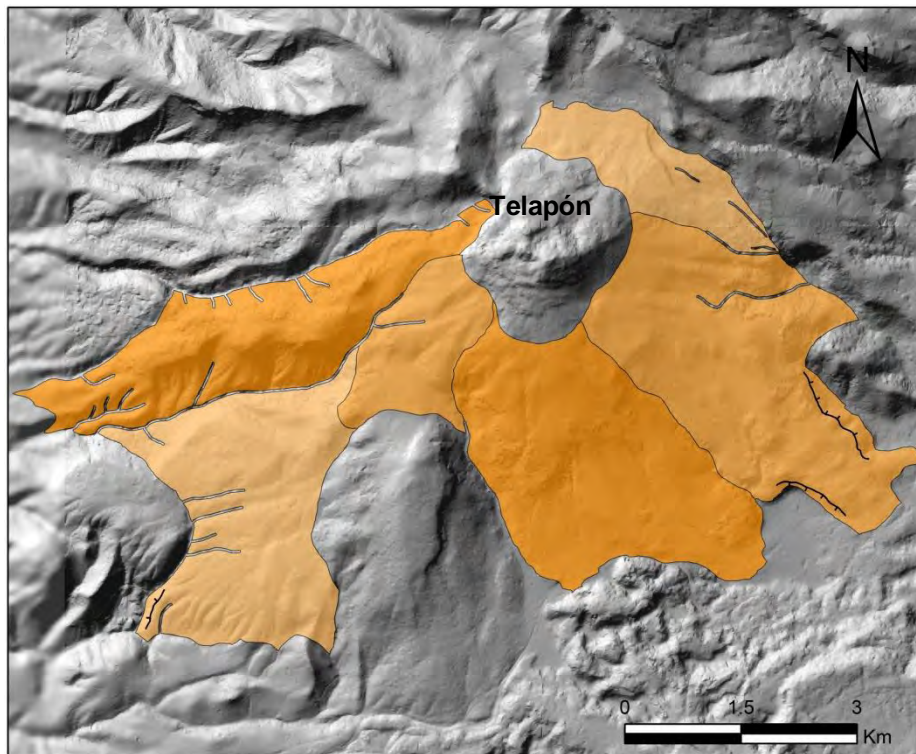


Figura 40. Los flujos de lavas asociados al volcán Telapón se disponen de manera semiradial en torno al centro eruptivo ocupando los sectores NE, SE y SW.

1.4.3 Papayo

Dentro del área de estudio se reconocieron 16 unidades flujos de lava asociados al volcán Papayo, los cuales cubren un área de 38.4 km², presentan una longitud que varía entre los 900 m y 7.5 km. En su porción distal se define frentes de lava que superan los 180 m y alcanzan los 45° de inclinación.

Las lavas se localizan en la porción meridional del área de estudio; presentan una morfología lobular en gradería y se distribuyen con una orientación preferencial SW-NE (Fig. 41). Su arreglo puede estar vinculado con un plano de debilidad. En este sentido Macías *et al.*, (2012), considera que estas coladas de carácter dacítico representan un límite estructural que divide la Sierra de Texcoco de la Sierra Nevada.

Estas lavas tienen rasgos primarios como leveés, además no existe un desarrollo del drenaje, los cauces no sobrepasan los 10 m de profundidad.

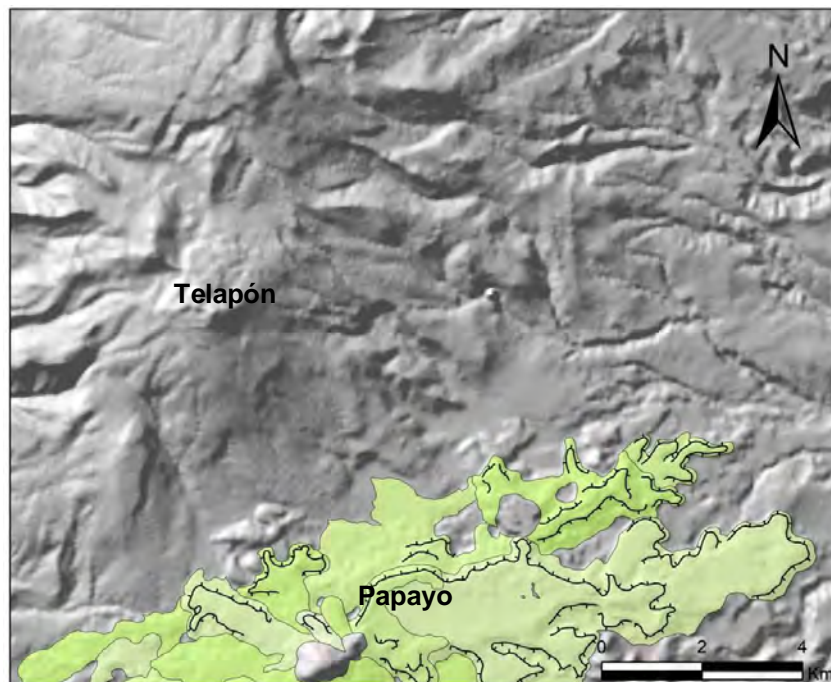


Figura 41. Las lavas del volcán Papayo se distribuyen en dirección SW-NE, su arreglo se vincula con un plano de debilidad tectónica y representa el límite estructural entre el Complejo Volcánico Tláloc-Telapón y el Iztaccíhuatl.

1.4.4 Yeloxochitl

A esta estructura se asocian tres flujos dacíticos de 1.07 Ma (Macías *et al.*, 2012); se localizan al W de la estructura siguiendo una trayectoria de 8.1 km longitud, con una inclinación de 15°. Estas coladas presentan una morfología lobular, en algunos casos están sobrepuestas y definen una morfología en gradería. El área total que cubren estas lavas es de 9 km² (Fig. 42).

Las superficies de estas lavas se encuentran ligeramente modeladas por la acción glaciaria; evidencia de esta dinámica existen circos, cordones morrénicos y laderas con inclinaciones francas resultado de la acción del hielo en movimiento.

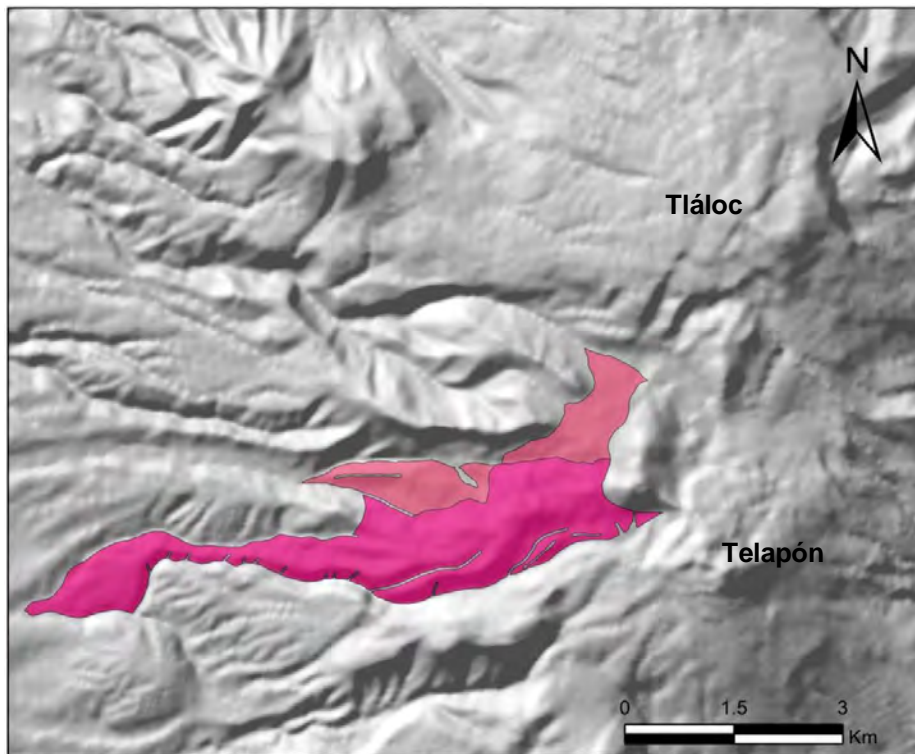


Figura 42. Las lavas asociadas al volcán Yeloxochitl se disponen al W del Telapón; presentan una morfología lobular y en gradería.

1.4.5 Lavas asociadas a volcanes menores, sepultados o parcialmente sepultados y destruidos:

Estas lavas se caracterizan por presentar una distribución radial que se dispone en ambas vertientes del complejo volcánico. Su emplazamiento se asocia a eventos efusivos previos a la construcción de los edificios principales. Con base en un criterio geomorfológico y tomando en cuenta su altura relativa se agruparon en Tempranas, Intermedias-Tempranas, Intermedias-Tardías y Tardías; este criterio permitió asignar una edad relativa entre flujos cercanos.

a) Tempranas

Estas lavas se localizan en el sector NE de la zona de estudio y representan la actividad eruptiva más antigua; son las más alejadas con respecto a los edificios principales, se encuentran en contacto con el nivel de base local (Llanos de Apan) y se caracterizan por ser fluidas. Al no existir obstáculos que frenaran su trayecto alcanzaron longitudes que varían entre 1 y 7 km; este grupo ocupa un área de 42 km² y se emplazan a una altitud que varía entre los 2620 y 3140 msnm.

Estos flujos de lavas se caracterizan por presentar superficies subhorizontales ligeramente inclinadas. Su orientación preferencial es NE-SW, como resultado del control estructural de la Falla Tláloc-Apan (Fig. 43).

El patrón de drenaje que se emplaza en este tipo de lavas es subdendrítico poco denso, esta configuración de los ríos no corresponde con la edad relativa de las lavas (Tempranas), hecho que se explica por la existencia de escombros volcánicos muy compactados y por la cercanía del nivel de base local que no permite el desarrollo de afluentes (planicie aluvial-lacustre de Puebla-Tlaxcala).

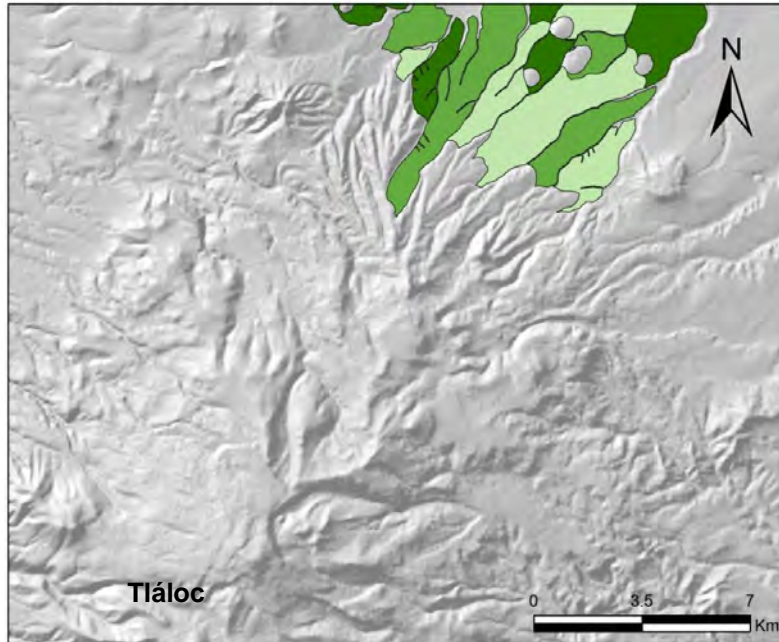


Figura 43. Las lavas Tempranas se distribuyen en las vertientes NE del Complejo Volcánico Tláloc-Telapón y representan el evento efusivo más antiguo de la zona de estudio.

Existe un evento efusivo de transición entre las lavas Tempranas y las Tardías que antecede al emplazamiento de los volcanes Tláloc y Telapón. Se considera como intermedio en términos temporales y se puede dividir en dos grupos de acuerdo a su altura relativa (Intermedias-Tempranas e Intermedias Tardías).

b) Intermedias-Tempranas

Estas lavas se distribuyen de manera semiradial alrededor de los edificios volcánicos principales, en conjunto ocupan un área de 241.4 Km² y presentan longitudes que varían de 500 m hasta 7.8 km; la inclinación general de estos flujos es entre 13° y 15°, se encuentran en una posición altitudinal mayor, sobreyacen a las coladas de la fase anterior y comenzaron a descender desde los 3 360 msnm.

De acuerdo con su morfología se pueden dividir en tres sectores que son N, E y W; el primero de ellos se caracteriza por la existencia de flujos sinuosos debido a los resaltes que tuvieron que sortear, también se encuentran sobrepuestos definiendo gradas. En la ladera oriental, estas lavas se disponen de manera lobular-tabular como respuesta al relieve preexistente, en algunos casos han

sepultado a las coladas Tempranas en su totalidad; con respecto a la porción occidental, las coladas presentan una morfología de lóbulo; su avance está condicionado por el evento previo. En las porciones distales definen frentes de hasta 180 m con una inclinación que varía de 30 a 40°(Fig. 44).

Estas lavas se encuentran modeladas por la acción fluvial en que en conjunto definen patrones subdendríticos-paralelos, estos elementos ponen en evidencia una edad relativa antigua de la estructura; es importante mencionar que estos flujos se encuentran cubiertos por potentes mantos piroclásticos.

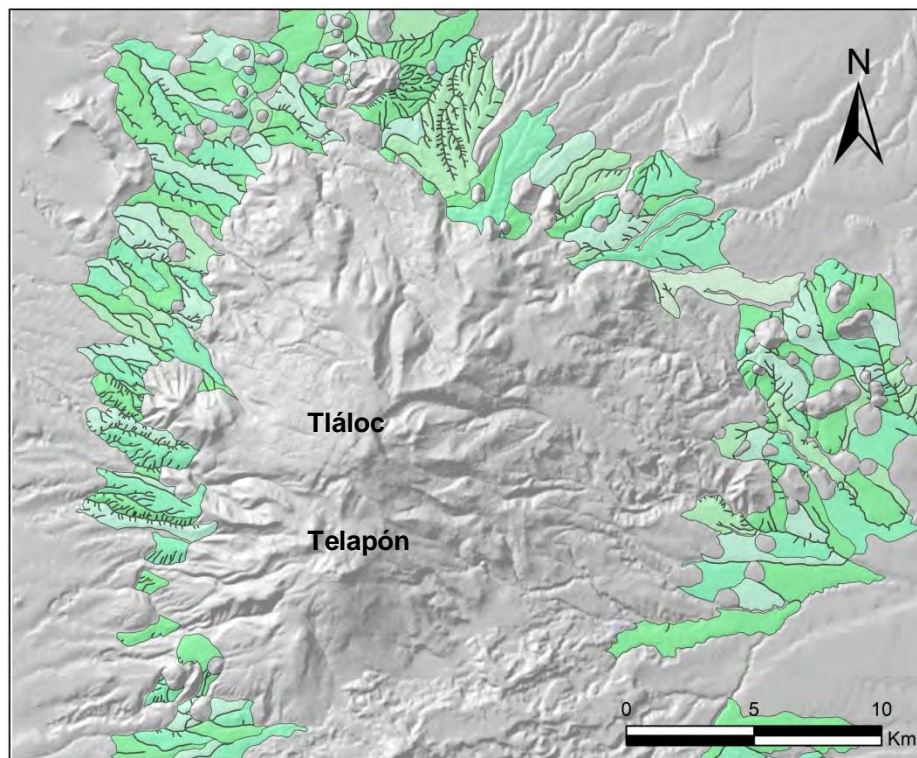


Figura 44. Las lavas Intermedias-Tempranas corresponden a un segundo grupo de eventos efusivos antecedentes a los volcanes Tláloc y Telapón.

c) Intermedias-Tardías

Son un conjunto de lavas que se emplazan desde los 3560 msnm y se encuentran más cerca de las estructuras principales, se emplazan en ambas vertientes; en la del E existe una mayor concentración de unidades, mientras que el W es menos representativa. En ambos casos, la morfología es lobular escalonada (Fig. 45).

Estos flujos se caracterizan por presentar longitudes entre 400 m y 5 km, su variabilidad está condicionada por volcanes, domos y otros flujos que obstaculizaron su avance; el espesor de estas coladas varía de 60 hasta 200 m en sus porciones más distales.

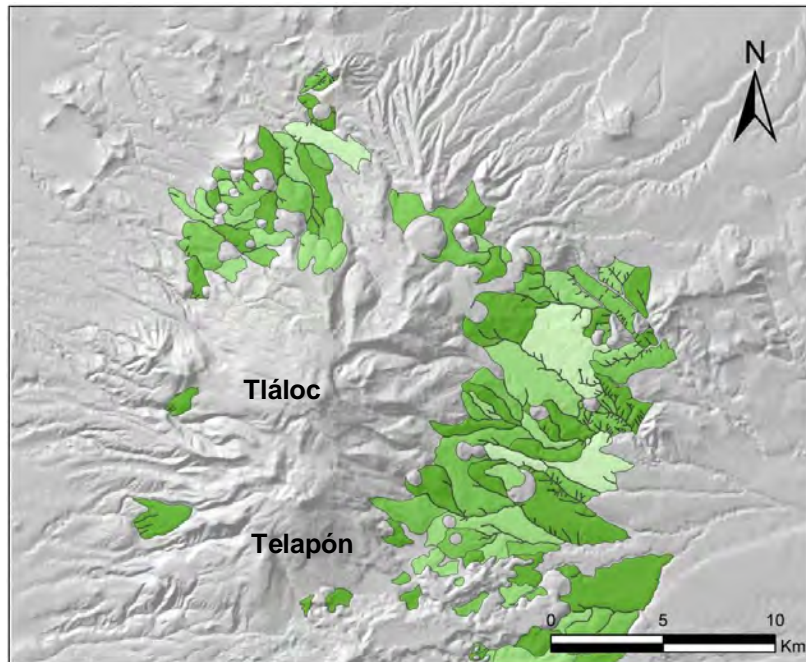


Figura 45. Las lavas Intermedias-Tardías se disponen de manera semiradial en torno a los volcanes Tiáloc y Telapón.

d) Tardías

Este conjunto de lavas representan el último evento efusivo del complejo, algunas de ellas pudieron haber sido contemporáneas con las del Tiáloc y Telapón. Se emplazaron en dos vertientes, NE y SW, en la primera de ellas, los flujos individuales se disponen con una morfología de lóbulo sobrepuestos unos con otros; de esta manera, definieron una morfología escalonada.

