



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO  
FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS  
COLEGIO DE GEOGRAFÍA

Análisis geomorfológico del flanco SE del volcán  
Citlaltépetl (Pico de Orizaba) y textural del depósito  
de lahar Teteltzingo, Veracruz, México.

**T E S I S**

Que para obtener el grado de:  
Licenciado en Geografía  
PRESENTA:

Omar Arturo Hernández Rivas

DIRECTORA DE TESIS:  
Dra. Lizeth Caballero García

Ciudad Universitaria. Ciudad de México. 2020



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.

*“La explicación no es lo que tú llamarías una explicación; sin embargo, aunque no aclara el mundo ni sus misterios, los hace menos pavorosos. Ésa debería ser la esencia de una explicación, pero no es eso lo que tú buscas. Tú andas detrás del reflejo de ti y tus ideas...”*

C. C.  
Relatos de Poder (1974).

***Esta obra está dedicada a:***

*Mi madre, Miriam Hernández, quien ha sido el motor principal que ha permitido que este trabajo esté concluido. Gracias por impulsarme a alcanzar mis sueños y siempre apoyarme en todos mis aciertos y fracasos.*

*A mis abuelos, Guadalupe Rivas y Emilio Hernández, quienes siempre han estado presentes en mi mente y corazón.*

*A mi familia, especialmente a mis tías y tío: Norma Hernández, Rocío Hernández y Pilar Hernández y Francisco Hernández, por apoyarme en todo momento, estar siempre al pendiente de mi desempeño académico y por impulsarme a viajar y conocer más sobre el apasionante mundo de la Geografía y los volcanes.*

***Agradecimientos:***

*Quiero agradecer profundamente a todas las personas que han contribuido a la realización de este trabajo:*

*A mi tutora de tesis, Lizeth Caballero, por aceptarme dentro de su equipo de trabajo y financiar este trabajo dentro del proyecto DGAPA-PAPIIT IA106317 "Dinámica de flujos de escombros cohesivos y su reproducción a través de simulaciones numéricas". Estoy muy agradecido contigo por haber sido mi profesora y tutora, así como por apoyarme incondicionalmente en mi desarrollo profesional. Por todos los momentos gratos y divertidos en campo, en la Facultad de Ciencias y el Instituto de Geología, también por tu apoyo en las crisis (e inconvenientes burocráticos) por las que atravesé al concluir este proceso.*

*Al Dr. Damiano Sarocchi y Dr. Luis Angel Rodríguez-Sedano por su valiosa presencia en trabajo de campo y en el desarrollo de la metodología, así como su apoyo incondicional a lo largo de mi formación académica. Por mostrarme el mundo de los experimentos analógicos de flujos de escombros y por todos los momentos divertidos en campo, San Luis Potosí y la UASLP.*

*Al Mtro. Sergio Salinas y al Dr. José Juan Zamorano Orozco, por aceptar formar parte del sínodo y por sus valiosos comentarios. Sin duda ambos enriquecieron notablemente este trabajo. Un agradecimiento profundo por haber sido mis profesores de la licenciatura e instruirme en el mundo de la Geomorfología.*

*Al Dr. Lorenzo Vázquez-Selem y la Mtra. Norma López Castañeda por aceptar formar parte del sínodo. Gracias por sus comentarios y por su excelente calidez humana.*



*Al Dr. Osvaldo Franco por su ayuda y comentarios con respecto a la cartografía geomorfológica. Gracias por siempre mostrarse abierto e interesado por este trabajo.*

*A la Dra. Katrin Sieron, por la revisión del trabajo y sus oportunos y relevantes comentarios.*

*Al Mtro. Jaime Díaz Ortega y al personal del Taller de Laminación de Suelos y Materiales no consolidados del Laboratorio de Paleosuelos del Instituto de Geología y del Laboratorio de Sedimentología del Instituto de Geofísica, por su valioso apoyo en la consolidación de las muestras geológicas.*

*Finalmente y no menos importante:*

*A Eunice Zenteno, por apoyarme en todos mis proyectos y formar parte importante de mi vida. Eres mi persona favorita en estas playas.*

*Gracias a: Carla Tranquilino y Emilio Saavedra, por brindarme su amistad y sus consejos cuando más los necesitaba.*

*A mis amigos y amigas de la Universidad, con los que compartí muchas aventuras e incuantificables cervezas:*

*Alberto Fuentes, Christie Espinosa, Gema Arizmendi, Fernanda Avelleyra Dani Orihuela, Milton Espinoza, Gabriel López, Lidia Arellano, Ixim Plascencia, Eliud Reséndiz, y varios más.*

*A todas las personas de Veracruz que encontramos en el camino, que siempre se mostraron abiertas a dejarnos explorar su territorio, compartir sus experiencias e incluso un plato de comida.*

*A todas las personas que de alguna manera están involucradas en el desarrollo de este trabajo...*

*¡Infinitas gracias!*

## ÍNDICE

Introducción .....	1
Planteamiento del problema y Justificación. ....	1
Objetivo general.....	2
Objetivos particulares. ....	2
Capítulo 1. Marco teórico. ....	4
1.1 Lahares inducidos por avalanchas de escombros. ....	4
1.2 Características reológicas de lahares. ....	7
1.3 Características sedimentológicas de lahares. ....	11
1.4 Análisis de fábrica en depósitos volcanoclásticos.....	13
Capítulo 2. Área de estudio. ....	17
2.1 Localización y antecedentes. ....	17
2.2 Marco fisiográfico y geología regional.....	20
A) MESOZOICO .....	20
B) CENOZOICO .....	22
2.3 Historia eruptiva y geología del volcán Citlaltépetl. ....	24
2.4 Lahares inducidos por avalanchas de escombros en el volcán Citlaltépetl.....	33
A) Avalancha de escombros "Jamapa". ....	33
B) Lahar "Teteltzingo".....	34
Capítulo 3. Metodología.....	38
3.1 Trabajo de gabinete.....	38
3.2 Trabajo de campo.....	40
A) Toma de muestras.....	40
3.3 Trabajo de laboratorio. ....	41
A) Tratamiento de muestras.....	41

B) Análisis de fábrica direccional.....	41
Capítulo 4. Resultados.....	47
4.1 Análisis geomorfométrico.....	47
A) Mapa altimétrico.....	47
B) Mapa de pendiente.....	50
C) Mapa de densidad de drenaje.....	53
4.2 Análisis morfoestructural.....	56
4.3 Análisis geomorfológico.....	59
A) RELIEVE ENDÓGENO.....	59
B) RELIEVE ENDÓGENO MODELADO.....	63
C) RELIEVE EXÓGENO.....	69
4.4 Geomorfología y fábrica del depósito de lahar Teteltzingo.....	82
A) Zona proximal.....	82
B) Zona media.....	83
C) Zona distal.....	86
Capítulo 5. Discusión y conclusiones.....	93
5.1 Geomorfología y su relación con las variaciones observadas en la fábrica del depósito.....	93
5.2 Conclusiones.....	96
Referencias.....	98

# Introducción

## Introducción

### Planteamiento del problema y Justificación.

Las avalanchas volcánicas, se producen cuando un sector del edificio volcánico colapsa y se desliza pendiente abajo y es común su transformación a lahares, cuyo alcance puede ser de decenas de kilómetros. Se han reconocido, al menos, 400 volcanes en el mundo con eventos de colapso parcial del edificio volcánico (Siebert et al., 2006) y ~700 volcanes se localizan en áreas que actualmente están habitadas. Cabe mencionar que ~20,000 personas han perdido la vida debido a colapsos sectoriales históricos (Reid et al., 2001).

En México y particularmente en el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) se han reportado grandes avalanchas de escombros en volcanes importantes, entre ellos el Nevado de Toluca, Jocotitlán y el Citlaltépetl (Capra et al., 2002). Este último, ha experimentado colapsos sectoriales que han originado avalanchas y lahares de gran magnitud hacia el E y SE. El último evento similar reportado ocurrió hace ~16.5 ka A.P., y generó un lahar cohesivo inducido por avalancha de escombros que se desplazó ~85 km al sureste de volcán (Carrasco-Núñez et al., 1993). Este evento ha sido nombrado como lahar Teteltzingo en los trabajos publicados y actualmente numerosas ciudades y localidades están asentadas sobre parte del depósito.

Las regiones volcánicas son las más complejas y dinámicas en la Tierra debido a la adición de material "nuevo" a la superficie y al posterior transporte y emplazamiento de depósitos volcániclasticos. El estudio de estas áreas mediante un enfoque multidisciplinario proporciona una buena base para comprender los procesos volcánicos y su relación con las formas de relieve y depósitos resultantes (Manville et al., 2009; Thouret y Németh, 2012).

Existen varios métodos para estudiar regiones volcánicas. Los estudios geomorfológicos, por ejemplo, evalúan las secuelas de la actividad volcánica en el paisaje y su posterior modelado por erosión y condiciones climáticas o tectónicas (Thouret, 1999). Por otro lado, existen numerosas investigaciones enfocadas en el análisis textural de depósitos volcániclasticos principalmente en ignimbritas, avalanchas y lahares, o en depósitos experimentales, con el fin de obtener información sobre su transporte y emplazamiento (Mills, 1984; Major y Voight, 1986; Kohlbeck et

al., 1994; Capaccioni et al., 1997; Capaccioni & Sarocchi, 1996; Major, 1998; Karátson, et al., 2002; Valentini et al., 2008; Biró et al., 2015; Bernard y van Wyk de Vries, 2017; Bernard et al., 2017; Moreno-Chávez et al., 2018; Bernard et al., 2019; Sarocchi et al., 2019). Sin embargo, el acoplamiento de diferentes técnicas, desde la escala regional a la microscópica, centradas en su relación, todavía son escasas en la literatura y se centran principalmente en la zona de transformación de una avalancha de escombros a flujos de escombros (Bernard et al., 2009; 2017; 2019) o en flujos de escombros no volcánicos (Phillips, 2006).

En este contexto, en este trabajo se generó cartografía geomorfométrica, de lineamientos y geomorfológica de la región SE del volcán Citlaltépetl y se elaboró un análisis de fábrica direccional en laboratorio de muestras del depósito de lahar Teteltzingo.

Los resultados de este trabajo destacan el papel de los entornos geomorfológicos-estructurales complejos en la distribución y evolución futuras de los flujos de escombros y la importancia de una visión a gran escala de estos procesos. Conocer la geomorfología de la región y las características de los depósitos de lahar antiguos, representa un útil acercamiento para comprender los impactos de estos flujos de masa de alta energía en la superficie terrestre y en la sociedad, en el caso de un evento similar en el futuro.

### **Objetivo general.**

- Elaborar un análisis geomorfológico del flanco SE del volcán Citlaltépetl y la caracterización textural del depósito de lahar Teteltzingo con el fin de establecer relaciones entre ambos tipos de estudios.

### **Objetivos particulares.**

- Construir la cartografía morfométrica, de lineamientos y geomorfológica del flanco SE del volcán Citlaltépetl escala 1:250,000.
- Elaborar un análisis cualitativo y cuantitativo las características texturales del depósito Teteltzingo.
- Identificar las relaciones de orientación entre los elementos estructurales del relieve a escala regional y la disposición de partículas (clastos) que componen el depósito de lahar Teteltzingo.

# Capítulo I

## Marco teórico

## Capítulo 1. Marco teórico.

### 1.1 Lahares inducidos por avalanchas de escombros.

Lahar es un término de origen indonesio utilizado por los nativos y adoptado por la colonia holandesa en la Isla de Java a mediados del siglo XIX. Se comenzó a utilizar en Vulcanología alrededor de la década de 1920 después de la erupción de 1919 del Monte Kelut que ocasionó la pérdida de aproximadamente 5,100 vidas humanas y la destrucción de más de 100 poblados (Pyle, 2017; Neall, 2004). Son flujos rápidos de agua y fragmentos de roca originados en zonas volcánicas y pueden distinguirse de otros flujos normales no saturados, por el volumen de sedimentos que acarrear. El término incluye flujos de escombros y flujos hiperconcentrados independientemente del mecanismo que active el proceso, es decir: si el material de algún flujo de escombros o flujo hiperconcentrado es de origen volcánico y/o proviene de las laderas de un volcán, puede ser denominado como lahar (Pierson y Scott, 1985; Neall, 2004).

Los lahares que se generan por mecanismos activadores asociados a actividad eruptiva pueden adquirir el adjetivo de **sin-eruptivos** o **primarios** y pueden estar asociados a explosiones freatomagmáticas que debiliten estructuralmente el edificio volcánico, la adición de agua de un lago de cráter al material emitido, flujos piroclásticos u otros depósitos recientes mezclados con agua de ríos o lagos y fusión de nieve o hielo. Por otro lado, los que se generan posterior a alguna erupción importante y/o debido a la disponibilidad de materiales no consolidados, suelen denominarse **post-eruptivos** o **secundarios** (Andrés de Pablo et al., 2014; Neall, 2004).

Los lahares se pueden clasificar en dos grupos de acuerdo a su mecanismo desencadenante: los que se generan por un **aporte repentino de grandes volúmenes de agua** (Tabla 1) y los **inducidos por avalanchas de escombros** (Calvo-Cabrerizo, 2016).

Una avalancha de escombros volcánica es un flujo granular que se desplaza por gravedad, involucra un gran volumen de material ( $>1 \times 10^6 \text{ m}^3$ ), velocidades que superan los 100 m.s, y pueden cubrir áreas de cientos de kilómetros cuadrados (Bernard et al., 2009). Las características geomorfológicas de los depósitos distinguen este tipo de procesos de otros, como la formación



de *hummocks*, *levees*, remanentes de canales de ríos temporales, acantilados marginales (*marginal cliffs*) y el cráter en forma de herradura (Roverato y Capra, 2013) (Figura 1).

Origen	Escenarios principales
Fusión de nieve o hielo	Avalanchas de rocas a altas temperaturas, flujos y oleadas piroclásticas mezcladas con hielo y nieve fusionada
Lagos cratéricos o rompimiento de represas	Erupciones que desplazan grandes volúmenes de agua de un lago de cráter o caldera
Inundaciones	Erupciones subglaciares pueden formar lagos subglaciares que liberan el agua cuando una sección de la capa de hielo adquiere flotabilidad o se fractura
Precipitaciones extraordinarias	Flujos resultantes de precipitaciones intensas ocurridas después del depósito de material no consolidado

Tabla 1. Principales aportes de agua repentinos en la ocurrencia de lahares. (Elaborado con base en Vallance y Iverson, 2015)

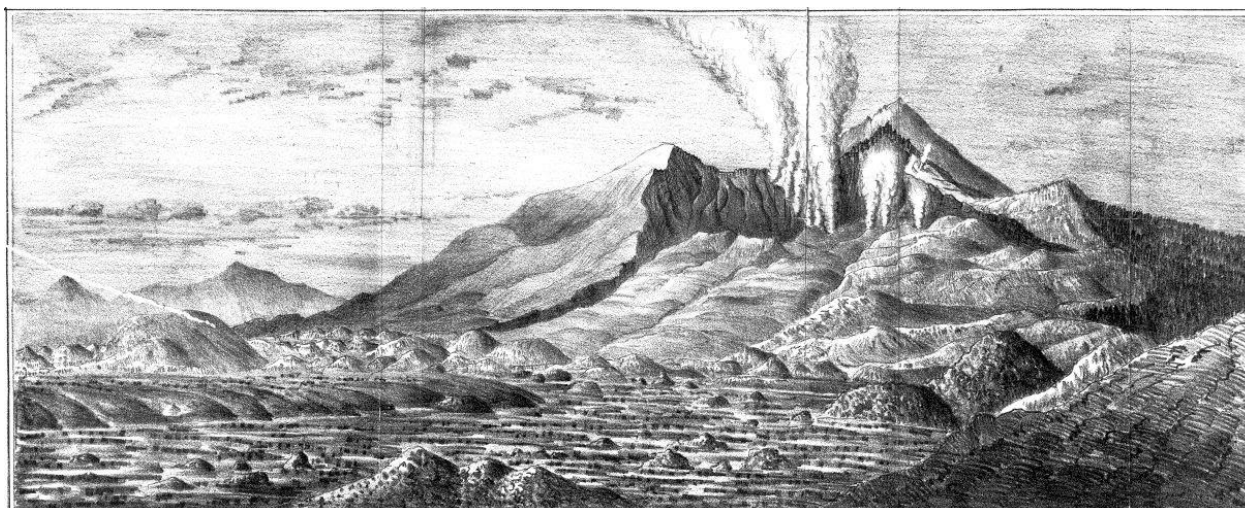


Figura 1. Ilustración del volcán Bandai-San en 1888 en el que se puede apreciar el cráter abierto (o de herradura) característico de los colapsos sectoriales, plumas de vapor (asociado a la alteración del sistema hidrotermal) y el depósito de avalancha de escombros en la parte baja con numerosos hummocks (montículos). (Tomada de Sekiya y Kikuchi, 1890).

Los volcanes compuestos andesíticos y dacíticos con laderas inclinadas que exceden los 30° son los volcanes más propensos a colapsar (Siebert, 1996; Zimbelman et al., 2004). Un colapso sectorial de un edificio volcánico puede desencadenarse bajo diferentes mecanismos, eruptivos y no eruptivos, los cuales incluyen: sismicidad, crecimiento de un domo, emplazamiento de un

dique, explosiones freáticas o reactivación de fallas y adicionalmente la alteración hidrotermal de las rocas que componen el edificio volcánico o un basamento cuya estructura sea débil (Figura 2).

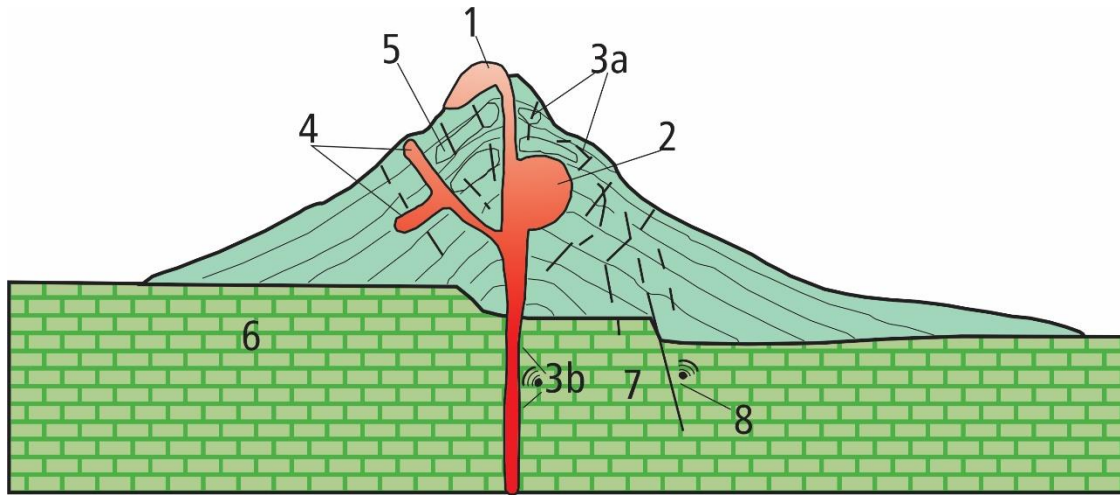


Figura 2. Esquema en el que se muestran los principales factores que controlan el colapso del edificio volcánico. **Factores de inestabilidad gravitacionales.** 1: Erupción asociada a adición de material denso, 2: Abultamiento asociado a intrusiones. **Factores de inestabilidad estructurales.** 3a: Fracturamiento, 3b: sismicidad volcánica, 4: Intrusión de Diques y Sills, 5: Hidrotermalismo. **Factores de inestabilidad extrínsecos.** 6: Topografía del basamento, estructura y litología. 7: Tectónica activa del basamento. 8: Sismicidad no volcánica. (Modificado de Szakács y Seghedi, 2000)

Además de los factores estructurales, el proceso de alteración hidrotermal puede transformar grandes masas de roca en minerales arcillosos con baja resistencia y saturar las partes altas del edificio con agua hidrotermal, que acompañadas de intrusiones magmáticas pueden elevar la presión del fluido e incrementar la probabilidad del colapso del edificio volcánico (Siebert, 1996); este proceso es muy común en los volcanes con glaciación en la cima. Adicionalmente estas rocas ricas en arcillas retienen el agua intersticial durante el colapso e intensifican la transformación de la avalancha en un lahar de tipo cohesivo, que puede desplazarse una distancia mayor que la avalancha de escombros (Reid et al., 2001) y presentar cambios laterales de facies entre ambos flujos. Estos depósitos se han encontrado en algunos volcanes como en el Monte Rainier (depósito Osceola) (Crandell, 1971); en el volcán Nevado de Toluca (depósito Pilcaya) (Capra y Macías, 2000); y en el volcán Citlaltépetl (depósito Teteltzingo) (Carrasco-Núñez et al., 1993).

Un lahar cohesivo comienza comúnmente como avalanchas saturadas de agua que se transforman en un flujo abajo (Figura 3) y los depósitos se diferencian de otros por el contenido de arcilla en la matriz (>3% en peso) (Vallance y Scott, 1997; Scott, 1988; Capra et al., 2002).

Existen algunos factores condicionantes que pueden desencadenar avalanchas de escombros y lahares asociados (Figura 3). Durante su desplazamiento pueden incorporar más material y agua, o en su caso perderlos, y transformar su comportamiento, por esta razón no existe una frontera definida entre un proceso y otro y muchos eventos pueden tener un mismo origen



Figura 3. Diagrama que ilustra la generación de un flujo de escombros cohesivo asociado a colapso sectorial. (Modificada de Bernard et al., 2009).

## 1.2 Características reológicas de lahares.

Los lahares (así como otro tipo de procesos geológicos que involucran movimientos en masa) han sido estudiados por numerosos autores desde diversos enfoques y bajo diferentes criterios para diferenciarlos de otros fenómenos, estos incluyen: geomorfología, mecanismos desencadenantes, rasgos de la cuenca, composición de los sedimentos, fracción sólida, rugosidad de la superficie, velocidad, duración, pendiente, reología, procesos físicos durante el flujo, modelación de propagación, análisis de susceptibilidad, peligrosidad y riesgo, entre otros (Cousot y Meunier, 1996; Acosta, 2006).

La **reología** es la disciplina que estudia el flujo y la deformación de la materia (Barnes, 2000). Ésta solamente podrá deformarse si es sometida a un esfuerzo aplicado de magnitud suficiente; si la

deformación es irreversible se denomina flujo (Pierson y Costa, 1987). La respuesta a esta deformación no es intrínseca del material y está en función de otros factores como el tiempo, la temperatura y la historia de deformación (idem).

Todos los fluidos presentes en la naturaleza presentan cierta resistencia a la deformación; esta propiedad es la **viscosidad** y se puede traducir como la relación entre el esfuerzo de cizalla aplicado sobre la tasa de deformación expresado como  $\mu = \sigma / \dot{\gamma}$  (Furbish, 1997).

Un fluido ideal no posee viscosidad y por lo tanto no presenta resistencia ante el esfuerzo de cizalla, tal es el caso de los fluidos **Newtonianos** (e. g. agua) en los cuales la tasa de deformación  $\dot{\gamma}$ , es proporcionalmente lineal en relación al esfuerzo de cizalla aplicado  $\sigma$ , por lo tanto, la viscosidad  $\mu$  será constante a diferentes magnitudes de esfuerzo de cizalla e incluso a diferentes temperaturas y presiones (Furbish, 1997; Regalado y Noriega, 2008) (Figura 4).

La ecuación constitutiva que expresa la relación matemática entre el esfuerzo de cizalla y la tasa de deformación para los fluidos Newtonianos es:  $\sigma = \mu \dot{\gamma}$  (Méndez-Sánchez et al., 2010). Un fluido en el que su viscosidad disminuye a medida que aumenta su tasa de deformación se denomina fluido **pseudoplástico**. Por otra parte si el fluido presenta un aumento en la viscosidad y en la tasa de deformación se denomina fluido **dilatante** (Pierson y Costa, 1987). Ambos se consideran fluidos **no Newtonianos**.

Algunos materiales no fluyen a menos que un esfuerzo de cizalla mínimo sea excedido; una vez que esto sucede, la tasa de deformación presenta una relación lineal con el esfuerzo de cizalla; estos fluidos son de **tipo Bingham** (idem) (Figura 4).

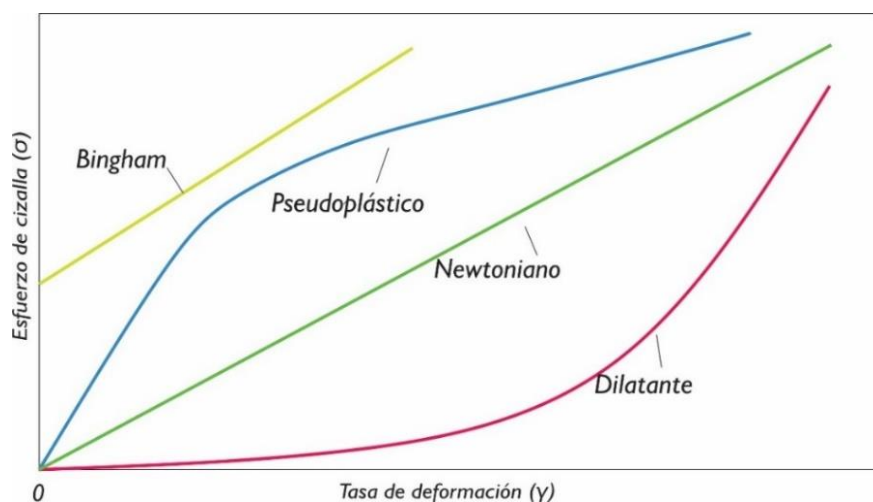


Figura 4. Clasificación reológica de flujos.

Pierson y Costa (1987) señalan que con excepción del agua y el aire, la mayoría de los fluidos en la naturaleza son sistemas multifase, por ello la reología de los fluidos con temperaturas  $>0^{\circ}\text{C}$  en la superficie terrestre son dependientes de la composición química y el contenido de sólidos, es decir, involucran una mezcla de sedimentos, agua y aire y su comportamiento reológico está controlado por la proporción relativa de estos componentes (distribución del tamaño de grano y las propiedades físicas y químicas de los componentes sólidos) todo ello al suponer que las propiedades de las fases líquida y gaseosa son constantes.

Desde la Física de movimiento, todos estos tipos de flujos incluidas las avalanchas de escombros son vistos como flujos granulares de origen geológico. Estos se caracterizan por un desplazamiento de sedimentos pendiente abajo, ya sea como una masa coherente (por ejemplo una caída o deslizamiento) o como un flujo con granos dispersos dentro de aire o agua (por ejemplo flujos de escombros, piroclásticos, avalanchas de escombros y corrientes turbidíticas). Estos movimientos se distinguen en función de su coherencia, tamaño de grano, geometría y modo de movimiento (Bridge y Demicco, 2008).

Este tipo de flujos presentan un comportamiento complejo debido a la cantidad de variables que los integran (diámetro y forma de las partículas, pendiente del plano de deslizamiento, geometría del canal confinante, densidad, resistencia y dureza del material, cantidad de lubricantes en distintas fases del flujo y el tipo de mecanismo disparador) y a la manera en que se transfiere la energía entre las partículas y el conjunto (Bartali et al., 2012)

El comportamiento reológico de algunos flujos granulares de tipo geológico puede ser Newtoniano o no Newtoniano, en función de la concentración de sólidos, la distribución del tamaño de partícula y la interacción entre la fase fluida compuesta de agua y/o gas, sedimentos finos (limo y arcilla) y la fase granular compuesta de arenas y gravas (Pierson y Scott, 1985). La arcilla y el limo se consideran parte intrínseca del fluido debido a que se desplazan en suspensión durante el evento, sin embargo la arena y grava pueden o no ser desplazadas en suspensión por un flujo (idem).

Este tipo de flujos pueden ocurrir en diferentes ambientes geológicos e involucran la transferencia de movimiento (momentum) entre sólidos (granos  $>0.06\text{ mm}$ ) y un líquido o gas intergranular. En

ambientes volcánicos incluyen los flujos piroclásticos, avalanchas de escombros y flujos de escombros (lahares) en los que la gravedad conduce el movimiento de la fracción sólida y del fluido intergranular. Es común la presencia y abundancia de dos o más fases (sólida, gaseosa, líquida).

Los flujos granulares poseen la dificultad de integrarlos en ecuaciones constitutivas (a diferencia de los fluidos clásicos) debido a la diversidad en sus comportamientos observados en materiales granulares sin cohesión, e.g. el flujo puede tener un comportamiento rígido-plástico, así como un comportamiento fluidizado, similar a un líquido (Figura 5). Estas características vuelven más complejo su estudio, ya que intervienen diferentes procesos: fluctuaciones térmicas, interacciones altamente disipativas, dilatancia, expansiones, fricciones internas, colisiones, fluidización y segregación de partículas, variaciones en la presión de poro y una falta de separación entre la escala de grano microscópica y la escala macroscópica del flujo (Iverson y Vallance, 2001; Crosta et al., 2001; Sarocchi, 2007; Forterre y Pouliquen, 2008).

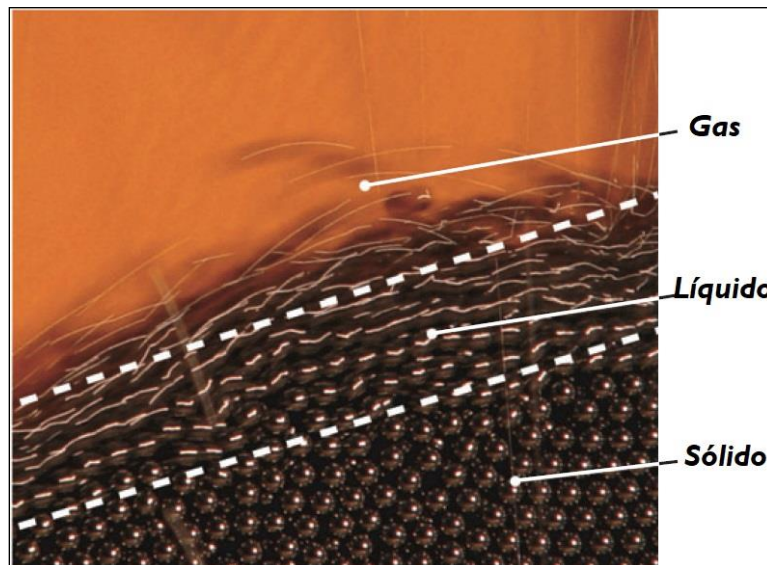


Figura 5. Regímenes de flujo: sólido, líquido y gas. Se trata de un experimento con un cuerpo granular de esferas de acero de formas y dimensiones iguales. (Modificada de Forterre y Pouliquen, 2008).

De acuerdo con Iverson y colaboradores (1997) los conceptos básicos para el entendimiento y evaluación del **movimiento** de los flujos granulares, específicamente los flujos de escombros son los siguientes: principios de mecánica de suelos, mecánica de flujos granulares y mecánica de mezclas.

En función de lo anterior existen dos conceptos importantes que condicionan los estados en las mezclas sólido-fluido: la presión de poro ( $p$ ) y la temperatura granular ( $T$ ) (medida del grado de agitación de las partículas). Observaciones directas y mediciones en experimentos del movimiento de estas mezclas "grano-fluido" (generalmente con una fracción de volumen sólido de  $v_s > 0.4$ ) evidencian su tendencia a comportarse como sólidos rígido-plásticos si la presión de poro  $p$  y la temperatura granular  $T$  son despreciables, por otro lado si la  $p$  y la  $T$  son lo suficientemente altas, el cuerpo se comportará de manera líquida (Iverson y Vallance, 2001; Sarocchi, 2007).

### **1.3 Características sedimentológicas de lahares.**

Señalar las diferencias en el comportamiento sedimentológico de los lahares es importante, ya que algunos flujos pueden desplazarse a mayor distancia y cubrir una extensión mayor que otros, además el comportamiento del flujo no se limita a un solo proceso, es decir: un flujo torrencial con alta carga puede evolucionar a un flujo de escombros o una avalancha de escombros a un flujo de escombros y posteriormente a un flujo hiperconcentrado y como consecuencia presentar diferentes tipos de morfologías y ocasionar diferente tipo de impactos en la superficie terrestre y en la población (Vallance y Scott, 1997; Pierson y Scott, 1985).

Pierson (2005) señala que los flujos de alta descarga constituidos por agua y sedimentos en canales abiertos pueden variar dentro de un amplio espectro en relación a la concentración de sólidos y a la distribución del tamaño de partículas. Por ejemplo, en una parte los flujos de corriente fluvial transportan en su mayoría pequeñas cantidades de sedimentos finos (<4% en volumen o 10% en peso) incidiendo de manera casi insignificante en el comportamiento del flujo, mientras que en el otro extremo del espectro: flujos de escombros con picos de descarga altos, son capaces de transportar altas cargas de sedimentos (>60% en volumen y 80% en peso) los cuales juegan un papel importante en el comportamiento y mecánica del flujo (Pierson, 2005). En su desplazamiento un flujo torrencial o de inundación con alta carga puede transformarse en un flujo de escombros (Figura 6) y posteriormente incorporar sedimentos proximales y transformarse en flujos hiperconcentrados. Particularmente el término flujos hiperconcentrados se aplica para flujos intermedios entre los dos extremos (flujos de escombros-corriente fluvial) y se caracterizan por presentar un alto contenido de agua, aproximadamente 20-60% en volumen de sedimentos



y poseen características fluviales, aunque la carga de sedimentos sea mayor a la de una corriente fluvial típica (Vallance y Scott, 1997; Pierson, 2005)

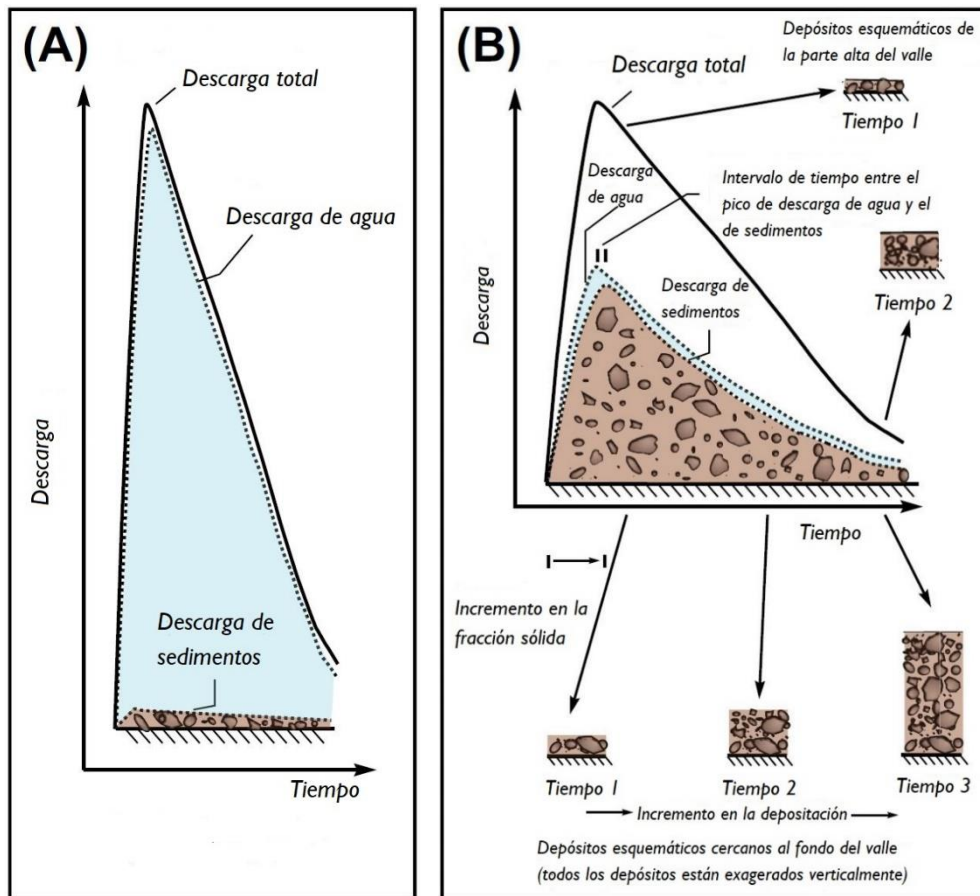


Figura 6. Hidrogramas esquemáticas en los que se muestra la evolución de un lahar; que comienza como (A) flujo de inundación o torrencial (flood flow) con mayor contenido en la fracción líquida y su posterior disolución transformándose a (B) flujo de escombros (debris flow). (Modificada de Vallance y Iverson, 2015).

