



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

CENTRO DE GEOCIENCIAS

Evaluación de la susceptibilidad a procesos de remoción en masa (soil slip) en el Volcán
Popocatepetl

TESIS

QUE PARA OPTAR PARA EL GRADO DE:

MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

Presentada por:

Eduard Pico Rodríguez

Directora de Tesis:

Dra. Lucia Capra Pedol
(Centro de Geociencias, UNAM)

Comité Evaluador:

Dr. Ángel Francisco Nieto-Samaniego (Centro de Geociencias, UNAM)

Dra. Lucia Capra Pedol (Centro de Geociencias, UNAM)

Dr. Pierre Gilles Lacan (Centro de Geociencias, UNAM)

Dra. Lizeth Caballero García (Facultad de Ciencias, UNAM)

Dr. Lorenzo Borselli (Instituto de Geología, UASLP)

Santiago de Querétaro, Querétaro, México

Agosto, 2021



Universidad Nacional
Autónoma de México



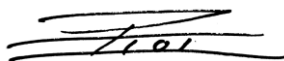
UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

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.

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

A handwritten signature in black ink, consisting of several horizontal strokes and a central mark that resembles the number '101'.

Dedicatoria

A la memoria de Cesar David López Pico quien falleció en un trágico accidente a la temprana edad de 25 años. Que su recuerdo perdure y su espíritu no sea acallado por los brazos del Érebo.

Paz en su tumba.

Agradecimientos

A mi tutora Dra. Lucia Capra. Su guía y apoyo fueron fundamentales durante todo el proceso de elaboración de la investigación.

A los investigadores Dr. Ángel Nieto y Dr. Pierre Lacan que hicieron parte de mi comité, por su valiosa evaluación y sus acertados comentarios que permitieron el desarrollo acertado de la investigación.

A los investigadores Dr. Gianluca Norini, Dr. Velio Coviello, y Dra. Dolors Ferrers por acompañarme a las jornadas de campo y brindarme su asesoría.

Al proyecto PAPAIIIT 106419, a la beca CONACYT y a la beca SNI que con su financiación fue posible elaborar la investigación y concluir mis estudios de maestría.

A mis compañeros del CGEO que hicieron mi estadía más amena. Gracias por su calidez.

ÍNDICE

1. Introducción.....	13
1.1 Objetivos.....	14
1.2 Hipótesis.....	15
2. Marco Teórico.....	17
2.1 Procesos de remoción en masa (PRM).....	17
2.1.1 <i>Soil slip</i>	20
2.1.2 <i>Mecanismos disparadores</i>	21
2.2. PRM cosísmicos.....	22
2.3 Inventarios de PRM.....	23
3. Marco geológico.....	26
3.1 Edificios volcánicos antiguos.....	27
3.1.1 <i>Volcán Nexpayantla</i>	28
3.1.2 <i>Volcán Ventorrillo</i>	28
3.1.3 <i>Volcán Popocatépetl</i>	29
4. Morfoestratigrafía.....	30
5. Actividad eruptiva del Pleistoceno.....	34
<i>Pómez Blanca o Tochimilco</i>	34
<i>Pómez con Andesita o “Tutti Frutti”</i>	35
6. Actividad eruptiva del Holoceno.....	36
<i>Pómez Ocre – UCPES</i>	36
<i>Pómez Lorenzo – LCPES</i>	37
<i>Pómez Rosa – UCPES</i>	38
7. Geología estructural.....	40
8. Terremoto Puebla - Morelos.....	42
9. Inventario de deslizamientos.....	45
9.1 Índices de Vegetación y triángulo de reflectividades.....	45
9.2 Creación del inventario de deslizamientos.....	47
10. Estratigrafía de los depósitos afectados por los PRM.....	52
10.1 Equipos y metodología empleada.....	52
10.2 Levantamientos estratigráficos.....	53
10.3 Granulometría.....	57
11. Análisis discriminante para el cálculo de la susceptibilidad.....	61
11.1 Mapas temáticos.....	62
11.2 Análisis Cualitativo.....	64

11.3 Método <i>Weights-of-evidence</i>	69
12. Discusión	77
12.1 Estratigrafía de los depósitos volcánicoclásticos.....	77
12.2 Análisis cualitativo	78
12.3 Análisis cuantitativo	78
13. Conclusiones.....	83
Referencias	84
Anexos	89

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Tipos de movimientos en PRM.....	19
Figura 2. Ilustración de los tipos de soil slip	20
Figura 3. Diagrama infiltración de la pendiente.....	21
Figura 4. Distribución de PRM cosísmicos según el tipo de fallamiento.....	24
Figura 5. Configuración estructural del Cinturón Volcánico Transmexicano (TMVB) y distribución de los volcanes monogenéticos y poligenéticos.	26
Figura 6. Derrames de lavas de los edificios volcánicos y principales lineamientos.....	29
Figura 7. Relaciones estratigráficas del volcán Popocatepetl y las zonas aledañas.	32
Figura 8. Mapa morfoestratigráfico del volcán Popocatepetl y las zonas aledañas.	33
Figura 9. Columna estratigráfica esquemática y fotografía de los depósitos de flujo y caída de la Pómez Tutti Frutti.	34
Figura 10. Esquema y columna estratigráfica de los depósitos que conforman la fase eruptiva “Pómez Ocre”.	36
Figura 11. Columna estratigráfica compuesta por los depósitos de las erupciones plinianas “Pómez Lorenzo” y “Pómez Pink”.	37
Figura 12. Mapa de isópacas de los depósitos de caída de pómez, asociados a las erupciones plinianas del Holoceno.	38
Figura 13. Fallas y fisuras del volcán Popocatepetl.	41
Figura 14. Modelo tectónico propuesto por Arámbula et al. (2010).	41
Figura 15. Localización del epicentro	42
Figura 16. Localización de las barrancas afectadas por los PRM.	43
Figura 17. Triángulo de reflectividad.	46
Figura 18. Mosaico de las 4 imágenes Pleiades utilizadas para realizar el inventario de deslizamientos	47
Figura 19. Pasos tomados en la elaboración del inventario de deslizamientos	48
Figura 20. NDVI de las cuatro imágenes Pleiades	49
Figura 21. Inventario de deslizamientos.....	50
Figura 22. Histograma del inventario de deslizamientos	51
Figura 23. Equipos del laboratorio de Vulcanología Física utilizados en el análisis granulométrico.....	52
Figura 24. Barrancas afectadas por los deslizamientos principales.....	53
Figura 25. Columnas estratigráficas de los escarpes principales.....	56