El segundo sector, se divide en dos grupos: el primero se caracteriza por la existencia de coladas que fluyen hacia el W, presentan una morfología lobular y tienen evidencia de erosión glaciar en sus laderas; muestran circos continuos con paredes francas con un desnivel de 300 m de altura, además es posible observar en su interior algunos depósitos morrénicos. En el segundo, existe un flujo que se

dispone hacia el S; se caracteriza por tener una forma tabular debido a que se vio interrumpido su avance al encontrarse con coladas más antiguas (Fig. 46).

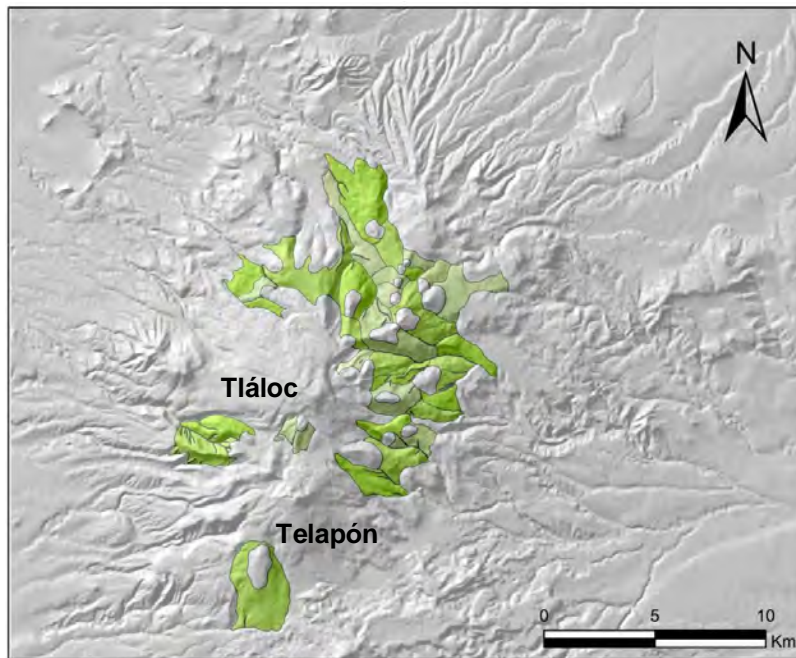


Figura 46. Las lavas tardías representan la actividad efusiva más reciente, algunos flujos son contemporáneos al emplazamiento de los volcanes Tlálloc y Telapón.

1.5 Formas asociadas al relieve volcánico acumulativo:

Estas estructuras pueden cubrir áreas o presentarse como elementos lineales, que se vinculan con los rasgos primarios de este relieve; en la zona de estudio se reconocieron llanos volcánicos, frentes de lava y leveés.

1.5.1 Llano Volcánico

Son superficies con morfologías subhorizontales, en algunas ocasiones pueden ser onduladas y ligeramente inclinadas. Estas depresiones se forman cuando las lavas dejan espacios al momento de *chocar* entre ellas, desvían su trayectoria y desarrollan formas de relieve negativas, las cuales se van rellenando de material piroclástico (flujos y caídas) proveniente de edificios cercanos. En la zona de estudio se reconocieron 30 llanos volcánicos que se ubican en la porción meridional, entre los volcanes Tlálloc, Telapón y Papayo (Fig. 47).

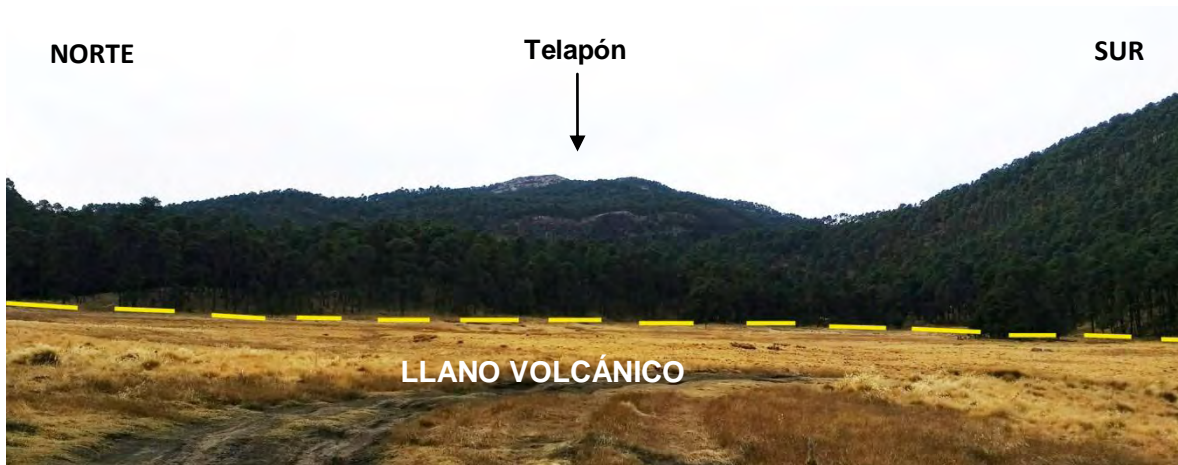


Figura 47. Llano volcánico Tlaloc, se encuentra entre los volcanes Tlálóc, Telapón y Yeloxochitl esta superficie fue rellenada de manera gradual por el aporte de detritos volcánicos y en los bordes por aluviones (Febrero, 2018).

1.5.2 Frentes de lava (escarpe)

Se trata de laderas con cambios abruptos en la inclinación, $> 45^\circ$; representan los límites frontales y laterales de los flujos de lava. Su origen se vincula con el enfriamiento que tienen las coladas al momento de detenerse; en otros casos, se asocia a los cambios de velocidad generados por los desniveles en la topografía (Fig. 48).



Figura 48. Margen de flujo de lava denominado Temprano, su origen se vincula con los cambios de velocidad generados por el desnivel del relieve preexistente, la flecha en amarillo indica el cambio en la inclinación por topografía antecedente.

1.5.3 Leveé

Se trata de bordes que se emplazan en dirección del flujo; estos se originan por el enfriamiento diferencial que sufren las paredes laterales mientras el centro continúa su trayecto. Estas formas de relieve son consideradas rasgos primarios, su existencia se vincula con lavas recientes. En la zona de estudio, se localizaron leveés en el sector meridional y se encuentran asociados a las coladas del volcán Papayo (Fig. 49).

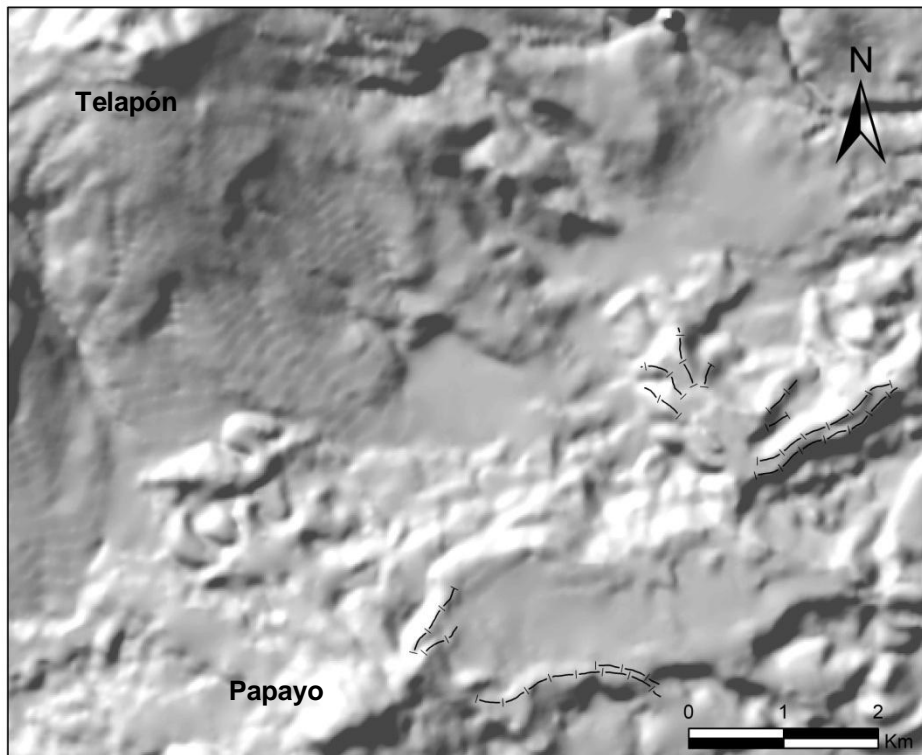


Figura 49. Leveés asociados a los flujos de lava del Papayo.

2. Volcánico Explosivo

Son morfologías asociadas a eventos eruptivos violentos generados por magmas ácidos e intermedios con un alto contenido de gases y volátiles. El resultado de este estilo eruptivo está representado por formas de relieve que pueden ser *positivas* o *negativas* (Schmincke, 2004). En la zona de estudio se vinculan con conos de escoria y escarpes de explosión.

2.1 Destructivo

Se refiere a la forma del relieve *negativa* que resultó de una actividad violenta que produjo el colapso parcial de la ladera E del volcán Tláloc debido a una inestabilidad dentro de la estructura.

2.1.1 Cicatriz de colapso

En la zona de estudio se reconocieron dos estructuras de colapso con forma de *herradura* (Fig. 50). La primera, se localiza al E del volcán Tláloc y presenta un borde sinuoso abierto hacia el oriente; su perímetro es de 3.2 km y su arco de 2.1 km, el desnivel entre el borde superior y el fondo es de 180 m y las laderas presentan una inclinación $> 45^\circ$. El colapso volcánico que dio origen a la cicatriz esta datado en < 129 Ka (Macías et al., 2012).

El segundo arco de colapso, se localiza al NE, su perímetro alcanza los 5.7 km y es de morfología sinuosa con salientes pronunciadas, su arco es de 2.3 km, la amplitud entre el escarpe superior y el fondo es de 320 m de altura y las laderas presentan una fuerte inclinación ($>45^\circ$). El origen de esta forma de relieve se vincula con la destrucción de los flancos N y E del antiguo edificio del Tláloc.

En el Último Máximo Glacial las cicatrices de colapso, estuvieron ocupadas por masas de hielo que dejaron su impronta en las paredes (laderas pulidas y cumbres con morfología de crestas asimétricas) y a su interior morrenas.

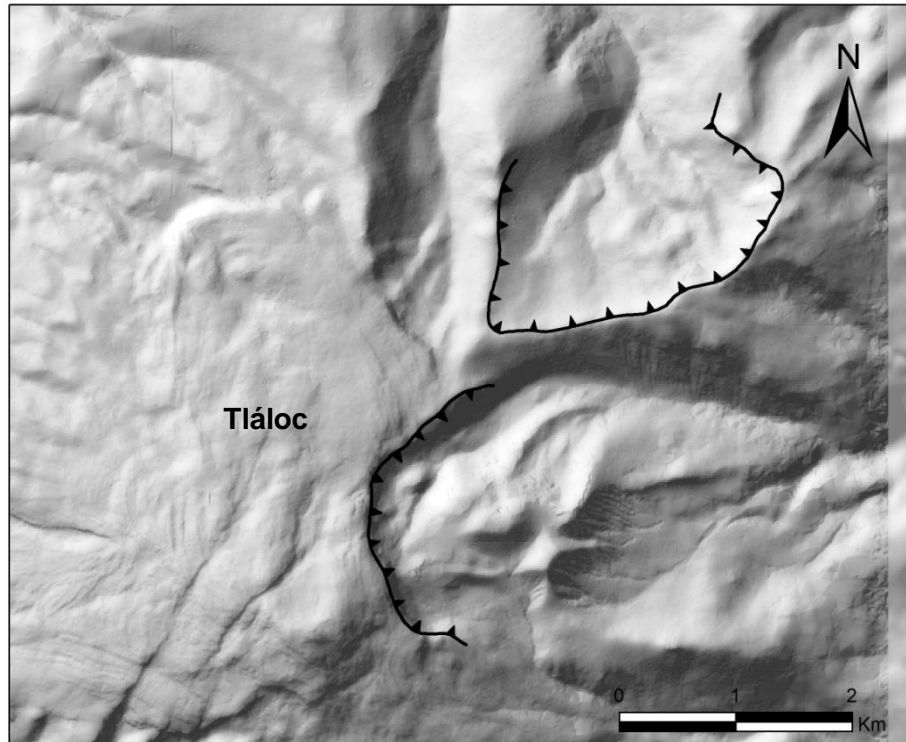


Figura 50. Cicatrices de colapso en el volcán Tláloc, ambas estuvieron ocupadas por masas de hielo durante el Último Máximo Glacial.

2.2 Constructivo

El estilo eruptivo explosivo también es un mecanismo de formación del relieve; esta se produce cuando los materiales expulsados se acumulan sobre la superficie, edificando nuevas morfologías.

2.2.1 Cono de escoria

Estas estructuras tienen morfología de cono truncado, se forman a partir de la acumulación de piroclastos que se depositan en torno a un conducto. Estos edificios ocupan áreas pequeñas debido a la poca cantidad de materiales expulsados; los conos de escoria de la zona de estudio no presentan cráter ya que fueron cubiertos en su totalidad por piroclastos emitidos durante su último evento eruptivo, además de escombros provenientes de volcanes cercanos. En el Complejo Volcánico Tláloc-Telapón se reconocieron dos formas de este tipo,

ambas se localizan en el sector SW; cada uno de ellas ocupa un área cercana a 1 km² (Fig. 51).

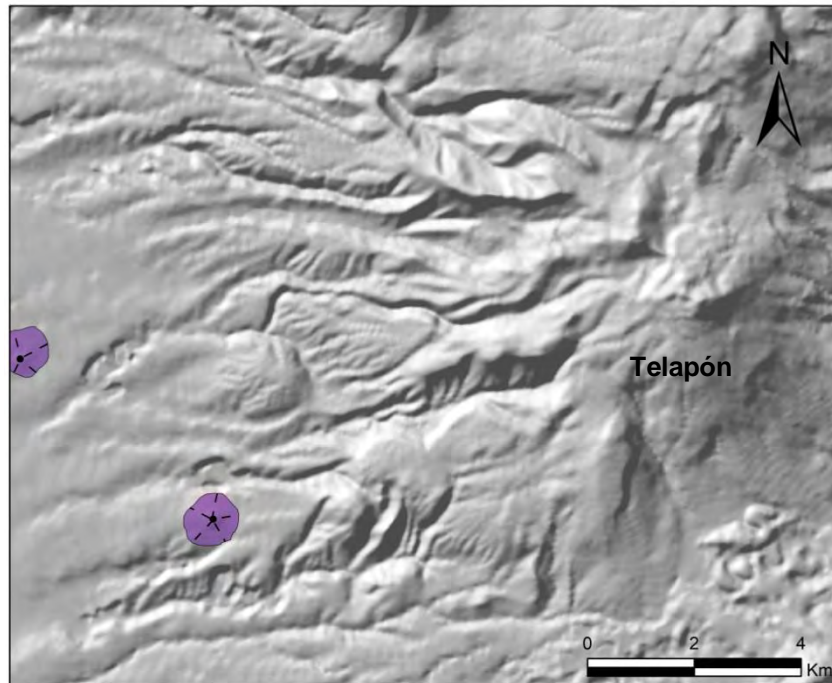


Figura 51. Los conos de escoria se localizan al W del Telapón, su cima está cubierta por diferentes depósitos.

2.2.2 Rampas piroclásticas

Se trata de superficies originadas por la acumulación de grandes volúmenes de escombros volcánicos que cubren de manera total o parcial las formas de relieve preexistentes (lavas Tempranas) y dan como resultado laderas con morfología variada en inclinación orientación longitud y geometría; se caracterizan por ser superficies amplias, subhorizontales o ligeramente onduladas (Fig. 52).

Las rampas piroclásticas que se presentan en el CVTT se disponen de manera radial en las porciones distales de la zona de estudio. Por su parte, las asociadas a la vertiente W se caracterizan por una morfología de rampa ligeramente inclinada y ondulada; estas unidades, se relacionan con dos eventos explosivos ocurridos hace < 1 Ma (flujos de bloques y cenizas Chicoloapan- San Francisco Acuautla) (Lopez-Pizaña et al., 2012).

Por otro lado, las rampas de las vertientes NE y SW, se caracterizan por ser superficies ligeramente onduladas que se componen de flujos de bloques-cenizas y material de caída (García-Tovar y Martínez-Serrano, 2011); estas unidades se relacionan con cinco erupciones explosivas < 44 Ka (Rueda et al., 2013).