Por otro lado, Vallance (2005) indica que existen diferencias puntuales entre un lahar y un flujo de escombros no volcánico, i.e. el origen y la magnitud: en flujos de escombros no volcánicos varían de  $10^2 \text{ m}^3$  -  $10^7 \text{ m}^3$  y en los lahares de  $10^4 \text{ m}^3$  -  $>10^9 \text{ m}^3$ . Estas diferencias en el volumen y la magnitud del evento radican en las características propias de los ambientes volcánicos: la abundancia de material no consolidado en laderas muy inclinadas cercanas al volcán, la presencia de roca alterada hidrotermalmente en el edificio volcánico, agua acumulada en los glaciares, lagos de cráter, sistemas hidrotermales y precipitaciones posteriores a alguna erupción (Vallance 2005).



#### 1.4 Análisis de fábrica en depósitos volcánoclasticos.

La fábrica, es un parámetro textural asociado al arreglo espacial de estructuras y partículas en una muestra geológica e incluye la orientación preferencial de ejes, clastos y cristales (microfábrica) desiguales, así como la orientación preferencial de ejes de pliegues, foliaciones, estructuras lineares y juntas (macrofábrica) (Moreno-Chávez et al., 2018). En este contexto, la fábrica (shape-fabric) de un depósito, es el arreglo espacial tridimensional de granos o elementos individuales que lo conforman, ya que cada partícula posee una orientación en virtud de una desigualdad de dimensiones (Allen, 1982).

Los mecanismos involucrados para el desarrollo de la fábrica en un flujo granular de tipo geológico han sido objeto de numerosos debates desde inicios del siglo pasado (Capaccioni y Sarocchi, 1996) con la finalidad de explicar las propiedades de un fluido con partículas en suspensión y acarreadas por el movimiento del fluido (Jeffery, 1922).

En cuanto a muchos flujos granulares de tipo geológico se ha observado que el eje mayor de cada partícula elipsoidal se orienta de manera paralela a la dirección del flujo como consecuencia de la colisión entre las partículas (Figura 7) (Capaccioni y Sarocchi, 1996) y que incluso las colisiones pueden ser distribuidas simétricamente con respecto a los ejes principales si su orientación difiere a la dirección del flujo (Rees, 1968).

De acuerdo con Allen (1982), para la medir la fábrica en una roca existen dos métodos: el **particular** y **en masa** (bulk). El método particular consiste en la medición (en campo o laboratorio) de la orientación de partículas una por una de una muestra relativamente grande, relativas a un sistema ortogonal de coordenadas con un norte o eje de referencia definido. El método en masa consiste en medir la orientación de la anisotropía de algunas propiedades físicas masivas del depósito, como susceptibilidad magnética, permeabilidad o rigidez dieléctrica (Allen, 1982). En este contexto, los elementos importantes para estudiar la fábrica de un depósito son: **tamaño, forma, cantidad y orientación** de los clastos que componen el depósito. La fabrica se calcula al obtener la orientación (trend) de las partículas sedimentarias (representada como la orientación de los ejes mayores de cada partícula) y el análisis de sus inclinaciones (plunge) (ángulo que forma el eje mayor con la horizontal) (Figura 7) (Universidad de Victoria-UVIC, s.f.).

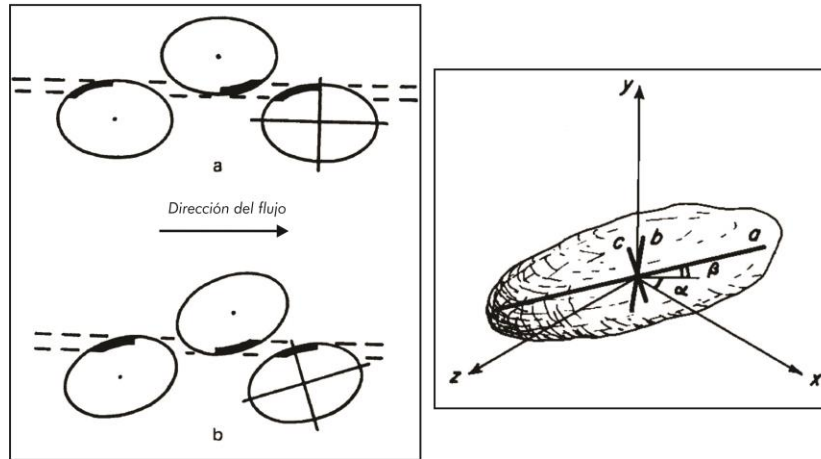


Figura 7. La velocidad y colisión entre partículas esferoidales es un factor importante en la iso-orientación de sus ejes mayores. El ángulo  $\alpha$  (trend) y el ángulo  $\beta$  (plunge) que se forman con el eje mayor-a se calcula con respecto a un eje de referencia definido.  
(Tomada de Rees, 1968 y Allen 1982).

Por lo general la información que se puede obtener del análisis de fábrica es útil debido a sus implicaciones en el análisis de patrones de paleocorrientes a escala local y regional, así como de la reología del flujo (Allen, 1982; Capaccioni et al., 1997).

El análisis de fábrica se puede realizar manualmente midiendo las orientaciones de los clastos uno por uno, ya sea en laboratorio o en campo. Sin embargo, una manera "semi-automatizada" de elaborar el análisis de fábrica es mediante el uso de imágenes y software. Las imágenes se pueden obtener con fotografías de alta resolución tomadas del afloramiento (fábrica aparente) o tomar muestras orientadas del depósito (fábrica en 2D o 3D). Si el depósito está compuesto de una alta variedad de tamaños de grano (desde bloques a cenizas finas) es conveniente repetir los análisis a diferentes escalas, que van desde metros (afloramiento), centímetros (muestra de mano) y milímetros (secciones delgadas) (Capaccioni y Sarocchi, 1996).

Los diferentes softwares para el análisis de fábrica, han sido exitosos en la producción de datos texturales cuantitativos (Capaccioni et al., 1997). Estos métodos proveen un gran número de diferentes mediciones automáticas como tamaño de grano, forma y orientación en 2D de los ejes mayores, así como parámetros estadísticos.

La estadística circular es útil para estudios de fábrica ya que es un subcampo de la estadística lineal que trata con la recolección, análisis, interpretación, presentación y organización de datos

circulares que pueden ser considerados como puntos en un círculo o vectores (dirección) en el plano (por ejemplo direcciones de flujos) (Mardia y Jupp, 2000; Moreno-Chávez et al., 2018). Cada observación (ángulo) en el círculo es considerado con su dirección opuesta equivalente, en este sentido cada ángulo  $\Phi$  es equivalente a  $\Phi+180^\circ$  (Mardia y Jupp, 2000). En geología y geomorfología, son numerosas las aplicaciones de los datos axiales, como en el caso de la representación de orientaciones de rasgos estructurales o de elementos que componen una muestra geológica. Los datos circulares o axiales pueden ser representados de diferentes formas (por ejemplo: histogramas circulares, histogramas lineales y diagramas de rosetas). Para estudios sedimentológicos de fábrica los diagramas de rosetas son muy útiles. El área de cada sector del diagrama es proporcional a la frecuencia en el grupo correspondiente y los datos axiales pueden ser representados como datos circulares al duplicar los ángulos y confeccionar el diagrama de roseta (Figura 8).

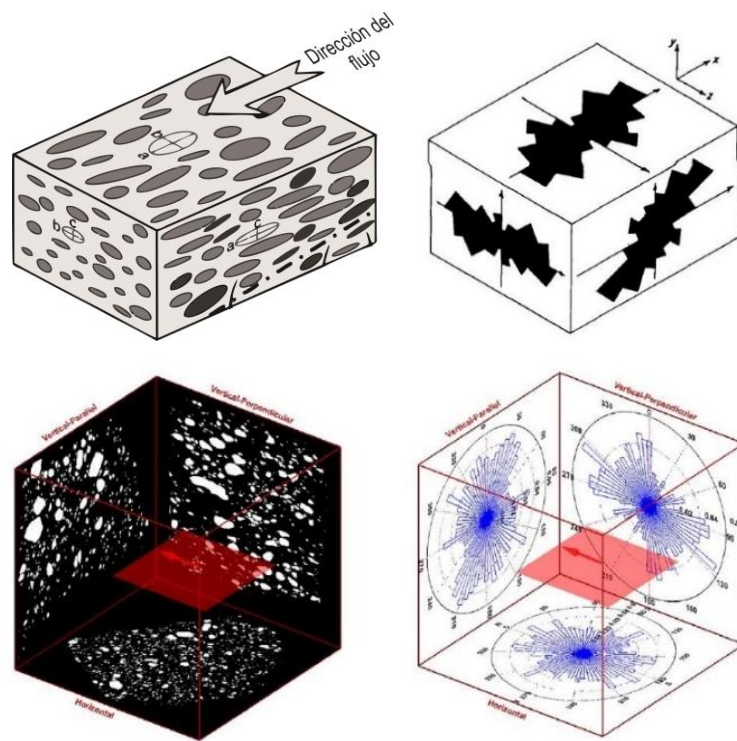


Figura 8. Esquemas de análisis de fábrica mediante estadística circular a lo largo de tres planos perpendiculares (3D fabric).  
(Tomadas de: Káratson et al., 2002, Allen, 1982 y Moreno-Chávez et al., 2018).

# Capítulo II

## Área de estudio

## Capítulo 2. Área de estudio.

### 2.1 Localización y antecedentes.

El Citlaltépetl es un volcán compuesto (o estratovolcán) de edad Cuaternaria en estado de reposo, que ha presentado una compleja evolución magmática y actividad eruptiva histórica importante, de carácter efusivo y explosivo.

También es conocido como Pico de Orizaba y "Montaña de la Estrella" (*citlali*=estrella, *tépetl*=montaña o cerro, traducido del náhuatl) debido a su ancestral relación con el planeta Venus (Estrella de la Mañana) dentro de la cosmovisión náhuatl (Figura 9).

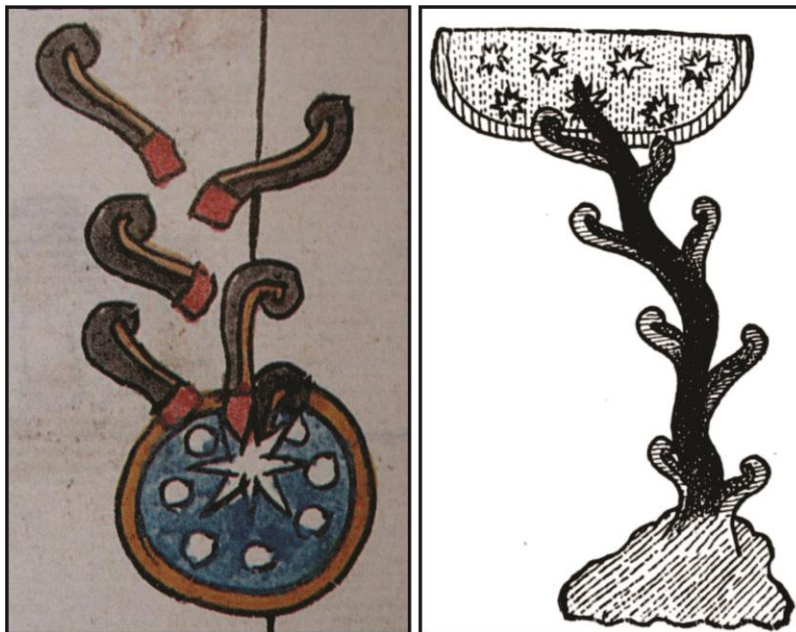


Figura 9. Representaciones del Códice Telleriano-Remensis (1553-1563 CE) que muestran la relación entre Venus caracterizada como "estrella humeante" y el volcán Citlaltépetl. Al respecto el barón Alexander von Humboldt (1769-1859) menciona: *"El volcán de Orizava llevaba el nombre de Citlaltépetl, montaña de la estrella; y podemos suponer que los anales del imperio contenían las diferentes épocas de las erupciones de este volcán. Ahora, pregunto, ¿qué ilusión óptica podría darle a Venus la apariencia de una estrella arrojando humo? ¿Era una especie de halo formado alrededor del planeta? A medida que el volcán de Orizava se coloca al este de la ciudad de Cholula, y su ardiente cráter se asemeja durante la noche a una estrella en ascenso, el volcán y la estrella de la mañana pueden haberse confundido entre sí en lenguaje simbólico"*. (Tomadas de Van Der Sluijs, 2018).

Es la cima más alta del país con 5,675 msnm y la tercera de Norteamérica (Rossotti, 2005) y se ubica entre los estados de Veracruz y Puebla entre las coordenadas 19°01'N, 97°16'W, dentro del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) (Figura 10).

De acuerdo a Robin y Cantagrel (1982) la asimetría del edificio volcánico y cráter del Citlatlépetl (2,900 m en la porción W y 4,300 m en la porción E) es definido por un sistema de fallas normales del basamento. Por este motivo, los colapsos sectoriales del volcán han sido con dirección E; entre los que se encuentra el lahar Teteltzingo caracterizado como un flujo de escombros cohesivo originado durante el Pleistoceno (16, 500 A.P.) (Concha-Dimas et al., 2005). Este evento inició como una avalancha de escombros asociada al colapso sectorial del cono principal denominado Espolón de Oro (Carrasco-Núñez et al., 1993). El depósito de lahar se localiza en la vertiente E-SE del volcán, y se encuentra expuesto en algunas porciones de valles formados por el río Tliapa-Seco, a lo largo del límite inferior de la subcuenca del río Atoyac, y el límite superior de la subcuenca del río Blanco. Ha sido cartografiado por Carrasco-Núñez y colaboradores (1993) con una extensión de más de 75 km desde la zona proximal cerca de la localidad de Teteltzingo y Coscomatepec hasta la zona más distal, cerca de la ciudad de Cuitláhuac (Figura 10).

El depósito inicia a los  $\sim 1,910$  msnm y termina a los  $\sim 200$  m. Presenta una diferencia de altitudes de  $\sim 1,700$  m, que se traduce en una gran variedad de condiciones geomorfológicas y sedimentológicas. La fragmentación en zonas (proximal, media y distal) se estableció con base en su extensión y características geomorfológicas de la región.



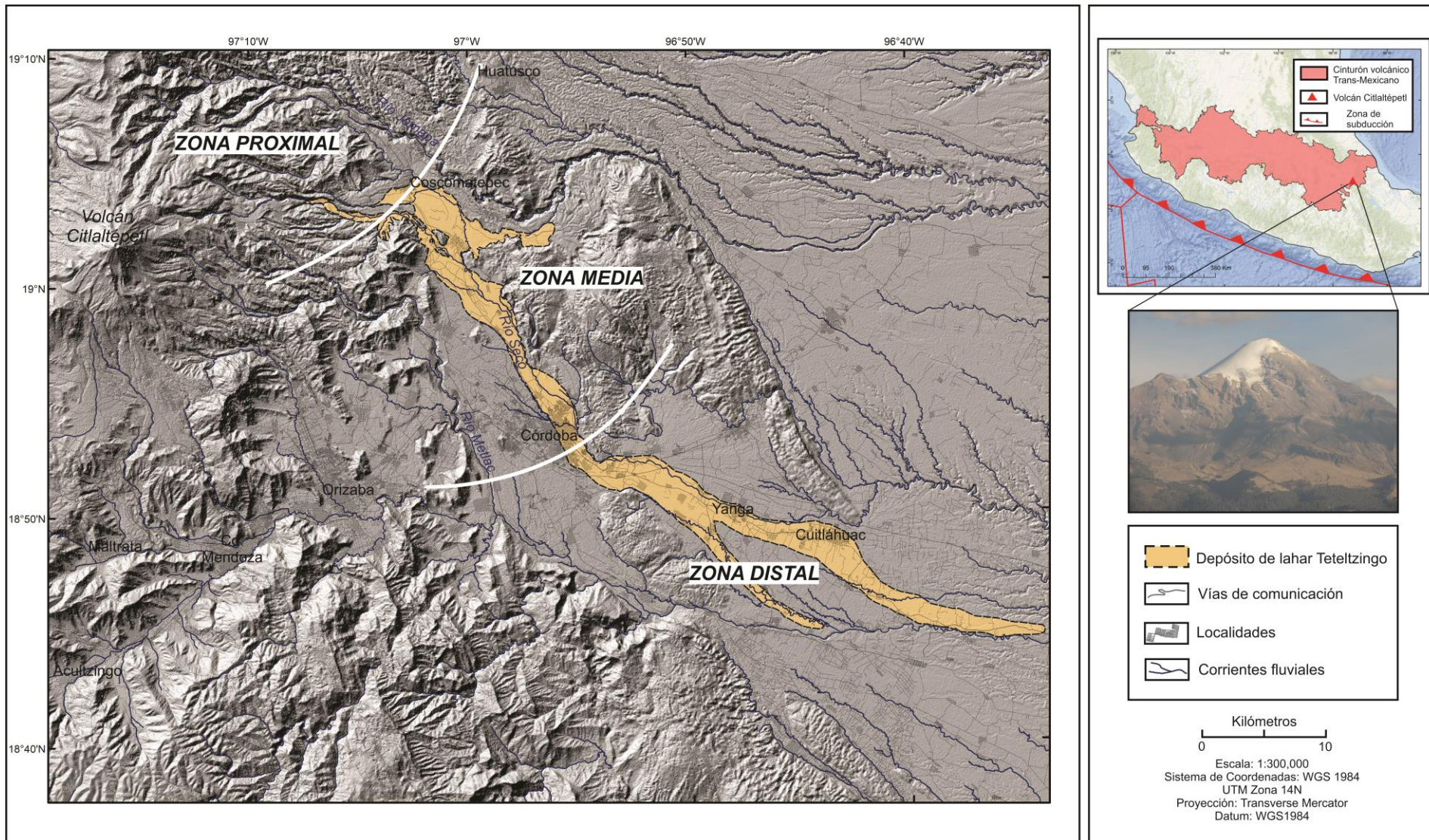


Figura 10. Ubicación geográfica del Cinturón Volcánico Transmexicano, el volcán Citlaltépetl y el depósito de lahar Teteltzingo. La extensión y dirección del depósito es principalmente E-W en la zona proximal y NW-SE en las zonas media y distal, de acuerdo a Carrasco-Núñez et al. (1993).

## 2.2 Marco fisiográfico y geología regional.

El volcán Citlaltépetl pertenece a una cadena de volcanes (Cofre de Perote-La Gloria-Las Cumbres-Citlaltépetl-Sierra Negra), complejos dómicos, caldéricos, y conos monogenéticos dentro de la porción oriental del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM). Se construyó sobre rocas sedimentarias plegadas de edad cretácica, pertenecientes a la Sierra Madre Oriental, en los límites con la Planicie Costera del Golfo (compuesta por depósitos volcanoclásticos y epiclásticos) (Carrasco-Núñez, 2000).

El CVTM es un arco magmático continental, con actividad volcánica y fallamiento normal o extensivo desde el Mioceno hasta la actualidad, que abarca aproximadamente 8,000 estructuras volcánicas (campos de conos monogenéticos, estratovolcanes, volcanes en escudo, volcanes compuestos, calderas, lavas fisurales y domos) y cuerpos intrusivos que se extienden desde las costas del Pacífico en Nayarit y Jalisco hasta las costas del Golfo de México en Veracruz (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005; Gómez-Tuena et al., 2005). El volcanismo en el CVTM se asocia a una subducción Eocénica oblicua de la Placa de Cocos y Rivera bajo la Placa Norteamericana y además de ser uno de los arcos volcánicos continentales más complejos en el mundo (Ferrari, 2000; Ferrari et al., 2018; Hoskuldsson y Robin, 1993; Rossotti, 2005), también incide significativamente en las condiciones climáticas, la evolución de la biodiversidad y alberga gran parte de la población, de la actividad industrial y agrícola de México (Ferrari et al., 2018). Algunos autores han dividido al CVTM en tres porciones (central, occidental y oriental) en función de las diferencias en el tipo de volcanismo y composición química, así como en las características geológicas y tectónicas (Pasquaré et al., 1986; Ferrari, 2000; Gómez-Tuena et al., 2005).

En la región, existen litologías de edades que van desde el Cretácico hasta el Holoceno, y predominan depósitos volcanoclásticos, rocas volcánicas y sedimentarias.

### A) MESOZOICO

Las unidades geológicas más antiguas corresponden a rocas cretácicas, asociadas a grandes estructuras regionales deformadas (anticlinales, sinclinales y fallas) que conforman la porción meridional de la Sierra Madre Oriental y norte de la Sierra de Zongolica. Estas rocas sedimentarias



pertenecen a unidades paleogeográficas asociadas a cuenca y plataforma: Cuenca de Zongolica, Cuenca Sierra Madre Oriental, Plataforma de Córdoba y Cuenca de Veracruz.

La Cuenca de Zongolica está constituida por distintas formaciones de depósitos marinos de edades del Kimmeridgiano-Tithoniano al Eoceno temprano (Dávalos-Álvarez, 2006). En orden cronoestratigráfico las unidades más antiguas de la región corresponden a la **Formación Tepexitlotla**, que consiste en calizas y lutitas de edad Tithoniano-Berriasiano y subyacen en concordancia a la **Formación Xonamanca** de edad Berrasiano-Valanginiano compuesta por lutitas y tobas andesíticas que presenta un cambio de facies con la **Formación Tamaulipas Inferior** de edad Berrasiano-Aptiano constituida por calizas masivas con horizontes delgados de lutitas con contacto superior concordante con calizas y lutitas de la **Formación Tamaulipas Superior** del Albiano-Cenomaniano (SGM, 2001<sup>2</sup>; 2002; López-Palomino, 2014).

A partir del Albiano hasta el Maastrichtiano las cuencas Cuicateca y Zongolica comparten una cubierta calcáreo-arcillosa con ambientes de depósito de cuenca y plataforma que corresponden a la **Formación Orizaba** representada por calizas masivas del Albiano-Cenomaniano, a la **Formación Maltrata** por calizas con intercalaciones delgadas de lutitas arenosas del Turoniano, **Formación Guzmantla** por calizas con nódulos de pedernal del Turoniano-Santoniano y **Formación Méndez** compuesta por margas y lutitas del Campaniano-Maastrichtiano. Es importante mencionar que algunas formaciones de cuenca se integran como parte de la Plataforma de Córdoba debido a la existencia de interdigitaciones por el carácter transgresivo del Cretácico Superior sobre el Cretácico Medio (SGM, 2001<sup>2</sup>; 2002; López-Palomino, 2014; Dávalos-Álvarez, 2006; González-Alvarado, 1976).

Durante el evento conocido como la Orogenia Laramide, estas secuencias de rocas sedimentarias y su complejo basal fueron levantados, acortados y transportados hacia el NE (Eguiluz de Antuñano et al., 2000) dando origen a un complejo patrón de anticlinales, sinclinales, fallas normales, e inversas orientados en dirección NW-SE que estratigráficamente constituye el basamento pre-volcánico de esta zona (Rodríguez et al., 2006).

## B) CENOZOICO

La Orogenia Laramide favoreció el incremento del aporte de grandes volúmenes de sedimentos clásticos que comenzaron a depositarse en la Cuenca Cenozoica de Veracruz; la deformación contraccional afectó la plataforma de Córdoba durante el Paleógeno dando lugar al desarrollo de una cuenca asociada a una subsidencia de tipo flexural, cuyas profundidades iban disminuyendo a medida que se depositaba más material, dando lugar a un ambiente más somero para generar los depósitos plio-pleistocénicos de la Planicie Costera del Golfo (Figura 11) (Corona-Baca, 2012).

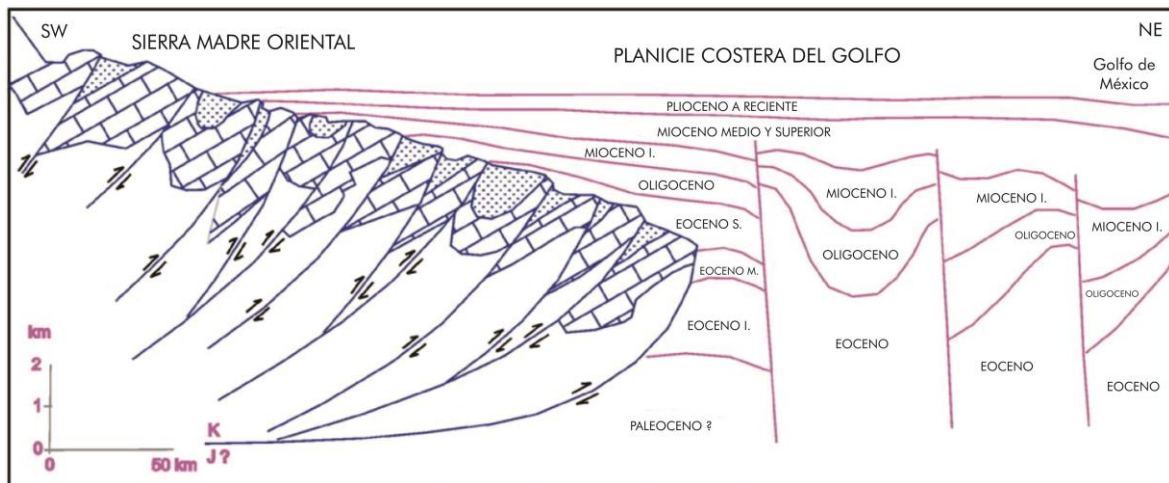


Figura 11. Sección estructural de la Planicie Costera del Golfo.  
(Modificada de Carrasco-Núñez et al., 2006).

La **Formación Chicontepec** es la más antigua del Cenozoico y se presenta como una secuencia terrígena marina constituida por lutitas y areniscas de edad Paleoceno. A partir del Plioceno-Pleistoceno, el CVTM se manifiesta con diferentes unidades volcánicas en la región: **andesitas, dacitas, basaltos, pumicitas y tobas andesíticas**. Posteriormente se emplazaron rocas más recientes asociados al volcán Citlaltépetl: **dacitas y andesitas**, así como **depósitos volcaniclásticos y aluviales** de edad Pleistoceno-Holoceno que constituyen la Planicie Costera del Golfo (Figura 12).

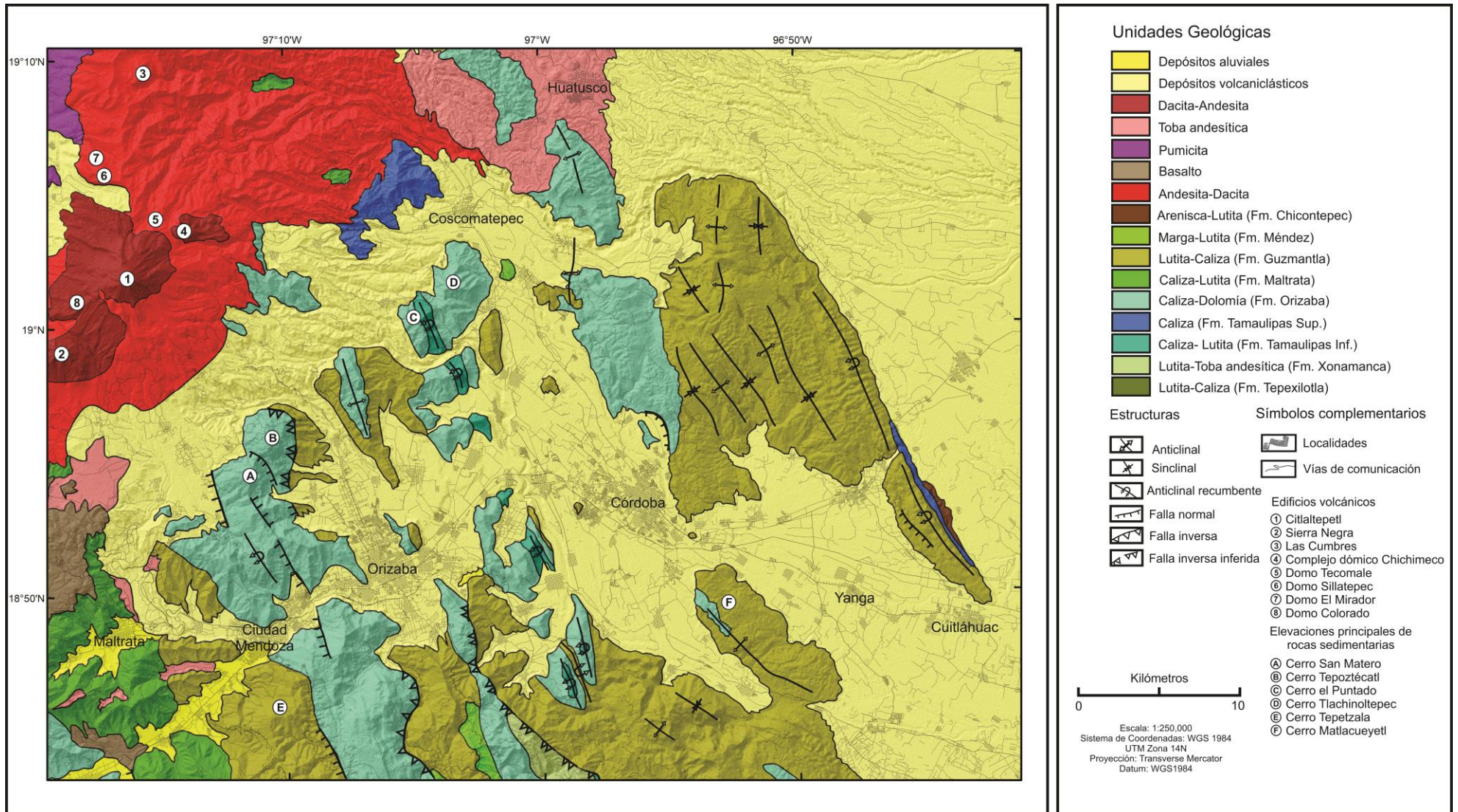


Figura 12. Mapa geológico del sector SE del volcán Citlaltépetl. La región presenta una configuración particular y compleja en términos geológicos y sedimentológicos. Afloran unidades asociadas a rocas sedimentarias cretácicas plegadas, rocas volcánicas de edad Plioceno-Holoceno asociadas al CVTM provenientes del volcán Citlaltépetl y Las Cumbres, y depósitos volcanoclásticos-epiclásticos que conforman parte de la Planicie Costera del Golfo. (Modificado de Servicio Geológico Mexicano, 2001; 2002).



### 2.3 Historia eruptiva y geología del volcán Citlaltépetl.

El Citlaltépetl ha presentado periodos de construcción del edificio seguidas de episodios destructivos. Al comienzo de los estudios volcanológicos en la región, Robin y Cantagrel (1982) proponen de manera general tres fases magmáticas y volcánicas distintas implicadas en la construcción del volcán. Posteriormente, Carrasco-Núñez (2000) elaboró un estudio estratigráfico y estructural detallado y señaló que la cima del volcán muestra tres fases que corresponden a la construcción de tres edificios volcánicos superpuestos: Cono Torrecillas, Cono Espolón de Oro y el Citlaltépetl actual (figura 13), además de una fase emplazamiento de volcanismo periférico en diferentes épocas durante la formación de los conos centrales.



Figura 13. Fotografía del volcán Citlaltépetl visto desde la ciudad de Córdoba, en la que se puede apreciar los relictos de conos anteriores al cono actual (Torrecillas y Espolón de Oro) y el basamento de rocas calizas. (Agosto, 2018).

La actividad eruptiva prehistórica del Citlaltépetl y los eventos históricos registrados desde la época prehispánica hasta finales del siglo pasado han sido resumidos en las tablas 2 y 3. Es evidente que el registro de eventos explosivos a partir de 13,270 años A.P hasta la actualidad es más numeroso debido a la preservación de depósitos piroclásticos antiguos y a la recopilación de evidencias históricas registradas, asociadas a la actividad del volcán.