Figura 26. Pesos acumulativos de la sección PO1906 (B. Huitzilac) al oeste del cono volcánico.....	59
Figura 27. Pesos acumulativos de la sección PO1927 (B. Hueyatenco) al oeste del cono volcánico.....	59
Figura 28. Pesos acumulativos de la sección PO1911 (B. Xalipilcayatl) al este del cono volcánico.....	60
Figura 29. Factores considerados en la evaluación de la susceptibilidad.....	63
Figura 30. Área de estudio.....	65
Figura 31. Mapa de aceleración del sismo	66
Figura 32. Histogramas calculados a partir de los valores de los factores en las poblaciones estables	67
Figura 33. Histogramas calculados a partir de los valores de los factores en las poblaciones estables	69
Figura 34. Factores reclasificados utilizados para el análisis de pesos de evidencia	73
Figura 35. Factores reclasificados utilizados para el análisis de pesos de evidencia.	74
Figura 36. Modelos elaborados para el análisis de susceptibilidad.....	76
Figura 37. Mapa de susceptibilidad del volcán Popocatepetl a procesos de remoción en masa superficiales	80
Figura 38. Configuración tectónica simplificada del volcán Popocatepetl	82

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Clasificación de los procesos de remoción en masa.....	18
Tabla 2. Métodos para la creación de inventarios de deslizamientos.....	25
Tabla 3. Distribución granulométrica de las muestras colectadas en las cicatrices de los deslizamientos principales.....	57
Tabla 4. Clases asignadas a los factores utilizados en el análisis discriminante.....	68
Tabla 5. Factores considerados en los modelos de susceptibilidad realizados.....	71
Tabla 6. Cálculo de los pesos de evidencia para los factores considerados en el análisis discriminante.....	75
Tabla 7. Volumen involucrado en los soil slip.....	77

ANEXOS

Anexo 1. Datos estructurales tomados en las jornadas de campo.	89
---	----

Abstract

On September 19, 2017, the Puebla-Morelos earthquake of magnitude Mw 7.1 affected the Popocatepetl volcano with hundreds of shallow landslides recorded on the flanks of the edifice. The biggest events (soil slips) concentrate in an ENE-WSW band along three ravines, which underwent liquefaction processes, transforming into debris flows that moved up to 7.7 km from the rupture area. These events had not been recorded in Popocatepetl volcano nor included in the current volcanic hazard map. This study focuses on studying these events and the factors that allowed their occurrence to estimate the regions susceptible to undergoing these processes in possible similar future events. A discriminant analysis, combined with landslide inventory and "weights of evidence" quantitative analysis, determined the conditioning factors in the generation of these processes. The results show that the affected regions were predisposed, and the earthquake acted as a triggering mechanism. The steep slopes produced by lava flows from previous eruptions added to a saturated unconsolidated volcanoclastic coverage of the most recent Plinian eruptions; acted as conditioning factors that decreased the resistance of the slopes. In addition, the ENE-WSW sector where these events occurred is parallel to the main faults of the volcano and is consistent with the current tectonics that dominates the region, where various authors established maximum horizontal stress in a NE-SW direction.

In conclusion, the regions most susceptible to soil slips are those located west of the cone, where the high slopes and thin layers of pumice and ash deposits constitute the most vulnerable factors that, added to partial saturation of the soil, produce a metastable zone. Additionally, the structural regional framework is creating weak planes in the NE-SW direction where largest soils slips are promoted.

Resumen

El 19 de septiembre del 2017, el terremoto Puebla – Morelos de magnitud M_w 7.1 afectó el volcán Popocatepetl con cientos de deslizamientos superficiales que se registraron en las faldas del edificio. Los eventos de mayor magnitud (*soil slips*) se concentraron en una franja ENE-WSW a lo largo de 3 barrancas, los cuales sufrieron procesos de licuefacción, transformándose en flujos de detritos que se desplazaron hasta 7,7 km del área de ruptura. Este tipo de eventos no se habían registrado en el Popocatepetl ni se han incluido en el mapa de peligros volcánicos actual. Este estudio se enfocó en estudiar el evento y los factores que permitieron su ocurrencia para así estimar las regiones susceptibles a sufrir estos procesos en posibles eventos futuros similares. Para lograr esto se realizó una evaluación discriminante que combinada con el inventario de los deslizamientos y un análisis cuantitativo de pesos de evidencias, permitió determinar cuáles fueron los factores determinantes en la generación de estos procesos. Los resultados muestran que las regiones afectadas se encontraban predispuestas y el sismo actuó como mecanismo disparador. Las pendientes elevadas producidas por los derrames de lava de previas erupciones, sumado a una cobertura volcanoclástica inconsolidada de las erupciones plinianas más recientes, y parcialmente saturadas por lluvias antecedentes, representan los principales agentes condicionantes que disminuyeron la resistencia de las laderas. A su vez, la franja ENE-WSW en donde se reportaron los eventos de mayor magnitud, es paralela a las fallas principales que configuran el volcán y es concordante con la tectónica actual que domina la región, en donde diversos autores establecen el esfuerzo máximo horizontal en dirección NE-SW. Esto indica un control estructural que, de acuerdo con lo observado y reportado previamente, crea planos de debilidad en dirección NE-SW que condicionan el terreno ante eventos de naturaleza similar. Se concluye que las regiones más susceptibles a *soil slips* se encuentran al oeste del cono, en donde las pendientes elevadas y la alternancia de capas delgadas de pómez y depósitos de ceniza constituyen los factores de mayor vulnerabilidad que, sumados a una parcial saturación del suelo, crean una zona metaestable. Adicionalmente, la tectónica dominante crea planos de debilidad en dirección NE-SW que, sumados a lo ya mencionado, constituyen los factores que promueven la formación de procesos de remoción en masa superficiales en el volcán Popocatepetl.