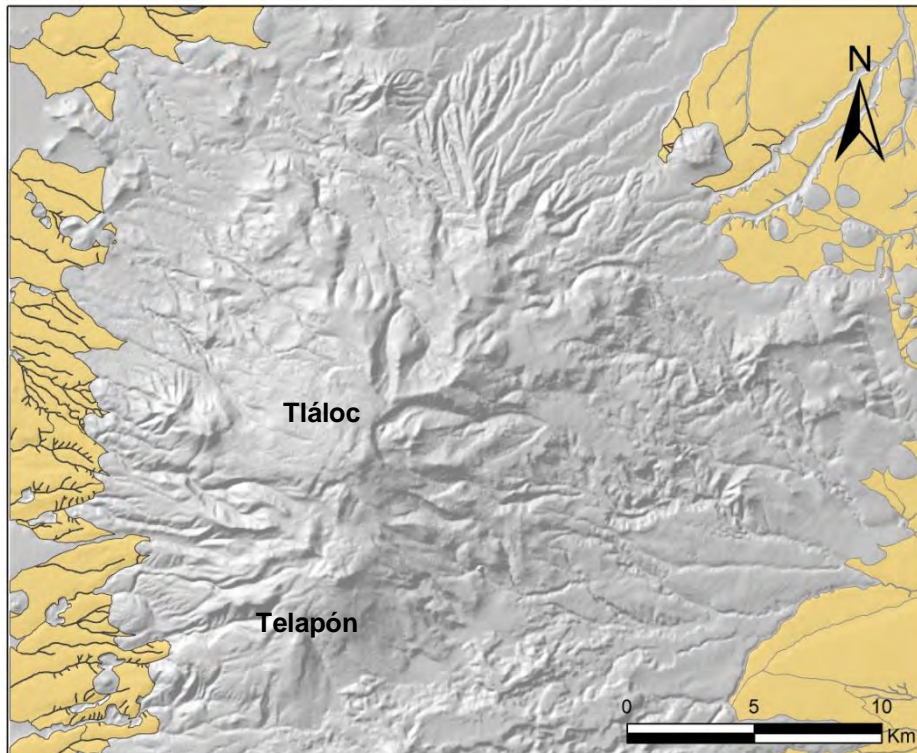


Figura 52. Rampas piroclásticas del CVTT, se distribuyen en ambas vertientes y sobreyacen a las lavas Tempranas.

3. *Relieve tectónico*

Se trata de relieves vinculados con la ruptura y desplazamiento del sustrato; de acuerdo a su movimiento, estos desplazamientos pueden ser normales y laterales. En la zona de estudio se reconocieron a partir de escarpes, morfolineamientos y movimientos relativos de estructuras volcánicas y deflexiones fluviales.

3.1 Fallas

Las fallas se consideran el resultado de un desplazamiento a lo largo de un plano vertical u horizontal, en el primer caso, los movimientos relativos se identifican como normales e inversos. En el segundo, se conocen como laterales y la dirección puede ser diestra o siniestra.

En la zona de estudio se identificaron fallas laterales, si bien el movimiento que predomina es el horizontal, pueden presentar un componente *normal* e *inverso*. En el primer caso fue posible identificarlos por la presencia de escarpes; en cuanto a los segundos su reconocimiento fue difícil debido a la falta de expresión morfológica; no obstante, el trazo principal se continuó en el mapa considerando expresiones del relieve vinculadas estructuras de debilidad; la orientación general es NE-SW. De acuerdo a Ortuño *et al.* (2015), se clasificaron como *cola de caballo*, debido a que se ramifican de manera sinuosa a partir de una principal.

Las fallas cortan la lava en la cima del volcán Tláloc y la divide en tres segmentos que se encuentran desplazados de manera lateral y vertical; estos movimientos se relacionan con la actividad tectónica originada por la Falla Tláloc-Apan (NE-SW); hay que mencionar que, los edificios volcánicos principales y algunas estructuras menores, siguen esta alineación (Huizar-Álvarez, 1999; García-Palomo *et al.*, 2002).

3.1.1 Morfolineamientos

Se trata de trazas de fallas laterales con componente inverso, cubiertas por escombros volcánicos. En el mapa se trazaron al identificar relieves asociados como deflexiones fluviales, rupturas de pendiente, sucesión de estructuras volcánicas, rectitud de ríos y valles asimétricos, todos ellos, orientados al NE-SW al igual que los volcanes principales.

Las fallas de este tipo están asociadas al sistema Tláloc-Apan (García-Palomo *et al.*, 2002; García-Palomo y Macías, 2005). En general presentan un arreglo sinuoso y alcanzan longitudes que van de los 500 m a los 6.4 km (Fig. 53).

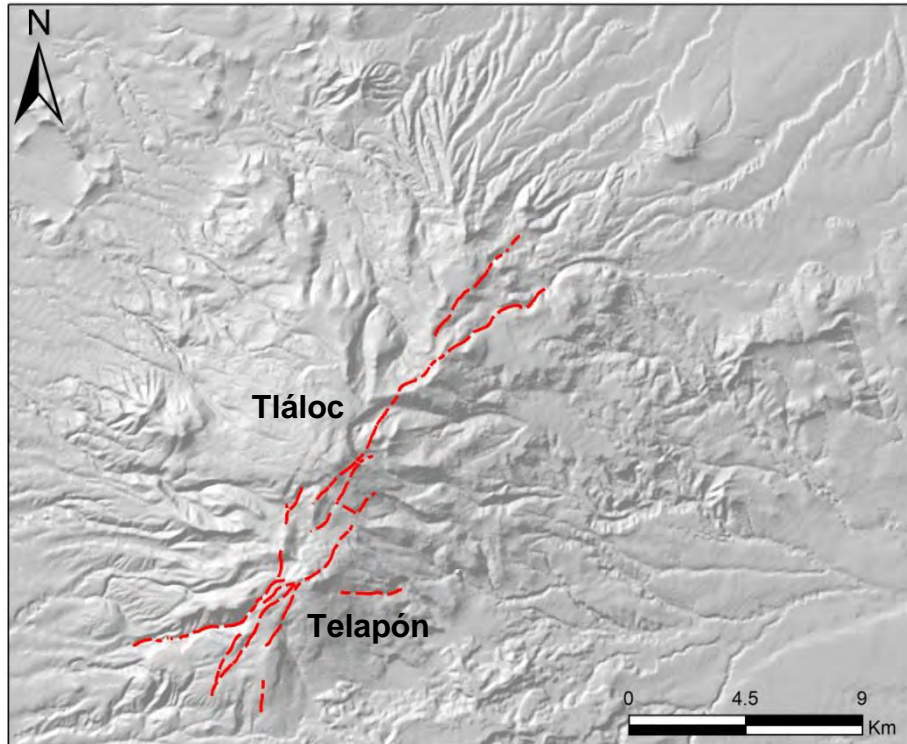


Figura 53. Sistema disyuntivo Tláloc-Apan (García Palomo *et al.*, 2002), en líneas continuas y discontinuas en color rojo se representan fallas laterales de componente inverso, cubiertos por lavas y escombros volcánicos.

3.1.2 Con escarpe

Se caracterizan por presentar un escarpe abruptos continuos en la cima de los volcanes Tláloc-Telapón y Yeloxochitl, así como en el sector NE de la zona de estudio; su existencia se asocia con movimientos de tipo normal en el sistema Tláloc-Apan, la edad de estas estructuras es pleistocénica (García-Palomo *et al.*, 2002; García-Palomo y Macías, 2005) (Fig. 54).

En la zona de estudio se reconocieron 15 escarpes de falla, con morfología rectilínea-sinuosa; sus paredes alcanzan los 120 m de altura, inclinaciones $> 45^\circ$ y sus longitudes varían entre los 450 m y 11.8 km. En campo se pudo observar que estas superficies se encuentran sujetas a procesos gravitacionales como es la caída de bloques (Fig. 55).

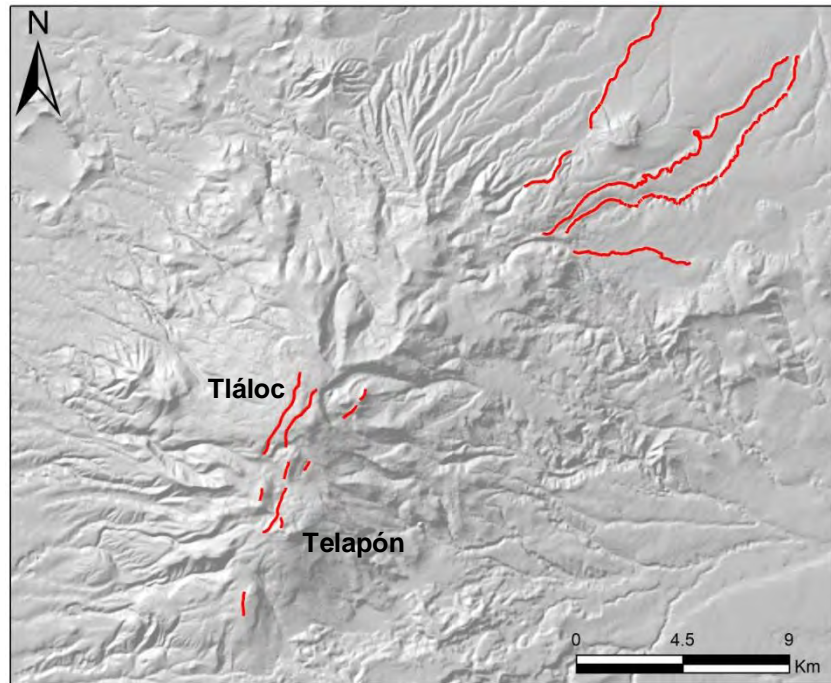


Figura 54. Sistema disyuntivo Tiáloc-Apan (García Palomo *et al.*, 2002), en líneas continuas en color rojo se representan fallas laterales con escarpe.



Figura 55. Escarpe de falla ubicado en la cima del volcán Tiáloc. Se observan bloques de diferentes tamaños que se han desprendido de las paredes rocosas debido a procesos de gravitacionales (Febrero de 2018).

3.1.3 Movimiento relativo

El sistema de fallas presente en el Complejo Volcánico Tláloc Telapón no presenta un solo movimiento. Al respecto, García-Palomo y Macías (2005), atribuyen una cinemática de dos tipos; la primera corresponde al Mioceno y se caracterizó por un movimiento lateral izquierdo que queda evidenciado en el desplazamiento que presentan los segmentos que constituyen el edificio del Tláloc (Fig. 56).

El segundo tuvo desarrollo en el Pleistoceno y es de tipo normal, se reconoció en los escarpes que se desarrollan en la cima del volcán Tláloc. A esto se pueden sumar fallas y lineamientos menores reconocidos por la alineación de estructuras volcánicas que siguen la traza de la Falla Tláloc-Apan (García-Palomo *et al.*, 2002).

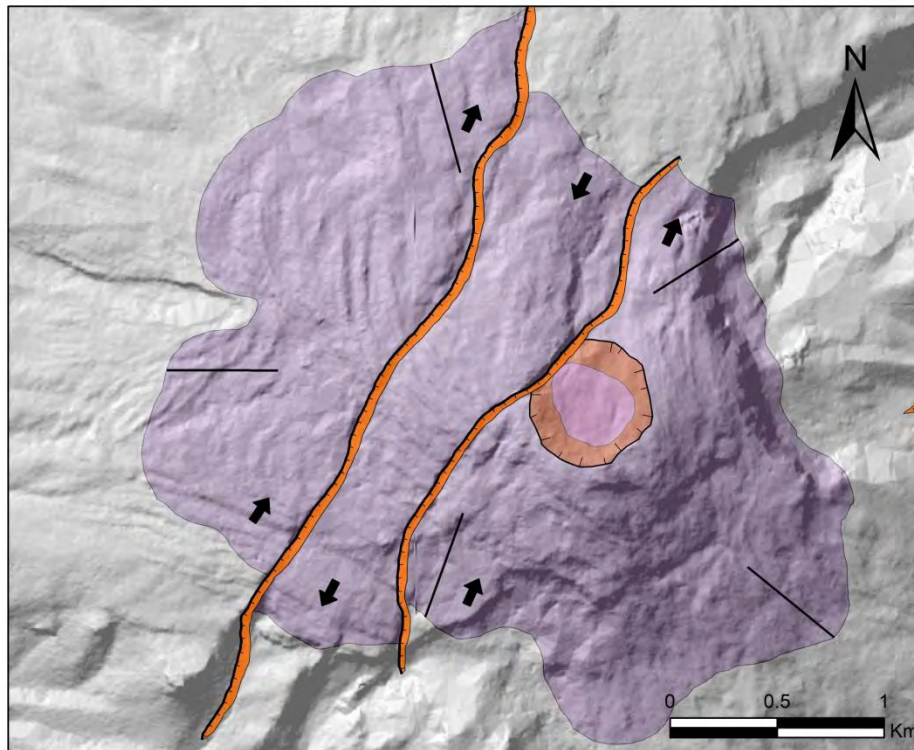


Figura 56. Volcán Tláloc fragmentado en tres partes debido a los movimientos laterales asociados al sistema Tláloc-Apan. Las flechas negras indican la dirección de los desplazamientos. Los escarpes que están evidenciando el componente normal se representan en naranja.

RELIEVE ENDÓGENO MODELADO

En este rubro se consideran las formas de relieve originadas por fuerzas internas que en la actualidad han sido transformadas por la erosión; dando como resultado la pérdida de la morfología original; esta característica se relaciona con su edad relativa; a mayor tiempo de exposición de los agentes erosivos el modelado será más intenso.

4. Volcánico

Son formas del relieve generadas a partir de actividad efusiva y explosiva que han permanecido el tiempo suficiente para que los agentes modeladores modifiquen su morfología original. Los principales procesos erosivos se enmarcan bajo una dinámica fluvial y glacial, hecho que se ve reflejado en el desarrollo de un drenaje bien integrado.

4.1 Calderas: Purificación y Oyamel

Son edificios que en su interior presentan cráteres de grandes dimensiones (> 1 km de diámetro); formados por una actividad explosiva violenta. De acuerdo a su morfología se clasifican en dos tipos; las primeras se relacionan con un colapso vertical de la estructura en donde la cámara magmática se vacía de manera repentina, esto ocasiona el colapso de su parte cumbre, dando como resultado una depresión con morfología circular o semicircular.

De forma posterior al desarrollo del cráter, algunas calderas pueden reanudar su actividad mediante la emisión de domos y volcanes en el interior del edificio, este fenómeno se conoce como resurgencia caldérica (Branney y Acocella, 2015).

En la zona de estudio se reconocieron dos edificios caldéricos; ambos han perdido su morfología original y se encuentran parcialmente sepultados, por lo que se deduce que son estructuras antiguas. En sus bordes y al interior se reconocieron algunos domos que se vinculan con una resurgencia (Fig. 57). A continuación se explican los elementos que las integran.

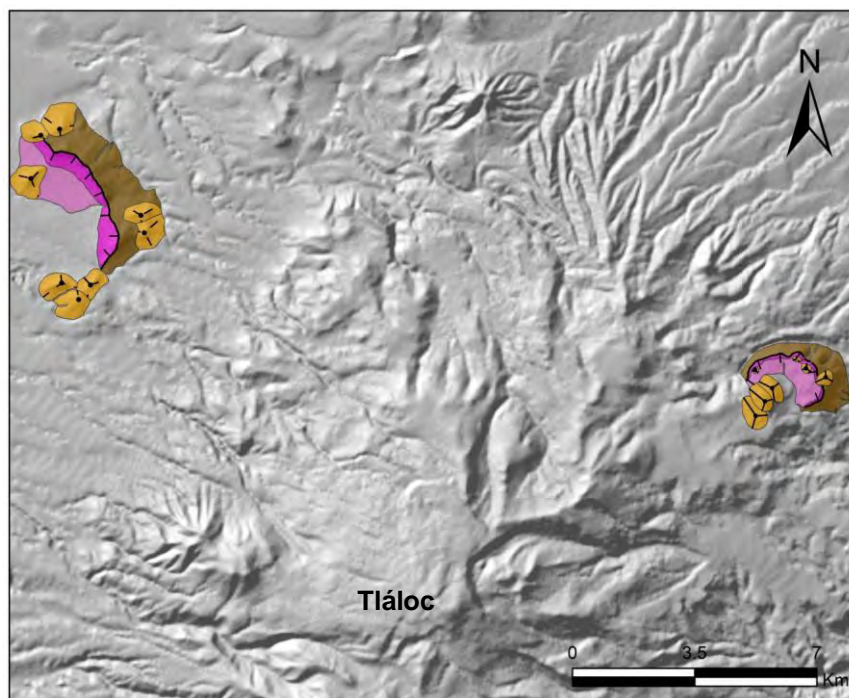


Figura 57. Calderas de la zona de estudio.

4.1.1 Laderas exteriores

Son estructuras de gran tamaño que representan las laderas originales de los edificios antes del colapso. La primera de ellas conocida como La Purificación, presenta una morfología de media luna con apertura hacia el SW, su origen se asocia al hundimiento de la cámara magmática. Por su ubicación, en una planicie aluvial-lacustre (planicie de Texcoco), su actividad pudo haber sido freatomagmática. Esta caldera es un foco emisor de flujos piroclásticos que han sido clasificados como rampas tempranas y que forman parte del Complejo Volcánico Tiáloc-Telapón. Se localiza en el sector NW, ocupa un área de 4 km² y su altura es de 280 m (Fig. 58).