Etapa	Periodo	Tipo de actividad	Unidades y materiales asociados
Construcción del cono Torrecillas	650 Ka	Efusiva	Andesita y andesita basáltica Pilancón
	290 ± 5 Ka	Efusiva	Dacita y andesita Jamapa
		Efusiva	Andesita Torrecillas
		Efusiva	Andesitas porfídicas del volcán Sierra Negra
Destrucción del cono Torrecillas	290 Ka - 210 Ka	Explosiva	Depósito de avalancha de escombros "Jamapa"
Construcción del cono Espolón de Oro	210 ± 40 Ka	Efusiva	Andesita Paso de Buey
		Efusiva	Dacita Espolón de Oro
		Efusiva	Andesita basáltica Carnero
	150 Ka – 90 Ka	Explosivo y efusivo	Andesita y dacita Alpinahua
Destrucción del cono Espolón de Oro	16,500 A.P.	No eruptiva	Depósito de lahar cohesivo "Teteltzingo"
Construcción del cono actual del Citlaltépetl	16,500 – 12,900 A.P.	Efusiva	Dacita Malacara
	13,270 ± 90 A.P.	Explosiva	Depósito de flujo piroclástico
	12,900 A.P.	Explosiva	Ignimbritas riolíticas
	10,600 ± 190 A.P.	Explosiva	Depósitos de caída de tefra
	9,400 ± 170 A.P.	Explosiva	Depósito de flujo piroclástico
	8,980 ± 80 A.P.	Explosiva	Depósito de flujo piroclástico
	8,860 ± 60 A.P.	Explosiva	Depósito de flujo piroclástico
	8,770 ± 90 A.P.	Explosiva	Depósito de flujo piroclástico
	8,760 ± 70 A.P.	Explosiva	Depósito de flujo piroclástico
	8,710 ± 70 A.P.	Explosiva	Depósito de flujo piroclástico
	8,690 ± 50 A.P.	Explosiva	Depósito de flujo piroclástico
	8,660 ± 80 A.P.	Explosiva	Depósitos de caída de tefra
	8,630 ± 90 A.P.	Explosiva	Depósito de flujo piroclástico
	8,620 ± 140 A.P.	Explosiva	Depósito de flujo piroclástico
	8,595 ± 85 A.P.	Explosiva	Depósito de flujo piroclástico
	8,580 ± 80 A.P.	Explosiva	Depósito de flujo piroclástico
	8,500-9,000 A.P.	Explosiva	Ignimbrita-Pómez Citlaltépetl
	8,470 ± 1160 A.P.	Explosiva	Depósito de flujo piroclástico
	8,455 ± 90 A.P.	Explosiva	Depósito de flujo piroclástico
	8,300 ± 70 A.P.	Explosiva	Depósito de flujo piroclástico
	8,170 ± 70 A.P.	Explosiva	Depósitos de flujos de ceniza, flujos de escoria y flujos de bloques y ceniza
	7,020 ± 120 A.P.	Explosiva	Depósito de flujo piroclástico
	6,640 ± 290 A.P.	Explosiva	Depósitos de flujos de ceniza, flujos de escoria y flujos de bloques y ceniza
	6,200 ± 120 A.P.	Explosiva	Depósito de flujo piroclástico
	4,730 ± 70 A.P.	Explosiva	Depósitos de flujos de ceniza, flujos de escoria y flujos de bloques y ceniza
	4,660 ± 100 A.P.	Explosiva	Depósito de flujo piroclástico
	4,450 ± 70 A.P.	Explosiva	Depósitos de flujos de ceniza, flujos de escoria y flujos de bloques y ceniza
	4,380 ± 60 A.P.	Explosiva	Lahar
	4,200 ± 80 A.P.	Explosiva	Depósito de flujo piroclástico
	4,130 ± 130 A.P.	Explosiva	Depósito de flujo piroclástico
	4,100 A.P.	Explosiva	Depósito de flujo de bloques y cenizas y lahar
	4,060 ± 120 A.P.	Explosiva	Depósitos de caída de tefra
4,040 ± 80 A.P.	Explosiva	Depósito de flujo piroclástico	
3,450 ± 70 A.P.	Explosiva	Depósitos de caída de tefra	
3,400 ± 110 A.P.	Efusiva	Flujo de lava	

	2,730±60 A.P.	Explosiva	Depósitos de flujos de ceniza, flujos de escoria y flujos de bloques y ceniza
	1,910±40 A.P.	Explosiva	
	1,860±40 A.P.	Explosiva	
	1,810±50 A.P.	Explosiva	Depósitos de caída de tefra
	1,730±85 A.P.	Explosiva	Depósitos de flujos de ceniza, flujos de escoria y flujos de bloques y ceniza
	690±50 A.P.	Explosiva	Depósitos de caída de tefra

Tabla 2. Historia eruptiva del volcán Citlaltépetl. (Elaborada con base en Cantagrel et al., 1984; Carrasco-Núñez et al., 1993; Höskuldsson y Robin, 1993; Siebe et al., 1993; Carrasco-Núñez y Rose, 1995; Carrasco-Núñez, 1997; Carrasco-Núñez, 2000; De la Cruz-Reyna y Carrasco-Núñez, 2002; Rossotti y Carrasco-Núñez, 2004; Sheridan et al., 2004; Rossotti, 2005; Alcalá-Reygosa et al., 2018).

Año	Descripción
1157	Jeroglíficos mexicas de erupción (Códice Vienna)
1175	Tradición oral de erupción con emisión de ceniza
1187	Jeroglíficos mexicas de erupción (Códice Vienna)
1264-65	Jeroglíficos mexicas de erupción (Códice Vienna)
1351	Jeroglíficos mexicas de erupción (Códice Vienna)
1533-39	Erupción con emisión de ceniza
1545	Erupción con emisión de lava y ceniza desde el cráter central
1559	No confirmada
1566	Flujos de lava desde el cráter central
1569-89	Erupción con emisión de ceniza
1613	Flujos de lava
1630	No confirmada
1687	Erupción con emisión de ceniza
1830	Actividad fumarólica
1846	Erupción con emisión menor de ceniza
1851	Actividad fumarólica
1864	Fumarolas y sonidos desde el cráter asociadas a un sismo
1867	Fumarolas y emisión de ceniza
1920-21	Lahares
1974	Calentamiento relativo de la superficie alrededor del cráter
1999	Sismos tectonovolcánicos de baja magnitud

Tabla 3. Erupciones históricas del volcán Citlaltépetl. (Elaborada con base en la información de CENAPRED; Crausaz, 1994; Orozco y Berra, 1887; Waitz, 1910; Mooser, et al. 1958; Yarza de la Torre, 1971) recopilada por De la Cruz-Reyna y Carrasco-Núñez (2002).

Las unidades geológicas son la expresión de la composición y comportamiento del magma a profundidad. El material emitido por el volcán en sus episodios constructivos, varía primordialmente entre andesita y dacita, aunque existen materiales traquiandesíticos y riolíticos asociados al emplazamiento de los domos periféricos (figura 14).

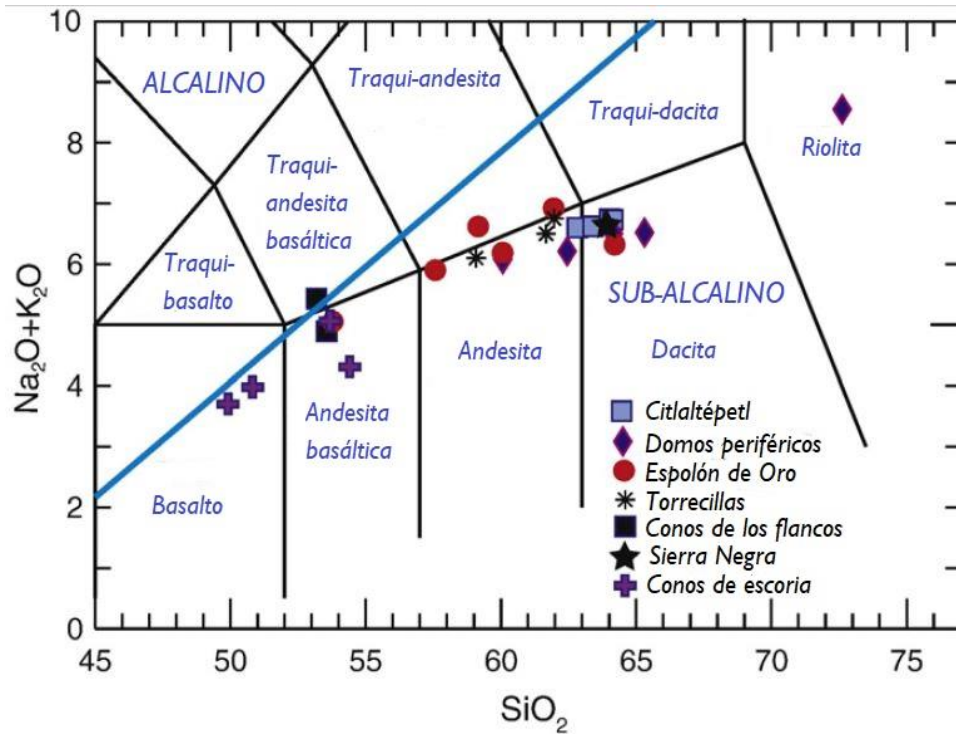


Figura 14. Diagrama de TAS (Total Alkali Silica) que ilustra la clasificación de los productos emitidos por el volcán Citlaltépetl y las estructuras volcánicas pertenecientes a los episodios anteriores. (Modificada de Schaaf y Carrasco-Núñez, 2010).

Las tablas 4 -7 y la figura 15 resumen las unidades geológicas propuestas por Carrasco-Núñez (2000) asociadas a la construcción de los conos principales (Torrecillas, Espolón de Oro y Citlaltépetl) incluyendo los domos emplazados alrededor del edificio principal.

**Primer grupo o fase eruptiva: Volcán Torrecillas (Comenzó hace 0.6-0.29 M.a.)**

Descripción: Actividad efusiva caracterizada por la construcción de un gran estratovolcán. La litología predominante consiste en lavas andesíticas con dos piroxenos. Los episodios efusivos más antiguos están asociados a andesitas basálticas de olivino y los más recientes están asociados a andesitas y dacitas con o sin anfíbol. Esta fase culminó con el colapso de la porción norte del edificio, y formó un cráter de aproximadamente 3.5 km de diámetro y generó un gran depósito de avalancha de escombros que viajó 75 km por el río Jamapa.



**Unidades litológicas**

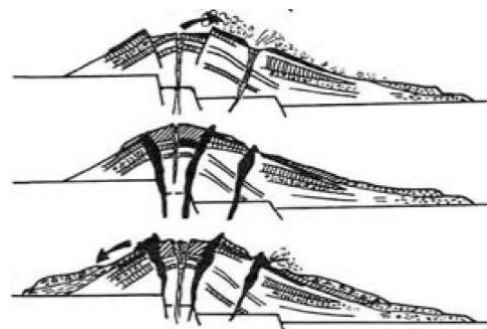
<u>Andesita y andesita basáltica Pilancón</u>	<u>Dacita y andesita Jamapa</u>	<u>Andesita Torrecillas</u>	<u>Volcán Sierra Negra</u>
La parte basal de esta unidad consiste en una sucesión de lavas de composición andesítica basáltica con olivino, masiva y brechada de 3-4 m de espesor. La parte media consiste en una secuencia de 80 m de espesor alternada con bloques, flujos de lava andesíticos y brechas. La parte superior se caracteriza por flujos de lava andesítica masivos.	Está compuesta por flujos de lava andesíticos y dacíticos masivos, de 400 m de espesor, con una morfología irregular.  La parte superior de la unidad consiste en una alternancia irregular predominantemente de flujos de lava con una menor proporción de brecha.	Esta unidad está compuesta por una secuencia inclinada y fracturada de brechas alteradas de 3-5 m de espesor, capas de tefra, y andesita porfídica. Los depósitos de caída consisten en capas estratificadas de 20 cm de andesita, dacita, pómez y fragmentos de escoria incluidos en una matriz arenosa. Los remanentes de la caldera del volcán Torrecillas forman esta unidad, que se encuentra disectada por intrusiones de la Andesita Alpinahua, del grupo Espolón de Oro.	El material consiste en flujos de lava andesíticos, porfídicos y masivos. La disposición de los extremos de los flujos de lava derivados de la Andesita Alpinahua y la Dacita Orizaba en relación a las lavas de la Sierra Negra indican que son más recientes los primeros.

Tabla 4. Descripción de unidades geológicas asociadas a la construcción del cono Torrecillas. (Elaborada con base en Carrasco-Núñez y Gómez-Tuena, 1997 y Carrasco-Núñez, 2000. Figura de Robin y Cantagrel, 1982).



**Segundo grupo o fase eruptiva: Espolón de Oro (Comenzó hace aproximadamente 0.21 M.a.)**

Descripción: La sucesión más completa asociada a la construcción del cono Espolón de Oro se encuentra expuesta en la zona norte (picos Espolón de Oro o Sarcófago). El cono llegó a tener un volumen aproximado de 50 km<sup>3</sup> y fue construido al norte del escarpe caldérico del cono anterior Torrecillas y está representado por dacitas de anfíbol de 0.21 M.a. La sucesión comienza con la emisión de lavas andesíticas con plagioclasa y anfíbol (Paso de Buey) seguidas de emisión de lavas dacíticas de anfíbol (Espolón de Oro). En el flanco W la sucesión continuó con una emisión lateral de lavas andesítico basálticas de olivino (Carnero). En la zona norte fue emitida una secuencia piroclástica alternada con lavas andesíticas (Alpinahua) y la secuencia finaliza con lavas andesíticas afaníticas intercaladas con brechas y una ignimbrita soldada con "fiammes". Este episodio finaliza con el colapso del cono ocurrido hace 16,500 años, lo cual generó una avalancha de escombros que se transformó en un lahar cohesivo que viajó 85 km pendiente abajo. Este evento se denominó "lahar Teteltzingo".



**Unidades Litológicas**

<u>Andesita Paso de Buey</u>	<u>Dacita Espolón de Oro</u>	<u>Andesita basáltica Carnero.</u>	<u>Andesita y dacita Alpinahua</u>
<p>La actividad inicial del Espolón de Oro está representada por esta unidad y se puede dividir en dos miembros: Miembro inferior, que consiste en flujos de lava masivos y porfídicos y Miembro superior asociado a flujos de lava con contenido de plagioclasa y fenocristales de anfíbol. Ambos miembros sobreyacen a la Dacita Jamapa.</p>	<p>Estos flujos de lava dacíticos con anfíbol de 50 m de espesor, se extienden más de 4.5 km del conducto y están correlacionados con una unidad similar en los flancos SE y W en el flanco norte del actual Citlaltépetl.</p>	<p>Esta unidad está expuesta en el flanco W del volcán y consiste en un flujo vesicular de 3 m de espesor compuesto de andesita basáltica con olivino. Debido a su reducida distribución posiblemente se asocia a un evento menor, como una fisura radial.</p>	<p>La secuencia basal consiste en una secuencia piroclástica intercalada con un flujo de lava andesítico. La parte superior consiste en andesitas afaníticas de ~30 m de espesor alternadas con brechas en algunas áreas. La última andesita fluyó 8 km del cráter Espolón de Oro; la secuencia de 200 m de amplitud consiste en flujos de bloques con levees. Al sudeste una sucesión de 150-200 m de andesitas porfídicas sobreyace a una dacita con anfíbol correlacionada con la dacita Espolón de Oro y cuya parte basal está datada en 11,370 ± 140 años A.P. Por último una secuencia de 200 m sobreyace a la andesita Torrecillas, compuesta por lavas dacíticas porfídicas y microporfídicas están expuestas en el flanco S del volcán.</p>

Tabla 5. Descripción de unidades geológicas asociadas a la construcción del cono Espolón de Oro. (Elaborada con base en Macías, 2005; Carrasco-Núñez, et al., 1993; Carrasco-Núñez y Gómez Tuena, 1997; Carrasco-Núñez, 2000. Figura de Robin y Cantagrel, 1982).

**Actividad asociada a domos periféricos (emplazados en diferentes etapas)**

Descripción: Aparentemente los domos periféricos fueron emplazados en diferentes etapas eruptivas; los domos Tecomale y Colorado parecen ser los más antiguos y posiblemente se emplazaron durante la construcción del cono Espolón de Oro. Posteriormente se emplazaron los domos dacíticos Sillatepec y Chichihuale al NW del cráter los cuales Carrasco-Núñez (2000) ha agrupado en Domos Zona Norte. Este complejo dómico aparentemente es el más joven de esta fase (Macías, 2005; Carrasco-Núñez, 2000).

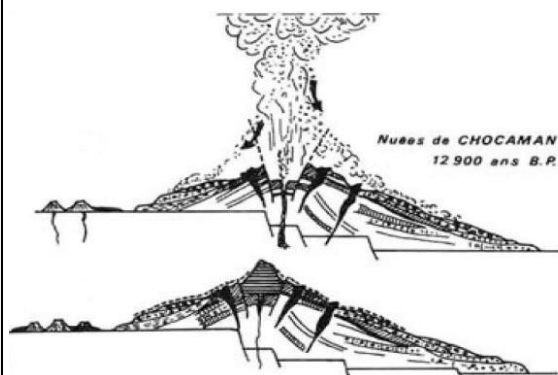
**Unidades Litológicas**

<u><i>Domo Tecomale</i></u>	<u><i>Domo Colorado</i></u>	<u><i>Domos Zona Norte</i></u>	<u><i>Complejo dómico Chichimeco</i></u>
Es una sucesión de por lo menos cinco flujos de riolita con obsidiana de 200 m de espesor. Los flujos se caracterizan por incluir en su parte basal una capa de obsidiana masiva intercalada con delgadas capas de vidrio con cierto grado de desvitrificación. En ocasiones en la parte media de la secuencia, está presente una brecha de obsidiana en bloques y en la parte superior una capa de riolita bandeada. La longitud máxima de estos flujos es de ~5.5 km. A 2 km hacia el N de la riolita Tecomale aflora otra obsidiana.	El Domo Colorado consiste en una dacita porfídica asociada a varios flujos de bloques y ceniza. Carrasco Núñez (2000) identificó por lo menos dos unidades de flujos piroclásticos: La unidad superior presenta 8 m de espesor y la unidad inferior 2 m, ambas unidades presentan clastos de dacita porfídica que varía de 5 cm a 2-5 m en una matriz vítrea o arcillosa; sus composiciones son similares, están bien consolidadas y presentan una mala clasificación. Los flujos son resultado de la explosión del domo, lo cual posiblemente ocurrió un par de veces, por los dos anfiteatros que presenta.	Los Domos Zona Norte o del Norte, incluyen: Domo Sillatepec, Domo El Mirador y Domo Chichihuale, entre otros. El Sillatepec consiste en dacita porfídica y depósitos de flujos de bloques y ceniza y de avalancha de escombros de 50 cm de espesor, con fragmentos de dacita de 1 cm a 1 m de diámetro. El Domo Chichihuale eyectó dacitas masivas porfídicas, flujos piroclásticos y tefra, que se dispersaron hacia el W del volcán.	Este complejo consiste en cuatro domos y flujos de lava asociados. La parte basal está compuesta por una sucesión de 300 m de espesor de andesitas de anfíbol aparentemente emplazadas en dos pulsos. Las lavas se desplazaron ~9 km. Las lavas más recientes viajaron ~3.5 km e incluyen un depósito basal de lahar de 10 m de espesor. Las lavas de por lo menos tres domos que constituyen el Complejo Chichimeco se sobreponen unas a otras y están cubiertas por el material emitido por otro domo cercano al cráter.

Tabla 6. Descripción de domos emplazados en la periferia del cono central. (Elaborada con base en Macías, 2005 y Carrasco-Núñez, 2000).

**Cuarto grupo o fase eruptiva: Cono Citlaltépetl (Comenzó hace 16,500 años)**

**Descripción:** El cono actual del Citlaltépetl fue construido sobre los remanentes caldéricos del cono Espolón de Oro. Posee un volumen de 25 km<sup>3</sup> con la cima cubierta de hielo y un cráter de 500 m de amplitud con forma casi circular, además de que algunas áreas de la cima muestran alteración. La construcción de este cono está ligada a erupciones efusivas Carrasco-Núñez (1997) y por lo menos tres eventos explosivos de gran magnitud, documentados como una erupción de flujos de pómez en el sector E del volcán hace ~13,000 años, la Ignimbrita-Pómez Citlaltépetl (8,500-9,000 AP) y la destrucción de un domo central (4,100 AP) (Macías, 2005; Carrasco-Núñez y Gómez-Tuena, 1997, Carrasco-Núñez, 2000).



**Unidades Litológicas**

<i>Dacita Malacara</i>	<i>Andesita Vaquería</i>	<i>Dacita Orizaba</i>
Flujos de dacitas de hornblenda porfídicas, que fluyeron por lo menos 13 km pendiente abajo hacia el SE, y conformó uno de los flujos más largos asociados a la construcción de este cono.	Esta unidad consiste en flujos de lava con prominentes levees de ~20 m de altura., de composición andesítica y textura afanítica. En la parte media de la sucesión, el material se encuentra rellenado con depósitos de flujos de escombros posteriores.	La Dacita Orizaba representa el final de los periodos efusivos del volcán Citlaltépetl ocurridos en los flancos NE y SW. El flujo de lava en el flanco SW forma parte de una sucesión de por lo menos ocho flujos individuales: se caracteriza por ser un flujo en bloques, con levees, de 110 m de espesor y con un extensión que oscila entre los 0.6 km en la parte media y superior y 1.3 km al final del flujo (5.5 km lejos del cráter). Flujos de dacita, posteriormente fluyeron 3 km desde el cráter hacia el W y cubre rocas asociadas a la actividad del cono Torrecillas. Las lavas más recientes son tres dacitas en bloques emplazadas al W del anillo de cráter y desviadas hacia el S por lavas más jóvenes de la misma formación. Estos flujos se emplazaron en un canal previamente rellenado por otros flujos asociados a la Dacita Malacara. Las lavas de los flancos W y E fluyeron por lo menos 1 km.

Tabla 7. Descripción de unidades geológicas asociadas a la construcción del cono Citlaltépetl. (Elaborada con base en Robin y Cantagrel, 1982; Carrasco-Núñez, 2000; Macías, 2005; Carrasco-Núñez y Gómez-Tuena, 1997. Figura de Robin y Cantagrel, 1982).

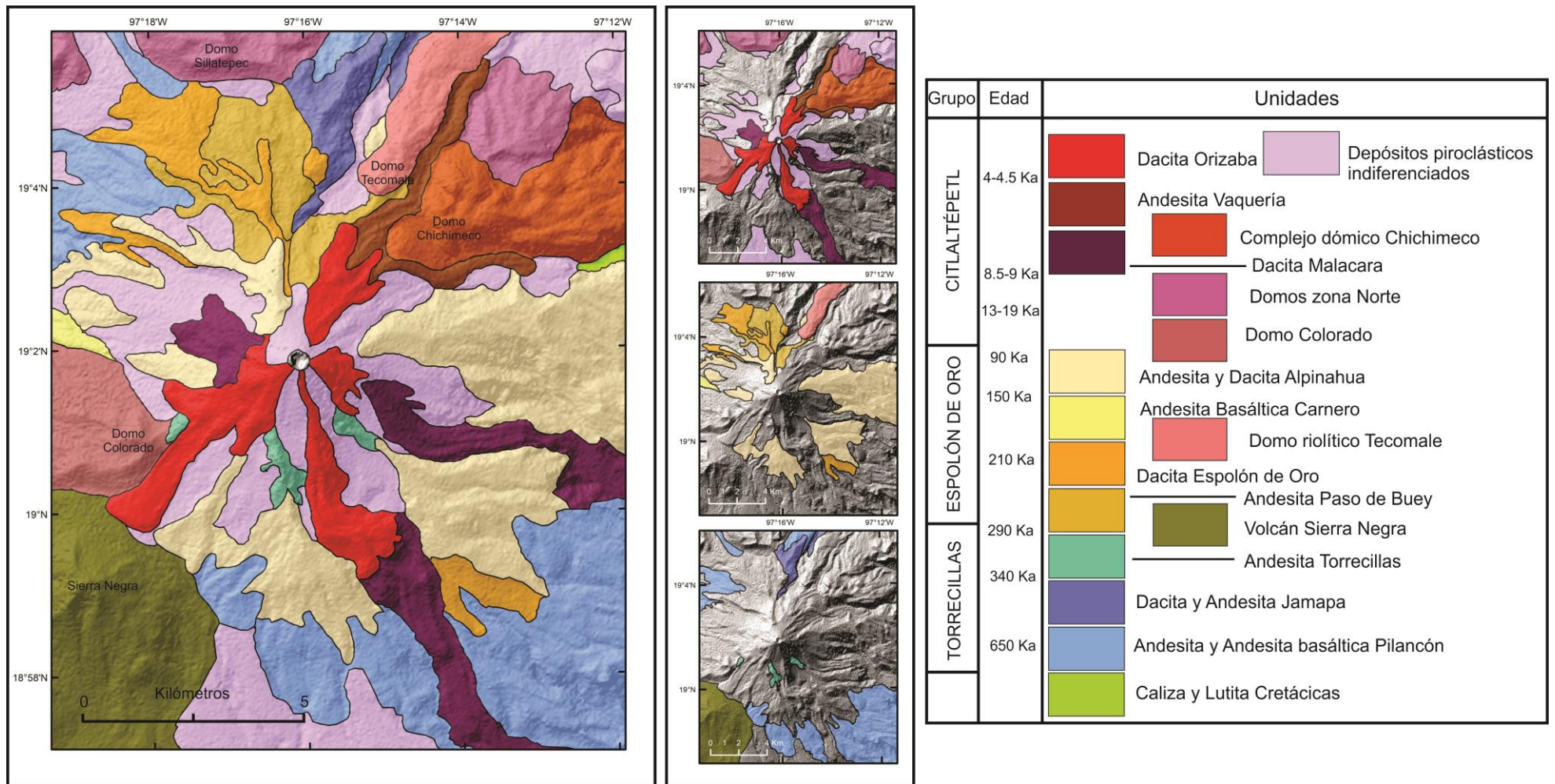


Figura 15. Mapa geológico del volcán Citlaltépetl. Se pueden distinguir los grupos asociados a los episodios constructivos de los volcanes Torrecillas, Espolón de Oro y Citlaltépetl y los domos periféricos. Las unidades geológicas se encuentran en orden cronoestratigráfico. (Modificado de Carrasco-Núñez, 2000).

## 2.4 Lahares inducidos por avalanchas de escombros en el volcán Citlaltépetl.

Durante el Pleistoceno y el Holoceno, algunos volcanes del CVTM presentaron colapsos sectoriales, algunos asociados a actividad magmática (e.g. Popocatépetl, Jocotitlán, Colima) y otros a actividad no eruptiva (e.g. Citlaltépetl, Nevado de Toluca). Una característica particular de estos dos últimos eventos es la orientación sur y sureste de los colapsos y la ocurrencia de avalanchas de escombros y lahares con una alta movilidad (Capra et al., 2002). La cadena volcánica compuesta por el Citlaltépetl, Las Cumbres y el Cofre de Perote, también ha generado múltiples colapsos de gran magnitud, que han emplazado grandes depósitos de avalanchas de escombros (DAE) y lahares (Carrasco-Núñez et al., 2006).

Höskuldsson y colaboradores (1990) sugieren la existencia de cuatro eventos que formaron grandes avalanchas de escombros en el volcán Citlaltépetl. Posteriormente investigaciones más detalladas (Hubbard, 2001; Carrasco-Núñez, 2000; Rossoti, 2005; Carrasco-Núñez et al., 2006; Hubbard et al., 2007) reportaron la existencia de dos eventos de gran magnitud (Jamapa y Teteltzingo) y un pequeño evento asociado a un DAE menor a  $1 \text{ km}^3$  que ha sido nombrado como "Avalancha Metlac".

### A) Avalancha de escombros "Jamapa".

La avalancha de escombros Jamapa está asociada al colapso y destrucción del cono ancestral Torrecillas, que originó un cráter de 3.5 km de diámetro. Los remanentes de este cono presentan un alto fracturamiento y son resistentes a la erosión a pesar de que son las partes más alteradas del volcán (figura 16) (Carrasco-Núñez y Gómez-Tuena, 1997).

El DAE Jamapa sigue el curso del río que lleva el mismo nombre, comienza en las partes altas de las laderas N del Citlaltépetl y culminan en el Golfo de México con dirección hacia el Este. El depósito cubre  $350 \text{ km}^2$ , tiene un volumen de aproximadamente  $25 \text{ km}^3$  y se asocia a un flujo que se desplazó 75 km como avalancha de escombros y 105 km como flujos de escombros y termina en la costa del Golfo de México como un flujo secundario hiperconcentrado (figura 17). El depósito se caracteriza por ser masivo, heterolitológico, y muestra zonas de gran alteración, con grava y

bloques sostenidos en una matriz limosa-arcillosa (Carrasco-Núñez y Gómez-Tuena, 1997; Carrasco-Núñez, et al., 2006).



Figura 16. Relictos del cono Torrecillas, ubicados en la vertiente sur del Citlaltépetl, cuyo material es la fuente del depósito de avalancha de escombros "Jamapa". (Agosto, 2018).

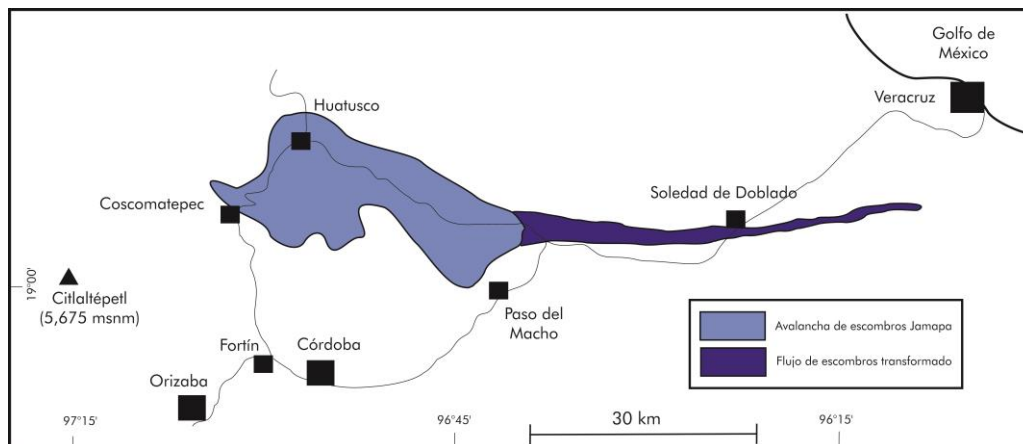


Figura 17. Mapa esquemático de la distribución del depósito de avalancha y lahar Jamapa. (Modificado de Capra et al., 2002)

## B) Lahar "Teteltzingo".

Este evento se originó con el colapso sectorial del segundo cono conocido como "Espolón de Oro" (figura 18A) durante el Pleistoceno (27,000-13,000 AP). Este colapso generó una avalancha de escombros que en zonas proximales al edificio volcánico se transformó en un lahar cohesivo. El DAE se encuentra erosionado o cubierto por material reciente en la zona proximal y más allá de los 15 km pendiente abajo, el depósito de lahar presenta espesores mayores. (Carrasco-Núñez et al., 1993).



Una de las características principales del depósito de lahar es el alto porcentaje de arcilla (figura 16B) y de alteración hidrotermal en el depósito, que se ha atribuido a una desgasificación y ascenso de gases ( $H_2S$ ,  $CO_2$ ,  $H_2O$ ,  $SO_2$  y  $Cl$ ) que al mezclarse con agua meteórica y oxígeno atmosférico forman ácido sulfúrico superficial, el cual percola a profundidad dando inicio a los procesos de alitización que forman los minerales arcillosos y sulfurosos, lo cual acelera el proceso de inestabilidad de las laderas (Rossotti, 2005). Esto indica que el evento no está asociado a actividad eruptiva sino a la alteración hidrotermal del cono.

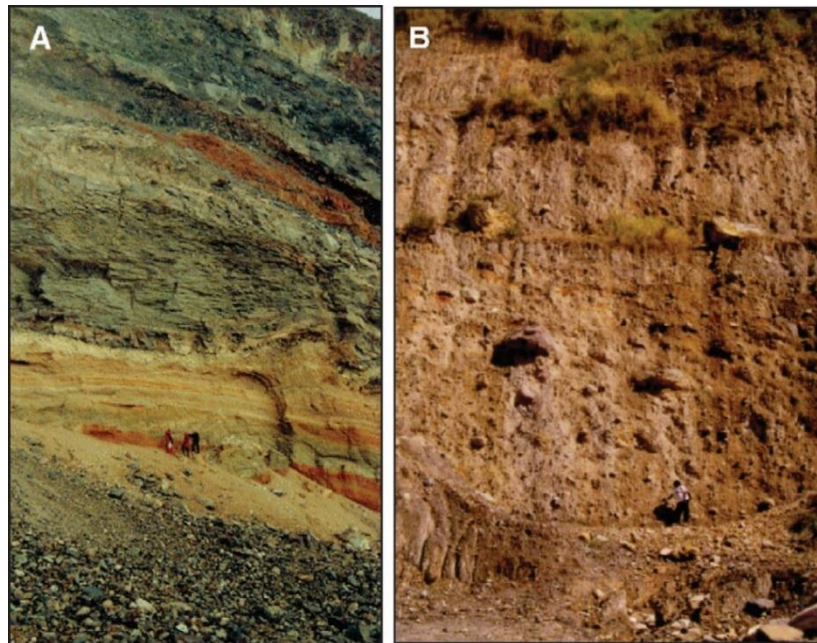


Figura 18. Imágenes en las que se puede apreciar los relictos del Espolón de Oro (A) que es la fuente de material del depósito de lahar que se observa en la fotografía (B).

(Tomadas de Carrasco-Núñez et al., 2006).

El depósito de lahar se extiende 85 km desde la fuente, posee un volumen de  $1.8 \text{ km}^3$  y cubre un área de  $143 \text{ km}^2$  (Carrasco-Núñez et al., 1993) (figura 19). Es heterolitológico, masivo y mal clasificado constituido por cantos rodados, guijarros y gránulos, en su mayoría de composición andesítica porfídica, andesita basáltica y dacita con hornblenda, en una matriz arcillosa y arena limosa color amarilla y café, la cual presenta vesículas de 1-2 mm posiblemente asociadas a burbujas de aire atrapadas en una matriz saturada en agua (Carrasco-Núñez y Gómez-Tuena, 1997; Rossotti, 2005).

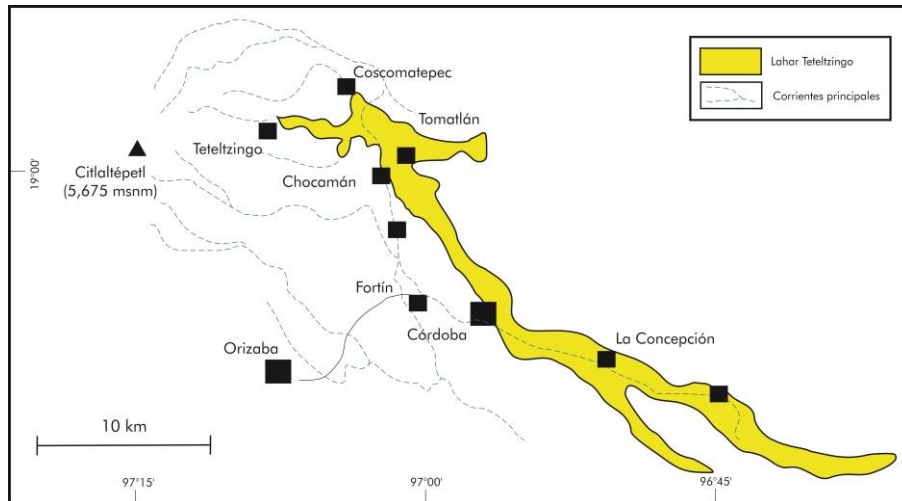


Figura 19. Mapa esquemático de la distribución del depósito lahar Teteltzingo. (Modificado de Capra et al., 2002)



# Capítulo III

## Metodología

### **Capítulo 3. Metodología.**

La metodología empleada en el trabajo de investigación tuvo como fin la elaboración de cartografía morfométrica y geomorfológica de la región y un análisis de fábrica del depósito de lahar Teteltzingo para conocer los mecanismos de ocurrencia y emplazamiento de lahares inducidos por avalanchas de escombros en el Citlaltépetl. Consistió en tres etapas: 1) Trabajo de gabinete, 2) Trabajo de campo y 3) Trabajo de laboratorio.