1. Introducción

El volcán Popocatepetl se encuentra ubicado en la zona central del Cinturón Volcánico Transmexicano, a su vez, conforma el extremo sur de la Sierra Nevada, que se extiende de N a S por más de 80 km (Shaaf et al., 2005). Es el segundo volcán más activo de México y el de mayor riesgo debido a su proximidad con varias poblaciones establecidas en sus laderas, incluyendo la Ciudad de México a tan solo 72 km al NW del volcán, cuya población excede los 20 millones de personas (e.g. Siebe et al., 1996; Siebe & Macías, 2006). La historia eruptiva del complejo volcánico involucra ciclos sucesivos de construcción y destrucción de edificios volcánicos, ocasionados por colapsos sectoriales, como registran los depósitos de avalanchas de escombros que afloran en la zona (Espinasa – Pereña & Martín-Del Pozzo, 2006; Martín del Pozzo et al., 2017). La historia reciente del volcán (<5000 años B.P.) incluye 3 erupciones plinianas y sucesivas erupciones de menor magnitud que han afectado los asentamientos humanos de la región desde el Preclásico Superior (Siebe et al., 1996).

La fase eruptiva en la que se encuentra actualmente el volcán inició en 1994; se ha caracterizado por el emplazamiento de domos en el cráter principal y su posterior destrucción por erupciones vulcanianas que forman columnas <10 km de altura, acompañadas por dispersión de ceniza (Martín del Pozzo et al., 2017). Desde el inicio del actual ciclo eruptivo, las continuas expulsiones de ceniza han provocado la desaparición del glaciar, su progresivo derretimiento promovió la generación de lahares en el valle Huiloac, al NE del volcán. Actualmente los lahares se generan durante las temporadas de lluvia, principalmente en las barrancas de la porción norte del volcán (Martín del Pozzo et al., 2017).

El régimen tectónico actual que domina en el área produjo fracturas extensionales en el edificio volcánico, paralelas al esfuerzo mayor horizontal orientado en dirección ENE-WSW (Norini et al., 2006, 2019; Arámbula-Mendoza et al., 2010), a su vez ha condicionado el emplazamiento de los conos de escoria y derrames de lava más recientes, en las laderas noreste y suroeste del volcán (Martín del Pozzo et al., 2017).

El sismo del 19 de septiembre del 2017 cuyo epicentro se localizó a 70 km al sur del Volcán Popocatepetl, produjo en las laderas del edificio, decenas de procesos de remoción en masa involucrando suelo, material piroclástico y cobertura vegetal. Los eventos de mayor magnitud (soil slips) se transformaron en flujos de detritos que se encausaron por las

barrancas afectadas, desplazándose por varios kilómetros antes de detenerse. Estos eventos se dieron a lo largo de una franja NE-SW respecto al cráter del cono. Simultáneamente pequeñas fallas normales y fracturas extensionales con longitudes menores a 1 km se abrieron paralelas a las pendientes de los valles afectados (Coviello et al., 2021), indicando un posible control estructural en la inestabilidad del volcán, el cual a su vez podría estar asociado a la ocurrencia de eventos más grandes, como los colapsos gravitacionales que afectaron el edificio volcánico durante el Pleistoceno Tardío (Siebe et al., 2017). Adicionalmente, como resultado de la acumulación de grandes volúmenes de material por los deslizamientos y la ocurrencia de lluvias, las semanas siguientes al sismo se generaron lahares en barrancas donde no se habían observado previamente.

La ocurrencia de este evento ha puesto en evidencia la vulnerabilidad del edificio volcánico ante deslizamientos superficiales y el peligro implicado para las poblaciones aledañas, sin que el volcán esté en una fase eruptiva. En particular, el mapa de peligro actual del volcán no incluye una zonificación para las áreas de posible afectación en caso de procesos de remoción en masa. El presente trabajo estudia la relación entre los eventos observados a raíz del sismo del 19 de septiembre del 2017 y las características morfo-lito-estructurales del cono, con el fin de establecer las zonas susceptibles a procesos de remoción en masa superficiales para eventos similares futuros.

1.1 Objetivos

Los objetivos principales de este estudio son:

Caracterizar la lito-estratigrafía de los depósitos más recientes que configuran el relieve actual del volcán Popocatepetl

Elaborar el inventario de los deslizamientos que afectaron el edificio volcánico, generados por el sismo del 19 de septiembre del 2017

Evaluar la susceptibilidad del edificio volcánico Popocatepetl a procesos de remoción en masa (soil slip)

De lo anterior surgen los siguientes objetivos específicos:

Identificar y hacer una descripción estratigráfica de las unidades y depósitos afectados por los deslizamientos

Realizar un análisis granulométrico de los depósitos involucrados en los procesos de remoción en masa superficiales

Elaborar el mapa de inventario de deslizamientos mediante el análisis de imágenes satelitales de alta resolución

Generar los principales mapas temáticos (pendiente, orientación, cóncavo-convexo) mediante el procesamiento del modelo digital de elevación (DEM) de la zona con el uso de la herramienta ArcGIS

Identificar los factores que controlan la estabilidad del edificio mediante un análisis discriminante basado en los mapas temáticos obtenidos y el mapa inventario de deslizamientos