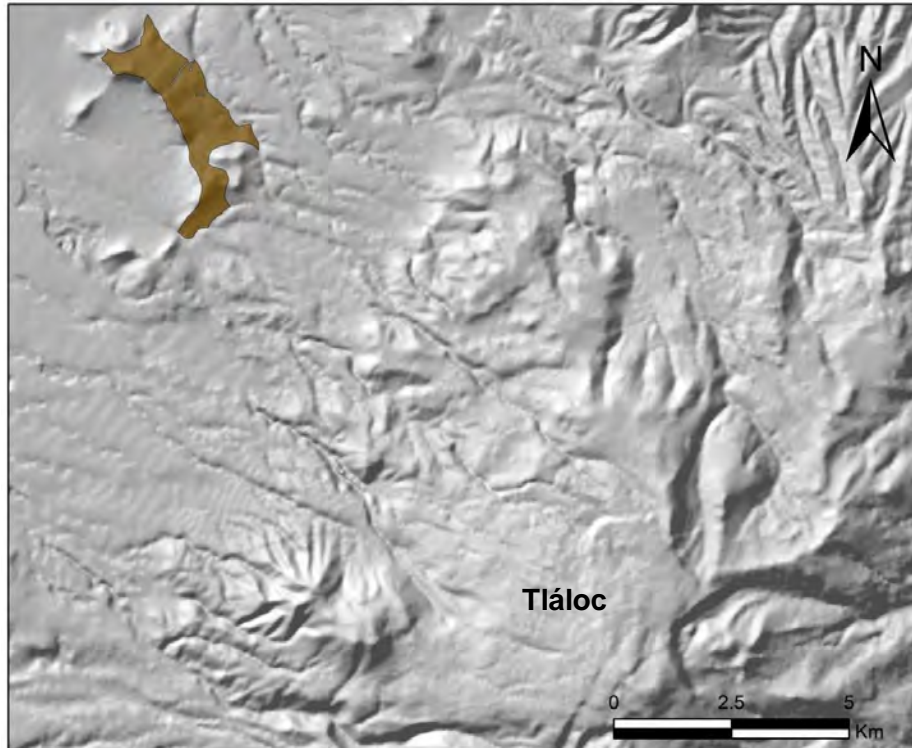


Figura 58. Sobre las laderas exteriores de la caldera La Purificación, se ha desarrollado un drenaje radial que ha modificado la morfología original.

El segundo edificio es el de Oyamel, se ubica al E del volcán Tlálóc; su origen se asocia con el colapso lateral de la estructura y posterior erosión, hecho que se explica por la configuración de sus laderas que presentan una morfología semicircular en herradura con apertura al S. Ocupa un área de 2 km² y la altura del edificio es de 340 m en su porción más alta y 120 m en la más baja. A través de su morfología se infiere que es una estructura antigua, presenta un drenaje radial denso que está desmantelando todo el edificio, las lavas emitidas forman parte de los eventos efusivos intermedios y que contribuyen a la evolución del CVTT (Fig. 59).

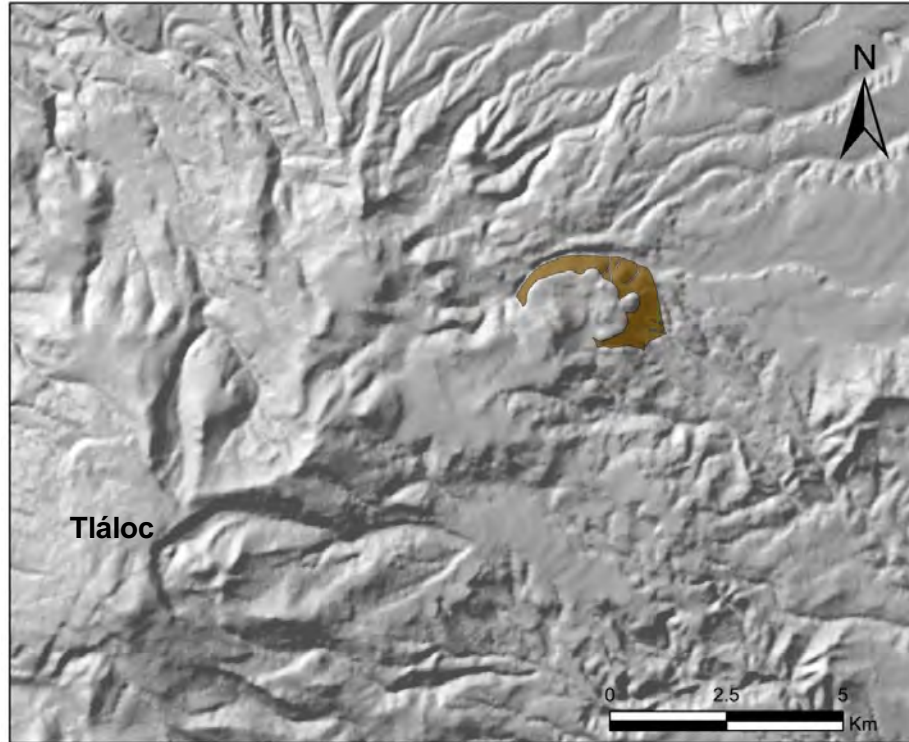


Figura 59. La caldera Oyamel se localiza el E del Tiáloc, presenta una morfología semicircular producto del colapso de su ladera sur; sus laderas exteriores soportan un drenaje radial denso que ha ocasionado la pérdida de la morfología original.

4.1.2 Atrio

Son las laderas interiores del cráter caldérico, con geometría semicircular a manera de embudo. Las que corresponden a la caldera Purificación, ocupan un área de 2 km^2 , una longitud de 5 km; y una inclinación que varía de 30° a 40° (Fig. 60); por su parte, la de Oyamel ocupa un área de 1 km^2 , 4 km de longitud; y una inclinación entre 13° y 15° (Fig. 61).



Figura 60. Atrio de la caldera La Purificación, la flecha indica un domo que se puede asociar a una resurgencia (Febrero, 2018).

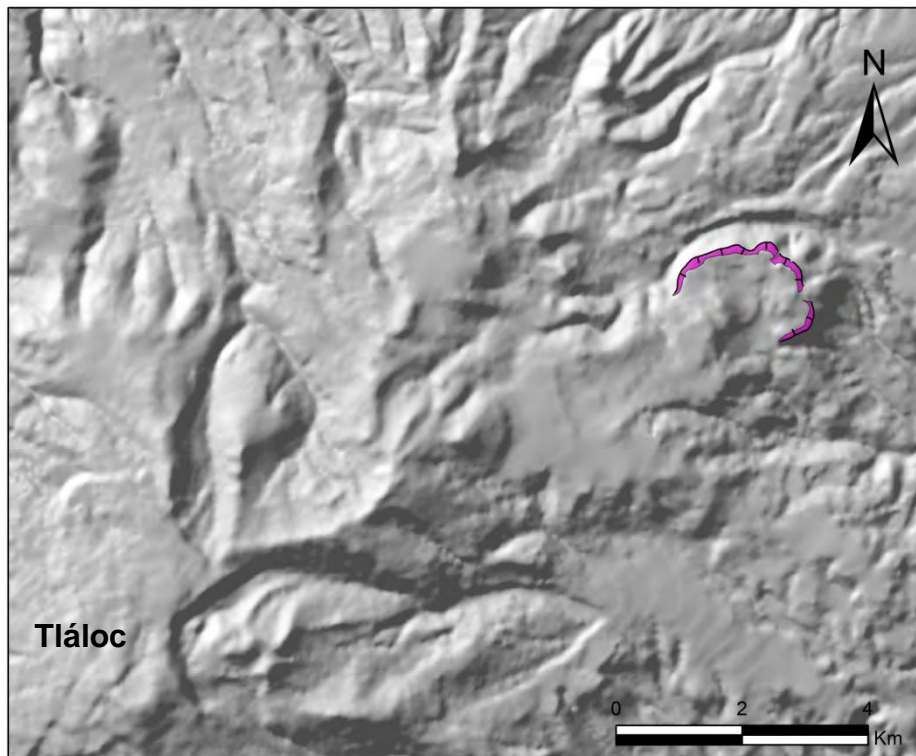


Figura 61. El atrio de la caldera Oyamel presenta una morfología semicircular, sinuosa producto de las explosiones ocurridas a su interior.

4.1.3 Fondo

Es la porción más deprimida del cráter, son superficies con morfologías subhorizontales, ligeramente inclinadas y onduladas; estas pueden estar constituidas por lavas, material de caída y aluviones, los cuales suavizaron su geometría.

El fondo asociado a la caldera La Purificación se dispone de manera irregular (visto en planta) y ocupa un área de 2 km². El de Oyamel es semicircular y alcanza un área de 1km². Al interior no existe erosión fluvial importante, esto se explica por el constante depósito de escombros volcánicos de caída provenientes de otras estructuras, este terreno tiene una inclinación promedio < 5° (Fig. 62).



Figura 62. El fondo de la caldera La Purificación presenta una morfología subhorizontal ligeramente inclinada que se originó a partir del depósito de escombros volcánicos (Febrero, 2018).

4.2 Volcanes de lava

Estas estructuras se forman por el emplazamiento de potentes secuencias de lava de composición básica e intermedia. En la zona de estudio se reconocieron 92 edificios; los cuales se asocian con las etapas Tempranas-Tardías del Complejo Volcánico. En general, presentan un arreglo pseudoradial, mientras que en el sector NE se reconoció una alineación que se orienta con respecto a la Falla Tláloc-Apan (NE-SW) (Fig. 63).

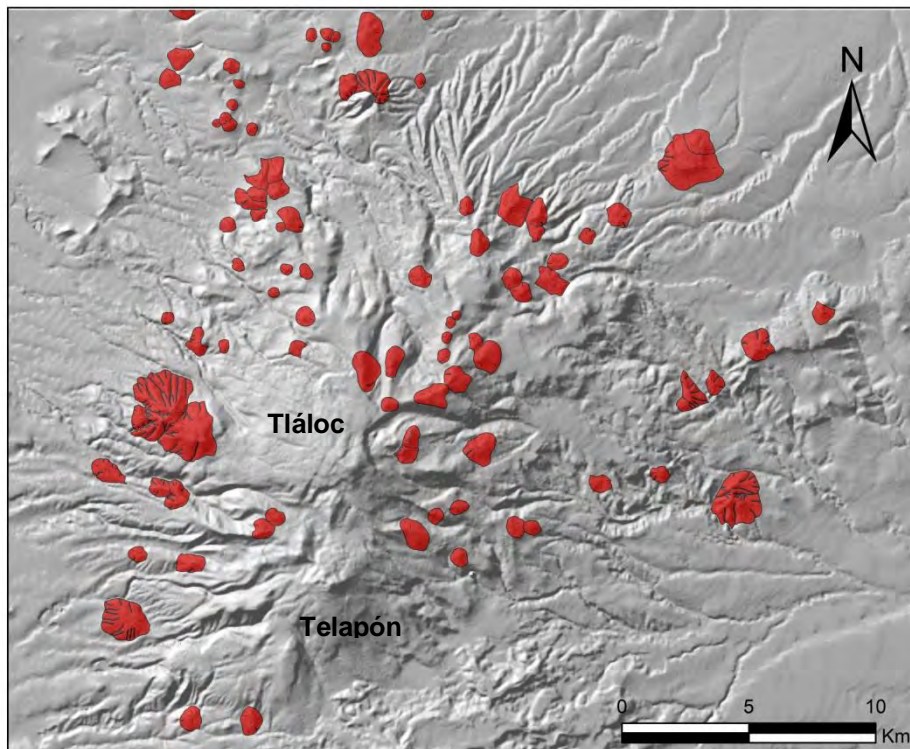


Figura 63. Los volcanes de lava presentan un arreglo ortogonal, su ubicación está controlada por la existencia de la Falla Regional Tláloc-Apan (NE-SW). A esta disposición existen otras estructuras de debilidad que cortan de manera perpendicular la falla principal y propician el emplazamiento de otros edificios.

4.3 Domos

En la zona de estudio se reconocieron 23 estructuras de este tipo, presentan una morfología de cúpula, originada por la acumulación de flujos de lava viscosos, emitidos en torno a un centro eruptivo. Estos se presentan sin arreglo aparente

entre los sectores NW y SE, sus rasgos de erosión fluvial quedan evidenciados en la red de drenaje radial y semiradial que los modela (Figura 64).

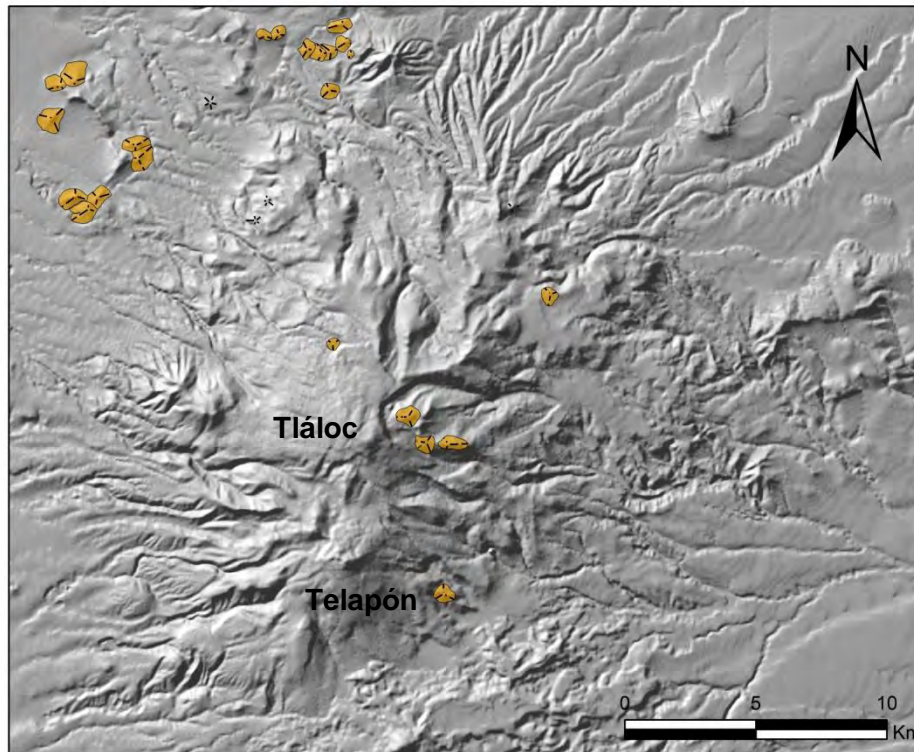


Figura 64. Estructuras dómicas con morfología de cúpula emplazadas en las porciones NW y SE.

4.4 Volcanes parcialmente sepultados

Estas estructuras se emplazan muy cerca de la planicie de la cuenca de México (occidente) y la de Puebla-Tlaxcala (oriente), su posición altitudinal favoreció que cubiertas piroclásticas y lavas provenientes de otros conos, localizados a un nivel altitudinal mayor, los cubrieran parcialmente. Estos edificios se caracterizan por presentar un intenso modelado fluvial que se reconoce por la existencia de cauces > 20 m, que en algunos casos han alcanzado las cimas. De manera general, se distribuyen sobre las vertientes W y E de la zona de estudio, la mayoría de estos se ubican en la porción oriental (Fig. 65).

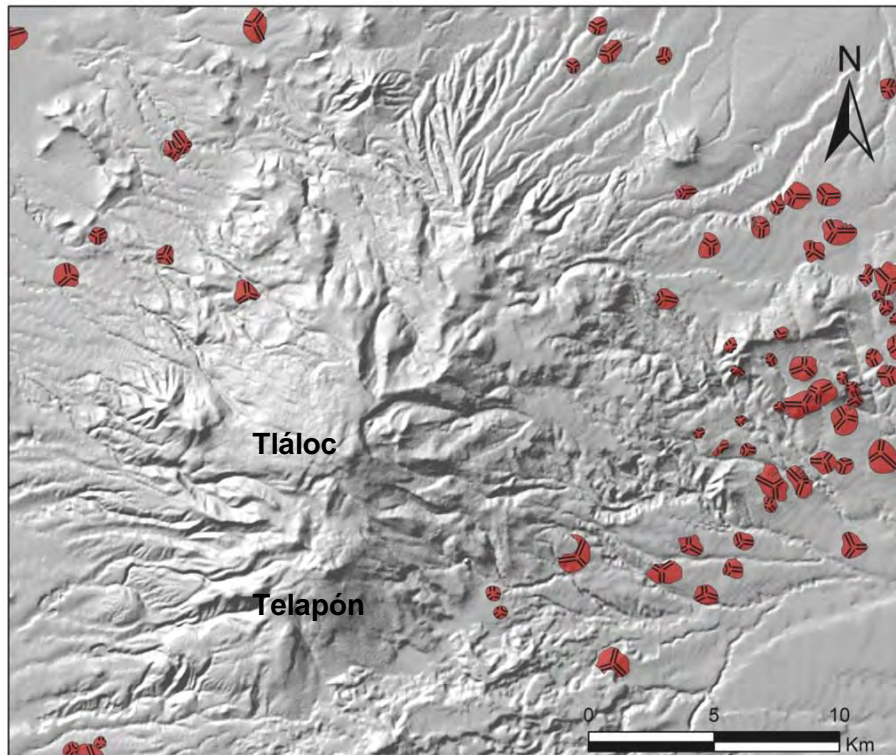


Figura 65. Volcanes parcialmente sepultados, se distribuyen en las vertientes E y W.

4.5 Volcanes intensamente modelados

Se trata de estructuras volcánicas que han perdido su morfología original debido a los procesos erosivos que afectan la mayor parte del edificio, a esta característica se suma la existencia de cubiertas piroclásticas y lavas, provenientes de otros focos eruptivos, que suavizaron su morfología. En la zona de estudio se reconocieron dos estructuras con estas características y su aspecto es de cresta (Fig. 66).