#### **3.1 Trabajo de gabinete.**

Consistió en la recopilación y análisis de trabajos publicados y cartografía de la región, así como la elaboración de cartografía morfométrica y geomorfológica con el objetivo de reconocer el contexto geomorfológico en el que se encuentra el depósito de lahar Teteltzingo. Se consultó información geológica-geomorfológica del volcán y de la región (Robin et al., 1983; Höskuldsson y Robin, 1993; Höskuldsson y Cantagrel, 1994; Carrasco-Núñez y Gómez-Tuena, 1997; Palacios y Vázquez-Selem, 1996; Palacios et al., 1999; Geissert, 1999; Carrasco-Núñez, 2000; Servicio Geológico Mexicano, 2001; 2002; Rodríguez, 2005; Pérez-Méndez, 2012; Ferrari et al., 2018; Alcalá-Reygosa et al., 2018). Para la elaboración de los mapas morfométricos y de lineamientos se empleó un Modelo Digital de Elevación (MDE) ALOS PALSAR (ASF DAAC, 2011; JAXA/METI, 2018) de 12.5 m de resolución.

El mapa altimétrico fue elaborado con el objetivo de identificar qué áreas presentan altitudes similares y conocer si están asociadas genéticamente. Su elaboración fue a partir de la reclasificación semiautomática de valores de altitud del MDE mediante el método Natural Breaks (Jenks). Se eligieron 11 clases de altitud debido a que representan de manera más detallada la distribución de las altitudes.

El mapa de pendientes se elaboró mediante el geoprocesamiento del modelo digital de elevación, cuya herramienta utiliza una ventana móvil de celda de 3x3 para el procesamiento de datos. Este proceso calcula la tasa máxima de cambio de una celda a sus celdas vecinas, es decir, si una celda o pixel con un valor en altitud tiene celdas vecinas con valores cercanos o similares en altitud, la

pendiente será baja o alta. Se eligieron 6 clases de pendientes, cuyo valor máximo fueron pendientes mayores a 40° y menores a 80°.

La red de drenaje se extrajo automáticamente del DEM. Posteriormente, se calculó la densidad de drenaje ( $Dd$ ) obteniendo la longitud de las corrientes fluviales en  $\text{km}^2$  mediante la fórmula:

$$Dd = \sum L_{\mu} / A$$

Donde  $\sum L_{\mu}$  representa la longitud total de los segmentos de corrientes de todos los órdenes, en  $\text{km}$ ; y  $A$  = el área en  $\text{km}^2$ . Para este proceso, previamente se creó un grid de puntos de  $1 \text{ km}^2$  por celda que contiene los valores de longitud. El mapa fue creado mediante el algoritmo de interpolación de Kriging y se eligieron 5 clases por el método Natural Breaks.

El análisis de la geología de la región y de la cartografía morfométrica permitió la delimitación de tres dominios geomorfológicos: dominio volcánico, dominio sedimentario, dominio fluvio-acumulativo.

Adicionalmente se elaboró un análisis morfoestructural, mediante la identificación de características lineales por región geomorfológica. En este trabajo se empleó una técnica de extracción manual (interpretación visual) de elementos lineales (Clódis De Oliveira y Dilce de Fátima, 2012; El-Sawy et al., 2016; Alshayef et al., 2017). Los productos morfométricos anteriores y el análisis del relieve sombreado del DEM fueron una herramienta útil para este objetivo. Este método permite la iluminación artificial desde cualquier ángulo, lo que aumenta las posibilidades de detección de lineamientos (Clódis De Oliveira y Dilce de Fátima, 2012). Las características lineales se extrajeron manualmente en función de las características geomorfológicas: patrones de drenaje, fallas, estratificación, escarpes de diferente origen, valles rectilíneos, cauces fluviales, terrazas fluviales, crestas y estructuras kársticas (Akman y Tüfekçi, 2004). Se calcularon los datos de orientación de los lineamientos y la información proporcionada por este mapa se combinó con los dominios geomorfológicos previamente definidos. Las orientaciones de los lineamientos se representaron mediante diagramas de roseta y se clasificaron en intervalos de 10 de acuerdo a la frecuencia absoluta.

Con esta base cartográfica se elaboró un mapa geomorfológico de acuerdo a los criterios de Lugo-Hubp (1984; 1988) referentes a la clasificación genética del relieve en: endógeno, endógeno modelado y exógeno. Toda la cartografía digital fue elaborada en el software ArcMap 10.4.1.

### 3.2 Trabajo de campo.

En esta etapa de la investigación el trabajo de campo fue esencial para la verificación de litologías, estratigrafía y formas de relieve previamente identificadas y cartografiadas. Adicionalmente se programó un recorrido que cubriera la mayor parte del depósito Teteltzingo reportado en los trabajos publicados, para extraer suficientes muestras orientadas para su posterior tratamiento.

#### A) Toma de muestras.

Se reconocieron los afloramientos apropiados para la extracción de las muestras y se codificaron como **PO-18-08** (zona proximal), **PO-18-01** (zona media) y **PO-18-10** (zona distal). La extracción se llevó a cabo mediante el método modificado de Thellier (1981) para depósitos no consolidados, descritos en Capaccioni y Sarocchi (1996) y Pueyo et al. (2006). Esta técnica consiste en esculpir directamente en el afloramiento, prismas rectangulares de aproximadamente 20\*20\*20 cm, posteriormente se cubrieron con yeso, conservado una cara plana para el registro del código, rumbo, echado, base y techo de la muestra. Las muestras recolectadas, cubiertas de yeso, debidamente orientadas y codificadas son protegidas con bolsas de plástico y cinta adhesiva para su transporte al Taller de Laminación de Suelos del Instituto de Geología de la U.N.A.M. para su posterior tratamiento en laboratorio (figura 20).



Figura 20. Procedimiento para la toma de muestras en el depósito de lahar Teteltzingo. (A) Selección de afloramiento para extracción. (B) Afloramiento esculpido en forma de prisma. (C) Muestra cubierta de yeso a punto de extraer. (D) Transporte al Taller de Laminación de Suelos.

### 3.3 Trabajo de laboratorio.

#### A) Tratamiento de muestras.

El tratamiento consistió en consolidar la muestra y obtener bloques para posteriormente realizar un escaneo y obtener una imagen de cada cara. El método de consolidación de muestras consiste en la utilización de una resina de poliéster comercial que al polimerizar endurece el material. La viscosidad de la resina es reducida con la adición de monómero de estireno y acetona y la polimerización comienza con la adición de un promotor y un catalizador. A partir de este punto la muestra es colocada en una cámara de vacío por un lapso de 20 minutos, para favorecer la impregnación por dentro.

Posteriormente, las muestras secas se cortaron y pulieron para obtener superficies lisas. Una vez obtenidos bloques, se hicieron más cortes en el plano horizontal para obtener un número de análisis estadísticamente representativo. De cada bloque y cada cara se obtuvieron imágenes de alta resolución (2400 px) mediante un escaner (figura 21).

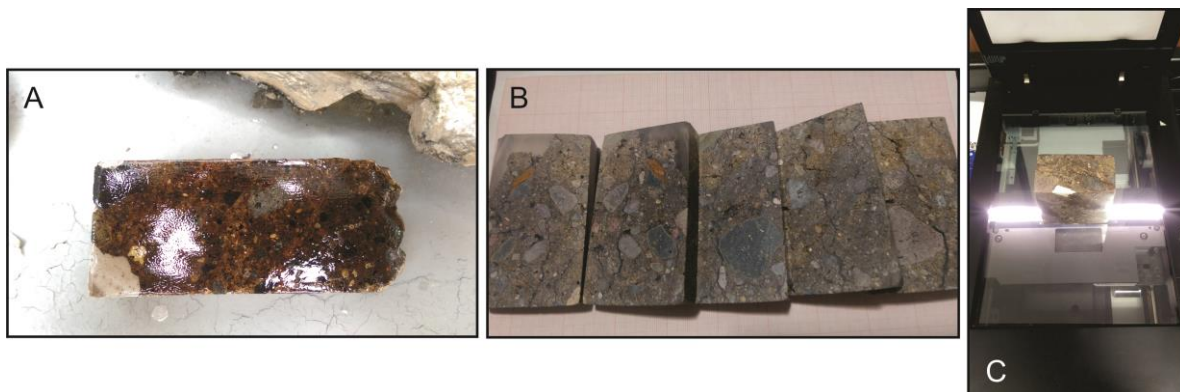


Figura 21. Procedimiento para el tratamiento de muestras.

(A) Impregnación de la muestra con resina. (B) Corte de muestras en bloques. (C) Escaneo de superficies lisas en la muestra.

#### B) Análisis de fábrica direccional.

Cada imagen obtenida se segmentó con el software Adobe Photoshop mediante un proceso semiautomático, con el objetivo de convertirlas a imágenes binarias. Una buena resolución permite estudiar la imagen con un criterio de selección de tamaño más amplio, ya que permite incluso observar y segmentar partículas del tamaño de arenas-medias a finas (0.125mm de diámetro). Las imágenes binarias obtenidas se procesaron mediante el software ImagePro, que

permitió conocer la medida en milímetros de los ejes mayores de los clastos identificados y sus áreas en mm y en pixeles.

Para este trabajo se utilizaron imágenes en el plano horizontal para conocer las orientaciones de los clastos en planta. Las imágenes obtenidas y segmentadas del depósito en sus zonas proximal, media y distal, se orientaron con la medida del azimuth tomado en campo y se procesaron mediante el software FabricS (Moreno-Chávez et al., 2018).

El software FabricS permitió el procesamiento estadístico de los azimuths de los ejes mayores de las partículas, para conocer la existencia de anisotropía en su distribución. Para ello el software estima algunos parámetros importantes, como las direcciones de la media, mediana y moda, desviación estándar, grado de Iso-orientación (longitud del vector resultante), número de partículas medidas y el test estadístico de Rayleigh (1919).

La media se expresa como la dirección promedio (mean direction) de un conjunto de vectores, los cuales son los ejes mayores de los clastos dentro de una imagen (muestra). La media aritmética es poco útil para calcular una dirección promedio para obtener datos circulares (Moreno-Chávez, et al., 2018). En este sentido, la dirección dominante se puede obtener estimando el vector resultante.

Los componentes rectangulares (X, Y) de un vector unitario cuya dirección está dada por el ángulo  $\theta_i$  se definen por:

$$X_i = \cos \theta_i$$

$$Y_i = \sin \theta_i$$

Ahora,  $\theta$  se representa como un vector en un gráfico de datos circulares. Si  $\theta_i$  (donde  $i = 1, 2, 3, \dots, n$ ) representa  $n$  ángulos observados, cada ángulo puede ser considerado como un punto fijo en el círculo (Capaccioni et al., 1997).

De acuerdo con Davis (1986) el vector resultante  $R$  se obtiene de sumar los cosenos y senos de los puntos individuales  $\theta$ :

$$X_r = \sum_{i=1}^n \cos \theta_i$$

$$Y_r = \sum_{i=1}^n \sin \theta_i$$

Debido a que la longitud del vector resultante está asociada con el número de partículas, Davis (1986) recomienda una estandarización con el objetivo de comparar resultantes de muestras de diferentes tamaños. Los componentes rectangulares del vector resultante medio se definen por:

$$\bar{C} = \frac{X_r}{n} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \cos \theta_i$$

$$\bar{S} = \frac{Y_r}{n} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \sin \theta_i$$

La longitud del vector resultante  $R$  está dada por el teorema de Pitágoras:

$$R = \sqrt{X_r^2 + Y_r^2} = \sqrt{(\sum_{i=1}^n \cos \theta_i)^2 + (\sum_{i=1}^n \sin \theta_i)^2}$$

Y puede estandarizarse dividiendo entre el número de observaciones.

$$\bar{R} = \frac{R}{n} = \sqrt{\bar{C}^2 + \bar{S}^2}$$

El ángulo del vector medio  $\bar{\theta}$  se define como la dirección dominante (mean direction).

Para calcular el  $\bar{\theta}$  de una muestra, se aplica la fórmula:

$$\bar{\theta} = \begin{cases} \arctan(\bar{S}/\bar{C}) & \text{si } \bar{S} > 0 \\ \arctan(\bar{S}/\bar{C}) + \pi & \text{si } \bar{S} < 0 \end{cases}$$

La longitud del vector resultante  $\bar{R}$  toma valores entre 0 - 1, de manera que si existe una fábrica preferencial en una muestra, el valor de  $\bar{R}$  tiende a acercarse al 1, por otro lado, si la distribución de ejes mayores de los clastos es dispersa (anisotrópica), el valor tiende a 0. En este sentido el cálculo de la resultante provee información no sólo de la dirección promedio del conjunto de ejes mayores de los clastos, sino también de la dispersión o concentración (grado de iso-orientación) de los mismos con respecto a este valor (Davis, 1986; Karátson et al., 2002; Moreno-Chávez et al., 2018).

Las prueba estadística de Rayleigh (1919) se utiliza como prueba de aleatoriedad y permite hacer inferencias sobre los datos, y conocer si presentan alguna orientación preferencial. La hipótesis

nula de la prueba es que la población está uniformemente distribuida. Este test usa valor de  $R$ , ya que es una medida de la concentración o dispersión de datos. En muestras de gran tamaño ( $n \geq 30$ ) el test estadístico se calcula:

$$Z = nR^2$$

Existen valores críticos (si  $n > 500 \rightarrow Z = 3.00$  con 5% de nivel de significancia) que al ser superados, es posible rechazar la hipótesis nula referente a la uniformidad de la muestra y afirmar la existencia de una orientación preferencial (Capaccioni, et al., 1997; Valentini, et al., 2008).

Las partículas analizadas fueron filtradas con respecto al **tamaño** y **excentricidad** y se descartaron todas las partículas segmentadas menores a arenas medias-finas ( $<0.125$ ) con excentricidad de  $<0.6$  y las partículas incompletas o cortadas de las orillas de la imagen. Posteriormente los archivos de texto obtenidos con los datos axiales se procesaron mediante métodos estereológicos, con el software Stereonet (Allmendinger et al., 2012) con el objetivo de obtener diagramas de roseta para representar de manera gráfica los resultados de la fábrica en diferentes puntos del depósito (figura 22 y 23).

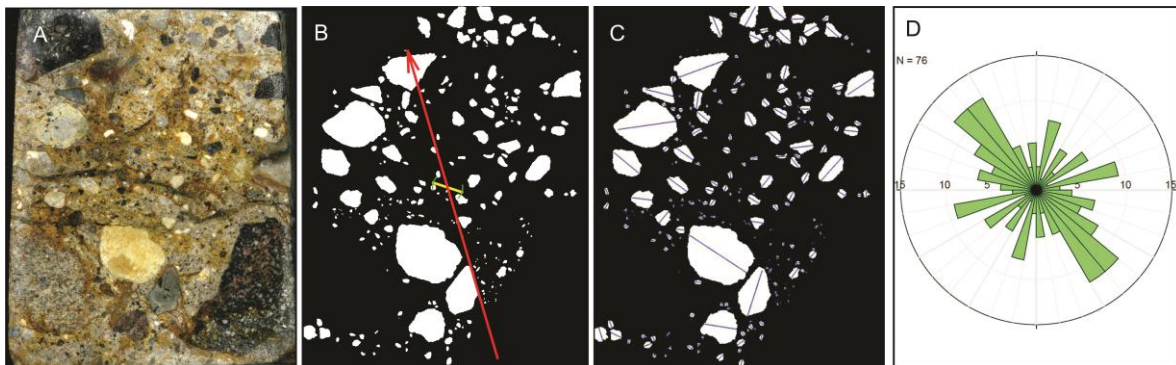


Figura 22. Procedimiento para el análisis de fábrica.

- (A) Preparación de imagen a segmentar. (B) Imagen binaria obtenida de la anterior mediante métodos semiautomatizados. (C) Procesamiento de imagen mediante el software FabricS para obtener los valores angulares de los ejes mayores de cada clasto. (D) Procesamiento estadístico mediante métodos estereológicos para obtener diagramas de roseta.



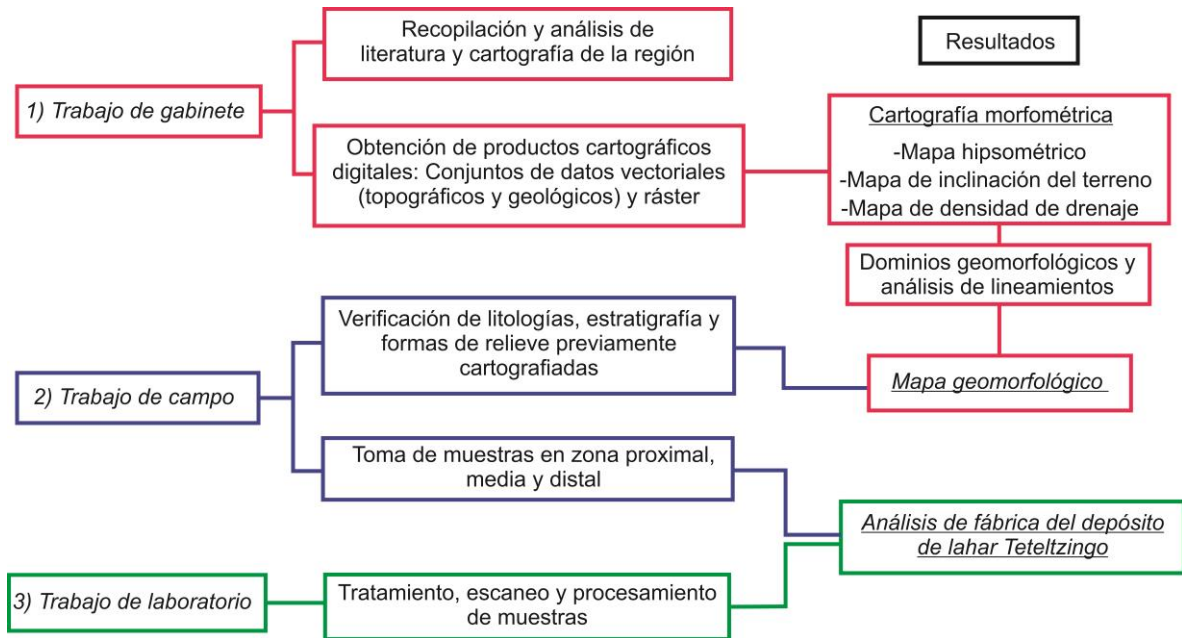


Figura 23. Esquema metodológico que siguió el trabajo de investigación.

# Capítulo IV

## Resultados

## Capítulo 4. Resultados.

### 4.1 Análisis geomorfométrico.

Una herramienta de la geomorfología es la morfometría, la cual es un campo interdisciplinario que incluye las matemáticas, ciencias de la Tierra (geomorfología) y en la actualidad las ciencias de la computación (Pike et al., 2008). Permite estudiar las características cuantitativas de las formas del relieve, es decir el análisis de sus elementos a partir de índices numéricos: medios, máximos y mínimos, convirtiéndose en una herramienta esencial para modelar y cartografiar a escalas regional y local (Lugo-Hubp, 2011; Pike et al., 2008). Entre los elementos posibles de cuantificar se encuentra: longitud, superficie, volumen, alturas absoluta y relativa, pendiente, orientación, densidad, frecuencia y otros elementos numéricos (Lugo-Hubp, 1988), y es posible elaborar mapas específicos; entre los que se encuentran: mapas altimétricos, de pendientes, de densidad de drenaje, de energía del relieve, entre otros (Lugo-Hubp, 1988; Quesada y Barrantes, 2017).

En este trabajo de investigación, la elaboración de cartografía morfométrica y delimitación de dominios geomorfológicos fue empleada para identificar las áreas de mayor o menor impacto de los procesos exógenos (erosión y procesos de remoción en masa) con el objetivo de reconocer el contexto dinámico-geomorfológico y elaborar la cartografía geomorfológica de la región. Los mapas morfométricos son: A) Altimetría, B) Pendiente y C) Densidad de disección. Se delimitaron tres dominios geomorfológicos con base en la información geológica y morfométrica y adicionalmente se extrajeron las superficies que cubre cada clase de los mapas de pendiente y densidad de drenaje.

#### A) Mapa altimétrico.

El mapa altimétrico fue elaborado con el objetivo de identificar rasgos altitudinales que evidencien la relación de la litología y los procesos exógenos (figura 24).

**Dominio volcánico:** Esta área cubre el 16,8% (774,37 km<sup>2</sup>) del área total y se caracteriza por una zona de montaña compuesta principalmente de rocas volcánicas dacíticas y andesíticas. Incluye edificios volcánicos, domos y otras estructuras volcánicas menores, así como sus productos

depositados pendiente abajo. Las elevaciones más altas corresponden a las cimas de los edificios volcánicos: Citlaltepétl, Sierra Negra, Las Cumbres y los domos periféricos, con valores de altitud >3420 msnm. Las laderas entre 3420 y 1660 msnm están compuestas por sucesiones de lava y depósitos volcánicoclásticos, productos de múltiples episodios de actividad volcánica y su removilización desde las laderas superiores.

**Dominio sedimentario:** Este dominio está constituido por calizas y lutitas, sierras plegadas y relieve tipo pseudo cockpit karst y cubre el 38.3% (1764.59 km<sup>2</sup>) del área total. Se localiza en el sector sur y sureste del volcán Citlaltépétl, y constituyen el basamento prevolcánico. Se trata de numerosas elevaciones y crestas alargadas. Algunas cimas importantes son conocidas como: Cerro San Mateo, Tepoztécatl, El Puntado, Tlachinoltepec, Tepetzala y Matlacuéyetl (referirse a figura 12), con valores que van desde 3420 msnm, en el punto más alto cerca del dominio volcánico, hasta 1010 msnm en zonas distales al área volcánica (figura 24).

**Dominio fluvio-acumulativo:** Este dominio tiene altitudes bajas (100-2050 msnm) y la mayor extensión del área total con 44.7% (2058.23 km<sup>2</sup>). Consiste en una extensa planicie compuesta de depósitos volcánicoclásticos-epiclásticos (figura 24). Dentro de este dominio, se puede observar barrancos y planicies altamente disectadas con morfología de abanicos, asociada con la depositación rápida en áreas de ruptura de pendiente.



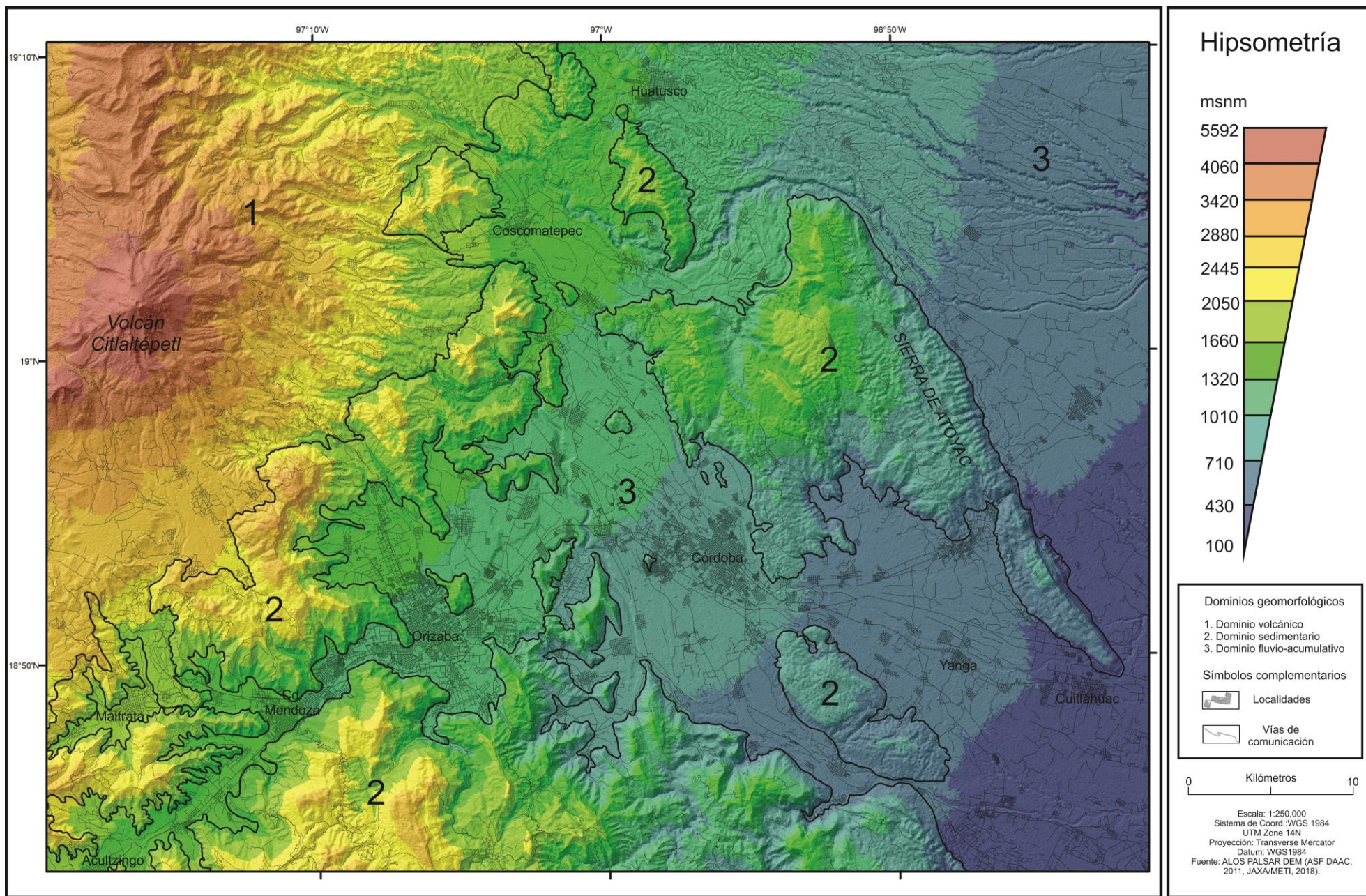


Figura 24. Mapa altimétrico. Se muestran los dominios geomorfológicos identificados en el área de estudio.

## B) Mapa de pendiente.

Este mapa permitió representar rasgos de pendientes que permitieran identificar y clasificar dominios con inclinaciones similares, asociadas a morfologías específicas. Los dominios geomorfológicos muestran que la morfogénesis de cada uno tiene una expresión característica en la pendiente (figura 26).

**Dominio volcánico:** Este dominio presenta un amplio rango de valores de pendiente en función de la litología y su resistencia a la erosión, así como la intensidad de los procesos modeladores del relieve. El cono principal del volcán Citlaltépetl y las laderas escarpadas de los barrancos desarrollados en las porciones bajas del edificio volcánico presentan pendientes de  $>42^\circ$ , esto indica una intensa dinámica fluvial y gravitacional. Al N y NE, las laderas de depósitos asociados al edificio volcánico las Cumbres y los domos Ixtetal, Chichimeco y Tecomale también presentan valores altos mayores a  $42^\circ$ . Al sur del volcán Citlaltépetl, algunos barrancos disectan mesas piroclásticas y las pendientes en las laderas de las mismas no superan los  $23^\circ$ . En la porción N del mapa, el piedemonte volcánico presenta una morfología irregular pero con valores moderados homogéneos en la cima del depósito ( $7^\circ$ - $23^\circ$ ) y valores altos de pendiente en los bordes del depósito los cuales forman frentes escarpados. En la porción E del volcán Citlaltépetl, el piedemonte presenta valores bajos de pendiente ( $0$ - $7^\circ$ ) en la cima de los depósitos volcánicoclásticos y valores altos asociados a las laderas de los barrancos desarrollados de forma paralela a la dirección de la pendiente regional. Las clases de pendiente predominantes en el dominio volcánico son de  $15^\circ$ - $23^\circ$ , que corresponde al 24.9% del área total ( $192.81 \text{ km}^2$ ),  $7^\circ$ - $15^\circ$  y  $23^\circ$ - $32^\circ$ , que representan el 22.6% ( $175.49 \text{ km}^2$ ), y 22.7% ( $176.42 \text{ km}^2$ ), respectivamente (figura 25).

**Dominio sedimentario:** Al tratarse de un conjunto de sierras plegadas de origen sedimentario, los valores altos de pendiente ( $>32^\circ$ ) se encuentran localizados en escarpes tectónicos y gravitacionales y laderas afectadas por procesos de remoción en masa. Al sureste del volcán Citlaltépetl se localiza otro conjunto de sierras plegadas las cuales son las que presentan mayor distribución en los valores más altos de pendiente; éstos son el Cerro San Mateo, Cerro Tepoztécatl, El Puntado y Tlachinoltepec. El conjunto de sierras plegadas al sur del área de estudio presenta valores altos de pendiente localizados principalmente en escarpes asociados a fallas y



pliegues, así como en laderas inclinadas. Al E del área de estudio, el conjunto de sierras kársticas (pseudo cockpits) presenta valores moderados a bajos de pendientes ( $< 32^\circ$ ), en algunos sectores presenta valores mayores a  $32^\circ$ , como en el eje del anticlinal Atoyac, sin embargo, a diferencia de los procesos fluviales superficiales observados en otras rocas calizas del área de estudio, como en la porción norte de la Sierra de Zongolica, estas rocas no producen formas de valles encañonados y escarpes de deslizamientos de gran longitud.

La clase de pendiente predominante en el dominio sedimentario es de  $15^\circ$ - $32^\circ$ , esto corresponde al 29.3% (512.08 km<sup>2</sup>) del área total. La clase  $23^\circ$ - $32^\circ$  también tiene una extensión significativa correspondiente al 27.9% (493.65 km<sup>2</sup>) (figura 25).

**Dominio fluvio-acumulativo:** La pendiente dominante en este dominio es de  $0^\circ$ - $7^\circ$  y corresponde a 67.8% (1397.02 km<sup>2</sup>) del área total del dominio. Las pendientes altas ( $> 32^\circ$ ) corresponden a zonas estrechas ubicadas en paredes de valles desarrolladas sobre depósitos volcanoclásticos y epiclásticos. Es evidente que en la planicie predominan los procesos fluvio-acumulativos.

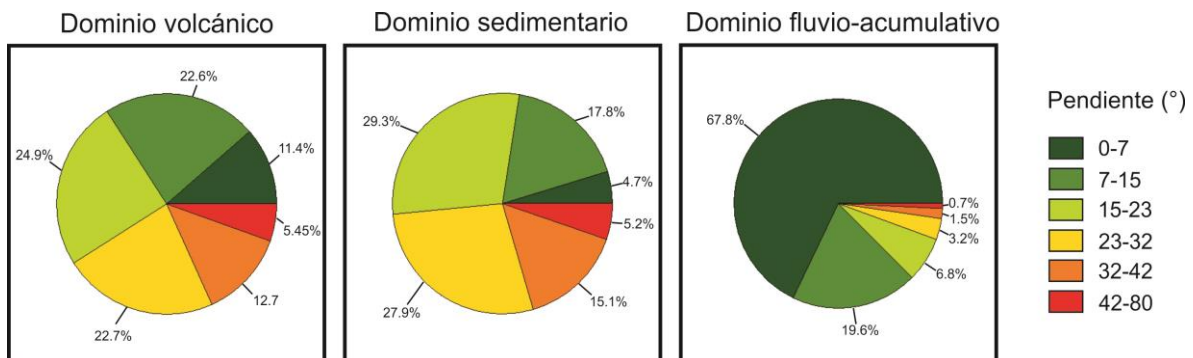


Figura 25. Gráficos circulares que representan las proporciones que ocupa en extensión cada rango de pendiente. Los valores fueron clasificados en seis rangos.



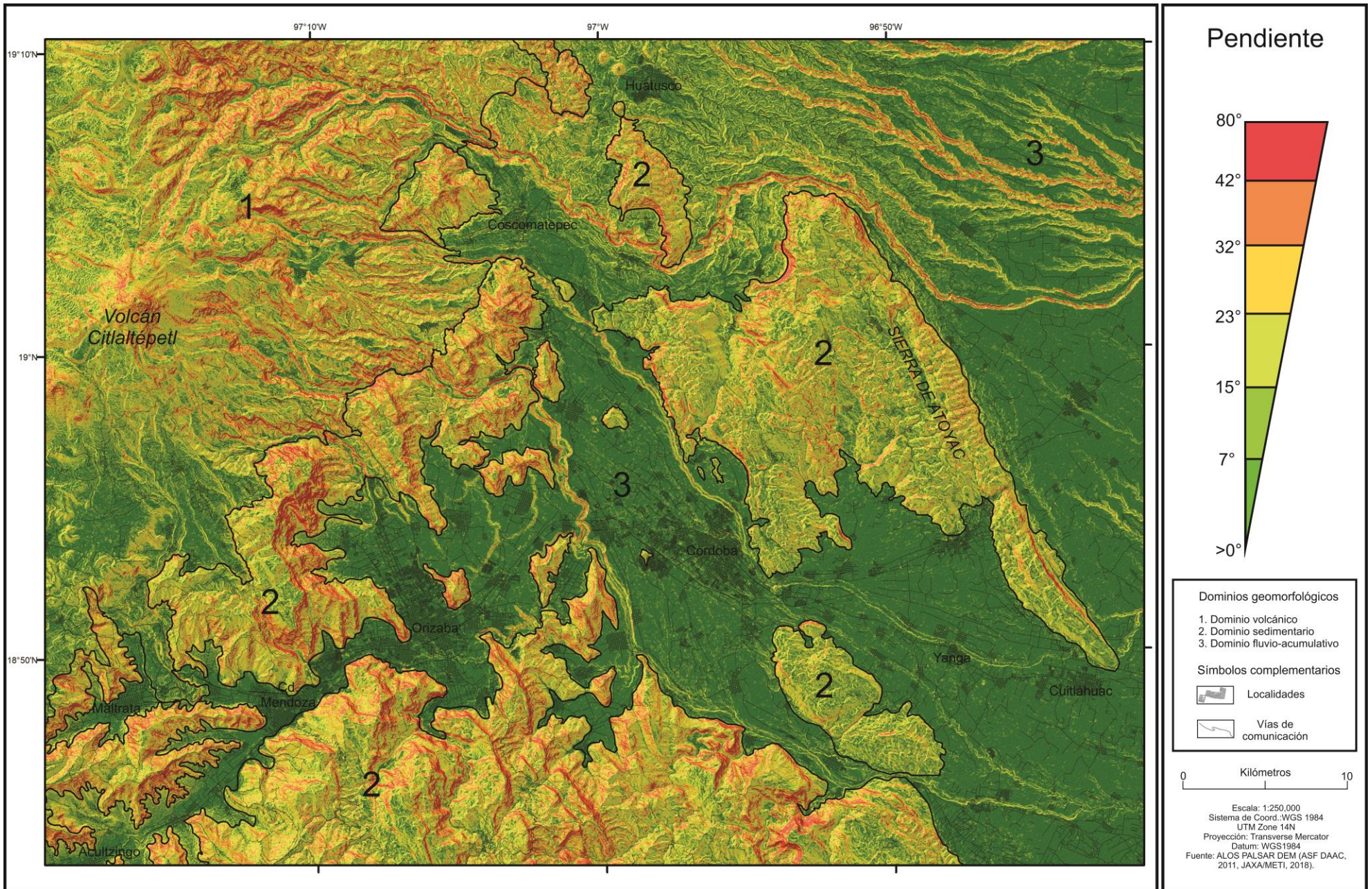


Figura 26. Mapa de pendiente. Se muestran los dominios geomorfológicos en el área de estudio.