Definir las zonas susceptibles a procesos de remoción en masa superficiales con base en un análisis multivariado

Generar un mapa de susceptibilidad de las zonas de posible afectación por procesos de remoción en masa en el cono volcánico del volcán Popocatepetl

1.2 Hipótesis

Los procesos de remoción en masa superficiales (soil slip) son frecuentes en relieves con altas pendientes ($>15^\circ$); su frecuencia y magnitud varía desde meses y años (de baja magnitud, 10^2 - 10^5 m³) a centenas y miles de años (de gran magnitud, 10^6 - 10^9 m³) (McGuire, 1996). La estabilidad de la ladera es controlada por la litología (alternancia de capas con diferentes características de permeabilidad y resistencia), clima, uso de suelo, morfología (formas cóncava o convexa y exposición de la ladera), densidad del drenaje, configuración estructural y la distribución de los esfuerzos principales, mientras que los factores desencadenantes principales son lluvias o sismos. Las regiones del edificio volcánico del Popocatepetl en donde se combinan los factores antes mencionados son las mismas afectadas por los deslizamientos durante el evento del 2017. Estas regiones corresponderían a las zonas

susceptibles a deslizamientos superficiales y representan las fuentes de material que, durante la temporada de lluvia, serían más susceptibles a la formación de lahares.

2. Marco Teórico

2.1 Procesos de remoción en masa (PRM)

Son definidos como el desplazamiento a favor de la pendiente de los materiales que conforman una ladera bajo la influencia de la gravedad (Alcántara Ayala, 2000). Se concentran en las regiones montañosas en donde la pendiente es mayor; sin embargo, pueden ocurrir en áreas con pendientes muy suaves como los deslizamientos superficiales cosísmicos que afectaron la ciudad de Palu-Indonesia durante el terremoto del 2018, en donde las zonas afectadas tenían inclinaciones menores a 2° (Watkinson & Hall, 2019). Los PRM ocurren cuando una ladera se vuelve inestable como consecuencia de procesos que disminuyen la resistencia de las rocas/suelos que constituyen el relieve. Las causas son principalmente de dos tipos: internas y externas. Las causas externas son aquellas que aumentan o redistribuyen los esfuerzos de la ladera, sin perturbar la resistencia de los materiales, mientras que las causas internas disminuyen la resistencia al corte de los materiales, sin que se atenúen las fuerzas externas (Tomado de Borja et al., 2004). Los PRM son fenómenos recurrentes que se reportan en todo el globo. Tan solo en el sector SE de la Sierra Norte de Puebla, Alcántara-Ayala & Murillo-García (2008) reportan un total de 756 PRM, de los cuales el 81% se encontraban activos en el momento del estudio.

Los factores que favorecen el desarrollo de PRM son: geología (presencia de materiales débiles y estructuras con fracturas); procesos físicos (principalmente la precipitación, sismicidad y erupciones volcánicas); morfología (en especial las pendientes resultado de la tectónica y la erosión) y la actividad antrópica (como consecuencia de los cambios en el relieve y sus elementos), todos ellos ocasionan el rompimiento del equilibrio entre las fuerzas internas y externas que determinan la estabilidad de las laderas (Tomado de Borja et al., 2004).

Existen diversidad de clasificaciones de los PRM, esto como consecuencia de su complejidad y los diferentes enfoques aplicados (morfología, velocidad del movimiento, tamaño y tipo de los materiales involucrados entre otros). La clasificación más aceptada se basa en los mecanismos de movimiento (caídas, vuelcos, deslizamientos, expansiones laterales, flujos, movimientos complejos) y los materiales involucrados (rocas, detritos, suelo) (ver Tabla 1).

Tabla 1. Clasificación de los procesos de remoción en masa

Mecanismos de movimiento		Tipo de material involucrado		
Tipo	Roca (rock)	Derrubios (debris)	Suelo (Soil)	
Desprendimientos (fall)	Caída o desprendimiento de rocas (rockfall)	Caída o desprendimiento de derrubios (debris fall)	Caída o desprendimiento de suelos (soil fall)	
Vuelco o desplome (topple)	Vuelco o desplome de rocas (rock topple)	Vuelco o desplome de derrubios (debris topple)	Vuelco o desplome de suelos (soil topple)	
Deslizamiento rotacional simple (rotational slide)	Individual (simple)	Individual (simple)	Individual (simple)	
	Múltiple (multiple)	Múltiple (multiple)	Múltiple (multiple)	
	Sucesivo (successive)	Sucesivo (successive)	Sucesivo (successive)	
Deslizamiento traslacional o de bloques no rotacional (traslacional slide, non-rotational)	Deslizamiento de roca en bloque (block slide)	Deslizamiento de derrubios en bloque (block slide)	Deslizamiento traslacional de suelos (slab slide)	
Deslizamiento planar	Deslizamiento de rocas (rock slide)	Deslizamiento de derrubios (debris slide)	Coladas de barro (mudslide)	
Flujos (flow)	Flujo de rocas (rock flow)	Corrientes de derrubios (debris flow)	Flujos de tierra, arena o suelo (soil flow)	
Expansión lateral (lateral spreading)	Expansiones laterales en rocas (rock spreading)	Expansiones laterales en derrubios (debris spread)	Expansiones laterales en suelos (soil spreading)	
Complejo (complex)	Ejemplo: Alud de rocas (rock avalanche)	Ejemplo: Flujo deslizante (flow slide)	Ejemplo: Rotación con flujo de tierras (slump-earthflow)	

Tomado de Alcántara Ayala (2000)

Los desprendimientos (Fig. 1A) se originan por la caída del material de la ladera que se precipita rebotando, rodando; se observan en superficies fuertemente inclinadas, tanto naturales como artificiales. Los vuelcos o desplomes (Fig. 1B) consisten en la rotación del suelo, detritos o rocas en torno a un eje determinado por su centro de gravedad. Los deslizamientos (Fig. 1C) se dan sobre una superficie reconocible de ruptura, que según su forma puede dar lugar a deslizamientos: rotacionales, traslacionales o planos. Los flujos (Fig. 1D) son movimientos espacialmente continuos, similares en comportamiento a un fluido viscoso, involucran todos los tipos de materiales (Alcántara Ayala, 2000).