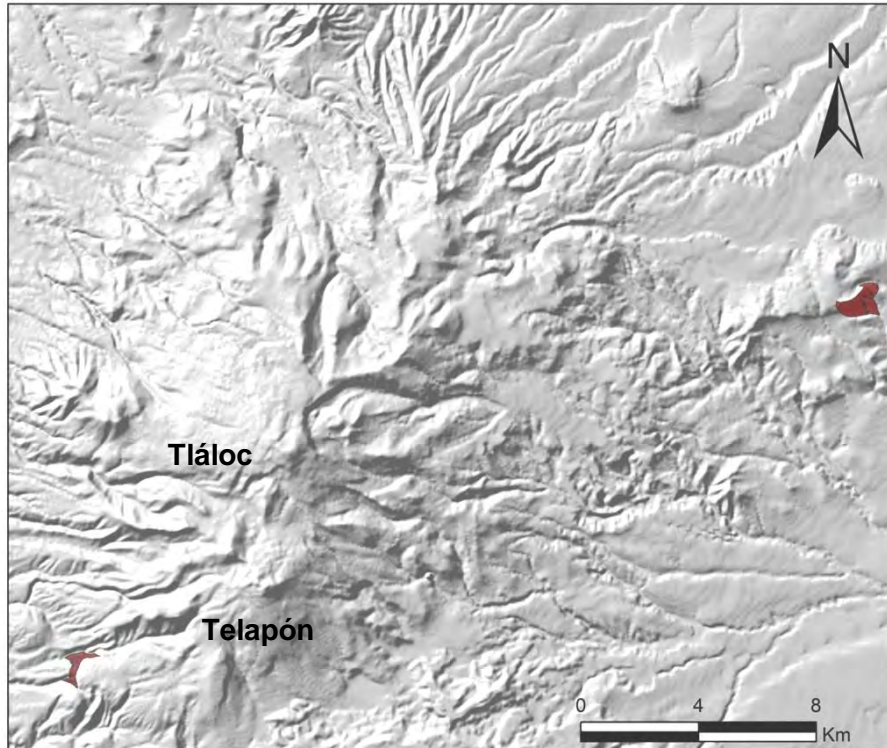


Figura 66. Los volcanes intensamente modelados presentan una morfología de cresta y se localizan en el extremo SW y en el E.

RELIEVE EXÓGENO

En este apartado se analizan las formas de relieve asociadas a la dinámica erosiva y acumulativa (gradación); su origen se vincula con la competencia de las rocas responsable de la erosión-depositación. A lo anterior se suma la composición litológica, la edad, su inclinación, orientación y características climáticas como la humedad, temperatura y precipitación (intemperismo).

5. Erosivo fluvial

En este rubro se incluyen todas las morfologías negativas que deben su origen a la acción erosiva que ejercen los ríos sobre el sustrato, la cual conlleva al desarrollo de valles con profundidad, anchura y longitud variables en respuesta al tipo de relieve en que se desarrollan y a la competencia que pueden presentar los materiales a ser removidos.

5.1 Valles:

Son incisiones lineales creadas por la acción erosiva de los ríos sobre las formas de relieve; estos se caracterizan por presentar una morfología de V y escurrir en favor de la pendiente. En la zona de estudio, en particular, en los terrenos cumbresales el drenaje define un patrón radial como respuesta al control de los volcanes escudos. Existen otros diseños que varían en función de la morfología y orientación de las laderas. El patrón dendrítico es el que predomina, sus diseños se analizan con base en los criterios de Guerra-Peña (1980) (Fig. 67).

- Radial: Se caracterizan por tener un comportamiento centrifugo, donde los cauces parten de una cima o punto elevado y drenan hacia la periferia. Con base en lo anterior se identificó este tipo de comportamiento fluvial en la zona de montaña, en particular en los volcanes Tláloc, Telapón y Yeloxochitl. Este diseño desaparece en el piedemonte volcánico de manera gradual.

- Dendrítico: La densidad de afluentes es su principal característica, su aspecto es parecido a la fronda de los árboles, en donde cada rama es equivalente a un cauce. Su presencia refleja la existencia de una litología homogénea y sugiere la ausencia de rasgos estructurales de control. En la zona de estudio se dispone sobre lavas sobrepuestas (piedemonte volcánico), cubiertas por potentes capas piroclásticas que cubren las coladas y las estructuras disyuntivas. Los escombros volcánicos al ser competentes a la erosión facilitan el desarrollo de este tipo de diseños.

- Subdendrítico: Este patrón de drenaje se caracteriza por una densidad de afluentes menor en comparación con el arreglo anterior. Esta red fluvial se desarrollo sobre coladas de lava recientes cubiertas por someros mantos piroclásticos que integran el sector N del piedemonte volcánico; así como en flujos antiguos cubiertos por depósitos de material de caída que se asocian al piedemonte erosivo.

-Subparalelo: Este arreglo se caracteriza por presentar corrientes que guardan una distancia entre sí, mientras que sus afluentes son cortos y se intersectan con un ángulo de pequeña amplitud; su desarrollo se vincula con rampas extensas, una inclinación regular, una morfología homogénea o un contacto litológico-geomorfológico. Es característico del piedemonte erosivo de la vertiente oriental.

- Modificado: Se trata de cauces modificados por el ser humano, en este marco se ha modificado su curso original, se han canalizado y se han entubado. Se localizan en la planicie proluvial-aluvial-lacustre de Texcoco.

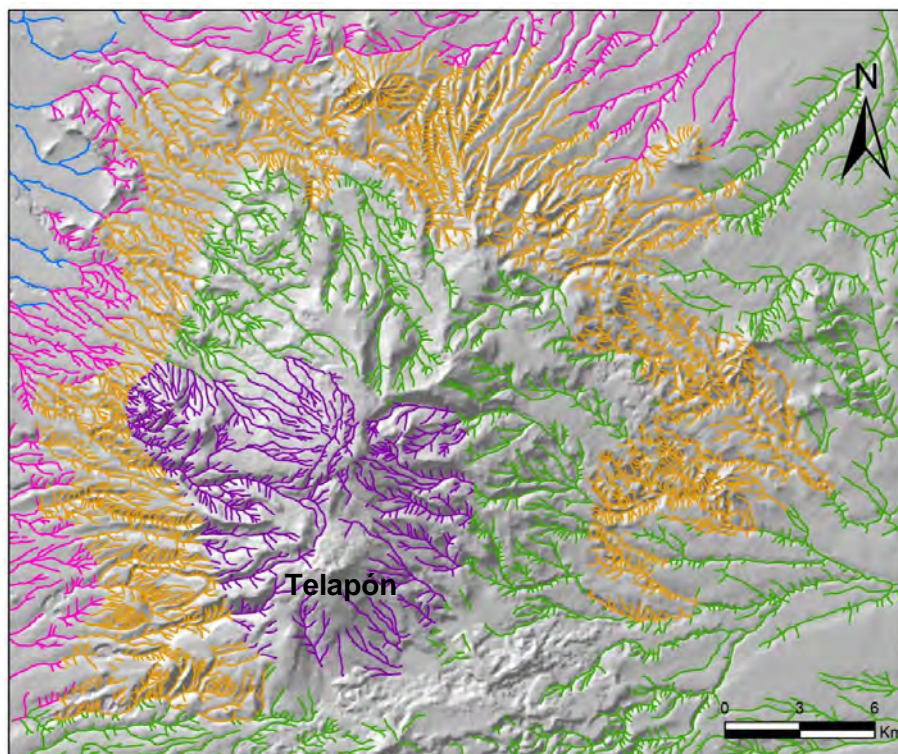


Figura 67. Patrones de drenaje: Radial (morado), dendrítico (naranja), subdendrítico (verde), subparalelo (rosa) y modificado (azul).

Con base en un criterio geomorfológico y de acuerdo a su profundidad, los valles de la zona de estudio se clasificaron de la siguiente manera:

5.1.1 < 20 m

Las cárcavas son las formas que se consideran en este rubro y se consideran formas menores de relieve fluvial erosivo y se integran a las corrientes fluviales principales. El perfil transversal de los valles es en V, lo que indica una erosión intensa.

Hay que mencionar que este tipo de valles se asocia con la erosión remontante (saltos de cabecera), de ahí se explica su proximidad a los interfluvios (Fig. 68).



Figura 68. Cárcava < 20 m, se observa la morfología en V, asociada a la erosión vertical producto de un contacto litológico (Febrero, 2018).

5.1.2 > 20 m

En este apartado se analizan las formas mayores del relieve erosivo fluvial (barrancos y valles). Estas estructuras se definen como depresiones alargadas, profundas de fondo amplio en *V* o en *U*. Su presencia en el terreno se relaciona con estructuras disyuntivas y contactos geológico-geomorfológicos. La densidad de afluentes está en función de la permeabilidad de las rocas y su competencia a la erosión, la orientación de las laderas y en conjunto definen patrones de drenaje. Se arreglan en cuencas fluviales que pueden ser endorreicas (cuenca de México) o exorreicas (cuenca Puebla-Tlaxcala) (Fig. 69).

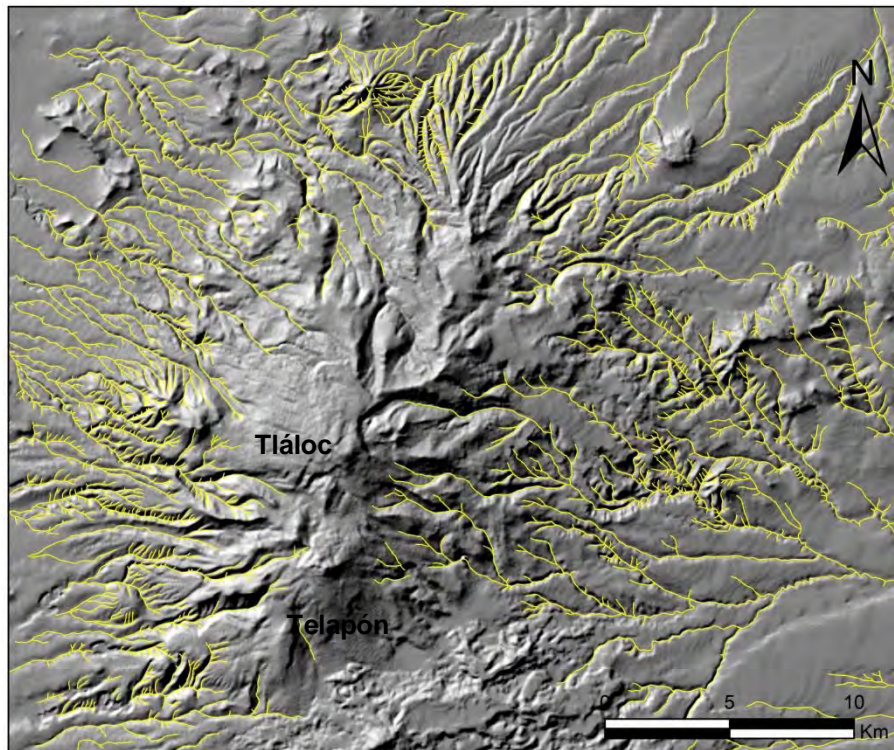


Figura 69. Valles > 20 m, la densidad de barrancos y valles en la ladera occidental (cuenca de México) es mayor, debido a que existen potentes cubiertas piroclásticas poco consolidadas que facilitan el desarrollo de cauces. La vertiente oriental, presenta mantos detriticos someros y coladas de lava más expuestas, que no favorecen el desarrollo de ríos afluentes, no obstante es la vertiente que recibe los vientos húmedos del golfo.

6. Acumulativo fluvial

El relieve deposicional que incluí en este apartado son los abanicos, los valles de fondo plano (lecho de inundación) y planicies. En todos ellos predomina la sedimentación sobre la erosión. Los primeros se originan en el momento que existe un cambio de inclinación y morfología, es decir, de un relieve abrupto a un subhorizontal; este cambio, propicia la formación de un cono detrítico.

Con respecto a los valles de fondo plano, su dinámica está controlada por la cercanía al nivel de base local en donde el poder erosivo disminuye; por lo tanto, el proceso que predomina es la acumulación y la formación de un lecho de inundación. Con respecto a la planicie su origen es complejo y sobre ella se yuxtaponen procesos proluviales, aluviales, lacustres e incluso detritos volcánicos de caída.

6.1 Llanura de inundación y terrazas

Son formas de relieve que se desarrollan cuando el cauce está cercano al nivel de base local y no presenta el suficiente poder erosivo, lo cual favorece la acumulación de los materiales de acarreo fluvial; en este sentido suelen generar una morfología subhorizontal poco inclinada y de anchura variable. Dentro de la zona de estudio se pudieron identificar 34 Valles de fondo plano, que se ubican sobre el sector E (Fig. 70).



Figura 70. Llanura de inundación y terrazas, en estas formas de relieve predomina la dinámica acumulativa, como respuesta a una pendiente poco inclinada y a la cercanía con el nivel de base local (Febrero, 2018).

6.2 Abanicos aluviales

Son formas de relieve que se caracterizan por presentar una morfología de medio cono inclinado y un ápice en su porción más alta; su perfil longitudinal es cóncavo mientras que el transversal es convexo; en este sentido, su inclinación disminuye conforme se aleja de su foco. De manera general, su origen tiene relación cuando un río con alta carga de sedimentos pierde su confinamiento al llegar a un nivel de base local, planicies y valles de fondo plano, generando así que su material se deposite a manera de rampa. Hay que mencionar, que en la zona de estudio, este tipo de estructuras solo se localizan al oeste del Telapón (Lugo, 2011) (Fig. 71).

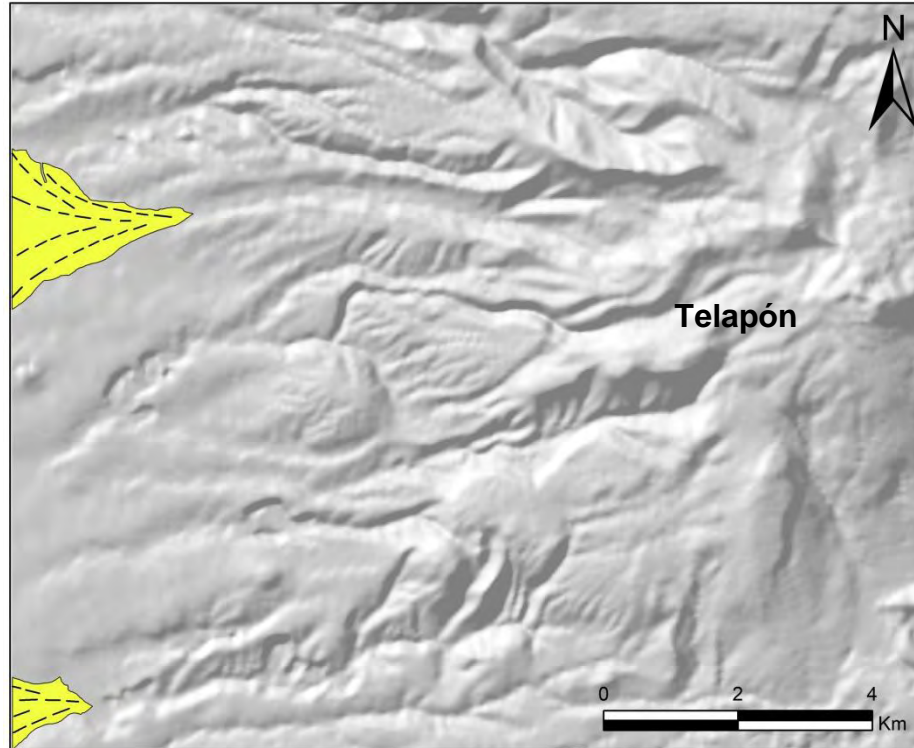


Figura 71. Abanicos aluviales, son resultado de la acumulación de detritos provenientes de la zona de montaña y piedemonte volcánico.

6.3 Planicie

Se caracterizan por ser superficies subhorizontales-onduladas-ligeramente inclinadas; que se ubican en las porciones norte y oeste de la zona de estudio. La más representativa de es la Planicie de Texcoco (NW del área de estudio);su origen es complejo y se asocia con el desarrollo de la Sierra de Chichinautzin, la cual obstruyó el curso de los ríos Cuautla y Cuernavaca, hace 700 000 años, concentrando en su interior depósitos fluviales, lacustres y detritos volcánicos (De Cserna *et al.*, 1988) (Fig. 72).

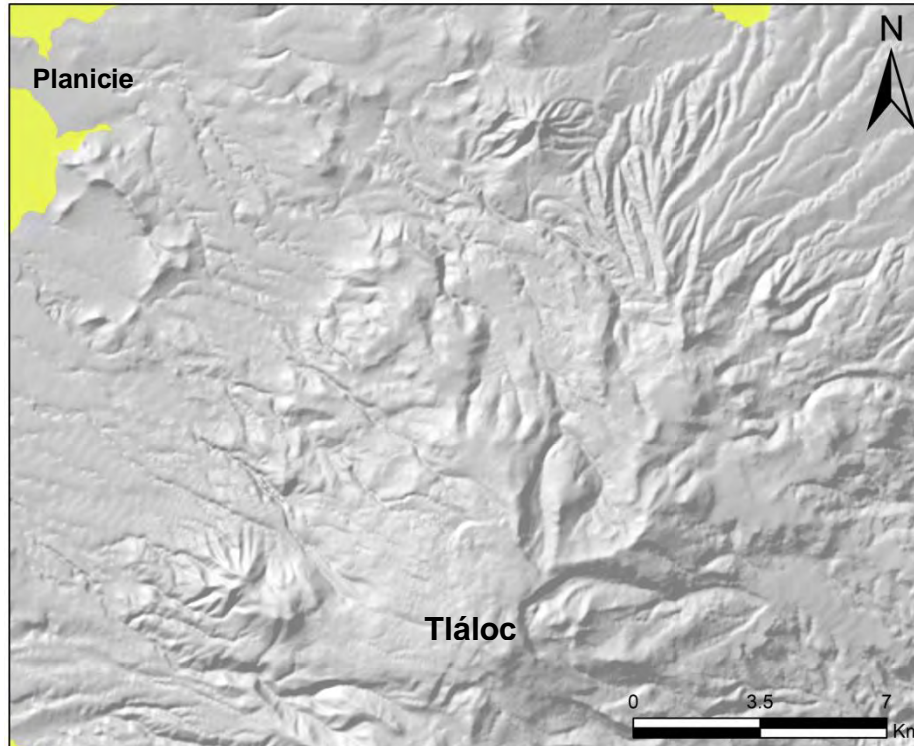


Figura 72. Las planicies son superficies subhorizontales-onduladas-ligeramente inclinadas las cuales han permitido la concentración de detritos volcánicos y fluviales.