### C) Mapa de densidad de drenaje.

El mapa de densidad de drenaje representa la concentración de cauces por área. Es decir, muestra la distribución de los procesos erosivos fluviales y en qué regiones actúan con mayor o menor intensidad (fig. 28).

**Dominio volcánico:** Los valores altos de densidad de drenaje (1.65-2.46 km) se localizan principalmente en las laderas NE, S y SE del volcán Citlaltépetl. Las porciones más elevadas de esta región presentan una baja concentración de corrientes fluviales ( $> 1.26$  km), principalmente en alguna laderas asociadas al volcán las Cumbres y Citlaltépetl. El relieve compuesto por depósitos volcanoclásticos hacia el E de los edificios volcánicos presentan valores moderados a bajos (2.46-0.24 km) y las corrientes fluviales presentan un arreglo dendrítico posiblemente asociado a la homogeneidad de los materiales y su resistencia a la erosión.

Los valores de densidad de drenaje varían de 1.26 a 2.02 km en casi el 60% del dominio (figura 27). Sin embargo, las partes más altas, formadas por abundantes flujos de lava, tienen los valores más bajos (menos de 1.26 km).

**Dominio sedimentario:** La morfología de este dominio se caracteriza por la presencia de crestas alargadas, las cuales se expresan en el relieve como superficies de parteaguas que dividen dos sistemas fluviales. Adicionalmente al tratarse de rocas calizas altamente fracturadas, el desarrollo de sistemas hidrológicos subterráneos impide el desarrollo de sistemas fluviales integrados en superficie. Al tratarse de un conjunto de sierras plegadas, las corrientes fluviales se desarrollan sobre fallas y ejes de pliegues y en algunas porciones adoptan patrones rectilíneos y dendríticos. Los valores más altos en esta región se localizan principalmente al E del área de estudio en la Sierra de Atoyac, en sistemas fluviales que presentan alta disección y un drenaje dendrítico bien desarrollado, sin embargo, algunas porciones los valores de densidad de disección son bajos ( $> 1.26$  km), esto posiblemente esté asociado a que las corrientes fluviales superficiales cambian en algunas porciones a un recorrido subterráneo.

En este sentido los valores que predominan en este dominio van desde 1.26 a 2.02 km en el 62% del área (1073.70 km<sup>2</sup>).

**Dominio fluvio-acumulativo:** La planicie aluvial es la región que ocupa mayor extensión en el mapa, y presenta una alta heterogeneidad en los valores de densidad de disección. Los valores altos (2.46-3.76 km) tienen una amplia distribución y encuentran su mayor extensión en la porción central del área de estudio, correspondiente a los valles centrales, sobre los que se localizan las ciudades de Orizaba y Córdoba. Por otra parte, en la porción NE y SE de la región se localizan numerosas corrientes fluviales con distancias entre estas menores a 1 km, las cuales disectan, las planicies en forma de abanico, compuestas por depósitos epiclásticos.

La clase de densidad de drenaje predominante es de 2.02 a 2.46 km que cubre un 27.3% (557.50 km<sup>2</sup>) del área total del dominio (figura 27). Los valores de pendiente más bajos y la densidad de drenaje más alta (2.46-3.76 km) se encuentran dentro de este dominio.

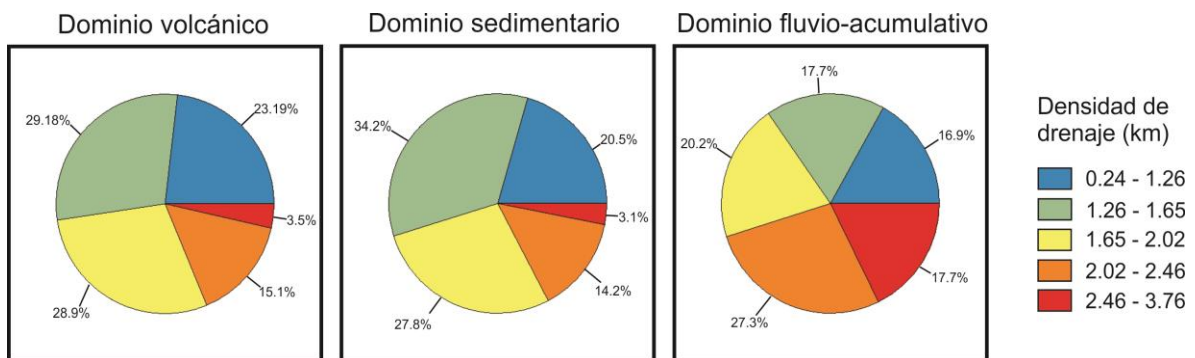


Figura 27. Gráficos circulares que representan las proporciones que ocupa en extensión cada rango de densidad de drenaje. Los valores fueron clasificados en cinco rangos.



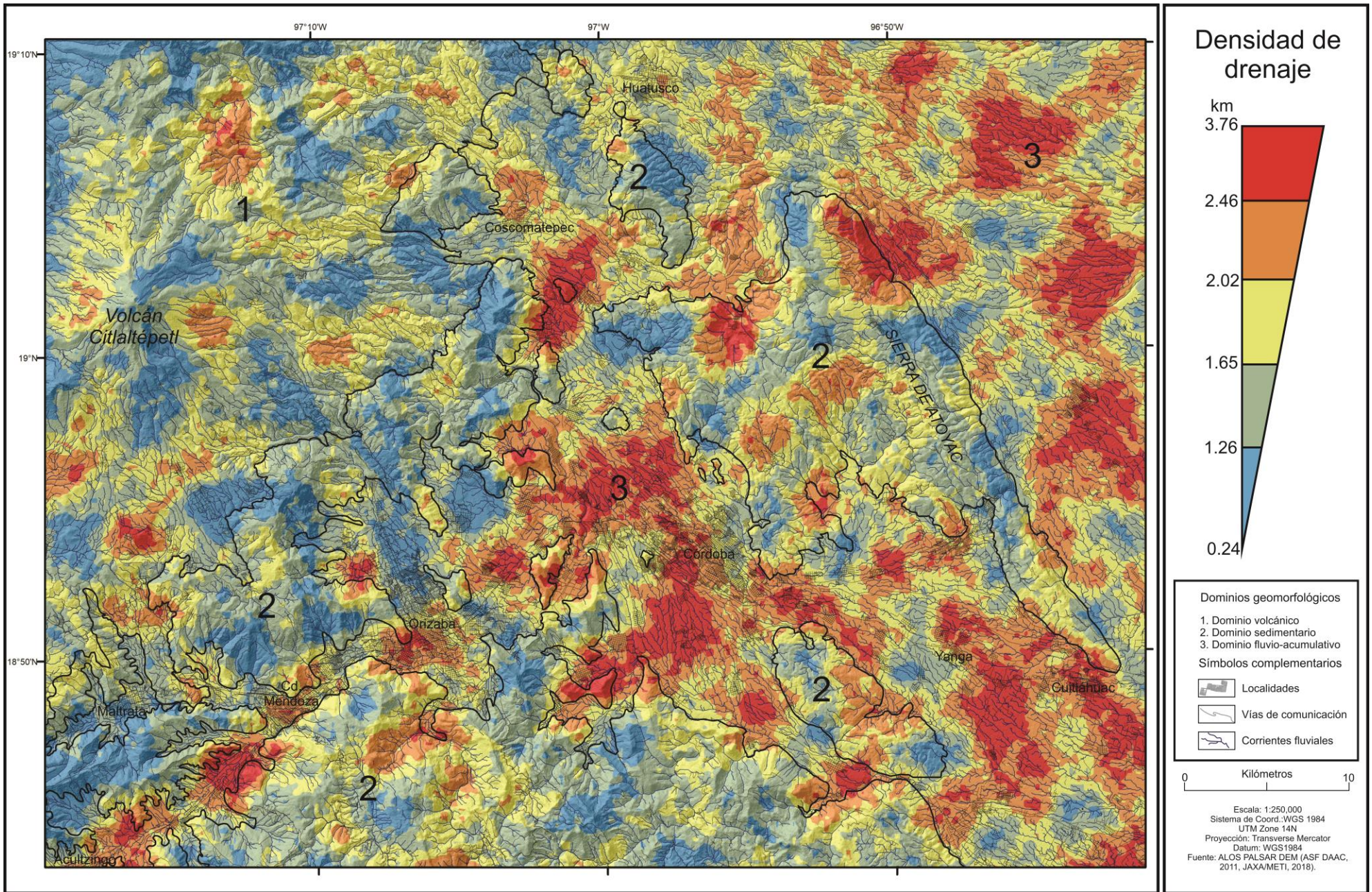


Figura 28. Mapa de densidad de drenaje. Se muestran los dominios geomorfológicos en el área de estudio.



## 4.2 Análisis morfoestructural.

El mapa de lineamientos es un primer acercamiento de la localización, extensión y orientación de elementos lineales. Se identificaron 1494 lineamientos en toda la región, de los cuales 434 pertenecen al dominio volcánico, 547 al dominio estructural y 513 al dominio fluvio-acumulativo.

Dentro del dominio volcánico el diagrama de roseta muestra un fuerte grado de iso-orientación hacia el NW20°-30°SE con una media de NW19°SE±4.08° (ver Tabla 8 y Figura 29). Además, el valor de  $\bar{R}$  de 0,39 sugiere un alto grado de iso-orientación de los lineamientos de la región volcánica.

Las estructuras lineales en el dominio sedimentario tienen una orientación preferencial de NW60°-70°SE con un valor medio de NW48°SE±7.08°. Se observaron otras modas orientadas hacia el NW20°-30°SE y NE30°-50°SW (ver Tabla 8 y Figura 29). Se observa una disminución en el valor de  $\bar{R}$  (0.22) a comparación del dominio volcánico, lo que indica una iso-orientación moderada a alta de los lineamientos en este dominio.

Por otro lado los diagramas de roseta de los lineamientos identificados en el dominio fluvio-acumulativo indican claramente que existe una orientación preferencial de los lineamientos hacia el NW20°-30°SE con una media de NW31°SE±3.0°. La orientación de las estructuras lineales es la misma que la obtenida en el dominio volcánico pero con una desviación estándar más alta, lo cual indica una dispersión más amplia (Tabla 8 y Figura 29).

<b>Dominio Geomorfológico</b>	<b>Media</b>	<b>Desv. Std.</b>	<b>Moda</b>	<b>Mediana</b>	<b>R</b>	<b>n</b>	<b>Z</b>
<i>Volcánico</i>	NW19°SE	4.08°	NW20°-30°SE	NW44°SE	0.39	434	66.01
<i>Sedimentario</i>	NW48°SE	7.08°	NW60°-70°SE, NW20°-30°SE, NE30°-50°SW	NW54°SE	0.22	547	26.47
<i>Fluvio-acumulativo</i>	NW31°SE	3.0°	NW20°-30°SE	NW22°SE	0.54	513	149.59

Tabla 8. Parámetros estadísticos circulares para los lineamientos identificados. Se muestran los parámetros por dominios geomorfológicos.

Aun cuando en todos los dominios geomorfológicos los valores de iso-orientación tienden hacia el NW-SE, se puede observar una tendencia hacia el E-W en los lineamientos del dominio sedimentario.

Cabe señalar que aunque las características morfológicas de las regiones son distintas en relación a su altitud, pendientes, desarrollo de corrientes fluviales y disolución kárstica, los resultados de orientación de lineamientos evidencian que el control estructural que domina en el dominio volcánico y fluvio-acumulativo es muy similar. Esto posiblemente está asociado a que gran parte del dominio volcánico está compuesto por depósitos cuaternarios no consolidados, de origen volcanoclástico (piroclásticos removilizados, avalanchas de escombros y lahares) similar al dominio fluvio-acumulativo pero con altitud y pendientes menores y una morfología plana.



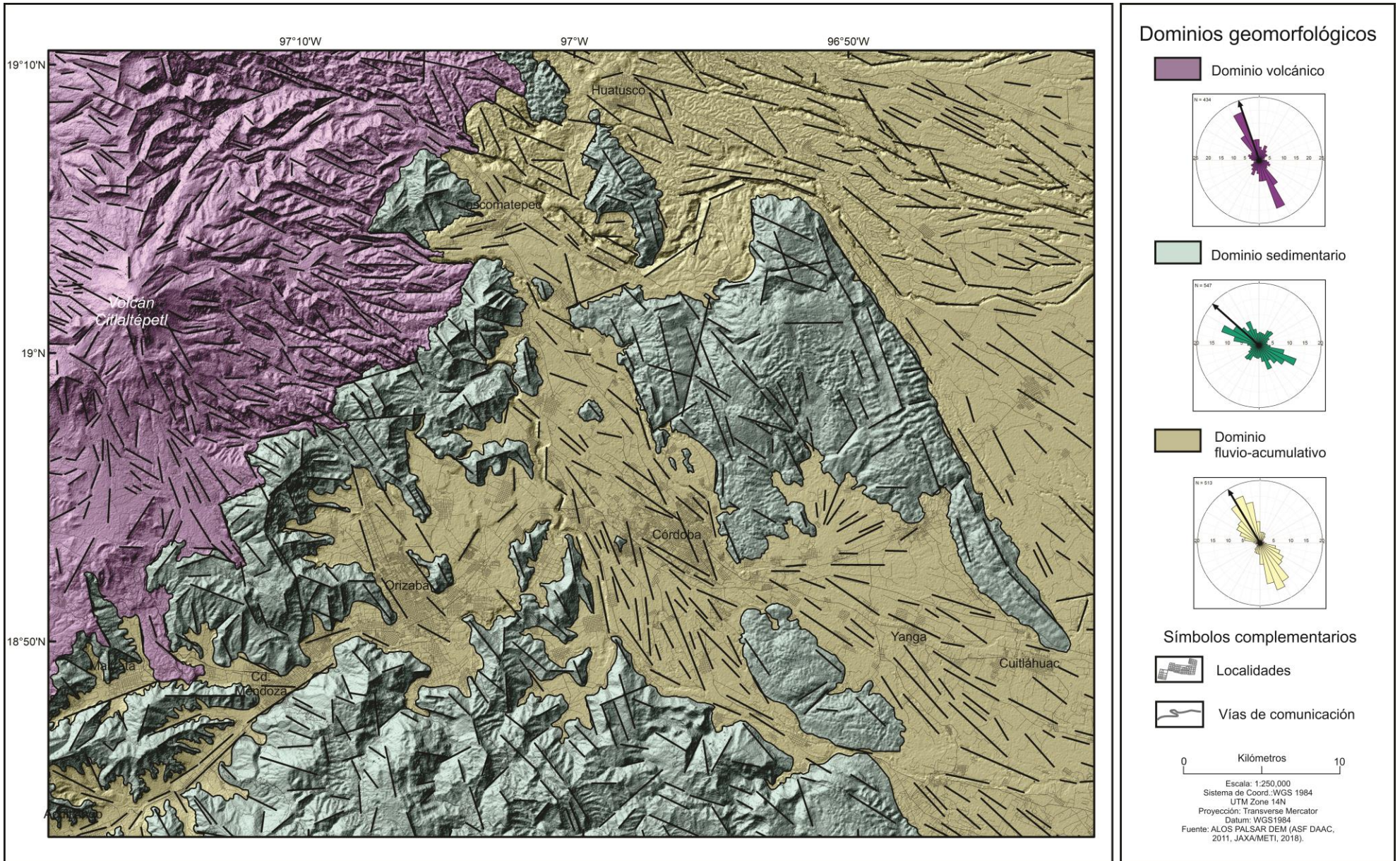


Figura 29. Mapa de lineamientos y dominios geomorfológicos.

### 4.3 Análisis geomorfológico.

Un mapa geomorfológico es un documento gráfico que recopila y representa de forma sintética todas las formas de relieve de una región, la génesis de los procesos, evolución de las formas y el grado de equilibrio dinámico (Peña-Monné, 1997).

Se elaboró un mapa geomorfológico escala 1:250,000 del sector SE del volcán Citlaltépetl (figura 41), en el contexto en el que se encuentra el depósito de lahar Teteltzingo. Esto permite tener una base para reconocer (de acuerdo a la forma y génesis) la dinámica superficial de los procesos endógenos y exógenos que modelan esta región.

La leyenda se clasificó de acuerdo a los criterios de Lugo-Hubp (1984; 1988) referentes a la clasificación en tres grupos morfogenéticos: endógeno, endógeno modelado y exógeno. Para la elaboración de la leyenda se tomaron recomendaciones de Peña-Monné (1997) y Otto y Smith (2013) (tabla 9).

#### A) RELIEVE ENDÓGENO

Dentro de la clasificación morfogenética, el relieve de tipo endógeno se refiere a las formas creadas por procesos tectónicos y volcánicos que conservan en gran parte su aspecto original (Lugo-Hubp, 2011). En el área de estudio los procesos tectónicos y volcánicos tienen su expresión en una amplia variedad de formas, las cuales se describen a continuación:

##### 1. Formas volcánicas acumulativas.

###### 1.1 Edificio principal del volcán Citlaltépetl cubierto de piroclastos.

Consiste en laderas inclinadas del cono principal del volcán Citlaltépetl cubiertas por depósitos piroclásticos. Este cono se comenzó a construir sobre los relictos de edificios volcánicos anteriores: Espolón de Oro y Torrecillas hace 16,500-12-900 años A.P. Las laderas se encuentran cubiertas por depósitos piroclásticos asociados a los últimos eventos explosivos (figura 30).





Figura 30. Ladera sur del volcán Citlaltépetl cubierta de depósitos piroclásticos finos. (Agosto, 2018).

## 1.2 Coladas de lava del volcán Citlaltépetl (Holoceno).

Estas coladas de lava están asociadas a los últimos eventos eruptivos efusivos asociados a la construcción del cono principal (Höskuldsson y Robin, 1993; Carrasco-Núñez, 1997). Se caracterizan por sucesiones de lavas en bloque, las cuales conservan en su mayor parte su morfología original. Estos flujos están distribuidos sobre los flancos NE, SW y SW y el más largo posee una extensión de  $\sim 13$  km desde el cráter. A estas coladas de lava Carrasco-Núñez, 2000 les asignó el nombre de Dacita Malacara, Andesita Vaquería y Dacita Orizaba (fig. 31).



Figura 31. Colada de lava (Dacita Orizaba) en la ladera SW del volcán Citlaltépetl. (Agosto, 2018).



### 1.3 Domos recientes (Complejo dómico Chichimeco).

Este complejo dómico consiste en por lo menos cuatro domos emplazados ~4 km al NE del cráter del volcán Citlaltépetl y aparentemente es el más reciente de todos los domos ya que aún conserva en gran parte su morfología original. Este conjunto de domos y sus lavas asociadas se encuentran descritas en Carrasco-Núñez (2000)

### 1.4 Coladas de lava asociadas a domos recientes.

Estas coladas de lava están asociadas al complejo dómico Chichimeco, presentan crestas de compresión, cimas en bloques y se superponen unas a otras. Las lavas más antiguas se desplazaron 8-9 km desde la fuente y las más recientes viajaron ~3.5 km. La dirección de estos flujos de lava fue hacia el NE.

### 1.5 Taludes cubiertos de depósitos piroclásticos.

Se trata de superficies subhorizontales de pequeña dimensión en relieves volcánicos, principalmente en las laderas NW y SE del volcán Citlaltépetl y en algunas porciones entre el complejo dómico Chichimeco y sus lavas asociadas. Su génesis está asociada a la acumulación de depósitos piroclásticos dentro de valles modelados por la actividad glacial o fluvial.

### 1.6 Terraza piroclástica.

Se trata de superficies planas o ligeramente inclinadas, estrechas y alargadas delimitadas por cambios bruscos de pendiente (Lugo-Hubp, 2011). Su génesis está asociada a la acumulación de depósitos piroclásticos. Estas terrazas se localizan dentro de valles compuestos por depósitos volcanoclasticos o sucesiones de lavas, principalmente hacia el NE y SE del volcán Citlaltépetl (figura 32).

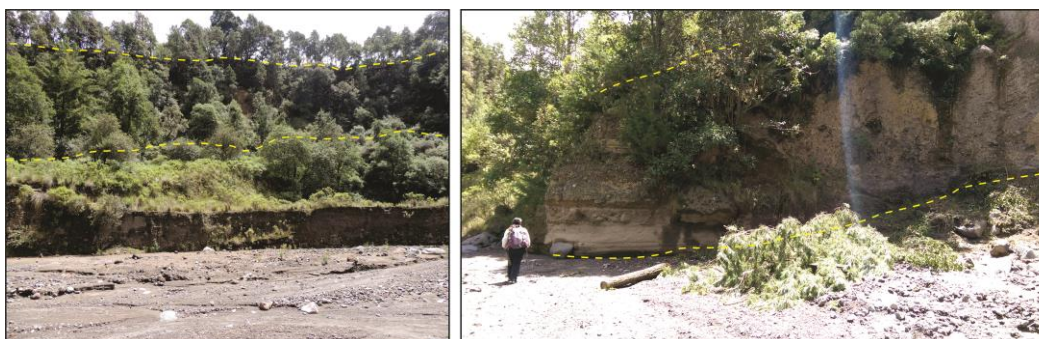


Figura 32. Terrazas compuestas por depósitos piroclásticos localizadas en la vertiente sur del volcán Citlaltépetl. (Agosto, 2018).

### 1.7 Hummocks.

Consisten en montículos de poca altitud originados por una avalancha de escombros volcánica. En este caso los hummocks se localizan en la porción N del mapa y posiblemente estén asociados al depósito de avalancha de escombros Jamapa producto del colapso del cono conocido como Torrecillas. También es posible que estos hummocks estén asociados al colapso del edificio volcánico Las Cumbres o del domo Ixtetal.

### 1.8 Planicies mesiformes compuestas por depósitos volcaniclásticos.

Se trata de superficies subhorizontales compuestas por depósitos volcaniclásticos (principalmente piroclastos) emplazados en la vertiente S del volcán Citlaltépetl y en una pequeña porción en la vertiente E. En esta región Carrasco-Núñez, 2000 reportó un depósito de flujo de bloques y cenizas que se emplazó hacia el S del conducto principal. Esta unidad conserva en gran parte su morfología mesiforme.

## 2. Formas volcánicas destructivas.

### 2.1 Cráter del volcán Citlaltépetl.

Se trata de una depresión asimétrica en forma de embudo de 410-480 m de diámetro y ~300 m de profundidad. Las paredes son muy inclinadas, constituidas de lavas y depósitos volcaniclásticos. Esta depresión se origina en el punto de erupción magmática explosiva (Lugo-Hubp, 2011).

### 2.2 Cicatriz de colapso sectorial.

En la región volcánica del área de estudio se encuentran algunas cicatrices de colapso sectorial, asociadas a diferentes edificios volcánicos, entre ellos el volcán Las Cumbres que presenta un cráter abierto hacia el E, el domo Ixtetal hacia el NE, domo Sillatepec hacia el NW, domo Colorado hacia el W. El volcán Sierra Negra también presenta escarpes en la cima con morfología de herradura, posiblemente asociados a colapsos de pequeña dimensión.

## B) RELIEVE ENDÓGENO MODELADO

Esta categoría agrupa las formas de relieve originadas por procesos endógenos (volcánicos o tectónicos) que han sido modificadas sustancialmente por la actividad exógena, debido a esto, no conservan su aspecto original (Lugo-Hubp, 1984).

### 3. Formas volcánicas.

#### 3.1 Domos antiguos (Colorado, Chichihuale, Tecomale, Sillatepec, Mirador, Ixtetal, Cerro Gordo).

Los domos antiguos varían en edad, morfología y tamaño. De acuerdo a Rodríguez (2005) el domo Ixtetal es el más antiguo de la región de estudio (350 ka A.P.) localizado al N del volcán Citlaltépetl y al S del volcán Las Cumbres y presenta una cicatriz de colapso sectorial abierta hacia el NE. Carrasco-Núñez (2000) afirma que los domos Tecomale y Colorado son los más antiguos asociados al volcán Citlaltépetl, emplazados durante la construcción del cono Espolón de Oro. El domo Tecomale (> 150 Ka A.P) se localiza en el flanco NE a ~3 km del cráter del Citlaltépetl y conforman la porción más elevada de un gran valle glaciar, conocido como Jamapa (Palacios y Vázquez-Selem, 1996; Palacios et al., 1999). Las lavas de este domo se dirigieron hacia el NE. El domo Colorado (figura 33), se localiza en el flanco SW del volcán, presenta un alto fracturamiento asociado a la acción glaciar y posee por lo menos dos cicatrices de colapso sectorial, abiertos hacia el W y SW. Posteriormente fue emplazado el domo Sillatepec. Se localiza 7 km hacia el SW del volcán las Cumbres y al N del volcán Citlaltépetl, presenta una cicatriz de colapso sectorial abierta hacia el W y está asociada a actividad volcánica subpliniana (Rodríguez, 2005). El domo Cerro Gordo se localiza en el centro del cráter abierto del volcán Las Cumbres y presenta laderas escarpadas hacia el S y ligeramente suavizadas hacia el N y W.

El domo Chichihuale (<23 ka A. P.) se localiza 9 km al SW del volcán Las Cumbres y al NW del Citlaltépetl, presenta laderas escarpadas y sus coladas de lava se dirigieron hacia el W.



Figura 33. Domo Colorado. Se localiza en la vertiente SW del volcán Citlaltépetl. (Agosto, 2018).

### 3.2 Coladas de lava asociadas a domos antiguos.

Estas coladas de lava están asociadas a los domos mencionados en el 3.1, están compuestas principalmente por rocas dacíticas. La mayoría de estas coladas fueron emplazadas al NW y NE del volcán Citlaltépetl y al S de Las Cumbres, a excepción de las lavas asociadas al domo Colorado emplazadas al SW del cráter del Citlaltépetl.

### 3.3 Coladas de lava asociadas al volcán Las Cumbres.

Este sistema geomorfológico está representado principalmente por coladas de lava asociadas al volcán las Cumbres y están distribuidas principalmente hacia E de la estructura caldérica central. Esta unidad está representada por la Andesita El Campamento la cual constituye parte del edificio volcánico antiguo del volcán las Cumbres previo a su colapso (Rodríguez, 2005). Presenta un relieve con disección fluvial cuyas corrientes se desarrollaron principalmente hacia el W.

### 3.4 Volcán Sierra Negra.

Esta unidad está representada por lavas y depósitos volcanoclásticos que constituyen el edificio volcánico Sierra Negra, localizado ~6 km al SW del volcán Citlaltépetl (figura 34). Las coladas de

lava del Sierra Negra fluyeron hacia el S y están parcialmente cubiertas de depósitos piroclásticos asociados a los últimos eventos eruptivos del volcán Citlaltépetl.

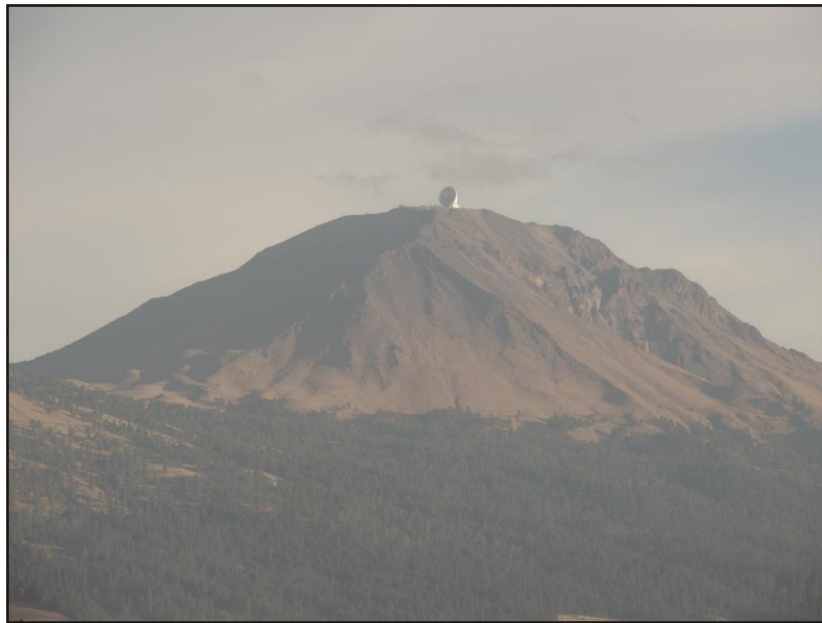


Figura 34. Edificio volcánico Sierra Negra. La fotografía muestra el volcán Sierra Negra visto desde la cuenca Serdán Oriental. (Enero, 2019).

### 3.5 Coladas de lava asociadas al volcán Torrecillas.

Estas coladas de lava están asociadas a los primeros episodios eruptivos del volcán Torrecillas, se localizan en la vertiente NW del volcán Citlaltépetl y están representadas por la Andesita basáltica Pilancón que consiste en una secuencia de 80 m de espesor. Estas lavas se encuentran moderadamente disectadas por la acción fluvial. Adicionalmente 16 km al NE del Citlaltépetl se localiza una colada de lava individual de más de 20 m de extensión con dirección al NE y al SE. Ésta última se desplazó dentro de un valle limitado al N por laderas disectadas compuestas por sucesiones de lavas, y al S por un conjunto montañoso de rocas calizas cubierto parcialmente por depósitos volcanoclásticos.

### 3.6 Coladas de lava asociadas al volcán Espolón de Oro.

Se trata de sucesiones de coladas de lava modeladas por la acción fluvial y glaciario, asociados al edificio volcánico Espolón de Oro. Estos relictos del volcán se localizan alrededor del cono principal actual del Citlaltépetl y agrupa distintas unidades geológicas descritas por Carrasco-Núñez (2000):

andesita Paso de Buey, dacita Espolón de Oro, andesita basáltica Carnero, andesita y dacita Alpinahua.

### 3.7 Laderas volcánicas disectadas.

La vertiente E del volcán Citlaltépetl se expresa como un relieve montañoso disectado, compuesto en su mayor parte por depósitos volcánicos. Presenta una morfología de valles encañonados (>40 m de profundidad) y algunas cimas planas asociados principalmente a depósitos piroclásticos. Las corrientes fluviales desarrolladas en esta región tienen una dirección NW-SE y evidencian el control estructural ejercido por el basamento de rocas calizas.

### 3.8 Lomeríos compuestos de depósitos de avalancha de escombros (Avalancha Las Cumbres y Jamapa).

Esta unidad areal consiste en una superficie muy ondulada expresada en el relieve como lomeríos. Se localiza en la vertiente E del volcán las Cumbres, y limita al sur con el río Jamapa. Rodríguez (2005) y Carrasco-Núñez (2000) han descrito depósitos de avalanchas de escombros asociados a colapsos sectoriales en el volcán las Cumbres y en el Citlaltépetl (cono Torrecillas). Estos depósitos han sido nombrados en publicaciones como avalancha Jamapa y Las Cumbres y se extienden decenas de kilómetros hacia el E, desde los edificios volcánicos que le dieron origen.

### 3.9 Coladas de lava basáltica (Plioceno).

Consisten en derrames basálticos de pequeña extensión posiblemente asociado a vulcanismo fisural y/o monogenético en la zona. Se localizan al S del volcán Sierra Negra y los flujos tienen una dirección hacia el S y al E cerca de la ciudad de Maltrata. Se trata de coladas de lava en bloques de poca altitud en relación al nivel de base. Forma superficies onduladas, con crestas de compresión. Estas coladas han sido cartografiadas en Robin et al. (1983); Pérez-Méndez (2012) y Ferrari et al. (2018).

### 3.10 Superficie de parteaguas.

Se trata de relictos de una ladera volcánica original que ha sido disectada por la erosión (Lugo- Hubp, 1984). Son superficies estrechas, alargadas y compuestas por lavas y/o depósitos

volcaniclásticos, que configuran la divisoria de aguas. Estas superficies de parteaguas limitan dos laderas con alta inclinación ( $>30^\circ$ ) y pueden corresponder a antiguos ridges o crestas volcánicas que han sido modeladas por la erosión.

#### 4. Formas tectónicas (sedimentario-estructural).

##### 4.1 Sierras plegadas de rocas sedimentarias (Cretácico).

Es un conjunto montañoso de sierras plegadas de rocas sedimentarias (figura 35), que corresponden principalmente a las formaciones Tamaulipas Inferior y Superior, Fm. Orizaba, Fm. Guzmantla, Fm. Maltrata y Fm. Méndez.

Se localizan principalmente en el sector centro W y SW del mapa y conforman el basamento sobre el cual se emplazó el relieve volcánico. Las fallas y pliegues de esta unidad tienen una orientación NW-SE, muchas de las cuales se expresan en el relieve como crestas estructurales y valles fluviales profundos.



Figura 35. Sierras plegadas de rocas sedimentarias. (Enero, 2019).

##### 4.2 Crestas estructurales.

Se trata de elementos lineares expresados como superficies de parteaguas en elevaciones alargadas que presenta mayor resistencia a la erosión en rocas sedimentarias plegadas. Son crestas montañosas de cimas controladas por la orientación de los ejes de pliegues (tectónica) y por la erosión fluvial (Lugo-Hubp, 2011).