Los movimientos complejos ocurren cuando el tipo de movimiento inicial se transforma en otro al ir desplazándose ladera abajo. Un gran porcentaje de los PRM se clasifican como complejos, a medida que avanzan por las laderas e incorporan los materiales que encuentran en su camino van cambiando su comportamiento (Alcántara Ayala, 2000).

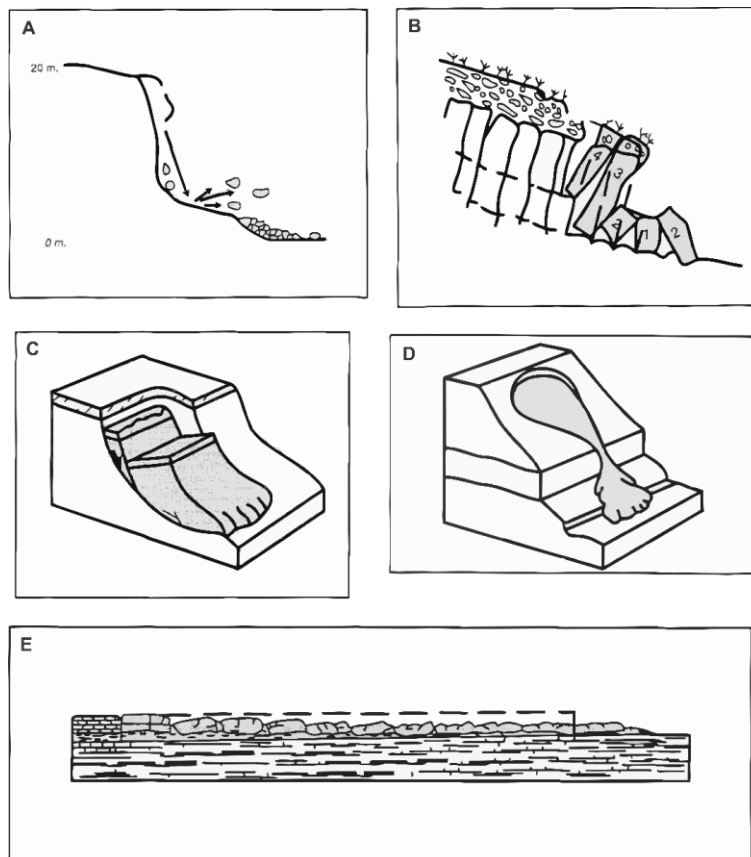


Figura 1. Tipos de movimientos en PRM. A, Desprendimientos o caídas. B, Vuelcos o desplomes. C, Deslizamientos. D, Flujos. E, Expansiones laterales. Modificado de Alcántara Ayala (2000)

2.1.1 Soil slip

Los procesos de remoción en masa superficiales (soil slip) son porciones de suelo y sedimentos no consolidados de pequeño espesor, que en consecuencia de lluvias o sismos, se desprenden y separan de la parte superficial de la ladera. Un soil slip típico se caracteriza por 2 etapas: la primera es el evento disparador, la segunda es una fase evolutiva que podría ser un movimiento traslacional de unos pocos centímetros (Fig. 2A) a varios metros (2B), o convertirse en un flujo de lodo -Mud slick- (Fig. 2C, 2D). En el último escenario los soil slips pueden alcanzar velocidades de hasta 9 m/s. Este tipo de procesos se concentran principalmente en pendientes compuestas por un sustrato de variada naturaleza y una capa de suelo orgánico de pequeño espesor (1-2.5 m máx.) (Montrasio & Valentino, 2008).

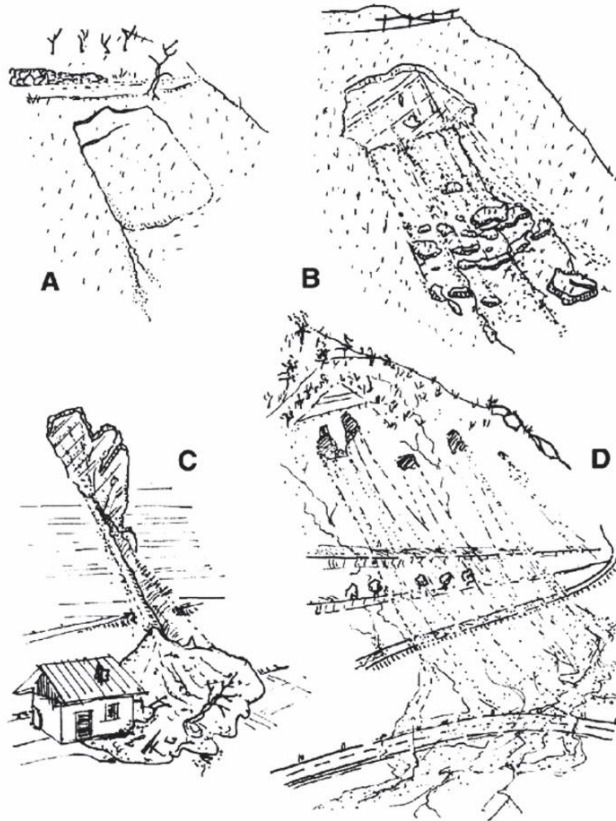


Figura 2. Ilustración de los tipos de soil slip. Tomada de Montrasio & Valentino (2008)