7. *Erosivo glaciar*

En este apartado se incluyen todas las formas de relieve relacionadas con el avance y retroceso de los glaciares. Es importante mencionar que durante el desplazamiento de la masa de hielo sobre el relieve destruye (erosión), pule (abrasión) y rellena (sedimentación) (Lugo-Hubp, 2011).

Este tipo de relieve responde a condiciones climáticas del pasado las cuales se relacionan con el evento del Último Máximo Glacial que se desarrollaron entre los 14 y 18 Ka (Vázquez-Selem y Heine, 2004).

7.1 Circos:

Son morfologías a manera de anfiteatro, se originan sobre las laderas cercanas a las cimas de los volcanes Tláloc Telapón y Yeloxochitl. Este tipo de relieve es producto de la abrasión que ocasiona la masa de hielo al desplazarse en favor de

la pendiente; como resultado de este proceso se origina una superficie de geometría cóncava con laderas interiores de fuerte inclinación ($> 45^\circ$).

7.1.1 Continuos

Presentan una morfología de arco bien conservada y sin interrupciones por la erosión de cauces o procesos gravitacionales; estas formas de relieve son características de altitudes superiores a los 3 000 msnm; dentro de la zona de estudio se identificaron seis circos de este tipo, que se localizan en las vertientes E y W (Fig. 73).

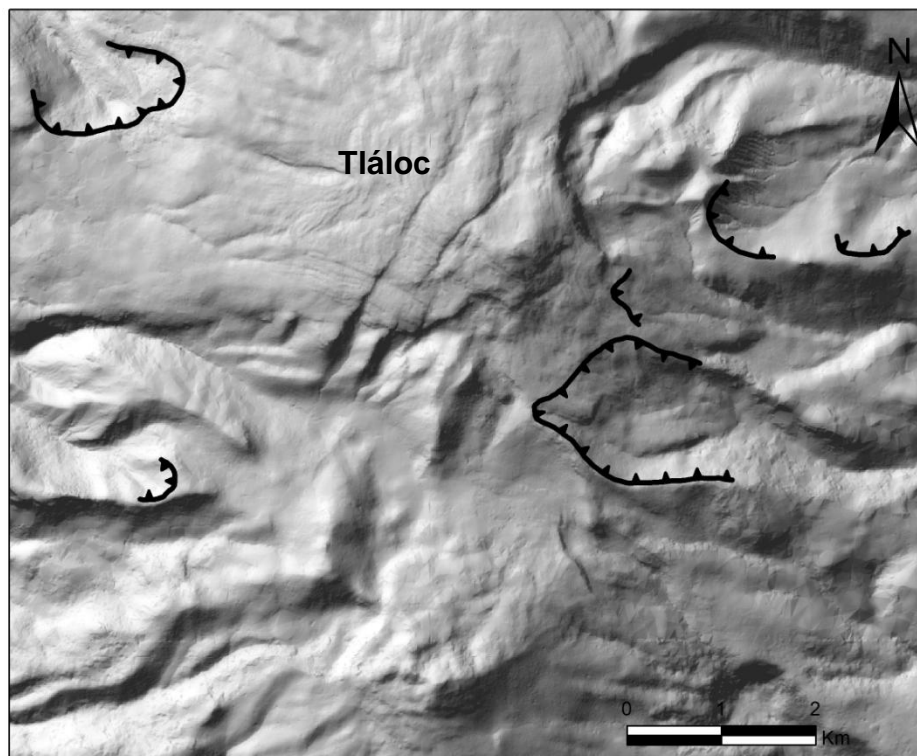


Figura 73. Circos glaciares continuos en el volcán Tláloc, presentan una geometría cóncava la cual fue ocupada por una masa de hielo durante el Último Máximo Glacial.

7.1.2 Discontinuos

Son formas de relieve con morfología de *media luna* cuya continuidad se interrumpe por la acción glacial, procesos gravitacionales o por cubiertas de piroclastos o lavas. También existe la posibilidad que se trate de estructuras antiguas que han perdido su fisonomía original, a partir de un continuo

desmantelamiento exógeno erosivo. Estos relieves son característicos de la vertiente oriental (Fig. 74).

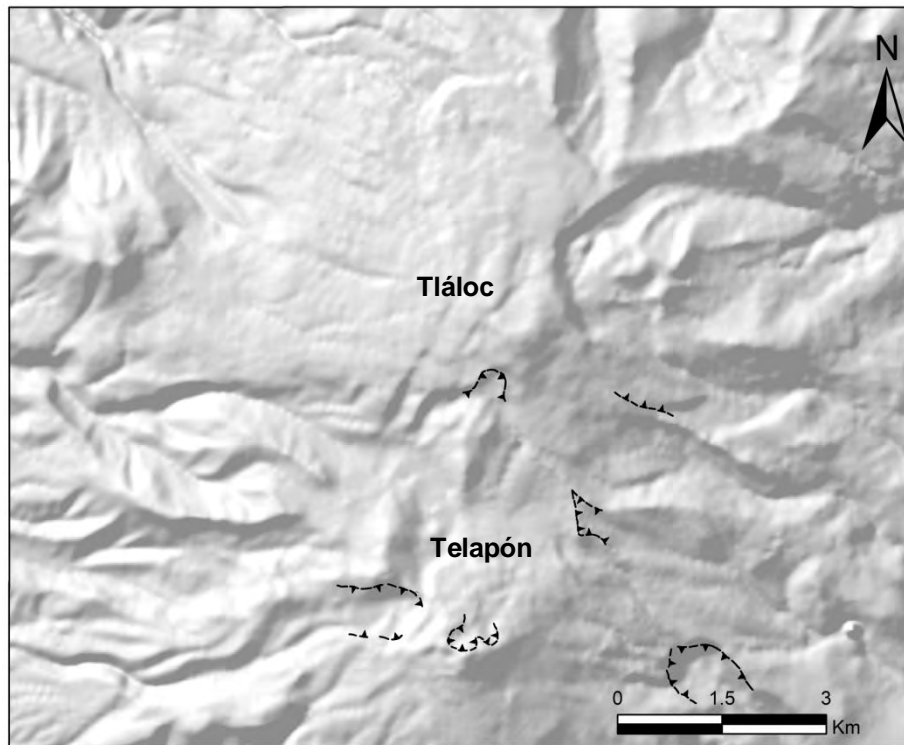


Figura 74. Circos discontinuos asociados al volcán Telapón.

7.2 Laderas con modelado glaciar

Son las incisiones originadas por los cuerpos glaciares cuando descienden por las vertientes de fuerte inclinación; en conjunto integran los valles glaciares cuya morfología, en corte transversal a la dirección de cauce, es en *U*. Dentro de la zona de estudio este tipo de relieve se ubica en las vertientes E y W de los volcanes Tláloc-Telapón-Yeloxochitl y en la ladera occidental se presentan hasta los 2780 msnm, mientras que en la oriental llegan a los 3020 msnm (Fig. 75).

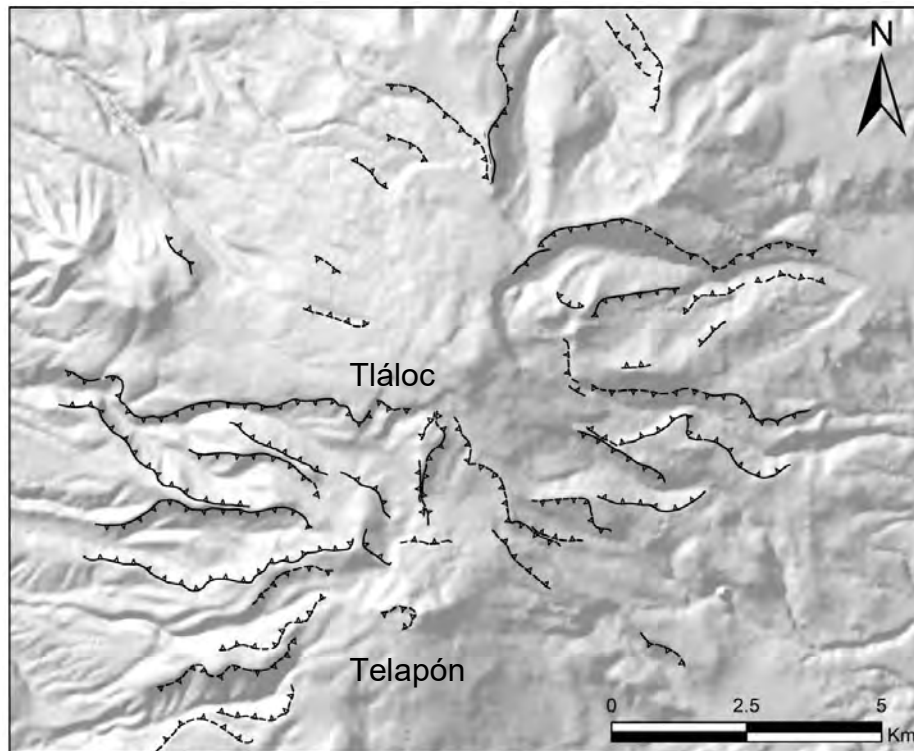


Figura 75. Valles glaciares, se constituyen de laderas de fuerte inclinación y que en conjunto definen una morfología en U.

7.3 Crestas glaciares con morfología:

Se definen como resaltes rocosos asimétricos o superficies cimera angostas de geometría convexa. En planta son semirectos, sinuosos o discontinuos y en algunas ocasiones representan la divisoria entre dos circos glaciares. Su origen está asociado con una intensa abrasión que se lleva a cabo en las laderas de un interfluvios. El movimiento glaciar desmantela y los hace retroceder, cuando coinciden en la cima interfluvial forman las crestas glaciares (Fig. 76).

7.3.1 Aguda

Son relieves residuales de morfología asimétrica aguda; por lo general son roca viva. Tienen su origen cuando el hielo cubre por completo dos valles glaciares paralelos. Las masas de hielo, cuando se mueven en cada valle, provocan una intensa abrasión en la cima, que da como resultado las crestas (Fig. 76).

7.3.2 Convexa

Se originan entre dos valles paralelos y cuando el hielo es próximo a la cima pero no llega a ella. Las masas de hielo, cuando se mueven en cada valle, provocan una intensa abrasión en las laderas y provoca un retroceso de las mismas, esta es la génesis de las crestas convexas o subhorizontales.

Las crestas convexas en planta son sinuosas y rectilíneas, son características de los sectores S y NE del volcán Tláloc (Fig. 76)

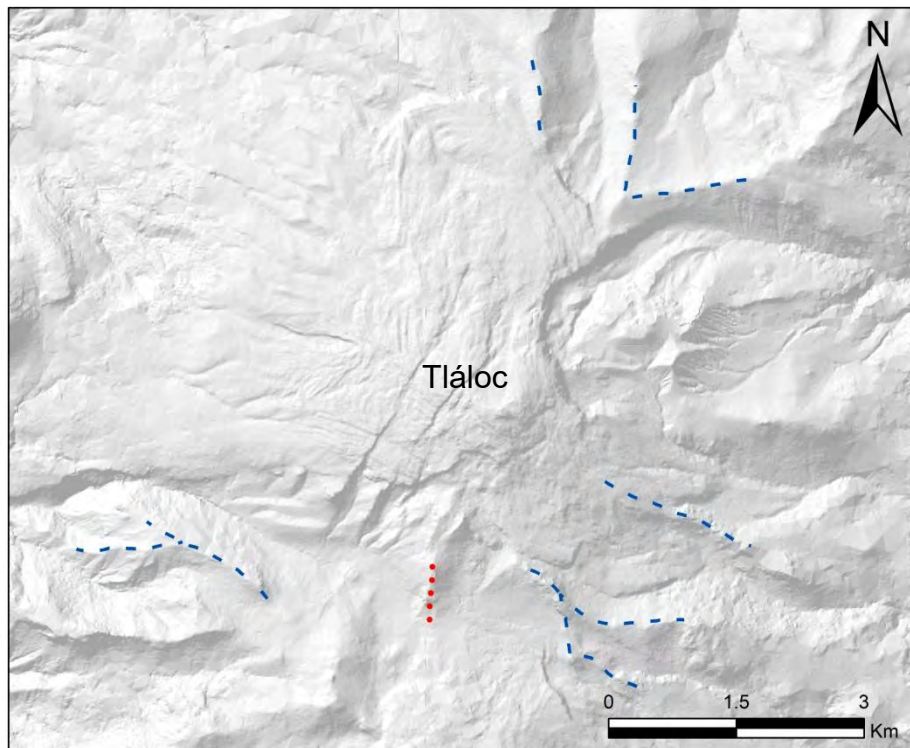


Figura 76. Cimas agudas en color rojo y convexas en azul; son características de la porción cimera del Complejo Volcánico Tláloc-Telapón.

7.4 Escalón glaciario

Son superficies subhorizontales que se presentan sobre cimas o al interior de los valles glaciares; su morfología se caracteriza por presentarse a manera de escalones amplios, ligeramente inclinados, estos representan la transición hacia terrenos semiplanos, los cuales pueden asociarse a pisos de antiguos circos glaciares. En este sentido, su origen se relaciona con una competencia desigual a

la erosión de los materiales. Hay que mencionar que dentro de la zona de estudio estos se ubican sobre las vertientes E y W (Fig. 77).

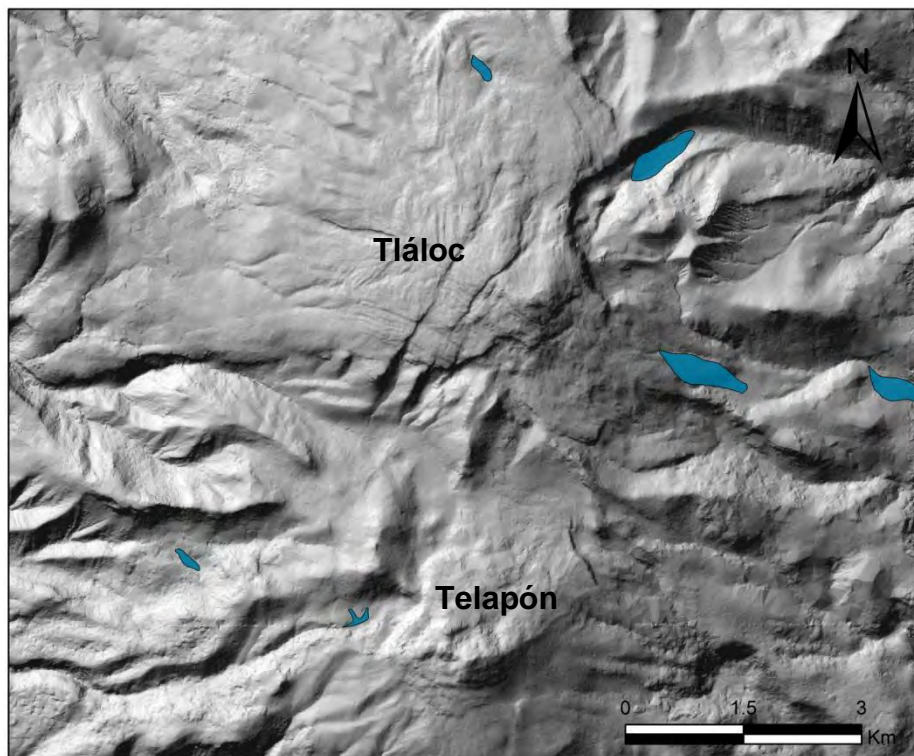


Figura 77. Los escalones glaciares de la vertiente oriental se caracterizan por presentar un mayor tamaño con respecto a los de la porción occidental.

8. Acumulativo glaciar

Son las formas de relieve que se originaron a partir del apilamiento de escombros, que dejaron los avances y retrocesos de las masas de hielo durante el Último Máximo Glacial.

8.1 Morrenas

Se trata de depósitos de escombros heterométricos y mal clasificados que se disponen sobre las porciones laterales y frontales de los valles glaciares. Su morfología se caracteriza por ser alargada a manera de cresta, de longitud y anchura variables; de manera general, este tipo de formas tienen relación con los procesos de avance y retroceso glaciar. Se localizan en la porción NE y SW de la zona de montaña y todas ellas se emplazan en dirección de la pendiente (Fig. 78).

La cronología glacial en México más completa es la del volcán Iztaccíhuatl, de acuerdo con Vázquez-Selem y Heine (2004), en el Complejo Volcánico Tláloc-Telapón se realizó una correlación de acuerdo a la posición altitudinal en que fueron localizadas las morrenas; de esta manera se localizaron cuatro avances glaciares que corresponden a Nexcolango (3 000 msnm; 195 Ka), Hueyatlaco-1 (3 390 ± 160 msnm; 20-17.5 Ka), Hueyatlaco-2 (3 500 ± 190 msnm; 17-14 Ka) y Milpulco-1 (3 810 ± 80 msnm; 12-10 Ka).