##### 4.3 Lomeríos kársticos (pseudo-cockpits).



Se trata de un relieve con depresiones profundas de forma irregular, drenaje superficial y subterráneo, delimitadas por lomeríos residuales o pináculos (figura 36). Estas formas se asocian a áreas con intensa precipitación (regiones tropicales) y con litologías de roca caliza con un marcado desarrollo de sistemas de fracturas, ya que se necesitan altas tasas de disolución para el desarrollo de sistemas acuíferos kársticos a profundidad (Lyew-Ayee, 2010).

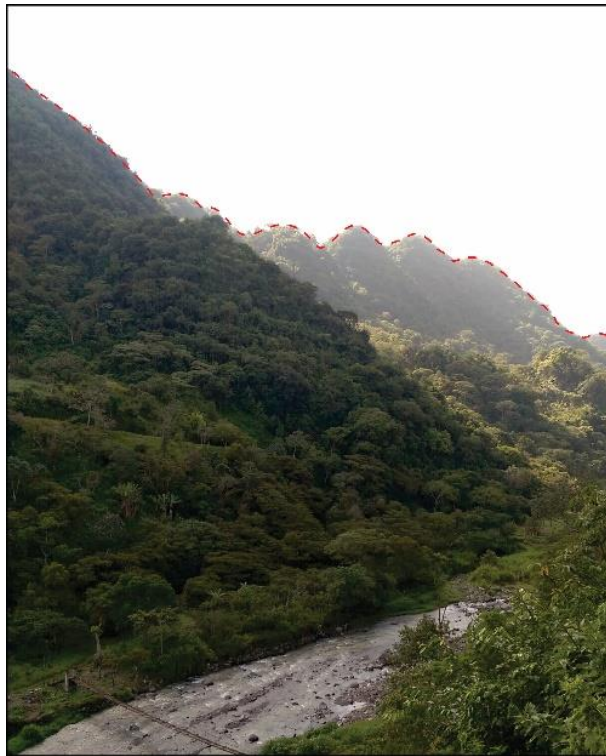


Figura 36. Lomeríos kársticos (pseudo-cockpits), desde el valle del río Seco. (Agosto, 2018).

#### 4.4 Remanentes aislados de rocas calizas (mogotes).

Se trata de colinas de más de 300 m de altitud, usualmente de forma cónica y laderas escarpadas ( $>30^\circ$ ), compuestas de rocas calizas (figura 37), las cuales han quedado aisladas separadas por amplias planicies aluviales. Estos sistemas geomorfológicos evidencian los importantes procesos kársticos y de emplazamiento de depósitos epiclásticos en la región en el pasado.



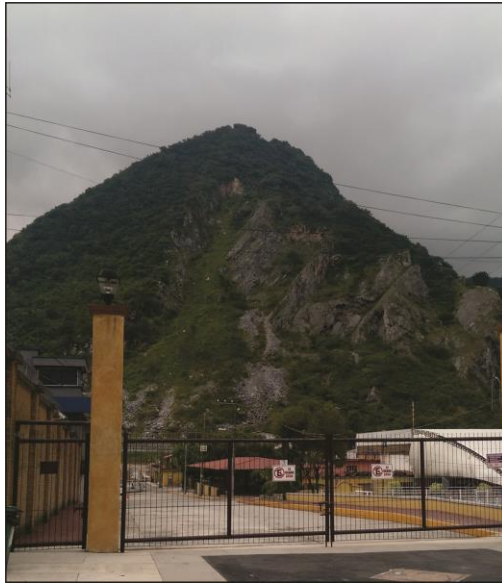


Figura 37. Remanente aislado de roca caliza, ubicado en la ciudad de Orizaba. (Agosto, 2018).

### C) RELIEVE EXÓGENO

Se refiere a las formas de relieve producto de los procesos modeladores del relieve (intemperismo, erosión y acumulación) y de los agentes que los originan (fluvial, glaciar, gravitacional y kárstico).

#### 5. Erosivo fluvial.

##### 5.1 Valles fluviales >40 m de profundidad.

Se trata de cauces fluviales que presentan una incisión importante, independiente de la litología o depósitos sobre los que se desarrollan. A partir de 40 m de profundidad de disección es posible identificar áreas en donde las corrientes han presentado mayor desarrollo y la mayoría son de orden >2. En el relieve constituido por rocas volcánicas y de mayor altitud se presenta la mayor concentración de cauces con profundidades importantes. De igual manera sucede en depósitos fluvio-laháricos localizados en la porción NE del mapa, en donde se desarrollaron cauces profundos, en gran parte con patrones meándricos. Estas corrientes se desarrollan a lo largo de contactos litológicos, fallas y pliegues.

##### 5.2 Valles fluviales <40 m de profundidad.

Son cauces fluviales someros menores a 40 m de profundidad pero que representan la mayoría de los cauces fluviales del área de estudio desarrollados sobre litologías y depósitos variables. Han sido agrupados en este grupo genético todas aquellas corrientes fluviales que no presentan incisión importante pero forman parte de los sistemas fluviales y tienen implicaciones en la geomorfología.

### 5.3 Valles fluviales de fondo plano.

Estos valles han sido colmatados por sedimentos y posteriormente modelados nuevamente por la acción fluvial. La mayoría de las planicies de fondo de valle se localizan en relieve volcánico y están compuestas principalmente por depósitos de lahar y piroclásticos removilizados. En el caso de las zonas montañosas de rocas sedimentarias plegadas, los fondos de valle planos son escasos y se localizan en la porción norte de la Sierra de Zongolica, al sur de la ciudad de Orizaba. También sobre la planicie fluvio-lahárica se desarrollan valles con fondos plano asociados a la fragilidad de los materiales, al ser sedimentos no consolidados, erosionan las paredes laterales y permiten el desarrollo de fondos planos debido a la depositación de la fracción fina.

## 6. Acumulativo fluvial.

### 6.1 Planicie aluvial compuesta de depósitos epiclásticos.

Planicie localizada en la porción SW del mapa, conformada por depósitos epiclásticos de origen volcánico y sedimentario (calizas principalmente). Esta planicie está limitada en todas direcciones por conjuntos de sierras plegadas elevadas. Las corrientes fluviales desarrolladas sobre esta planicie están controladas por las estructuras desarrolladas en las rocas calizas.

### 6.2 Planicie fluvio-lahárica ligeramente ondulada.

Son amplias zonas de acumulación disectadas, caracterizadas por superficies planas compuestas por depósitos aluviales y de lahares (figura 38). Entre los depósitos que conforman la planicie se encuentra el lahar Teteltzingo.



Figura 38. Planicie fluvio-lahárica. Se puede observar la superficie plana en la cima típica de los depósitos de lahar. (Agosto, 2018).

### 6.3 Abanicos aluviales.

Son superficies subhorizontales originadas por la depositación de material previamente acarreado por una corriente fluvial y confinado a un valle. Se originan en las desembocaduras de corrientes montañosas.

## 7. Erosivo fluvio-glaciar.

### 7.1 Laderas de rocas volcánicas con modelado glaciar.

Son superficies subhorizontales de pequeña dimensión, localizadas en las porciones elevadas del relieve volcánico, en donde existió evidencia de presencia de glaciares. Estas laderas están modeladas por la actividad glaciar y se encuentran cubiertas por depósitos morrénicos de rocas volcánicas asociadas al volcán Citlaltlépetl, Las Cumbres y los domos que se encuentran entre los dos estratovolcanes.

### 7.2 Relictos del cono Torrecillas con modelado glaciar.

Son restos del antiguo edificio volcánico Torrecillas (figura 39). Estos relictos se localizan muy cerca del cono actual Citlaltépetl y se trata de un relieve formado inicialmente por la actividad volcánica y posterior erosión diferencial mediante los procesos glaciares y de remoción en masa. Presenta una marcada alteración y fracturamiento y paredes escarpadas ( $>40^\circ$ ).



Figura 39. Relictos del antiguo edificio volcánico Torrecillas. Presenta alto fracturamiento asociado a crio-clastismo (Agosto, 2018).

### 7.3 Relictos del cono Espolón de Oro con modelado glaciar.

Se trata de restos antiguos del edificio volcánico Espolón de Oro, compuesto por rocas volcánicas asociadas a actividad efusiva y explosiva (derrames de lava y depósitos piroclásticos). Se localizan al N del cráter del edificio volcánico actual del Citlaltépetl (figura 40). Su génesis está asociada a volcanismo modelado por la actividad glaciar. Presenta una evidente alteración y fracturamiento (gelifracción). Estos relictos conforman la antigua estructura caldérica asociada al colapso sectorial del cono Espolón de Oro, hace  $\sim 27,000-13,000$  años A.P., evento que originó la avalancha de escombros y lahar Teteltzingo.

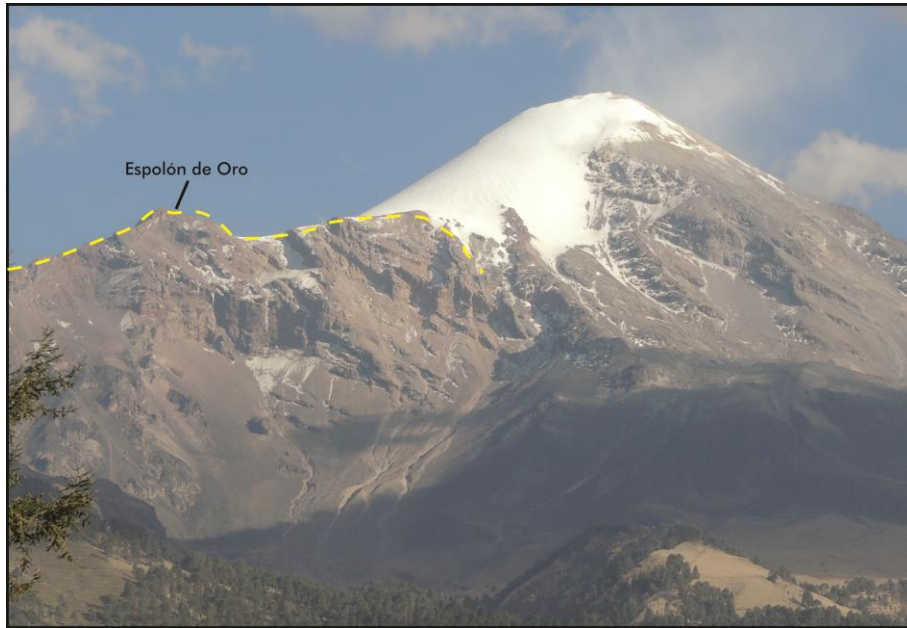


Figura 40. Relictos del edificio volánico Espolón de oro. (Enero, 2019).

## 8. Acumulativo gravitacional.

### 8.1 Taludes compuestos de depósitos coluviales.

Son superficies subhorizontales con morfología plana. Su origen está asociado a la depositación de sedimentos o fragmentos de roca acarreados por procesos gravitacionales. Este proceso tiene su origen principalmente en las laderas altas del conjunto montañoso de sierras plegadas, localizadas al SW del área de estudio, las cuales al desprenderse conforman taludes compuestos de depósitos coluviales.

## 9. Erosivo kárstico.

### 9.1 Campos de dolinas y uvalas.

Son porciones del relieve plegado de rocas sedimentarias en donde son abundantes las formas de disolución kársticas y conforman campos de dolinas y uvalas. Estas depresiones semicirculares o elípticas, se originan por disolución o procesos de caída (colapso) y en muchos casos se encuentran alineadas ya que se presentan a lo largo de fracturas o fallas (Lugo-Hubp, 2011).

## 10. Símbolos complementarios.

### 10.1 Dirección de flujo de lava.

Indican la dirección de movimiento de flujos de lava, asociados a los edificios volcánicos antiguos Torrecillas y Espolón de Oro y a los últimos episodios efusivos del volcán Citlaltépetl (Carrasco-Núñez, 1997). De igual manera indican la dirección de flujos de lava del volcán Sierra Negra, las Cumbres (Rodríguez, 2005) y de los domos periféricos (Carrasco-Núñez, 2000) asociados con la construcción del Citlaltépetl y Las Cumbres.

### 10.2 Escarpes principales.

Se trata de laderas abruptas de altura variable que se origina por diferentes procesos: tectónicos, exógenos y principalmente gravitacionales (Lugo-Hubp, 2011). Se han agrupado todos los tipos de escarpes principales en el área de estudio en esta clasificación, desde los originados en el dominio volcánico, sobre coladas de lava o depósitos volcanoclásticos, sobre el conjunto montañoso de rocas sedimentarias plegadas y por último sobre la planicie fluvio-lahárica y aluvial. Los escarpes se originan en distintos ambientes, los cuales incluyen de tipo volcánico (bordes de flujos de lava, levees) fluvial (circos fluviales y frentes de terrazas), glaciar (circos glaciares), karst (valles de disolución fluvio-kárstica), entre otros.

<b>RELIEVE ENDÓGENO</b>		
<b>1. Formas volcánicas acumulativas</b>		
<b>1.1 Edificio principal del volcán Citlaltépetl cubierto de piroclastos.</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
Relieve muy escarpado, compuesto de secuencias de lavas y depósitos piroclásticos.	Rocas dacíticas y andesíticas. Piroclastos indiferenciados.	Vulcanismo efusivo y explosivo. Erupciones intermitentes de lava y materiales piroclásticos que componen el edificio volcánico actual (Holoceno).
<b>1.2 Coladas de lava del volcán Citlaltépetl (Holoceno).</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
Coladas de lava individuales en bloques, canalizadas, con algunas cimas planas. Algunas presentan desarrollo de levees.	Rocas dacíticas y andesíticas.	Vulcanismo efusivo. Erupciones efusivas desde el conducto principal.
<b>1.3 Domos recientes (Complejo dómico Chichimeco).</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
Complejo de domos, que conservan su morfología original. Presentan laderas muy escarpadas.	Rocas dacíticas, andesíticas y depósitos piroclásticos.	Vulcanismo efusivo y explosivo. Erupciones intermitentes de lava y materiales piroclásticos que componen los edificios volcánicos.
<b>1.4 Coladas de lava asociados a domos recientes.</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
Campos de coladas de lava con pendientes altas a moderadas. Aún conservan su morfología original.	Rocas dacíticas y andesíticas.	Origen asociado a vulcanismo efusivo. Erupciones asociadas a domos.
<b>1.5 Taludes cubiertos de depósitos piroclásticos.</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos.</b>	<b>Génesis</b>
Se trata de áreas pequeñas dentro de valles, con pendientes bajas.	Depósitos piroclásticos indiferenciados.	Vulcanismo explosivo. Erupciones de material piroclástico.
<b>1.6 Terraza piroclástica.</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
Son áreas pequeñas dentro del relieve volcánico de montaña, que consiste en depósitos alargados y con altitudes bajas y morfología plana.	Depósitos piroclásticos indiferenciados.	Volcanismo explosivo. Erupciones de material piroclástico.
<b>1.7 Hummocks.</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
Montículos de pequeña dimensión y morfología cónica, con pendientes elevadas.	Depósitos de avalancha (rocas volcánicas indiferenciadas) provenientes posiblemente del colapso como ancestral Torrecillas o del domo Ixtetal.	Transporte y emplazamiento de rocas volcánicas. Depósitos de avalancha asociados a diferentes eventos (Colapso sectorial de edificio volcánico Torrecillas y/o del domo Ixtetal).

<b>1.8 Planicies mesiformes compuestas por depósitos volcanoclásticos.</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
Relieve moderadamente plano, en su mayoría corresponden a cimas planas compuestas por depósitos piroclásticos y de material volcánico removilizado. Forman un abanico en el sector sur del edificio volcánico Citlaltépetl.	En su mayor parte son depósitos epiclásticos/volcanoclásticos que han sido removilizados. Depósitos piroclásticos indiferenciados.	Vulcanismo explosivo (dep. piroclásticos) y en menor medida otros flujos granulares de origen volcánico (dep. de flujos de escombros, avalanchas de escombros).
<b>2. Formas volcánicas destructivas.</b>		
<b>2.1 Cráter del volcán Citlaltépetl.</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
Estructura asimétrica en forma de embudo con paredes muy inclinadas localizada en el conducto central del edificio volcánico.	Rocas volcánicas (lavas dacíticas y andesíticas) y depósitos piroclásticos.	Volcanismo explosivo.
<b>2.2 Cicatriz de colapso sectorial.</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
Se trata de estructuras de colapso en edificios volcánicos y/o domos.	Se desarrollan sobre rocas volcánicas dacíticas y andesíticas que componen un edificio volcánico.	Deslizamiento volcánico.

<b>RELIEVE ENDÓGENO MODELADO</b>		
<b>3. Formas volcánicas</b>		
<b>3.1 Domos antiguos (Ixtetal, Chichihuale, Colorado, Tecomale, Sillatepec, Mirador, Cerro Gordo).</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
Domos que han perdido su morfología original debido a la acción fluvio-glaciar. Algunos están cubiertos parcialmente de depósitos piroclásticos y alto fracturamiento asociados a la acción glaciar.	Rocas dacíticas, andesíticas, y riolíticas. Piroclastos indiferenciados.	Vulcanismo efusivo y explosivo. Modelado fluvio-glaciar.
<b>3.2 Coladas de lava asociadas a domos antiguos.</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
Relieve compuesto principalmente por sucesiones de coladas de lava que han sido modeladas y presentan una alta disección vertical que conforma valles glaciares en la porción N del volcán Citlaltépetl.	Rocas dacíticas, andesíticas y riolíticas.	Vulcanismo efusivo. Modelado fluvio-glaciar.



<b>3.3 Coladas de lava asociadas al volcán Las Cumbres</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
Relieve con pendientes altas a moderadas, con cimas escarpadas. La parte más elevada presenta una morfología de caldera.	Rocas andesíticas (Andesita El Campamento).	Vulcanismo efusivo y explosivo. Erupciones intermitentes de lava y materiales piroclásticos. Posterior modelado glaciar y fluvial.
<b>3.4 Volcán Sierra Negra</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
Relieve muy escarpado en la cima. Presenta un cráter de colapso en la parte superior. Hacia las laderas bajas del S, la pendiente es moderada y están compuestas por flujos de lava y depósitos piroclásticos.	Principalmente rocas andesíticas y depósitos piroclásticos indiferenciados.	Erupciones efusivas desde el conducto principal del edificio volcánico (lavas) y erupciones explosivas (depósitos piroclásticos).
<b>3.5 Coladas de lava asociadas al volcán Torrecillas.</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
Relieve volcánico asociado a extensas coladas de lava con cimas subhorizontales y pendientes bajas.	Rocas volcánicas, basálticas y andesíticas.	Vulcanismo efusivo. Sucesiones de coladas de lava y posterior modelado fluvial.
<b>3.6 Coladas de lava asociadas al volcán Espolón de Oro.</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
Relieve compuesto de lavas modeladas y parcialmente cubierto de depósitos piroclásticos.	Rocas dacíticas y andesíticas.	Vulcanismo efusivo y explosivo. Erupciones intermitentes de lava y materiales piroclásticos. Posterior modelado glaciar y fluvial (erosión diferencial).
<b>3.7 Laderas volcánicas disectadas.</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
Relieve con pendientes altas a moderadas, con cimas escarpadas. Compuesto de lavas modeladas y depósitos piroclásticos.	Rocas volcánicas (andesitas y dacitas) y depósitos volcánicos.	Vulcanismo efusivo y explosivo. Erupciones intermitentes de lava y materiales piroclásticos. Posterior modelado fluvial.
<b>3.8 Lomeríos compuestos de depósitos de avalancha de escombros (Avalancha Las Cumbres y Jamapa)</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
Superficie irregular y muy ondulada, con pendientes bajas y moderadas y presenta una alta disección fluvial.	Depósitos de avalancha de escombros. Rocas volcánicas.	Vulcanismo explosivo. Posterior modelado fluvial.
<b>3.9 Coladas de lava basáltica (Plioceno)</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
Coladas de lava en bloques con superficies planas en la cima y baja pendiente.	Basalto.	Vulcanismo efusivo. Sucesiones de coladas de lava.

<b>3.10 Superficie de parteaguas volcánico.</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
Superficie alargada y estrecha con pendiente baja, en relieves volcánicos.	Rocas volcánicas asociadas a flujos de lava y depósitos volcanoclásticos.	Origen asociado a vulcanismo efusivo y explosivo y posterior erosión fluvio-glaciár.
<b>4. Formas tectónicas (sedimentario-estructural)</b>		
<b>4.1 Sierras plegadas de rocas sedimentarias (Cretácico).</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
Relieve de montaña, escarpado y con pendientes elevadas. Presenta crestas alargadas con orientación preferencial NW-SE asociado a las estructuras secundarias.	En su mayor parte rocas calizas, lutitas y margas.	Deformación de rocas sedimentarias de origen marino. Posterior modelado fluvial.
<b>4.2 Crestas estructurales.</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
Superficies lineares, estrechas, localizadas en la porción más elevada de conjuntos de sierras plegadas que corresponden a fallas o ejes de pliegues.	Roca Caliza.	Deformación de rocas sedimentarias de origen marino. Posterior modelado fluvial.
<b>4.3 Lomeríos kársticos (pseudo-cockpits).</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
Relieve con pendientes moderadas y con evidencias claras de disolución.	Roca caliza.	Deformación de rocas sedimentarias de origen marino. Posterior disolución kárstica.
<b>4.4 Remanentes aislados de rocas calizas (mogotes).</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
Cuerpos alargados, de poca altitud y dimensión, aislados y rodeados en su mayor parte por depósitos recientes.	Roca caliza.	Deformación de rocas sedimentarias (plegamiento y fallamiento). Posterior erosión diferencial.

<b>RELIEVE EXÓGENO</b>		
<b>5. Erosivo fluvial</b>		
<b>5.1 Valles fluviales &gt;40 m de profundidad.</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
Valles con laderas inclinadas desarrollados sobre cualquier tipo de litología y/o relieve con más de 40 m de profundidad.	Variable.	Incisión fluvial.
<b>5.2 Valles fluviales &lt;40 m de profundidad.</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
Valles someros desarrollados sobre cualquier tipo de litología y/o relieve con menos de 40 m de profundidad.	Variable.	Incisión fluvial.

<b>5.3 Valles fluviales de fondo plano.</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
Superficies planas, dentro de valles colmatados por sedimentos y modelados posteriormente por la acción fluvial.	Variable.	Incisión fluvial.
<b>6. Acumulativo fluvial</b>		
<b>6.1 Planicie aluvial compuesta de depósitos epiclásticos.</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
Relieve con pendientes bajas y baja densidad de drenaje, con valles de profundidad somera (< 40 m).	Sedimentos de origen volcánico y sedimentario.	Fluvial-gravitacional. Sedimentación de materiales volcánicos y sedimentarios transportados por corrientes fluviales.
<b>6.2 Planicie fluvio-lahárica ligeramente ondulada.</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
Relieve con pendientes bajas, y barrancos someros con laderas de pendiente alta a moderada	Sedimentos cuaternarios con origen volcánico y sedimentario	Transporte y sedimentación de materiales provenientes de rocas volcánicas y sedimentarias
<b>6.3 Abanicos aluviales.</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
Superficies subhorizontales formadas en la desembocadura de una corriente fluvial, compuesta por depósitos epiclásticos.	Sedimentos de origen volcánico y sedimentario.	Transporte y sedimentación de fragmentos de rocas volcánicas y sedimentarias.
<b>7. Erosivo fluvio-glaciár.</b>		
<b>7.1 Laderas de rocas volcánicas con modelado glaciár.</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
Superficies subhorizontales de pequeña dimensión localizadas en las partes altas de edificios volcánicos. Depósitos morrénicos.	Rocas volcánicas principalmente andesíticas y dacíticas.	Acumulación de depósitos morrénicos.
<b>7.2 Relictos del cono Torrecillas con modelado glaciár.</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
Restos de edificio volcánico con morfología de paredes muy escarpadas y cimas dentadas. Se localizan al S del cráter del Citlaltépetl.	Rocas volcánicas principalmente andesíticas.	Vulcanismo efusivo y explosivo. Erupciones intermitentes de lava y materiales piroclásticos. Posterior modelado glaciár y fluvial
<b>7.3 Relictos del cono Espolón de Oro con modelado glaciár.</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
Restos de edificio volcánico con morfología de paredes muy escarpadas. Se localizan al N del cráter del Citlaltépetl.	Rocas volcánicas principalmente andesita y dacita.	Vulcanismo efusivo y explosivo. Erupciones intermitentes de lava y materiales piroclásticos. Posterior modelado glaciár y fluvial.

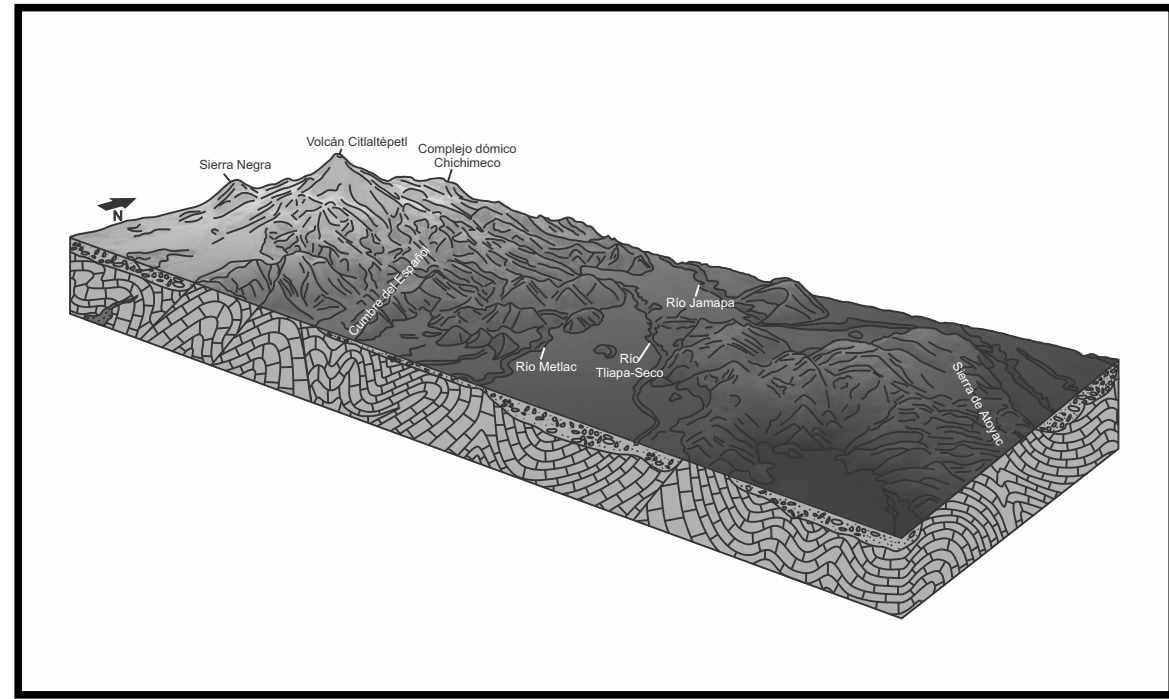
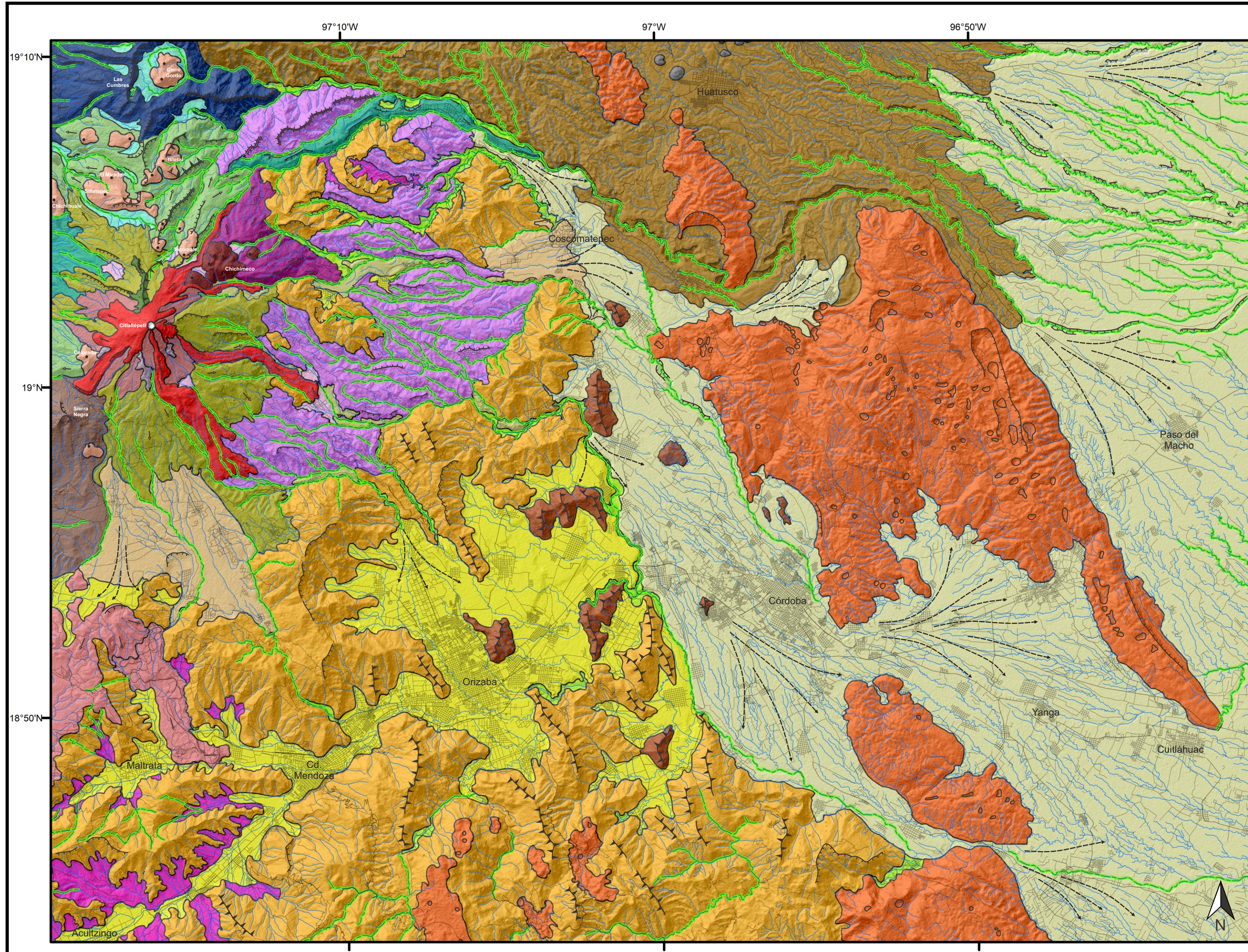
<b>8. Acumulativo gravitacional.</b>		
<b>8.1 Taludes compuestos de depósitos coluviales.</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
Relieve caracterizado por laderas cubiertas por depósitos coluviales.	Roca caliza.	Remoción y acumulación de depósitos coluviales.
<b>9. Erosivo kárstico</b>		
<b>9.1 Campos de dolinas y uvalas.</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
Dolinas y uvalas desarrolladas en un relieve de tipo <i>pseudo-cockpits karst</i> .	Roca caliza.	Disolución de rocas calizas plegadas y falladas.
<b>10. Símbolos complementarios</b>		
<b>10.1 Dirección de flujo de lava.</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
No aplica.	Rocas volcánicas andesíticas y dacíticas.	No aplica.
<b>10.2 Escarpes principales.</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
Escarpes, con pendientes fuertes originados en distintos ambientes.	Variable.	Procesos exógenos, tectónicos y gravitacionales.
<b>10.3 Localidades principales y vialidades.</b>		
<b>Rasgos morfológicos</b>	<b>Litología/Sedimentos</b>	<b>Génesis</b>
No aplica.	Variable.	Antrópico.

Tabla 9. Leyenda explicativa del mapa geomorfológico elaborado para el sector SE del volcán Citlaltépetl.





# MAPA GEOMORFOLÓGICO DEL SECTOR SURESTE DEL VOLCÁN CITLALTÉPETL



RELIEVE ENDÓGENO		
<b>1. Formas volcánicas acumulativas</b>		
1.1 Edificio principal del volcán Citlaltépetl cubierto de piroclastos.	4.1 Sierras plegadas de rocas sedimentarias (Cretácico).	
1.2 Coladas de lava del volcán Citlaltépetl (Holoceno).	4.2 Crestas estructurales.	
1.3 Domos recientes (Complejo dómico Chichimeco).	4.3 Lomeríos kársticos (pseudo-cockpits).	
1.4 Coladas de lava asociadas a domos recientes.	4.4 Remanentes aislados de rocas calizas (mogotes).	
1.5 Taludes cubiertos de depósitos piroclásticos.	<b>RELIEVE EXÓGENO</b>	
1.6 Terraza piroclástica.	<b>5. Erosivo fluvial</b>	
1.7 Hummocks.	5.1 Valles fluviales >40 m de profundidad.	
1.8 Planicies mesiformes compuestas por depósitos volcánico-lávicos.	5.2 Valles fluviales <40 m de profundidad.	
<b>2. Formas volcánicas destructivas</b>		5.3 Valles fluviales de fondo plano.
2.1 Cráter del volcán Citlaltépetl.	<b>6. Acumulativo fluvial</b>	
2.2 Cicatriz de colapso sectorial.	6.1 Planicie aluvial compuesta de depósitos epiclásticos.	
<b>RELIEVE ENDÓGENO MODELADO</b>		6.2 Planicie fluvio-lahárica ligeramente ondulada.
<b>3. Formas volcánicas</b>		6.3 Abanicos aluviales.
3.1 Domos antiguos (Ixtetel, Chichihuale, Colorado, Tecomale, Sillatepec, Cerro Gordo).	<b>7. Erosivo fluvio-glaciar</b>	
3.2 Coladas de lava asociadas a domos antiguos.	7.1 Laderas de rocas volcánicas con modelado glaciar.	
3.3 Coladas de lava asociadas al volcán Las Cumbres.	7.2 Relictos del cono Torrecillas con modelado glaciar.	
3.4 Volcán Sierra Negra.	7.3 Relictos del cono Espolón de Oro con modelado glaciar.	
3.5 Coladas de lava asociadas al volcán Torrecillas.	<b>8. Acumulativo gravitacional</b>	
3.6 Coladas de lava asociadas al volcán Espolón de Oro.	8.1 Taludes compuestos de depósitos coluviales.	
3.7 Laderas volcánico-lávicas disectadas.	<b>9. Erosivo kárstico</b>	
3.8 Lomeríos compuestos de depósitos de avalancha de escombros (Avalancha Las Cumbres y Jamapa).	9.1 Campos de dolinas y uvalas.	
3.9 Coladas de lava basáltica (Plioceno).	<b>10. Símbolos complementarios</b>	
3.10 Superficie de partaguas volcánico.	10.1 Dirección de flujo de lava.	
	10.2 Escarpes principales.	
	10.3 Localidades principales y vialidades.	