2.1.2 Mecanismos disparadores

- *Lluvias*

Previo a la ocurrencia del soil slip la pendiente es estable, el suelo parcialmente saturado contribuye con su resistencia al corte. El agua proveniente de las lluvias se infiltra a través de las grietas y macro-poros en la superficie, fluyendo en diferentes direcciones a través de los micro-poros del sustrato y el suelo, causando que estos comiencen a saturarse (Fig. 3a). Si las lluvias no cesan, sigue aumentando el volumen de suelo saturado (Fig. 3b). En este punto la pendiente aún es estable dado que las zonas saturadas (inestables) están aisladas. A medida que continúan las lluvias, las porciones saturadas se conectan causando que la pendiente ya no pueda sostenerse (Fig. 3c). El exceso de agua en los suelos genera una presión de poro positiva, rebasando la resistencia al corte del material e iniciando el movimiento. Si la región afectada tiene poco espesor el colapso consistirá en un desplazamiento pequeño (Fig. 2A); por el contrario, si el material involucrado es mayor, la presencia de agua conllevaría a la formación de un flujo de lodo (Fig. 2D) (Montrasio & Valentino, 2008).

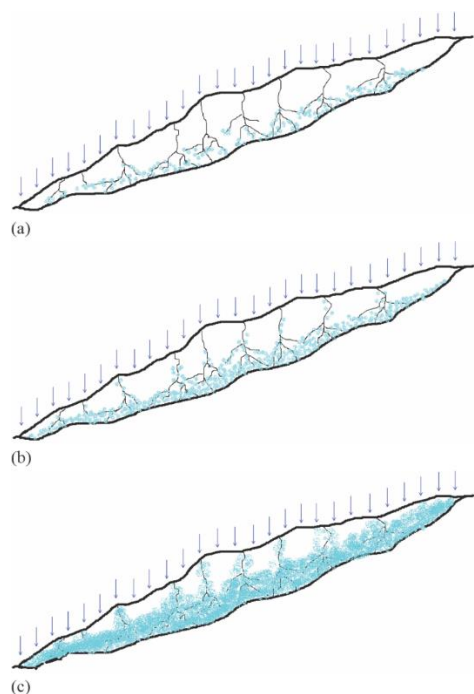


Figura 3. Diagrama infiltración de la pendiente. (a) infiltración a través de los macro-poros; (b) grandes porciones de suelo saturadas; (c) las porciones saturadas de suelo se unen formando una región continua. Tomada de Montrasio & Valentino (2008)

- *Sismos*

Las laderas y superficies compuestas por suelo orgánico y material no consolidado, pueden ser afectadas por procesos de licuefacción como consecuencia de las fuertes sacudidas generadas durante un terremoto. La licuefacción ocurre en suelos saturados cuando las vibraciones o la presión del agua contenida dentro del suelo causa que las partículas pierdan contacto entre ellas y se comporten como un fluido. Previo a un terremoto, la presión que ejerce el agua es relativamente baja. Cuando se genera un sismo, la propagación ascendente de las ondas S a través del suelo generan esfuerzos de cizalla. Si el suelo no cohesivo se encuentra saturado, el exceso en la presión de poro se acumula, aumentando el espacio entre las partículas las cuales quedan en relativa suspensión, generando la licuefacción del suelo (Shroder, 2014).

Ejemplos recientes de soil slips cosísmicos fueron reportados en Hokkaido-Japón (Kameda, J et al., 2019) y Palu-Indonesia (Watkinson, I. M., & Hall, R., 2019). El primer evento fue disparado por el terremoto Iburi-Tobu del 6 de septiembre del 2018, de magnitud M_w 6.6. El sismo provocó el colapso de las pendientes de las lomas cercanas al epicentro, resultando en un deslizamiento que ocasionó la muerte de 36 personas. Los depósitos volcánicos saturados que cubrían la región, sufrieron procesos de licuefacción que causaron la movilización de la cobertura en un soil slip fluidizado. El segundo evento fue disparado por el terremoto del 28 de septiembre del 2018 en Palu-Indonesia, de magnitud M_w 7.5. Los deslizamientos se presentaron en terrenos de irrigación con pendientes muy suaves, $<1.5^\circ$, que se desplazaron hasta 1.1 km, dejando un saldo de 2081 personas muertas, 1309 desaparecidas, y más de 200 mil desplazados. Canales de irrigación que distribuían el agua en la zona, saturaron los depósitos superficiales de la ladera; en el momento del sismo se da la licuefacción del suelo con la consiguiente fluidización del material, permitiendo que se desplace sobre pendientes muy bajas.

2.2. PRM cosísmicos

Los grandes sismos que afectan las regiones montañosas desencadenan una serie de eventos que modifican el terreno durante días, años, e incluso milenios. Pueden causar decenas de miles de PRM en las pendientes de las montañas, represando ríos o creando lagos

intermitentes que pueden colapsar posteriormente y causar inundaciones. La magnitud, distancia y profundidad del sismo son los controles primarios en la perturbación del terreno. Estos son seguidos por la naturaleza de las ondas sísmicas, topografía, propiedades del cuerpo rocoso, humedad del terreno entre otros factores. La frecuencia espacial y distribución de los PRM cosísmicos son influenciados por el material de la fuente (suelo o roca), tipo de movimiento (deslizamiento, caída, flujo) y las características del terreno desplazado (área, profundidad y volumen desplazado; Fan et al., 2019).

Los PRM cosísmicos son disparados durante los segundos y minutos subsiguientes al sismo, todos los movimientos posteriores se clasifican como postsísmicos. Para comprender estos procesos se deben identificar los posibles patrones regionales y su distribución, así como los mecanismos de disparo y desplazamiento (runout processes) a escala local o incluso en laboratorio (Fan et al., 2019).