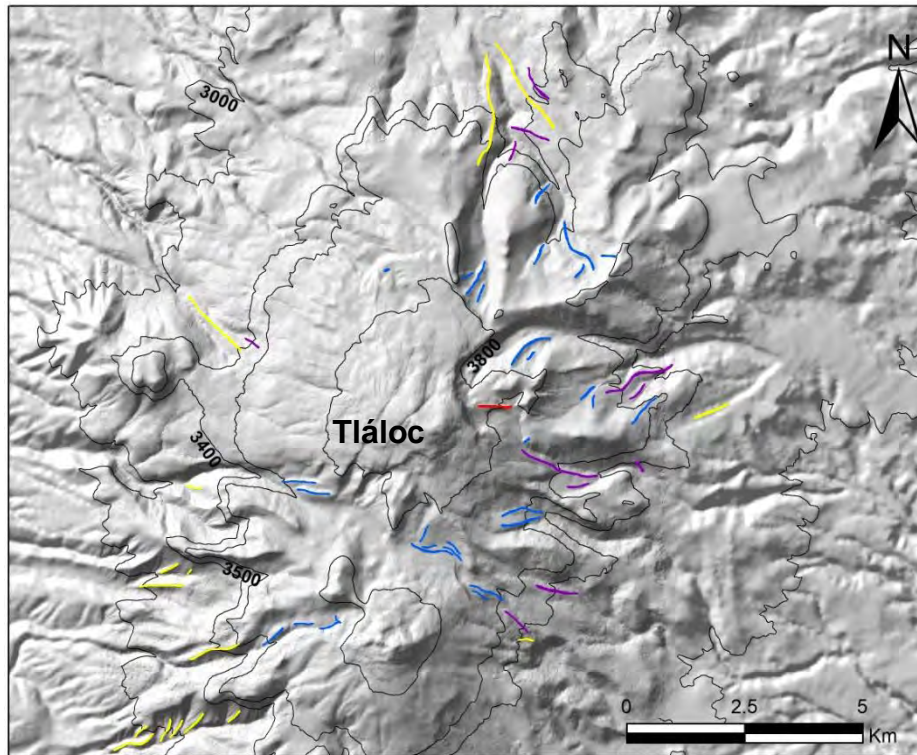


Figura 78. Morrenas del Complejo Volcánico Tláloc-Telapón, en color amarillo las que corresponden al avance de Nexcolango, en morado a Hueyatlaco-1, en azul a Hueyatlaco 2 y en rojo a Milpulco-1.

RELIEVE ANTRÓPICO

9. Minas a cielo abierto

Se trata de excavaciones realizadas por el ser humano con la finalidad de extraer productos volcánicos que son empleados como material de construcción.

10. Presas

Reservorios de agua con fines agrícolas.

SÍMBOLOS COMPLEMENTARIOS

Contactos:

- a) Reales: Indican límites precisos y evidentes entre formas del relieve.
- b) Inferidos: Representan las fronteras entre formas de relieve en la que los procesos erosivos y acumulativos dificultan su reconocimiento.

Posición altitudinal relativa

Marca la posición altitudinal de una forma respecto de otra.

Consideraciones finales

El mapa geomorfológico del Complejo Volcánico Tláloc-Telapón escala 1:35,000 es una herramienta novedosa de análisis en este territorio; a partir de este documento, fue posible representar de manera gráfica la configuración espacial de las formas de relieve y los procesos que lo modelan.

Con base en un criterio geomorfológico, las formas de relieve se clasificaron en dos grupos genéticos (endógeno y exógeno) y uno de transición (endógeno modelado), los cuales permitieron entender la evolución que ha tenido el relieve en este territorio.

La cartografía geomorfológica detallada permitió reconocer relieves que no habían sido reportadas en otros estudios de esta naturaleza, como fueron los cordones morrénicos, circos glaciares, estructuras disyuntivas, domos y volcanes de lava. Es importante mencionar que, un acierto de este documento fue la clasificación de las coladas de lava, esto de acuerdo a su posición relativa y a su foco de emisión en el caso de los volcanes Tláloc, Telapón, Papayo y Yeloxochitl, lo que permitió conocer la evolución que ha tenido este complejo montañoso

Conclusiones

Las características físico-geográficas están relacionadas con aspectos culturales tan precisos como la religión, la salud, y la cosecha desde tiempos prehispánicos en los volcanes Tlalóc y Telapón. Cada uno de ellos tiene relación con una forma de relieve específico, de ahí el interés de asociar estos aspectos con la cartografía geomorfológica.

En la zona de estudio existen doce sitios de interés cultural que son conocidos por los habitantes de la región y son utilizados en cultos religiosos católicos, algunos de ellos se llevan a cabo sobre estructuras arqueológicas.

Los sitios con potencial cultural se asocian a formas de relieve tan específicas como las cimas y valles; estos lugares fueron utilizados como observatorios astronómicos, marcadores en el horizonte y como escenario de rogativa de lluvias y curación de los enfermos. Estas actividades han llegado a nuestros días y los hace lugares con potencial para ser establecidos como geomorfositos.

Se propone, con la cartografía geomorfológica como base, establecer un mapa en donde se resalten los aspectos culturales ya mencionados en donde se establezca una ruta de visita y una explicación de las condiciones naturales y geomorfológicas de cada sitio. Al mismo tiempo es necesario conservar y mantener estos lugares el mayor tiempo posible y, en este sentido, se puede afirmar que el análisis geomorfológico puede contribuir en este cometido.

El análisis geológico-tectónico regional permitió conocer el origen del volcanismo en el sector oriental del Cinturón Volcánico Mexicano, en particular las secuencias volcánicas que forman parte del basamento de la Sierra Nevada y sus alrededores.

Las variables morfométricas de altimetría, inclinación del terreno, densidad y profundidad de la disección y energía del relieve permitieron establecer de manera precisa los límites de las regiones geomorfológicas; cada una de ellas mantiene una concordancia con la morfología, la litología y con una génesis en común. Esto

facilitó, la elaboración del mapa de zonificación de procesos erosivos y acumulativos.

El análisis integral de la morfología y la información geológico-tectónica permitió establecer la evolución y dinámica responsable de la configuración actual del Complejo Volcánico Tláloc-Telapón. El resultado de este análisis queda representado en el mapa geomorfológico a detalle, el cual muestra 50 formas de relieve agrupadas de acuerdo a su génesis (endógeno, endógeno-modelado y exógeno).

Este mapa, con su texto explicativo, representan el principal aporte de esta investigación, lo que le da un valor de autenticidad ya que es el primer trabajo geomorfológico detallado de los volcanes Tláloc y Telapón. Así representa el punto de partida para la comprensión de las dinámicas volcánicas que prevalecen en la Sierra Nevada; con esto, se busca contribuir al análisis general de esta cadena volcánica.

Para un mejor análisis del relieve se elaboró un perfil N-S donde se tomaron en cuenta los edificios volcánicos Tláloc-Telapón y Papayo; este se interpretó con base en su morfología, arreglo litológico e índices morfométricos. Este trayecto nos permitió concluir que la evolución del relieve es compleja y la morfología guarda un estrecho vínculo con la litología e intensidad de los procesos; de esta manera, podemos afirmar que los agentes modeladores actúan de forma diferencial de acuerdo a las regiones geomorfológicas en que se desarrollan (Fig.79).

Este gráfico permite afirmar que la zona de montaña es la región donde predomina una mayor resistencia a la erosión como respuesta al tipo de sustrato, con base en la gráfica de densidad de la disección se puede observar que el desarrollo de cauces es mínimo debido a la alta permeabilidad que presentan los materiales así como por su edad reciente; hecho que tiene relación con la poca profundidad que presentan los valles esto de acuerdo con la línea de profundidad de la disección.

Por otro lado, el análisis de la gráfica de energía del relieve muestra índices altos, los cuales tienen relación con el constante aporte de material volcánico.

Por su parte, el piedemonte volcánico se caracteriza por presentar una mayor competencia a la erosión, este proceso se hace evidente por el tipo de sustrato, donde la densidad de la disección, es similar a la de la zona de montaña. La gráfica de profundidad de la disección se puede observar una mayor incisión en los valles; mientras que en la línea de energía del relieve los índices son más bajos, debido a la relación que presenta con su ubicación, en la porción distal de los edificios principales.

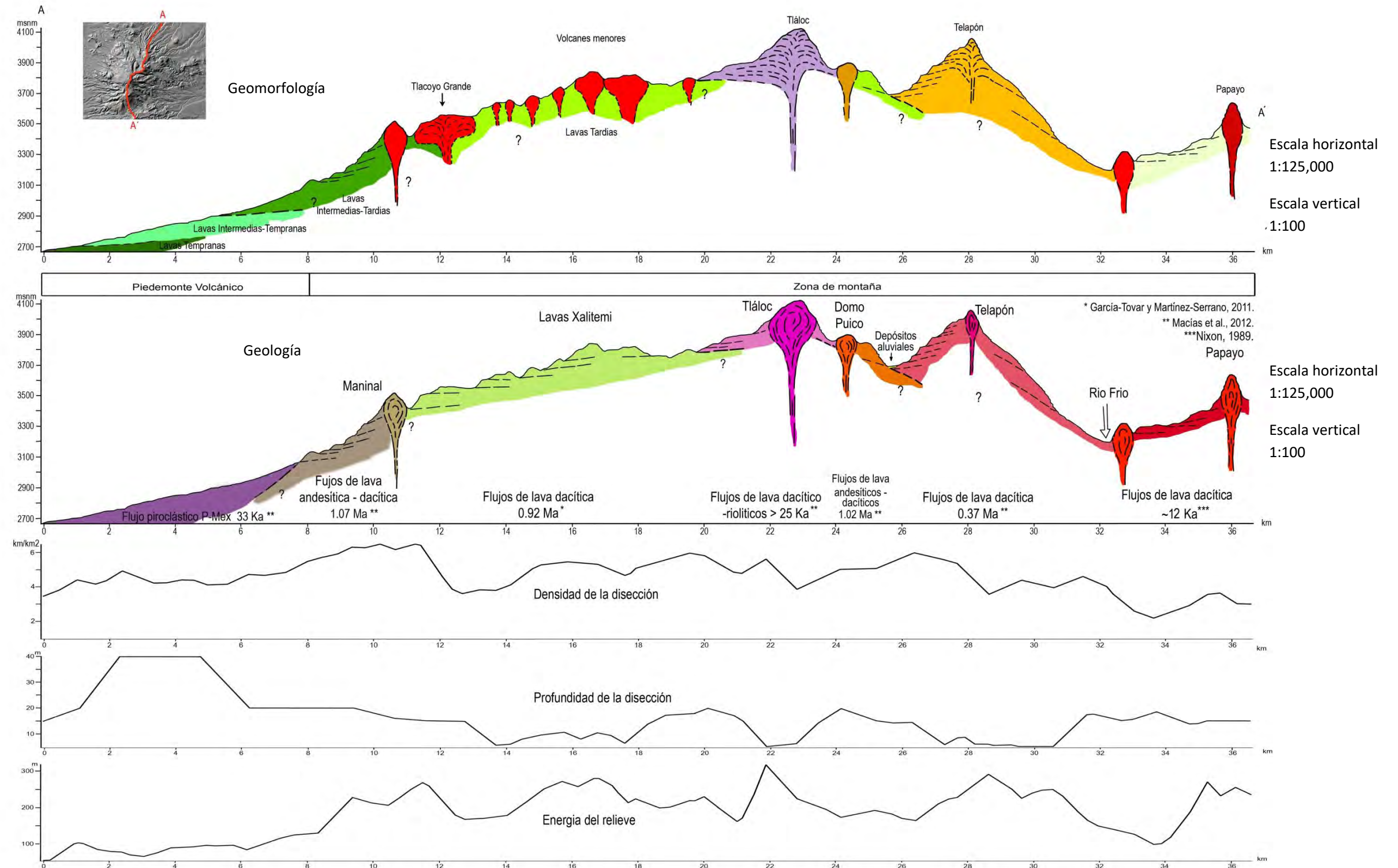


Figura 79. Perfil geomorfológico, el análisis de estas gráficas establecer un vinculo entre la morfología y la litología así como la relación que existe entre los procesos modeladores

Bibliografía

- Alvarado-González, R. (2003). Cartografía geomorfológica del complejo volcánico Sierra de San Juan, Nayarit, México. Tesis Profesional. Facultad de Filosofía y Letras. UNAM. MÉXICO, D.F. 139 pp.
- Arribalzaga-Tobón, V.M. (2005) Los caminos al Tlalocan: Múltiples rutas prehispánicas al sitio ceremonial en la cumbre del cerro Tláloc, Estado de México. Tesis de licenciatura, Escuela Nacional de Antropología e Historia. México. 232 pp.
- Arribalzaga-Tobón, V.M. (2008). Bajo la sombra de Tláloc. Aspectos epistemológicos en la construcción del templo prehispánico en la cumbre del Monte Tláloc, Estado de México. Ensayo de Maestría, Escuela Nacional de Antropología e Historia. México. 84 pp.
- Branney, M., & Acocella, V. (2015). Calderas. In *The Encyclopedia of Volcanoes* (second edition). 299-315 pp.
- Broda, J. (1971). Las fiestas aztecas de los dioses de la lluvia. *Revista Española de Antropología Americana*, 6, 245 pp.
- Broda, J. (2001). Ritos mexicas en los cerros de la cuenca: los sacrificios de niños. *La montaña en el paisaje ritual*, 295-317.
- Broda, J. (2009). Simbolismo de los volcanes. Los volcanes en Mesoamérica. *Arqueología mexicana*. Vol. XVI. #95, 41-47.
- Cadoux, A., Missenard, Y, Martínez - Serrano, R., y H., Guillou. (2011). Trenchward Plio-Quaternary volcanism migration in the Trans - Mexican Volcanic Belt: the case of the Sierra Nevada range. *Geological Magazine*, 148 (03), 492 - 506.

- Ceruti, Constanza. (2010). Arte rupestre y volcanes sagrados de Hawaii. Resúmenes del VIII Simposio Internacional de Arte Rupestre. Instituto de Arqueología y Museo de la Universidad Nacional de Tucumán e Instituto Superior de Estudios Sociales del CONICET. San Miguel de Tucumán. 49-52.
- Ceruti, Constanza. (2012). Montañas Sagradas y Montículos Ceremoniales de los Cherokee. *Mitológicas XXVII*: CAEA. (Centro Argentino de Etnología Americana). Buenos Aires. 9-20.
- CETENAL (1971). Fotografías aéreas, escala 1:50,000.
- CONABIO (2011). La biodiversidad en Puebla. Estudio de estado. Benemérita Universidad Autónoma de Puebla. 440 pp.
- Contel, J. (2008). Tláloc, el cerro, la olla y el Chalchihuitl. Una interpretación de la lamina 25 del código borbónico. *Itinerarios*. Vol. 8. 154 pp.
- De Cserna, Z., Fuente-Duch, M., Palacios-Nieto, M., Trial, L., Miltre-Salazar, L. M., & Mota-Palomino, R. (1988). Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la cuenca de México: Universidad Nacional Autónoma de México. *Instituto de Geología, Boletín*, 104, 71 pp.
- Ferrari, Luca. (2011). Tectónica y volcanismo en el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano. Centro de Geociencias e Instituto de Geología. UNAM, México. 1-10.
- Figueroa-Encino, A. (2007). Estudio geomorfológico general y aplicado a peligros en la zona de Lago de Chalco, Estado de México. Tesis Profesional. Facultad de Filosofía y Letras. UNAM. MÉXICO, D.F. 199 pp.
- Fries, C. Jr. (1962). Resumen de la Geología de la Hoja Pachuca, Estados de Hidalgo y México: Hoja Pachuca 14 Q-c (11) Esc.: 1:100,000, Instituto de Geología, UNAM.

- Galván-García, A. (2012). Procesos de remoción en masa en la delegación Álvaro Obregón: peligros asociados y su cartografía. Tesis Profesional. Facultad de Filosofía y Letras. UNAM. MÉXICO, D.F. 141 pp.
- García, E. (1981 a). Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen (para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana). Serie libros. Instituto de Geografía UNAM. 71 pp.
- García, E.(1998 b). 'Climas' (clasificación de Koppen, modificado por García). Escala 1:1000000. México. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad.
- García - Palomo, A.; Macías, J.L.; Tolson, G.; Valdéz, G. y J.C. Mora. (2002). Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan región, east - central of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, vol. 41, núm. 2, 133 -150.
- García-Palomo, P. A., & Macías, J. L. (2005). Geología y modelo geológico. *La Laguna de Tecocomulco geo-ecología de un desastre*, 21-32.
- García-Tenorio F. (2002). Estratigrafía y petrografía del complejo volcánico Iztaccíhuatl. Tesis de Licenciatura. México, D.F., Instituto Politécnico Nacional, p. 149.
- García-Tovar, G. P., & Martínez-Serrano, R. G. (2011). Geología y geoquímica de las lavas pleistocénicas del estratovolcán Telapón, Sierra Nevada, México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 28(2), 301-322.
- García-Tovar, G. P., Martínez-Serrano, R. G., Sole, J., Carlos Correa-Tello, J., Núñez-Castillo, E. Y., Guillou, H., & Monroy-Rodriguez, E. (2015). Geology, geochronology and geochemistry of the Plio-Quaternary volcanism of the Apan-Tecocomulco Volcanic Field, Transmexican Volcanic Belt. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32(1), 100-122.
- Glockner, J. (1999). Pedidores de lluvia del altiplano central Mexicano. *Scripta Ethnológica* 21:133-140.