Kilómetros

0 ————— 10

Escala: 1:250,000  
Sist. Coord.: WGS 1984  
UTM Zone 14N  
Proyección: Transverse Mercator  
Datum: WGS1984  
Autor: Hernández-Rivas, Omar<sup>1</sup>  
Asesora: Caballero, Lizeth<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Facultad de Filosofía y Letras, Universidad Nacional Autónoma de México  
<sup>2</sup>Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México

Figura 41. Mapa geomorfológico del sector sureste del volcán Citlaltépetl



#### 4.4 Geomorfología y fábrica del depósito de lahar Teteltzingo.

##### A) Zona proximal.

La zona proximal se encuentra dentro del dominio volcánico, que se caracteriza por numerosos edificios volcánicos, y depósitos volcanoclásticos. Cerca de la localidad de Coscomatepec, el depósito Teteltzingo está confinado dentro de valles profundos orientados a E-W desarrollados en rocas sedimentarias, que están parcialmente rellenos de antiguos depósitos volcanoclásticos (Figura 42A). Pocos metros pendiente abajo, dentro del valle del río Seco, el depósito es de ~ 10 m de espesor, masivo, heterolitológico y mal clasificado, la matriz tiene coloraciones marrón, amarilla y marrón cobrizo (Figura 42C), y se identificaron algunas estructuras en rompecabezas (Figura 42D). El análisis de fábrica se realizó en el afloramiento PO-18-08, ubicado en la zona proximal a 16 km del volcán, cerca del pueblo de Coscomatepec. En el sitio de muestreo, el depósito de Teteltzingo está parcialmente cubierto por un depósito piroclástico, denominado



Figura 42. Zona proximal. A) Valle del río Tliapa-Seco compuesto de rocas sedimentarias, parcialmente relleno por el depósito de lahar Teteltzingo. B) Contacto discordante entre el depósito de lahar Teteltzingo y la Ignimbrita Citlaltépetl. Este contacto fue reportado previamente por Carrasco-Núñez y Gómez-Tuena (1997). C) Remanente del depósito Teteltzingo de ~8 m de espesor, dentro de un valle adyacente al río Tliapa-Seco. D) Estructura en rompecabezas localizada en la zona proximal en el depósito. (Agosto, 2018).

Ignimbrita Citlaltépetl por Carrasco-Núñez y Gómez-Tuena (1997), y fechado en 8,500-9,000 años A.P (Figura 42B). Esta ignimbrita forma un contacto discordante con el depósito de lahar Teteltzingo.

En la zona proximal se midió la orientación de los ejes mayores de 635 partículas, de las cuales 559 (85,6%) corresponden al tamaño de grano de arena ( $4\phi$  a  $0\phi$ ). El valor de la media para este tamaño de grano es hacia el  $NW55^{\circ}SE \pm 51.4^{\circ}$ . El diagrama de roseta no muestra una moda clara y el valor  $R$  de 0.03 indica un bajo grado de iso-orientación ( $0 < 0.10$ ) de la fracción de arena. Para la fracción de grava ( $-1\phi$  a  $-6\phi$ ), se seleccionaron 76 partículas (14.4%). La dirección media mostró un valor de  $NW65^{\circ}SE \pm 21.6^{\circ}$ . El valor  $R$  de 0.21 indica un grado moderado-alto de iso-orientación de partículas ( $0.15$  a  $< 0.30$ ). Las modas observadas en los diagramas de roseta son  $NW20^{\circ}-40^{\circ}SE$ , además de otras modas observadas hacia el  $NW70^{\circ}-80^{\circ}SE$  y  $NE50^{\circ}-60^{\circ}SW$ . Todos estos datos indican un mejor grado de iso-orientación con respecto al tamaño del grano de arena.

El valor total de la media para todas las partículas de la zona proximal es hacia el  $NW60^{\circ}SE \pm 29.9^{\circ}$ , y se observa un bajo grado de iso-orientación ( $R = 0.05$ ).

#### B) Zona media.

La zona media se encuentra en el dominio fluvio-acumulativo. Abarca la zona de ruptura de pendiente, cerca de la ciudad de Coscomatepec y una extensa llanura, limitada al este por calizas y lutitas del dominio sedimentario. En esta zona, el depósito de lahar Teteltzingo cambia su dirección de E-W a NW-SE.

Los valles más profundos en el área ( $> 40$  m) están dispuestos en esta dirección NW-SE. En el valle del río Seco, el depósito de lahar Teteltzingo aflora como una extensa superficie de terraza que cubre parcialmente la porción oriental del valle constituido por rocas calizas (Figura 43A). En la ladera occidental, el depósito de lahar Teteltzingo muestra una superficie superior plana, típica de los depósitos de lahar y frentes de terraza asociados a incisiones fluviales y procesos gravitacionales (Figura 43B y 43C).



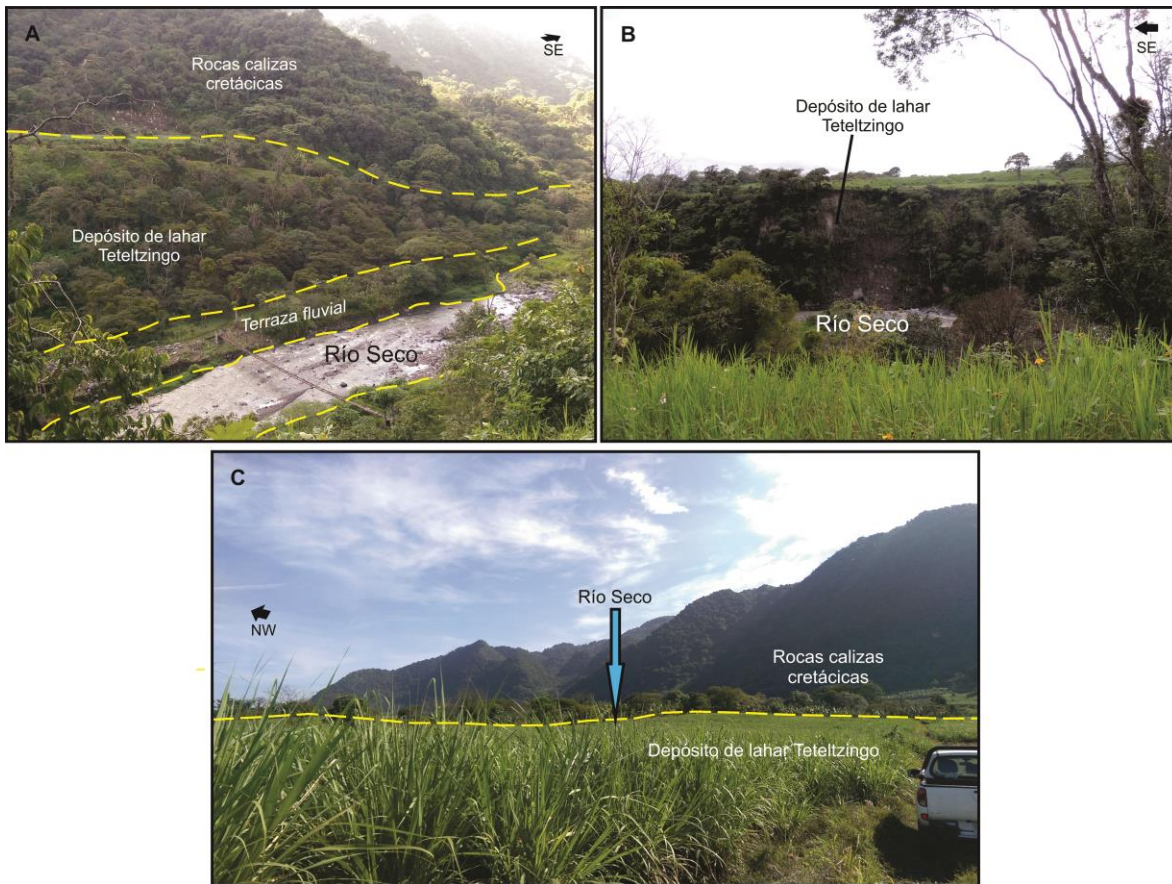


Figura 43. Zona media. A) Valle del río Seco parcialmente relleno con el depósito de lahar Teteltzingo que conforma una terraza. B) Depósito de lahar Teteltzingo que conforma una superficie plana en la parte superior típica de los depósitos de lahar. C) Sitio cercano a la ciudad de Córdoba. El valle del río Seco disecciona la planicie constituida por Teteltzingo lahar hacia el W y rocas calizas al E. (Agosto, 2018).

En esta zona, el depósito de lahar Teteltzingo es de  $\sim 25$  m de espesor, masivo, de color gris claro a amarillo, pero localmente se observa un color rojizo asociado a óxidos de hierro hidratados, pobremente endurecido, heterolitológico, soportado por una matriz arenosa-arcillosa. Los clastos dispersos, son en su mayoría angulares a subangulares. En este sitio no se encontraron estructuras en rompecabezas. Un escarpe gravitacional ha expuesto el depósito y permitió observar que está intercalado entre dos unidades de depósitos fluviales. Los depósitos fluviales son grises, marrones y ocre, de hasta 11 m de espesor, masivos y los clastos son subredondeados a redondeados, imbricados y soportados por una matriz arenosa. Exhiben variaciones abruptas en el tamaño de partícula, en dirección vertical y horizontal. El contacto superior e inferior con el depósito Teteltzingo es erosivo (Figura 44).



Figura 44. Afloramiento en la zona media del depósito de lahar Teteltzingo y dos unidades fluviales intercaladas. (Agosto, 2018).

El afloramiento PO-18-01 se encuentra a 32 km del volcán, cerca de la ciudad de Córdoba. Se midieron 1098 clastos alargados, de los cuales 1021 (92%) corresponden al tamaño de grano de arena. El valor medio para este tamaño de grano es hacia el  $NW67^{\circ}SE \pm 17.7^{\circ}$ . El diagrama de roseta muestra una moda hacia el  $NW70^{\circ}-80^{\circ}SE$ . Se observa una disminución en las desviaciones estándar, desde la zona proximal a la media. El valor  $R$  de 0.07 reveló un aumento en comparación con la zona proximal, sin embargo, este valor corresponde a un bajo grado de iso-orientación. Esto es importante porque se puede notar una ligera tendencia al aumento del grado de iso-orientación en el tamaño de arena en relación con la distancia desde la fuente (ver Tabla 10).

Por otro lado, las partículas del tamaño de grava ( $n=77$ ) revelaron una dirección dominante de  $NW40^{\circ}-60^{\circ}SE$  y un valor medio de  $NW50^{\circ}SE \pm 24.8^{\circ}$ . Otras modas están orientadas hacia el

NE70°-80°SW y NE10°-20°SW. La iso-orientación ( $R = 0.18$ ) reveló un grado moderado-alto (0.15- <0.30). El grado de iso-orientación de las partículas del tamaño de grava disminuyó en la zona media (ver Tabla 10 y Figura 49).

Finalmente, el análisis de fábrica de todas las partículas en la zona media, muestra una dirección predominante al NW70°-80°SE, con una media de NW64°SE $\pm$ 16.4° y un valor  $R$  de 0.07 (bajo grado de iso-orientación).

### C) Zona distal.

La zona distal se localiza dentro del dominio fluvio-acumulativo a 55 km desde el cráter y comienza cerca del sur de Córdoba y se extiende en dirección NW-SE hacia las localidades de Ex-Hacienda de la Concepción, Yanga y Cuitláhuac. De acuerdo a Carrasco-Núñez et al. (1993) el depósito se divide en dos lóbulos en algún sitio cercano a la ExHacienda La Concepción y Yanga y se extiende hasta algún punto cercano a los ríos el Coyote y Cara Sucia, a esta área la nombra "*zona distal II*", sin embargo esta división y extensión no fue identificada en campo.

Esta zona de depósito se caracteriza por una amplia planicie, cubierta en algunas partes con grandes bloques volcánicos muy redondeados (de 30 cm a 1 m). El depósito Teteltzingo aflora en la superficie, en terrazas desarrolladas en valles poco profundos (<40 m) y forma parte de un abanico aluvial de decenas de km<sup>2</sup>, compuesto por numerosos depósitos volcánicos cuyo ápice se encuentra cerca de la ciudad de Córdoba. Este abanico aluvial está limitado al norte y al sur por elevaciones de rocas sedimentarias (pseudo cockpit karst).

La distribución del depósito Teteltzingo en la zona distal es limitada. Solo se encontró en dos sitios en la ladera noreste del valle del río Seco, con ligeros cambios en el tamaño de grano y la textura. El sitio de muestreo del depósito (PO-18-10) está ubicado aproximadamente a 55 km del volcán y aflora como una terraza dentro del valle del río Seco (Figura 46). El depósito presenta, en zonas muy localizadas, coloraciones rojizas y ocre, poca consolidación, masivo, heterolitológico y matriz soportado. Contiene bloques sub-redondeados de origen volcánico y sedimentario de hasta 1.5 m.





Figura 45. Depósito de lahar Teteltzingo en la zona distal. En este sitio cercano a la localidad de La Concha se evidenció la incorporación de bloques subredondeados de hasta 1.5 m al flujo (Agosto, 2018).

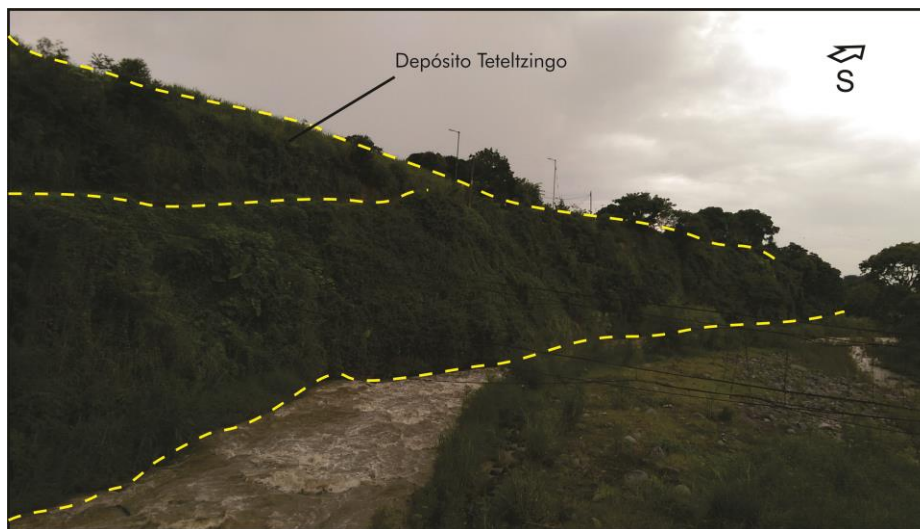


Figura 46. Terraza que contiene el depósito de lahar Teteltzingo en la parte superior. Se localiza en la localidad de Yanga. (Agosto, 2018).

Adicionalmente, en campo se identificaron otros afloramientos en diferentes puntos a lo largo de la zona distal, de sucesiones de depósitos clásticos y piroclásticos removilizados de espesores de 5 a 20 m (Figura 47).

El análisis de fábrica en el sitio PO-18-10 se realizó en 710 partículas, de las cuales 92% (622) corresponden al tamaño de grano de arena. La orientación del valor medio es  $NW36^{\circ}SE \pm 8^{\circ}$  y el diagrama de roseta muestra una orientación preferencial en dirección  $NW20^{\circ}-60^{\circ}SE$ . El valor 0.20 de  $R$  indica un grado moderado-alto de iso-orientación.

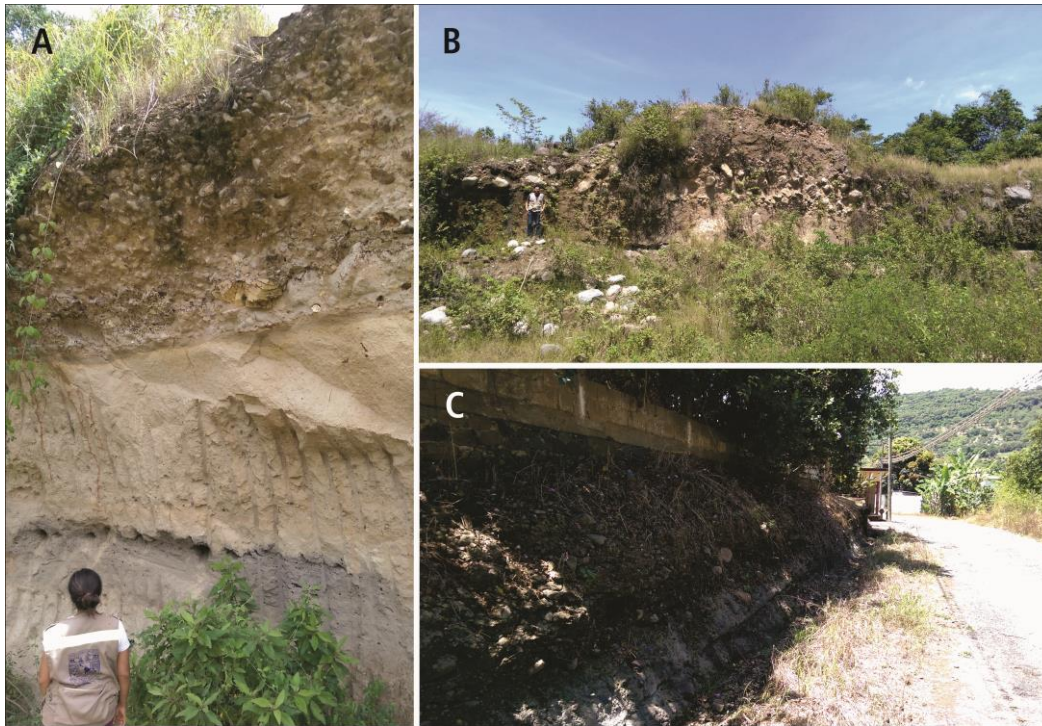


Figura 47. Depósitos epiclásticos en la zona distal. Las fotografías A y B fueron capturadas en un punto cercano a la localidad de Arroyo Hondo, en las que se puede apreciar diferentes unidades que componen los afloramientos, desde unidades de grano grueso y unidades de grano muy fino (arcillas, limos). Cada unidad presenta cambios de facies vertical y horizontalmente. La fotografía C fue capturada en la localidad de Santa Rosa, muestra un depósito de flujo de escombros sobre el cuál se han construido viviendas. Ambas localidades se encuentran al norte de la ciudad de Cuitláhuac, al pie de la porción sur de los lomeríos kársticos al sur de la Sierra de Atoyac. (Agosto, 2018).

Estos valores y la disminución de la desviación estándar sugieren que la iso-orientación de los clastos de tamaño de arena ha aumentado con la distancia desde la fuente. Las partículas alargadas del tamaño de grava ( $n=88$ ) muestran un valor medio de  $NW53^{\circ}SE \pm 0.26^{\circ}$ . Los diagramas de roseta muestran una orientación preferencial de  $NW20^{\circ}-30^{\circ}SE$  con modas secundarias en  $NW40^{\circ}-50^{\circ}SE$  y  $NE30^{\circ}-40^{\circ}SW$ . El valor de  $R$  es 0.26, que es un grado moderado-alto de iso-orientación (ver Tabla 10 y Figura 49). El análisis de fábrica de las partículas totales de la zona distal muestra una dirección predominante hacia la dirección  $NW20^{\circ}-60^{\circ}SE$  con una media de  $NW47^{\circ}SE \pm 7.4^{\circ}$  y un valor  $R$  de 0.20, que representa un grado moderado-alto de iso-orientación.



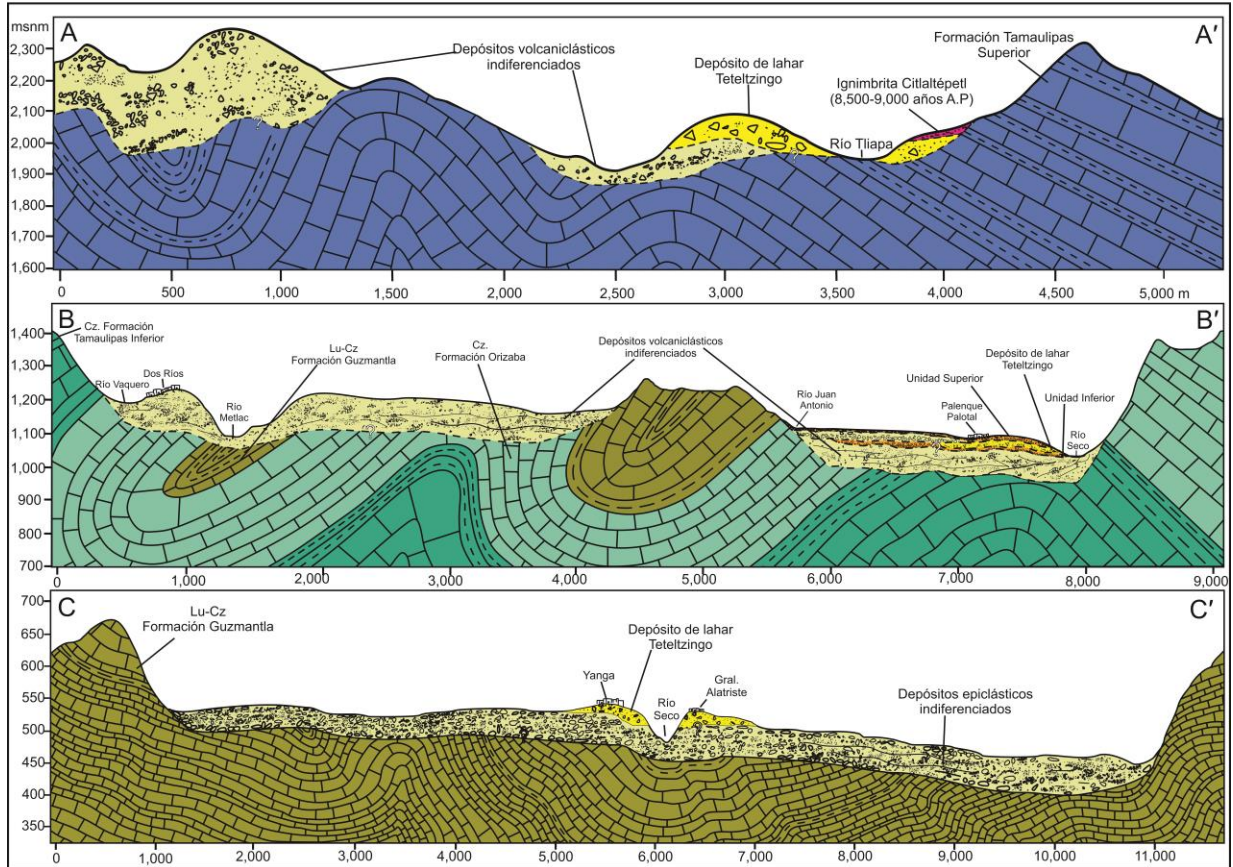
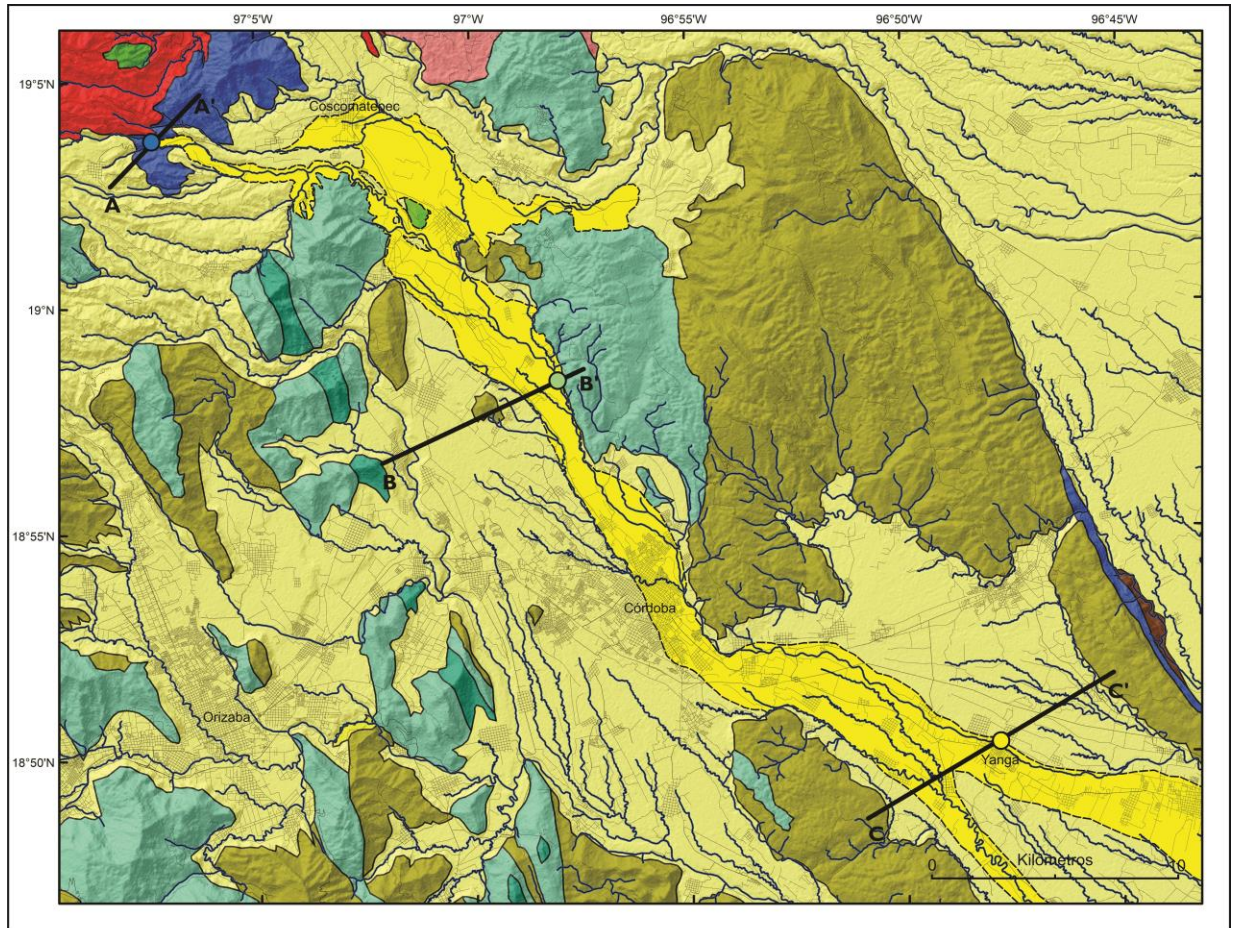


Figura 48. Mapa geológico y perfiles geológico-geomorfológicos de las zonas proximal, media y distal del depósito de lahar Tzeltzingo.



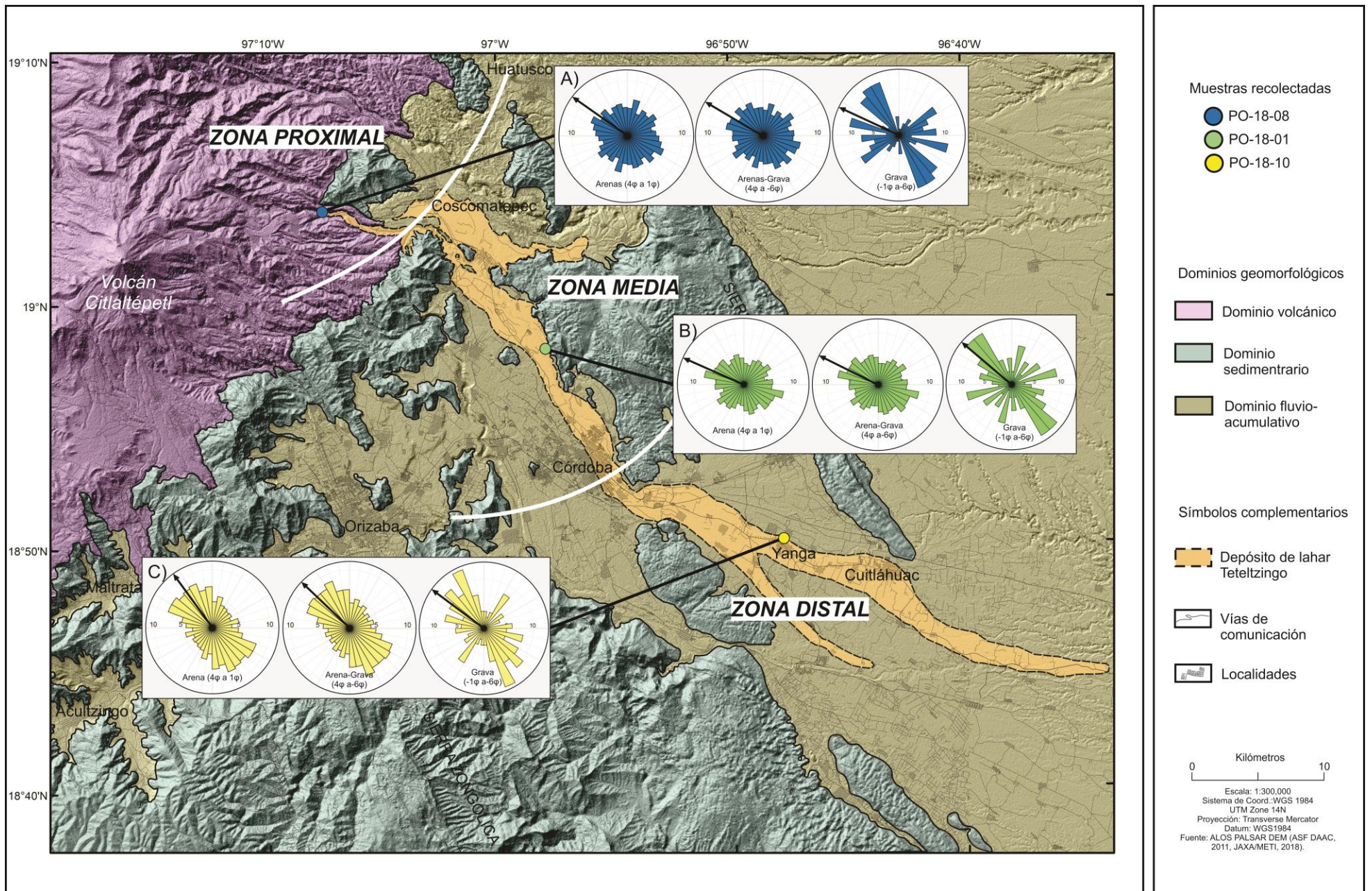


Figura 49. Mapa del depósito de lahar Teteltzingo y su análisis de fábrica direccional. Los diagramas de roseta se muestran por tamaño de grano y zona de deposición y las flechas negras representan los valores de la media.

Zona	Tam. grano	Media	Desv. Std.	Moda	Mediana	R	n	Z
Proximal	Arena	NW55°SE	51.4°	-	NW56°SE	0.03	559	0.50
	Grava	NW65°SE	21.6°	NW20°-40°SE, NW70°-80°SE, NE50°-60°SW	NW75°SE	0.21	76	3.35
	Total	NW60°SE	29.9	-	NW84°SE	0.05	635	1.58
Media	Arena	NW67°SE	17.7°	NW40°-60°SE	NW82°SE	0.07	1021	5.00
	Grava	NW50°SE	24.8°	NE70°-80°SE, NE10°-20°SW	NW70°SE	0.18	77	2.49
	Total	NW64°SE	16.4°	NW70-80°SE	NW81°SE	0.07	1098	5.38
Distal	Arena	NW36°SE	8.0°	NW20°-60°SE	NW67°SE	0.20	622	24.88
	Grava	NW53°SE	0.26°	NW20°-30°SE, NW40°-50°SE, NE30°-40°SW	NW64°SE	0.26	88	5.94
	Total	NW47°SE	7.4°	NW20°-60°SE	NW66°SE	0.20	710	28.4

Tabla 10. Parámetros estadísticos circulares de las partículas del depósito de lahar Teteltzingo. Los parámetros se calcularon por zona de depósito (proximal, medial y distal) y tamaño de grano (arena y grava).

# Capítulo V

## Discusión y Conclusiones

## Capítulo 5. Discusión y conclusiones.

### 5.1 Geomorfología y su relación con las variaciones observadas en la fábrica del depósito.

En este trabajo se han presentado varios datos con el propósito de comprender la interacción de los elementos del relieve y su variabilidad espacial en la ocurrencia y transporte de flujos de escombros de gran magnitud utilizando el depósito de lahar Tetelzingo como ejemplo. Los estudios geomorfológicos a escala regional combinados con un análisis local de fábrica del depósito Teteltzingo fueron una herramienta útil para lograr este objetivo.

El lahar Teteltzingo se originó como una avalancha de escombros dentro del dominio volcánico, el cual definió las características del depósito en la zona proximal. En este dominio las estructuras lineales están orientadas hacia el NW20°-30°SE, lo cual coincide relativamente con la tendencia N-S, hallada por Concha-Dimas et al. (2005).

La transformación de una avalancha de escombros a un flujo de escombros tuvo lugar a lo largo de valles estrechos y profundos orientados E-W, que caracterizan las laderas volcánicas del dominio volcánico, y este proceso se refleja en la presencia de *hummocks* y estructuras en rompecabezas observadas en afloramientos de la zona proximal. El bajo grado de iso-orientación de las partículas medidas en esta zona (PO-18-08) también podría reflejar esta transformación, con poca o nula influencia de las tendencias regionales. Sin embargo, el alto grado de iso-orientación en dirección NW20°-40°SE, medido en partículas de tamaño de grava, coincide con la tendencia descrita anteriormente en las estructuras a escala regional.

A medida que el lahar Teteltzingo desciende pendiente abajo, un cambio brusco en la dirección del flujo de E-W a NW-SE marca la zona media del depósito, y la transición del dominio volcánico al fluvio-acumulativo. A lo largo de esta zona, el lahar fluyó sobre un amplio valle delimitado por calizas y lutitas del dominio sedimentario. Sus características como la superficie plana, su estructura masiva con clastos dispersos soportados por una matriz arenosa-arcillosa sugieren una transformación completa a un flujo de escombros. El aumento en el grosor del depósito en la zona media (~25 m) con respecto a la zona proximal (~10 m) es una clara evidencia del control de la pendiente en el espesor del depósito. El análisis de fábrica en la zona media, evidenció un ligero



aumento en el grado de iso-orientación en comparación con la zona proximal. Las partículas analizadas tienen una orientación preferencial hacia el NW40°-60°SE que coincide con la dirección del flujo y las estructuras lineales regionales NW-SE del dominio sedimentario, esto indica una ligera influencia de las estructuras regionales en el transporte y depositación del lahar.