Terremotos con magnitudes similares pueden causar diferentes niveles de daño. Los factores que condicionan esto son el tipo de fallamiento, directividad, amplificación topográfica. Si la falla es inversa o normal los PRM se concentran en el bloque colgante (bloque de techo), si es una falla de rumbo se distribuirán a lo largo del trazo de la falla (Fig. 4). En PRM cosísmicos la pendiente y las crestas de las lomas causan una amplificación topográfica de las ondas sísmicas, afectando la distribución de los deslizamientos ocasionando que se concentren principalmente en las crestas de las lomas (Fan et al., 2019).

2.3 Inventarios de PRM

Los inventarios detallados son claves para estudiar los patrones y distribución de los PRM. Consisten en al menos 4 métodos: (1) interpretación visual de imágenes aéreas, (2) clasificación semiautomática basada en características espectrales (p. ej. Índices de Vegetación de Diferencia Normalizada - NDVI), (3) en diferencias de elevación, (4) investigación de campo. Cada método cuenta a su vez con diferentes técnicas especializadas (ver Tabla 2) y su ejecución depende del trabajo a realizar y la disponibilidad de recursos.

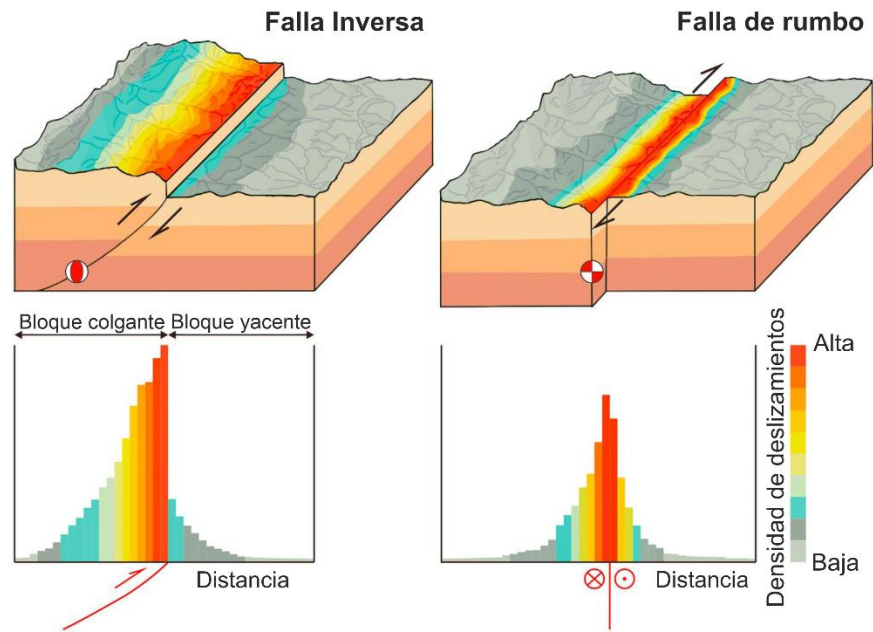


Figura 4. Distribución de PRM cosísmicos según el tipo de fallamiento. Tomado de Fan et al. (2019).

La interpretación de imágenes satelitales para la detección de PRM se basa en: tono, textura, forma, tamaño y patrones identificables. Cada uno es representado por un polígono; si es posible se debe separar el área fuente de la zona de transporte y depósito, esto es útil para la elaboración de estudios estadísticos así como para el cálculo del área y volumen del material involucrado (Fan et al., 2019).

La clasificación semiautomática de imágenes satelitales es una herramienta eficaz y veloz para realizar los inventarios, debe ser corroborada por un experto para evitar posibles errores. Sin embargo, la comprobación en campo sigue siendo esencial para validar la clasificación por sensores remotos. Aunque no es posible visitar todos los deslizamientos debido a la dificultad de acceso y movilidad, la visita en campo proporciona información detallada sobre el tipo de evento, material involucrado y los mecanismos de ruptura, parámetros difíciles de determinar con los sensores remotos (Fan et al., 2019).

Tabla 2. Métodos para la creación de inventarios de deslizamientos.

Método	Técnica específica	Método	Técnica específica
Interpretación visual de imágenes	<ul style="list-style-type: none"> • Dron • Aeronaves • Google Earth Pro o similares • Imágenes satelitales de alta resolución • Mapas de relieve de alta resolución (LiDAR) 	Clasificación (semi) automatizada basada en diferencias de elevación (DEMs).	<ul style="list-style-type: none"> • <i>Structure for motion</i> • Fotogrametría • Escaneo Laser • Radar de apertura sintética
			<ul style="list-style-type: none"> • Mapeo geomorfológico
Clasificación (semi) automatizada basada en características espectrales.	<ul style="list-style-type: none"> • Detección de cambios • Operación de píxeles (p. ej. NDVI) • Análisis de imágenes basado en objetos 	Métodos de investigación en campo	<ul style="list-style-type: none"> • GIS móvil • Mapeo en vías • Entrevistas a la población local • Estudios geofísicos

Tomado y modificado de Fan et al. (2019).

3. Marco geológico

El volcán Popocatépetl se encuentra ubicado en la zona central del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) y conforma el extremo sur de la Sierra Nevada que se extiende en dirección N-S por más de 80 km (Shaaf et al., 2005). El CVTM en su zona central se caracteriza por una distribución transversal de los volcanes compuestos y estratovolcanes (Alaniz-Álvarez et al., 1998, 1999; Ferrari et al., 2000) con direcciones generales N-S, NE-SW y baja tasa de deformación en contraste con el volcanismo monogenético, asociado a estructuras paralelas al arco volcánico y con una elevada tasa de deformación (Martín del Pozzo et al., 2017; ver Fig. 5).