- Gómez-Tuena, A.; Orozco-Esquivel, M. T.; Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. LVII, núm. 3. 227 -283.
- Guerra-Peña, F. (1980). Fotogeología. Universidad Nacional Autónoma de México. México. D.F. 337 pp.
- Harris, A. J., & Rowland, S. K. (2015). Lava flows and rheology. In *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)* (pp. 321-342).
- Huddart, D., y González, S. (2006). A review of environmental change in the basin of Mexico (40,000–10,000 BP): Implications for early humans, in Jiménez López, J.C., González, S., Pompa y Padilla, J.A, and Ortiz- Pedraza, F., eds., *El hombre temprano en America y sus implicaciones en el poblamiento de la cuenca de México: Primer Simposio Internacional*, p. 77–105.
- Huizar-Alvarez, R. (1999). Hidrogeología de la subcuenca de Apan-Tochac, estados de Hidalgo y Tlaxcala, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 16, No. 16 (2), 217-229.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática- INEGI (1983). Fotografías aéreas, escala 1:50,000 y escala 1:80,000.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática- INEGI (2003). Conjunto de Datos Vectoriales de la Carta de Uso del Suelo y Vegetación, Escala 1:1'000,000 Serie II (Continuo Nacional). Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. México.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática- INEGI (2014). Subcuencas Hidrológicas de México, escala: 1:50,000. edición: 2 INEGI. México.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2015. Cartas topográficas: Texcoco E14B21; Apan E14B22; Chalco E14B31; y San Martín Texmelucan E14B32; Escala 1:50,000: México D.F.

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática- INEGI (2015). Modelo Digital de Elevación LIDAR (Terreno) escala 1:10,000, datum ITRF 92, formato GRID, serie I, claves; E14B1C1; E14B21C2; E14B21C3; E14B21C4; E14B31F1; E14B31F2.

Lopez-Pizaña. (2012). Estudio vulcanológico de los depósitos de flujos de bloques y cenizas San Francisco y Chicoloapan del sector Sur-Oeste del Complejo Volcánico-Tláloc. *Geos 1*, 141.pp.

Lorente y Fernández, D. (2011). El remolino actuado: etnografía contemporánea del Monte Tláloc. *Revista de dialectología y tradiciones populares*, 65(2), 519-546.

Lorente y Fernández, D. (2012). Netzahualcóyotl es Tláloc en la Sierra de Texcoco: historia nahua, recreación simbólica. *Revista española de Antropología Americana*, vol. 42 núm. 1, 63-90.

Lugo, J. (1984). Geomorfología del Sur de la Cuenca de México. *Serie Varia*, Tomo1, Vol 8. Instituto de Geografía, UNAM. Ciudad de México, México. 95 pp.

Lugo, J. (1988). Elementos de Geomorfología Aplicada (Métodos cartográficos). Instituto de Geografía, UNAM. Ciudad de México. 128 pp.

Lugo, J. (1991). Elementos de Geomorfología Aplicada (Métodos cartográficos). Instituto de Geografía, UNAM. Ciudad de México. 128 pp.

Lugo, J. (2011). Diccionario Geomorfológico. Instituto de Geografía, UNAM. Ciudad de México, México. 479 pp.

Macías, J.L. (2005). Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. LVII, No. 3, 379-424.

Macías, J.L, Arce, J. L., García-Tenorio, F., Layer, P. W., Rueda, H., Reyes-Agustin, G. y Avellán, D. (2012). Geology an geochronology of Tláloc,

- Telapón, Iztaccíhuatl, and Popocatepetl volcanoes, Sierra Nevada, central México. En: Aranda-Gómez, J.J., Tolson, G. Molina-Garza, R. S., (eds). *The Southern Cordillera and Beyond: Geological Society of America Field Guide* 25. 163-193.
- Macías, J.L. y Capra, L. (2005) Los volcanes y sus amenazas. Fondo de cultura económica. México. 159 pp.
- Macías, J.L., Arce, F., García-Tenorio, F., Reyes-Agustín, G., & López-Pizaña, F. (2012). Geology and geochronology of Tlaloc, Telapón, Iztaccíhuatl, and Popocatepetl volcanoes, Sierra Nevada, central Mexico. *The Southern Cordillera and Beyond*, 25, 163.
- Martínez-de Pisón, E. (2012). La montaña simbólica. Cuadernos Geográficos, 51. p. 8-17.
- Mazzarini, F., Ferrari, L. y Isola, Ilaria. (2010) Self-similar clustering of cinder cones and crust thickness in the Michoacán-Guanajuato and Sierra de Chichinautzin volcanic fields, Trans-Mexican volcanic Belt. *Tectonophysics* 486. 55-64.
- Meier, M., Grobéty, B., Arce, J. L., y Rueda, H. (2007) Origin and age of the volcanic rocks of Tlaloc Volcano, Sierra Nevada, Central Mexico: AGU abstracts in Acapulco. México.
- Montero García, I. A. (2000) Montañas Sagradas. Revista de Arqueología Americana. Los modos de vida de los climas fríos en sur, centro y Mesoamérica. No. 17/18/19. 97-126.
- Montero-García, I. A. (2004). Atlas arqueológico de la alta montaña mexicana. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales and Comisión Nacional Forestal, México, 137-140.
- Montero-García, A. (2010) La expresión iconográfica y la modalidad verbal en las altas montañas. *Arqueología* 43. pp. 230-238.

- Mooser, F. (1975). Mexican volcanic belt - interpretations derived from fractures and form. *Transactions - American Geophysical Union* (Vol. 56, No. 12, 1066 - 1066).
- Morante López, Rubén B. (1997). El Monte Tláloc y el calendario mexicana, Graniceros: cosmovisión y meteorología indígenas de Mesoamérica, edits. Albores, Beatriz y Johana Broda, El Colegio Mexiquense/IIH, UNAM, 107-139.
- Neyra-Jáuregui, J.A. (2012). Guía de las altas montañas de México y una de Guatemala. Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO). México, 130-163.
- Nixon, G. T. (1989). The Geology of Iztaccíhuatl volcano and adjacent areas of the Sierra Nevada and Valley of Mexico. *The Geological Society of América Special Papers*, 219, 1-59.
- Ortuño, M., Zúñiga, F.R., Aguirre-Díaz, G.J., Carreon-Freyre, D., Cerca, M., Roverato, M. (2015). Holocene paleo-earthquakes recorded at the transfer zone of two major faults: the Pastores and Venta de Bravo faults (Trans-Mexican Volcanic Belt): *Geosphere*, 11 (1), 160-184.
- Panizza, Mario. (2001). Geomorphosites: concepts, methods and examples of geomorphological survey. *Chinese Bolletin*, Vol. 46. 4-5.
- Rodríguez-González, A., & Fernández-Turiel, J. L. (2015). Las geoformas volcánicas y su modelado morfométrico con Sistemas de Información Geográfica (SIG). *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 23(1), 40 pp.
- Rueda, H., Arce, J.L., Macías, J.L., García-Palomo, A. (2007). Pyroclastic sequences at the N-NE slopes of Tláloc Volcano, Sierra Nevada, Central México: Memorias de la Conferencia Internacional Conmemorativa "Volcán Chichón 25 años después," San Cristóbal de las Casas, Chiapas, México.
- Rueda, H., Macías, J. L., Arce, J. L., Gardner, J. E., Layer P. W. (2013). The ~ 31 ka rhyolitic Plinian to sub-Plinian eruption of Tlaloc Volcano, Sierra Nevada,

- central Mexico. *Journal of Vulcanology and Geothermal Research*, 252, 73-91.
- Sánchez-González, A; López-Mata, L. (2003). Clasificación y ordenación de la vegetación del norte de la Sierra Nevada, a lo largo de un gradiente altitudinal. *Anales del Instituto de Biología, Universidad Nacional Autónoma de México, Serie Botánica* 74 (1), 47-71.
- Santana-Henríquez, G. (2005). Las catástrofes naturales en la antigüedad I (inundaciones, erupciones volcánicas e incendios). *Fortvnatae* 16. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. España, 281-288.
- Schlaepfer, J.C. (1968) Resumen de la Geología de la Hoja México, Distrito Federal y Estados de México y Morelos. Hoja México 14 Q - h(5). Esc. 1:100 000, Instituto de Geología, UNAM, México, DF.
- Simonov, Y., (1985) Análisis morfométrico. Universidad Estatal de Moscú, Lomonosov. Moscú, URSS (en ruso).
- Shmincke, H. U., (2004). *Volcanism*. Springer-Verlag. Germany. 299 pp.
- Tapia-Varela, G. (1999). Geomorfología morfogenética de la vertiente tributaria oriental del ex-lago de Texcoco. Tesis de Licenciatura. Facultad de Filosofía y Letras. UNAM. México, DF.
- Tapia-Varela, G. y López-Blanco, J. (2002) Mapeo geomorfológico analítico de la porción central de la Cuenca de México: unidades morfogenéticas a escala 1:100,000. *Revista Mexicana de Ciencias geológicas*, vol. 19, No. 1. 50-65.
- Valadez-Cabrera (2009). Procesos magmáticos en el estratovolcán Tláloc, Sierra Nevada: Evidencias geoquímicas e isotópicas en xenolitos. Tesis de Licenciatura. México, D.F., Instituto Politécnico Nacional.
- Valadez-Cabrera (2012). Caracterización petrológica del Campo Volcánico Xihuingo-La Paila, Estado de Hidalgo: evidencias geoquímicas e isotópicas de Sr, Nd y Pb. Tesis de Maestría. UNAM, 139 pp.

Vázquez-Sánchez, E., & Jaimes - Palomera, R. (1989). Geología de la Cuenca de México. *Geofísica Internacional*, 28(2), 133 - 190.

Vázquez-Selem, L. (1989). Estudio Geomorfológico del Noroeste de la Cuenca de Puebla-Tlaxcala. Tesis Profesional. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM. México, D.F.

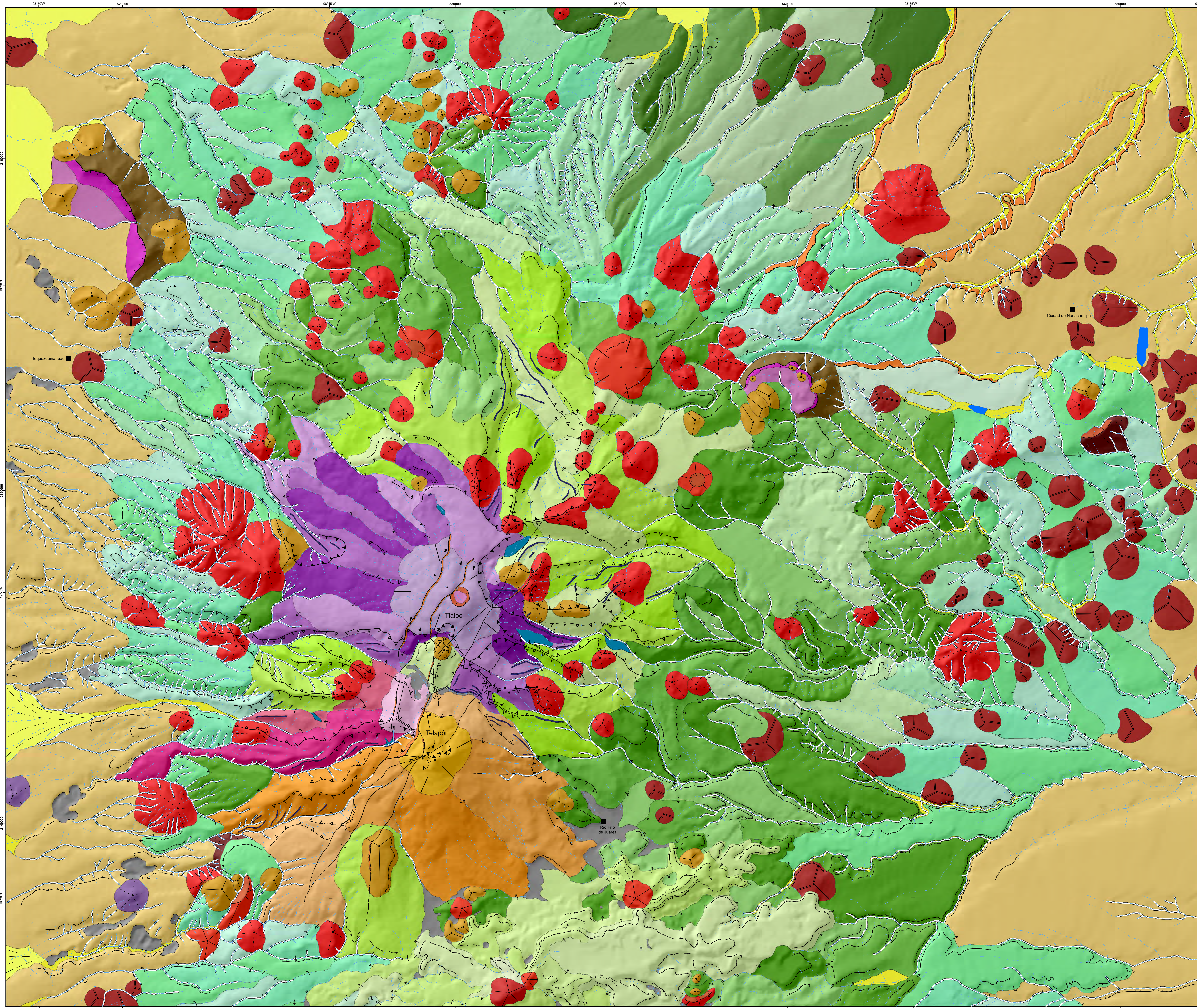
Vázquez-Selem, L., and Heine, K., 2004, Late Quaternary glaciation of México, in Ehlers, J., and Gibbard, P.L., eds., *Quaternary Glaciations—Extent and Chronology, Part III: South América, Asia, África, Australia, Antarctica*: Elsevier, 233–242 pp.

Zamorano-Orozco, JJ. (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. 225 pp.

Páginas web consultadas:

Montero. www.montero.org.mx/. viernes 8 de Enero de 2016

Etermagazine. www.etermagazine.com



Mapa Geomorfológico del Complejo Volcánico Tlaloc-Telapón

RELIEVE ENDÓGENO

1. Volcánico acumulativo

- 1.1 Volcanes escudo
 - 1.1.1 Tlaloc
 - 1.1.2 Telapón
 - 1.1.3 Tlacoyo Grande

1.2 Volcanes de lava

- 1.2.1 Papayo
- 1.2.2 Volcanes menores:
 - a) Cráter cerrado
 - b) Cráter abierto
 - c) Con atrio
 - d) De cima convexa

1.3 Domos

- 1.3.1 Yeloxochitl
- 1.3.2 Domos menores
- 1.4 Lavas asociadas a:
 - 1.4.1 Tlaloc
 - 1.4.2 Telapón
 - 1.4.3 Papayo
 - 1.4.4 Yeloxochitl

1.4.5 Volcanes menores, sepultados o parcialmente sepultados y destruidos:

- a) Tempranas
- b) Intermedias-Tempranas
- c) Intermedias-Tardías
- d) Tardías

1.5 Símbolos asociados a relieve volcánico acumulativo

- 1.5.1 Llano volcánico
- 1.5.2 Frente de lava (escarpe)
- 1.5.3 Levé

2. Volcánico explosivo

- 2.1 Destructivo
 - 2.1.1 Cicatriz de colapso
- 2.2 Constructivo
 - 2.2.1 Cono de escoria
 - 2.2.2 Rampas piroclásticas

3. Relieve tectónico

- 3.1 Fallas
 - 3.1.1 Morfolineamientos
 - 3.1.2 Con escarpe
 - 3.1.3 Movimiento relativo

RELIEVE ENDÓGENO MODELADO

4. Volcánico

- 4.1 Calderas: Purificación y Oyamel
 - 4.1.1 Laderas exteriores
 - 4.1.2 Atrio
 - 4.1.3 Fondo

- 4.2 Volcanes de lava
- 4.3 Domos
- 4.4 Volcanes parcialmente sepultados
- 4.5 Volcán intensamente modelados

RELIEVE EXÓGENO

5. Erosivo fluvial

- 5.1 Valles
 - 5.1.1 < 20 m
 - 5.1.2 > 20 m

6. Acumulativo fluvial

- 6.1 LLanura de inundación y terrazas
- 6.2 Abanicos aluviales
- 6.3 Planicie

7. Erosivo glaciar

- 7.1 Circos:
 - 7.1.1 Continuos
 - 7.1.2 Discontinuos
- 7.2 Laderas con modelado glaciar
- 7.3 Crestas con morfología:
 - 7.3.1 Aguda
 - 7.3.2 Convexa
- 7.4 Escalón glaciar

8. Acumulativo glaciar

- 8.1 Morrenas

RELIEVE ANTRÓPICO

- 9. Minas a cielo abierto
- 10. Presas

SÍMBOLOS COMPLEMENTARIOS

- Contactos
 - a) Reales
 - b) Inferidos
- Posición altitudinal relativa

Proyección: Universal Transversa de Mercator Zona 14 N
 Datum: ITRF92
 Elipsoide: GRS80
 Escala 1: 35 000

Universidad Nacional Autónoma de México
 Facultad de Filosofía y Letras
 Colegio de Geografía
 Tesis de Licenciatura
Alumno: Carlos Gordillo Reyna
 Asesor: Dr. José Juan Zamorano Orozco