En la zona distal, el lahar se depositó sobre un amplio abanico fluvial compuesto de material volcánicoclástico/epiclástico que conforma el dominio fluvio-acumulativo, esto explica como la ruptura de pendiente influyó en la depositación del lahar, asociada a la disminución en su espesor. Las estructuras lineales están orientadas hacia el NW20°-30°SE y estos valores son similares a la orientación del tamaño de grano de arena con modas de NW20°-60°SE y partículas del tamaño de grava orientadas NW20°-30°SE, NW40°-50°SE.

Con base en lo mencionado anteriormente, este trabajo muestra evidencias de un control de los elementos del paisaje, principalmente las estructuras lineales, en el depósito de lahar Teteltzingo. Este control está representado por la distribución general del depósito (dirección del flujo) y en las modas observadas en el desarrollo de fábrica. Estos parámetros son espacialmente variables, siendo más evidente la iso-orientación en la zona distal del depósito, ubicada en el dominio fluvio-acumulativo.

La relación entre estos factores ha sido previamente reconocida por Henderson y Saintot (2011) quienes encontraron que las estructuras regionales influyen en la susceptibilidad a los procesos de remoción en masa (desprendimientos de rocas) a escala regional. En el área de estudio, Concha-Dimas et al. (2005) estudiaron las interacciones entre las estructuras de deformación regional de las rocas calizas que conforman el basamento pre-volcánico con la dirección de los colapsos sectoriales de Citlaltépetl. Estos autores identificaron dos conjuntos principales de lineamientos regionales NW55°SE y NE55°SW, asociadas a la deformación del basamento y los edificios volcánicos presentes, particularmente la cadena Cofre de Perote - Citlaltépetl. Por lo tanto, la inestabilidad del edificio volcánico y la disposición de los elementos estructurales, ha originado avalanchas de escombros y lahares como el evento Teteltzingo. La orientación de las fallas y fracturas descritas anteriormente por estos autores son similares a las presentadas en este trabajo.

Las diferencias encontradas en los ángulos específicos medidos pueden derivarse de la extensión del área de estudio, pero también de los elementos utilizados en el análisis.

El análisis de fábrica, ha demostrado ser una herramienta útil para documentar las propiedades y transformaciones del flujo (Valentini et al. 2008; Bernard et al., 2019). Los resultados de este trabajo evidenciaron que el grado de iso-orientación ( $R$ ) depende de la distancia de desplazamiento y el diámetro de las partículas. Los valores de  $R$  obtenidos aumentaron de 0.05, en la zona proximal del depósito, a 0.20 en la zona distal. Adicionalmente, el mayor grado de iso-orientación se encontró en las partículas gruesas (tamaño de grano de grava) en todo el depósito. Esta fracción tiene una distribución polimodal, en las tres zonas, mostrando arreglos conjugados o perpendiculares. Por otro lado, las partículas de arena tenían un menor grado de iso-orientación que podría atribuirse a la influencia de las variaciones locales en el transporte y la depositación, sin embargo en la zona distal, el grado de iso-orientación en ambos tamaños de grano, es similar.

El fuerte grado de iso-orientación observado en los valores de  $R$  puede estar asociado con una cizalladura laminar significativa desarrollada dentro del régimen de depósito en los flujos volcánicos, como lo reportaron Capaccioni y Sarocchi (1996) y Valentini et al. (2008) en ignimbritas. Sin embargo, en la ignimbrita Orvieto-Bagnoregio, Capaccioni et al. (2001) hallaron que el grado de iso-orientación disminuye con la distancia, lo cual es opuesto a los resultados de este trabajo.

En las avalanchas de escombros volcánicas, las tendencias encontradas en la orientación de la fábrica a lo largo del contacto basal con el sustrato mostraron una disposición conjugada (Bernard y van Wyk de Vries, 2017), similar a los resultados de la fracción de grava en el depósito de lahar Teteltzingo. Este patrón conjugado se explicó como resultado del cizallamiento rotacional desarrollado en la base del flujo y también se han encontrado en la base de los flujos de escombros de origen glacio-fluvial (Phillips, 2006).

Se necesitan más estudios detallados para comprender el papel de la transformación de una avalancha de escombros en un flujo de escombros sobre el grado de iso-orientación de sus partículas. Este trabajo hizo evidente que el desarrollo de fábrica en el depósito refleja la relación

de factores múltiples complejos que evolucionan en el espacio y el tiempo, como la geomorfología del área y el transporte de flujo y los mecanismos de depósito.

Finalmente, se trata de un primer acercamiento de la descripción del ambiente sedimentario en el que se emplazó el lahar Teteltzingo, desde un enfoque geomorfológico. La evidencia presentada aquí sugiere una interacción entre los controles estructurales y su variabilidad espacial, con la distribución de lahares de gran magnitud. Estos factores podrían afectar la generación y la dinámica de los flujos futuros y podrían tomarse en cuenta en futuros escenarios de peligro.

## **5.2 Conclusiones.**

Con base en el trabajo de investigación se puede concluir que:

La caracterización geomorfológica de la región y los estudios texturales en los depósitos permiten encontrar relaciones entre los elementos del relieve y los que componen el depósito. Los resultados obtenidos en este trabajo permitieron definir tres dominios geomorfológicos caracterizados por rasgos geomorfológicos y estructurales homogéneos y relacionarlos con características lineales a escala microscópica, particularmente análisis de fábrica.

Los lineamientos con orientación preferencial NW-SE, obtenidos de los mapas de dominios geomorfológicos y los diagramas de roseta evidencian el control de las estructuras en la dirección del flujo y la disposición de las partículas. Los hallazgos de este trabajo apuntan al hecho de que el grado de iso-orientación desarrollado en el depósito de lahar depende de la distancia recorrida y el diámetro de las partículas. Los valores de  $R$  aumentaron desde la zona proximal a la distal del depósito. Además, el mayor grado de iso-orientación se encontró en el tamaño de grano de grava en todo el depósito, que también mostró una distribución polimodal con un patrón conjugado o perpendicular. Esto refleja que los rasgos estructurales no son la única influencia en la orientación de las partículas sino también su relación con el comportamiento dinámico del flujo y la transición de una avalancha de escombros a un lahar.

La metodología propuesta para este trabajo es útil para el estudio de otras regiones volcánicas en las que existen depósitos antiguos en donde no se reconoce la fuente o donde la tectónica actual no explica el emplazamiento de antiguos depósitos o cuerpos rocosos.

Este estudio preliminar muestra la importancia de una visión a múltiples escalas de los procesos de flujos de masa y evidencian cómo las características geomorfológicas, estructurales y sedimentológicas están vinculadas y pueden afectar la generación y la dinámica de flujos futuros.



## Referencias.

- Acosta, A. E. (2006). *Estudio geomorfológico y estimación de la susceptibilidad a flujos de derrubios y desprendimientos de rocas en el Valle de Benasque (Pirineo aragonés)*. Tesis Doctoral. Zaragoza: Instituto Geológico y Minero de España.
- Akman, A. Ü., & Tüfekçi, K.. (2004). *Determination and characterization of fault systems and geomorphological features by RS and GIS techniques in the WSW part of Turkey*. XX International Congress for Photogrammetry and Remote Sensing. Istanbul, Turkey: International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences. p.6.
- Alaniz-Álvarez, S. A., & Nieto-Samaniego, A. F. (2005). *El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana(1), pp. 65-82.
- Alcalá-Reygosa, J., Palacios, D., Schimmelpfennig, I., Vázquez-Selem, L., García-Sancho, L., Franco-Ramos, O., Villanueva, J., Zamorano, J. J., ASTER Team, Aumaître, G., Bourlès, D., Keddadouche, K.. (2018). *Dating late Holocene lava flows in Pico de Orizaba (Mexico) by means of in situ-produced cosmogenic  $^{36}\text{Cl}$ , lichenometry and dendrochronology*. Quaternary Geochronology 47, pp. 93-106.
- Allen, J. R. (1982). *Developments in Sedimentology. Sedimentary Structures. Their character and physical basis*. Vol. I. Elsevier Scientific Publishing Company.
- Allmendinger, R. W., Cardozo, N., Fisher, D. M. (2012). *Structural geology algorithms. Vectors and Tensors*. Cambridge University Press.
- Alshayef, M. S., Mohammed, A. M., Javed, A., & Albaroot, M. A. (2017). *Manual and Automatic Extraction of Lineaments From Multispectral Image in Part of Al-Rawdah Shabwah, Yemen by Using Remote Sensing and GIS Technology*. International Journal of New Technology and Research (IJNTR), 3(2), 67-73.
- Andrés de Pablo, N., Zamorano, O. J., Juan de Sanjosé, B. J., Tanarro, G. L., & Palacios, E. D. (2014). *Evolución post-lahárica de un canal proglacial: garganta de Huiloac (México)*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 66(2), 305-328.
- Barnes, H. (2000). *A handbook of elementary Rheology*. The University of Wales Institute of Non-Newtonian Fluid Mechanics, Department of Mathematics.
- Bartali, R., Sarocchi, D., Nahmad-Molinari, Y., & Rodríguez-Sedano, L. A. (2012). *Estudio de flujos granulares de tipo geológico por medio del simulador multisenso GRANFLOW-SIM*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 64(3), 265-275.
- Bernard, B., van Wyk de Vries, B., & Leyrit, H. (2009). *Distinguishing volcanic debris avalanche deposits from their reworked products: the Perrier sequence (French Massif Central)*. Bulletin of Volcanology, 71, 1041-1056.

- Bernard, K., & van Wyk de Vries, B. (2017). *Volcanic avalanche fault zone with pseudotachylite and gouge in French Massif Central*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 347, 112-135.
- Bernard, K., Thouret, J.-C., & van Wyk de Vries, B. (2017). *Emplacement and transformations of volcanic debris avalanches- A case study at El Misti volcano, Peru*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 340, 68-91.
- Bernard, K., van Wyk de Vries, B., & Thouret, J.-C. (2019). *Fault textures in volcanic debris-avalanche deposits and transformations into lahars: The Pichu Pichu thrust lobes in south Peru compared to worldwide avalanche deposits*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 371, 116-136.
- Biró, T., Karátson, D., Márton, E., Józsa, S., & Bradák, B. (2015). *Paleoflow directions of a subaqueous lahar deposit around the Miocene Keserus Hill lava dome complex (North Hungary) as constrained by photo-statistics and anisotropy of magnetic susceptibility (AMS)*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 302, 141-149.
- Bridge, J., & Demicco, R. (2008). *Earth Surface Processes, Landforms and Sediment Deposits*. Cambridge University Press.
- Calvo-Cabrerizo, L. (2016). *Riesgos hidrovulcánicos en el volcán Fuego de Colima, México. (Tesis Doctoral)*. Madrid: Universidad Complutense de Madrid. Facultad de Geografía e Historia. Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física.
- Cantagrel, J. M., Gourgaud, A., & Robin, C. (1984). *Repetitive Mixing Events and Holocene Pyroclastic Activity at Pico de Orizaba and Popocatepetl (Mexico)*. *Bulletin of Volcanology*, 47-4(1), 735-748.
- Capaccioni, B., & Sarocchi, D. (1996). *Computer-assisted image analysis on clast shape fabric from the Orvieto-Bagnoregio ignimbrite (Vulsini District, central Italy): implications on the emplacement mechanisms*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 75-90.
- Capaccioni, B., Valentini, L., Rocchi, M. B., Nappi, G., & Sarocchi, D. (1997). *Image analysis and circular statistics for shape-fabric analysis: applications to lithified ignimbrites*. *Bulletin of Volcanology*, 58, 501-514.
- Capaccioni, B., Nappi, G., Valentini, L. (2001). *Directional fabric measurements: an investigative approach to transport and depositional mechanisms in pyroclastic flows*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 107, pp. 275-292.
- Capra, L., & Macías, J. L. (2000). *Pleistocene cohesive debris flows at Nevado de Toluca Volcano, central Mexico*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*(102), 149-168.
- Capra, L., Macías, J. L., Scott, K. M., Abrams, M., & Garduño-Monroy, V. H. (2002). *Debris avalanches and debris flows transformed from collapses in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico, behavior, and implications for hazard assessment*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*(113), 81-110.

- Carrasco-Núñez, G. (1997). *Lava flow growth inferred from morphometric parameters: a case study of Citlaltépetl volcano, Mexico*. *Geological Magazine*, 134(2), 151-162.
- Carrasco-Núñez, G. (2000). *Structure and proximal stratigraphy of Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), México*. *Geological Society of America Special Papers*(334), 247-262.
- Carrasco-Núñez, G., Díaz-Castellón, R., Siebert, L., Hubbard, B., Sheridan, M. F., & Rodríguez, S. R. (2006). *Multiple edifice-collapse events in the Eastern Mexican Volcanic Belt: The role of sloping substrate and implications for future hazard assessment*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158, 151-176.
- Carrasco-Núñez, G., & Gómez-Tuena, A. (1997). *Volcanogenic sedimentation around Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba) and surroundings, Veracruz, Mexico*. En G. J. Aguirre-Díaz, J. J. Aranda-Gómez, G. Carrasco-Núñez, & L. Ferrari. *Magmatism and tectonics of central and northwestern Mexico, a selection of the International Association of Chemistry of Earth's Interior General Assembly excursions* (Vol. 16, págs. 131-151). Ciudad de México: Instituto de Geología.
- Carrasco-Núñez, G., & Rose, W. I. (1995). *Eruption of a major Holocene pyroclastic flow at Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), México, 8.5-9.0 ka*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69, 197-215.
- Carrasco-Núñez, G., Vallance, J. W., & Rose, W. I. (1993). *A voluminous avalanche-induced lahar from Citlaltépetl volcano, Mexico: Implications for hazard assessment*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59, 35-46.
- CENAPRED (2006). *Guía básica para la Elaboración de Atlas Estatales y Municipales de Peligros y Riesgos. Fenómenos Geológicos*. Serie: Atlas Nacional de Riesgos. 1° edición.
- Clódis De Oliveira A., F., & Dilce de Fátima R. (2012). *Effectiveness of SRTM and ALOS-PALSAR data for identifying morphostructural lineaments in Northeastern Brazil*. *International Journal of Remote Sensing*, 33(4), 1058-1077.
- Concha-Dimas, A., Cerca, M., Rodríguez, S. R., & Watter, R. J. (2005). *Geomorphological evidence of the influence of pre-volcanic basement structure on emplacement and deformation of volcanic edifices at the Cofre de Perote-Pico de Orizaba chain and implications for avalanche generation*. *Geomorphology*, 72, 19-39.
- Corona-Baca, M. A. (2012). *Estratigrafía de secuencias de la cuenca cenozoica de Veracruz* (tesis de Licenciatura). Ciudad de México: Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Coussot, P., & Meunier, M. (1996). *Recognition, classification and mechanical description of debris flows*. *Earth-Science Reviews*(40), 209-227.
- Crandell, D. R. (1971). *Postglacial Lahars From Mount Rainier Volcano, Washington*. U.S. Geological Survey Professional Paper, 677, 75.

- Crausaz, W. (1994). *Pico de Orizaba or Citlaltépetl: Geology, Archaeology, History, Natural History and Mountaineering Routes*. . Geopress International, OH 594 pp.
- Crosta, G. B., Calvetti, F., Imposimato, S., Roddeman, D., Frattini, P., & Agliardi, F. (2001). *Granular flows and numerical modellinf of landslides*. Damocles. Debrisfall Assessment in Mountain Catchments for Local End-Users, 71.
- Davis, J. C. (1986). *Statistics and Data Analysis in Geology*. 2nd edition. John Wiley & Sons.
- Dávalos-Álvarez, O. G. (2006). *Evolución Tectónica Cenozoica en la Porción Norte de la Falla de Oaxaca* (tesis de maestría). Juriquilla, Querétaro: Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México.
- De la Cruz-Reyna, S., & Carrasco-Núñez, G. (2002). *Probabilistic hazard analysis of Citlaltépetl (Pico de Orizaba Volcano, eastern Mexican Volcanic Belt)*. Journal of Volcanology and Geothermal Research 113, 307-318.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., & Marret, R. (2000). *Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, LIII, 1-26.
- El-Sawy, E. K., Ibrahim, A. M., El-Bastawesy, M. A., & El-Saud, W. A. (2016). *Automated, manual lineaments extraction and geospatial analysis for Cairo-Suez district (Northeastern Cairo-Egypt), using remote sensing and GIS*. International Journal of Innovative Science, 3(5), 491-500.
- Ferrari, L. (2000). *Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 84-92.
- Ferrari, L., Orozco, E. T., Navarro, M., López-Quiroz, P., & Luna, L. (2018). *Digital Geologic Cartography and Geochronologic Database of the Trans-Mexican Volcanic Belt and Adjoining Areas*. Terra Digitalis, 2(1), 1-8.
- Forterre, Y., & Pouliquen, O. (2008). *Flows of Dense Granular Media*. The Annual Review of Fluid Mechanics, 40, 1-24.
- Furbish, D. J. (1997). *Fluid Physics in Geology. An Introduction to Fluids Motions on Earth's Surface and Within Its Crust*. New York: Oxford University Press.
- Geissert, K., D. (1999). *Regionalización geomorfológica del estado de Veracruz*. Investigaciones Geográficas, Boletín 40, 23-447.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., & Ferrari, L. (2005). *Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana(3), 227-283.
- González-Alvarado, J. (1976). *Resultados obtenidos en la Exploración de la Plataforma de Córdoba y principales Campos Productores*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, XXXVII, 53-59.

- Henderson, I. H., & Saintot, A. (2011). *Regional spatial variations in rockslide distribution from structural geology ranking: an example from Storfjorden, western Norway*. Geological Society, London, Special Publications 351(1), pp. 79-95.
- Höskuldsson, Á., & Cantagrel, J.-M. (1994). *Volcanic Hazards in the Surroundings of Pico de Orizaba, Eastern Mexico*. *Natural Hazards*, 10, 197-219.
- Höskuldsson, A., & Robin, C. (1993). *Late Pleistocene to Holocene eruptive activity of Pico de Orizaba, Eastern Mexico*. *Bulletin of Volcanology*(55), 571-587.
- Höskuldsson, A., Robin, C., Cantagrel, J. M. (1990). *Repetitive debris avalanche events at volcán Pico de Orizaba, México, and their implications for future hazard zones*. IAVCEI, Mainz, Germany, International Volcanological Congress, abstract volume.
- Hubbard, B. (2001). *Volcanic hazards mapping using aircraft satellite and digital topographic data: Pico de Orizaba (Citlaltépetl) México*. Phd Thesis. State University New York, Buffalo.
- Hubbard, B. E., Sheridan, M. F., Carrasco-Núñez, G. D.-C., & Rodríguez, S. R. (2007). *Comparative lahar hazard mapping at Volcán Citlaltépetl, México using SRTM, ASTER, and DTED-1 digital topographic data*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 160, 99-124.
- Iverson, R. M., Reid, M. E., & LaHusen, R. G. (1997). *Debris-flow mobilization from landslides*. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 25, 85-138.
- Iverson, R. M., & Vallance, J. W. (2001). *New views of granular mass flows*. *Geology*, 29(2), 115-118.
- Jeffery, G. B. (1922). *The Motion of Ellipsoidal Particles Immersed in a Viscous Fluid*. *Proceedings of the Royal Society of London*, 161-179.
- Káratson, D., Sztanó O., y Telbiz, T. (2002). *Preferred Clast Orientation in Volcaniclastic mass flow deposits: Application of a new photo-statistical method*. *Journal of Sedimentary Research*, 72 (6), 823-835.
- Kohlbeck, F., Mojica, J., & Scheidegger, A. E. (1994). *Clast orientations of the 1985 lahars of the Nevado del Ruiz, Colombia and implications for depositional processes*. *Sedimentary Geology*, 88, 175-183.
- López-Palomino, I (2014) *Ficha de Unidad Litoestratigráfica (Formación Xonamanca)*. Servicio Geológico Mexicano. Léxico Estratigráfico de México
- Lugo-Hubp, J. (1984). *Geomorfología del Sur de la Cuenca de México*. Ciudad de México: Instituto de Geografía, Serie Varia T. 1. Num. 8.
- Lugo-Hubp, J. (2011). *Diccionario Geomorfológico* (Vols. Geografía para el Siglo XXI. Serie Texto Universitarios, 7). México: Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México.



- Lugo-Hubb, J. I. (1988). *Elementos de Geomorfología Aplicada (Métodos Cartográficos)*. México: Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geografía.
- Lyew-Ayee, P. (2010). *The Cockpit Country of Jamaica: An Island Within an Island*. En P. Migon (ed.). *Geomorphological Landscapes of the World*. (págs. 69-77). Springer.
- Macías, J. L. (2005). *Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana(3), 379-424.
- Major, J. J (1998). *Pebble orientation on large experimental debris-flow deposits*. *Sedimentary Geology* , 117, 151-164.
- Major, J. J., & Voight, B. (1986). *Sedimentology and Clast Orientations of the 18 May 1980 Southwest-Flank Lahars, Mount St. Helens, Washington*. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56, 691-705.
- Manville, V., Németh, K., & Kano, K. (2009). *Source to sink: A review of three decades of progress in the understanding of volcanoclastic processes, deposits, and hazards*. *Sedimentary Geology*, 220, 136-161.
- Mardia, K. V., & Jupp, P. E. (2000). *Directional statistics* (Wiley Series in Probability and Statistics). John Wiley & Sons, LTD.
- Méndez-Sánchez, A. F., Pérez-Trejo, L., & Paniagua, M. A. (2010). *Determinación de la viscosidad de fluidos newtonianos y no newtonianos (una revisión del viscosímetro de Couette)*. *Latin-American Journal of Physics Education*, 4(1), 237-245.
- Mills, H. H. (1984). *Clast Orientation in Mount St. Helens Debris-Flow Deposits, North Fork Toutle River, Washington*. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54(2), 0626-0634.
- Mooser, F., Meyer-Abich, H., & McBirney, A. (1958). *Catalogue of Active Volcanoes of the World: Part VI, Central America*. International Association of Volcanology, Napoli 146 pp.
- Moreno-Chávez, G., Castillo, R. F., Sarocchi, D., Borselli, L., & Rodríguez-Sedano, L. (2018). *FabricS: A user-friendly, complete and robust software for particle shape-fabric analysis*. *Computers and Geosciences*(115), 20-30.
- Neall, V. E. (2004). *Lahar*. En A. Goudie (ed.), *Encyclopedia of Geomorphology*. Routledge Ltd.
- Orozco y Berra, J. (1887). *Sesimología*. Efemérides Sísmicas Mexicanas. Mem. Soc. Cient. Antonio Alzate Mex. 1, 305-541.
- Otto, J.-C., & Smith, M. J. (2013). *Geomorphological mapping*. *Geomorphological Techniques*, Chap. 2, Sec. 6, 1-10
- Palacios, D., Parrilla, G., Zamorano, J. J. (1999). *Paraglacial and postglacial debris flows on a Little Ice Age terminal moraine: Jamapa Glacier, Pico de Orizaba (Mexico)*. *Geomorphology* (28), 95-118. Elsevier

- Palacios, D., & Vázquez-Selem, L. (1996). *Geomorphic Effects of the Retreat of Jamapa Glacier, Pico de Orizaba Volcano (Mexico)*. Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography, 78(1), 19-34.
- Pasquaré, G., Forcella, F., Tibaldi, A., Vezzoli, L., & Zanchi, A. (1986). *Structural behaviour of a continental volcanic arc: The Mexican Volcanic Belt*. Developments in Geotectonics, 509-527.
- Peña-Monné, J. L. (1997). *Los mapas geomorfológicos: características y tipos*. En J. L. Peña-Monné, Cartografía Geomorfológica. Básica y Aplicada. GEOFORMA Ediciones.
- Pérez-Méndez, D. E. (2012). *Estudio sismotectónico y peligro geológico en la porción comprendida entre los volcanes Pico de Orizaba y Cofre de Perote, Estados de Puebla y Veracruz, México. Tesis de maestría*. Ciudad de México: Instituto Politécnico Nacional. Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura. Ciencias de la Tierra.
- Phillips, E. (2006). *Micromorphology of a debris flow deposit: evidence of basal shearing, hydrofracturing, liquefaction and rotational deformation during emplacement*. Quaternary Science Reviews, 25(7-8), 720-738.
- Pierson, T. C. (2005). *Hyperconcentrated flow - transitional process between water flow and debris flow*. En M. Jakob, & O. Hungr (eds.). Debris-flow Hazards and Related Phenomena (págs. 159-202). Praxis. Springer Berlin Heidelberg.
- Pierson, T. C., & Costa, J. C. (1987). *A rheologic classification of subaerial sediment water-flows*. Geological Society of American Reviews in Engineering Geology, 7, 1-12.
- Pierson, T. C., & Scott, K. M. (1985). *Downstream Dilution of a Lahar: Transition From Debris Flow to Hyperconcentrated Streamflow*. Water Resources Research, 21(10), 1511-1524.
- Pike, R., Evans, I., & Hengl, T. (2008). *Geomorphometry: a Brief Guide*. En T. a. Hengl (ed.) *Geomorphometry: Geomorphometry: Concepts, Software, Applications*. Developments in Soil Science, vol. 33. Elsevier. 1-28.
- Pueyo, E. L., Garcés, M., Mauritsch, H. J., Lewis, C., Scholger, R., Sancho, C., Molina, R., Schnepf, E., Larrasoana, J. C., Parés, J. M, Pocoví, A., Muñoz, A., Valero, B., Millán, H., Laplana, C., Olivia B., González, P., 2006. *Sampling transportation and magnetic-free consolidation of extremely soft sediments for paleomagnetic purposes: a successful "recipe"*. In: Calvo, M., Garcés, M., Gómez, C., Larrasoana, J. C., Pueyo, E. L., Villalaín, J. J. (eds.). MAGIBER I. *Paleomagnetismo en la Península Ibérica*. Universidad de Burgos, pp. 121-128.
- Pyle, D. (2017). *Lahar. Lost in translation?* EGU BLOGS. Consultado en septiembre de 2018, de Blogs of the European Geosciences Union: <https://blogs.egu.eu/network/volcanicdegassing/2017/12/14/lahar-lost-in-translation/>
- Quesada, R. A., & Barrantes, C. G. (2017). *Modelo morfométrico para determinar áreas susceptibles a procesos de ladera*. Investigaciones Geográficas. Instituto de Geografía . UNAM, 12.

- Rayleigh, L. (1919). *On the problem of random vibration, and of random flights in one, two or three dimensions* Philosophical Magazine 37, pp. 321–347.
- Rees, A. I. (1968). *The Production of Preferred Orientation in a Concentrated Dispersion of Elongated and Flattened Grains*. Journal of Geology, 457-465.
- Regalado, M. A., & Noriega, R. O. (2008). *Comportamiento reológico de un fluido*. Ciencia y Mar, XII(36), 35-42.
- Reid, M. E., Sisson, T. W., & Brien, D. L. (2001). *Volcano collapse promoted by hydrothermal alteration and edifice shape, Mount Rainier, Washington*. Geology, 29(9), 779-782.
- Robin, C., & Cantagrel, J. M. (1982). *Le Pico de Orizaba (Mexique): Structure et evolution d'un grand volcan andesitique complexe*. Bulletin of Volcanology, 45-4, 299-315.
- Robin, C., Cantagrel, J.-M., & Vincent, e. P. (1983). *Les nuées ardentes de type Saint-Vincent, épisodes remarquables de l'évolution récente du Pico de Orizaba (Mexique)*. Bulletin de la Société Géologique de France, XXV(5), 727-736.
- Rodríguez, S. R. (2005). *Geology of Las Cumbres Volcanic Complex, Puebla and Veracruz States, Mexico*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 22(2), 181-199.
- Rodríguez, S. R., Mora-González, I., & Murrieta-Hernández, J. L. (2006). *Flujos de baja concentración asociados con lluvias de intensidad extraordinaria en el flanco sur del volcán Pico de Orizaba*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LVIII, 223-236.
- Rossotti, A. (2005). *Reconstrucción de la historia eruptiva de la "Pómez Citlaltépetl" (Volcán Pico de Orizaba)* (tesis doctoral). Universidad Nacional Autónoma de México.
- Rossotti, A., & Carrasco-Núñez, G. (2004). *Stratigraphy of the 8.5 - 9.0 ka B.P. Citlaltépetl pumice fallout sequence*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 21(3), 353-370.
- Roverato, M., & Capra, L. (2013). *Características microtexturales como indicadores del transporte y emplazamiento de dos depósitos de avalancha de escombros del Volcán de Colima (México)*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 30(3), 512-525.
- Sarocchi, D. (2007). *Estudio sedimentológico del depósito de flujo de bloques y ceniza del 17 de julio de 1999 en el Volcán de Colima*. Monografías del Instituto de Geofísica(11), 120.
- Sarocchi, D., Caballero, L., Dioguardi, F., Rodríguez-Sedano, L., Segura-Cisneros, O., Cerca, F., Tranquilino, C., Borselli, L., Hernández-Rivas, O. (2019). *Study of the Internal Processes of Debris Flows Through Scaled Experiments and Deposits Analysis*. 27th IUGG General Assembly, Montréal, Québec, Canada.
- Schaaf, P., & Carrasco-Núñez, G. (2010). *Geochemical and isotopic profile of Pico de Orizaba (Citlaltépetl) volcano, Mexico: Insights for magma generation processes*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 197, 108-122.

- Scott, K. M. (1988). *Origins, Behavior, and Sedimentology of Lahars and Lahar-Runout Flows in the Toutle-Cowlitz River System*. U.S. Geological Survey Professional Paper(1447-A), 75.
- Sekiya, S., & Kikuchi, Y. (1890). *The Eruption of Bandai-San*. Transactions of the Seismological Society of Japan, 13(2), 139-222.
- Sheridan, M. F., Hubbard, B., Carrasco-Núñez, G., & Siebe, C. (2004). *Pyroclastic Flow Hazard at Volcán Citlaltépetl*. Natural Hazards, 33, 209-221.
- Siebe, C., Abrams, M., & Sheridan, M. F. (1993). *Major Holocene block-and-ash fan at the western slope of ice-capped Pico de Orizaba volcano, México: Implications for future hazards*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 59, 1-33.
- Siebert, L. (1996). *Hazards of Large Volcanic Debris Avalanches and Associated Eruptive Phenomena*. En R. Scarpa, & R. I. Tilling (eds.), Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards (págs. 541-572). Smithsonian Institution, Global Volcanism Program. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Siebert, L., Alvarado, G. E., Vallance, J. W., van Wyk de Vries, B. (2006). *Large-volume volcanic edifice failures in Central America and associated hazards*. In in Rose, W. I., Bluth, G. J. S., Carr, M. J., Ewert, J. W., Patino, L. C., and Vallance, J. W., Volcanic hazards in Central America: Geological Society of America Special Paper 412, pp. 1–26, doi: 10.1130/2006.2412(01).
- Szakács, A., & Seghedi, I. (2000). *Large Volume Volcanic Debris Avalanche in the East Carpathians, Romania*. En H. Leyrit, & C. Montenat (eds.). Volcaniclastic Rocks, from Magmas to Sediments. Gordon and Breach Science Publishers.
- Thellier, E. (1981). *Sur la direction du champ magnétique terrestre, en France, durant les deux derniers millénaires*. Phys. Earth Planet, Int. 24, pp. 89-132.
- Thouret, J. C. (1999). *Volcanic geomorphology - an overview*. Earth-Science Reviews, 47, 95-131.
- Thouret, J. C., & Németh, K. (2012). *Special issue on volcano geomorphology 'Landforms, processes and hazards': Introduction*. Geomorphology, 136, 1-5.
- University of Victoria. *Introduction to Fabric Analysis* (s.f.). Department of Geography. Geography 477, 1-17.
- Vallance, J. W., & Iverson, R. M. (2015). *Lahars and Their Deposits*. En H. Sigurdsson, H. Bruce, M. Steve, R. Hazel, & S. John (eds.). Encyclopedia of Volcanoes (págs. 649-664). Londres: Academic Press.
- Vallance, J. W. (2005). *Volcanic Debris Flows*. En M. Jacob, & O. Hungr (eds.). Debris-Flow Hazards and Related Phenomena Praxis. Springer Berlin Heidelberg. 247-74.
- Vallance, J. W., & Scott, K. (1997). *The Osceola Mudflow from Mount Rainier: Sedimentology and Hazards implicatios of a huge clay-rich debris flow*. GSA Bulletin, 109(2), 143-163.

- Valentini, L., & Capaccioni, B. (2008). *Vent area and depositional mechanisms of the Upper Member of the Neapolitan Yellow Tuff (Campi Flegrei, Italy): new insights from directional fabric through image analysis*. *Bulletin of Volcanology*, 70, 1087-1101.
- Van Der Sluijs, M. A. (2018). *Traditional Cosmology. The Global Mythology of Cosmic Creation and Destruction. Volume Six. Miscellaneous Themes*. Vancouver: All-Round Publications.
- Waitz, P. (1910). *Observaciones geológicas acerca del Pico de Orizaba*. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* (7), 67-76.
- Yarza de la Torre, E. (1971). *Volcanes de México*. México: Aguilar.
- Zimbelman, D. R., Watters, R. J., Firth, I. R., Breit, G. N., & Carrasco-Nuñez, G. (2004). *Stratovolcano Stability Assessment Methods and Results from Citlaltepēt, Mexico*. *Bulletin of Volcanology*, 66-79.

### Cartografía digital

Dataset: ASF DAAC 2011, ALOS PALSAR Radiometric Terrain Corrected high res; Includes Material © JAXA/METI 2018. Acceso a través de: ASF DAAC Agosto 2018. DOI: 10.5067/Z97HFCNKR6VA

INEGI (2013). Conjuntos de datos vectoriales. Escala 1:50,000. Cartas: Acultzingo, Ciudad Serdán, Córdoba, Coscomatepec de Bravo, Cotaxtla, Huatusco de Chicuellar, Orizaba, San Salvador el Seco, Soledad Doblado, Vicente Camalote, Zongolica.

INEGI. Red hidrográfica escala 1:50,000. Edición: 2.0. Simulador de Flujos de Agua en Cuencas Hidrográficas (SIATL). Consulta en: [http://antares.inegi.org.mx/analisis/red\\_hidro/siatl/](http://antares.inegi.org.mx/analisis/red_hidro/siatl/)

Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI), Instituto Nacional de Ecología (INE), Comisión Nacional de Agua (CONAGUA), (2007). 'Mapa de Cuencas Hidrográficas de México, 2007'. Escala 1:250000, elaborada por Priego A.G., Isunza E., Luna N. y Pérez J.L. México, D.F.

SGM (2001)<sup>1</sup>. Cartografía Geológica de la República Mexicana escala 1:250,000.

SGM (2001)<sup>2</sup>. Carta Geológico-Minera. Orizaba E14-6. Veracruz, Puebla y Oaxaca.

SGM (2002). Carta Geológico-Minera. Veracruz E14-3. Veracruz, Puebla y Tlaxcala.