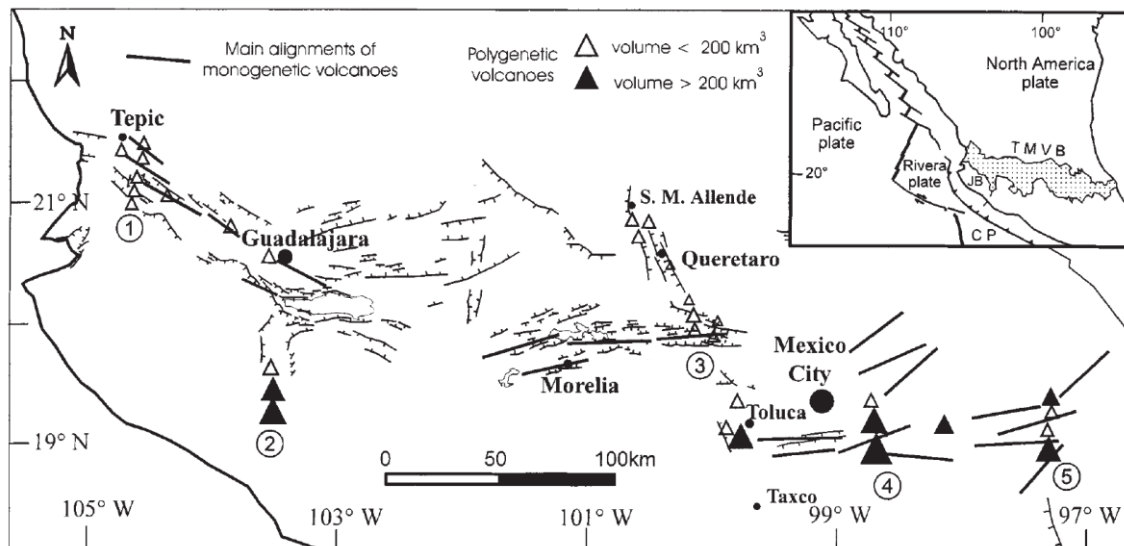


Figura 5. Configuración estructural del Cinturón Volcánico Transmexicano (TMVB) y distribución de los volcanes monogenéticos y poligenéticos. CP = Cocos plate; JB = Jalisco block. Alineamientos principales de volcanes poligenéticos: (1) Las Navajas y Cerro Grande; (2) Cántaro y Volcán de Colima; (3) Palo Huérfano y Nevado de Toluca; (4) Iztaccíhuatl y Popocatépetl; (5) Cofre de Perote y Pico de Orizaba. Tomada y editada de Alaniz-Álvarez et al. (1998).

El basamento en el área de estudio corresponde a calizas cretácicas de las formaciones Cautla y Morelos, arenitas y evaporitas del Terciario (Fries, 1960; 1962) que fueron plegadas durante la orogenia Laramide, y cubiertas discordantemente por los sedimentos terrígenos del Grupo Balsas del Eoceno-Oligoceno. Estas formaciones fueron intrusionadas por sills subvolcánicos de granodiorita, hace ~20.7 Ma (fechamientos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Gómez-Tuena et al., 2008), que produjeron metamorfismo de contacto – aureolas – con

mineralizaciones locales de tipo skarn metasomatizado (Aguilar-Murillo, 2012; Martín del Pozzo et al., 2017).

El vulcanismo en el área inicia en el Mioceno como lo evidencian las rocas calcoalcalinas de la Formación Tapexco (Fries, 1960). Las edades de los estratovolcanes de la Sierra Nevada van desde 1.8 Ma hasta el presente (fechamientos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de los estratovolcanes). La actividad volcánica en la Sierra Nevada concuerda con la hipótesis de Cadoux et al. (2011) en donde se sugiere que la actividad volcánica migra hacia el sur, idea que ha sido debatida en trabajos recientes. El volcán Popocatepetl es el más joven de la Sierra Nevada (Sosa-Ceballos et al., 2015) y ha sido el más activo durante los últimos 23,500 años AP (Siebe y Macías, 2006; Siebe et al., 2017).

El cono moderno del volcán Popocatepetl tiene una altura de 5419 m s. n. m. es la tercera cima más alta de México. Es un estratovolcán de composición andesítico-dacítica, que colinda al N con el Complejo Volcánico Iztaccíhuatl a través del Paso de Cortés. Al E y SE del edificio se encuentran los valles de Puebla y Atlixco; al W y SW las laderas se caracterizan por una morfología de montículos (hummocks) formados por las avalanchas de escombros de los eventos previos de destrucción (Siebe et al., 1995; Martín del Pozzo et al., 2017). La morfología del cono es asimétrica, siendo el flanco oriental el de mayor inclinación, con una pendiente promedio de 34° (Martín del Pozzo et al., 2017).

3.1 Edificios volcánicos antiguos

El volcán Popocatepetl se puede definir como un estratovolcán recompuesto (composite cone), ya que ha registrado al menos 3 periodos de construcción y destrucción (Robin, 1984; Robin & Boudal, 1987; Siebe et al., 1995; Sosa-Ceballos et al., 2012). Los depósitos del evento destructivo más antiguo (depósitos de avalanchas de escombros) están distribuidos hacia el sur. La edad del primer colapso aún no ha sido establecida, marca la destrucción del paleovolcán Nexpayantla. Sin embargo, Martín del Pozzo et al. (2017) proponen que el colapso ocurrió alrededor de ~ 183 ka AP, edad que corresponde a las lavas más jóvenes asociadas a la paleoestructura (Sosa-Ceballos et al., 2015). El segundo edificio recibe el nombre de Volcán Ventorrillo, formado dentro de la cicatriz remanente del volcán Nexpayantla. Dicho edificio fue destruido por un colapso sectorial hace ~ 23 ka, evento que generó una gran avalancha de escombros hacia el S y detonó una erupción pliniana que

depositó la Pómez Tochimilco o “pómez blanca” (Espinasa-Pereña, & Martín del Pozzo, 2006; Martín del Pozzo et al., 2017). Sosa-Ceballos et al. (2012, 2015) proponen otra historia evolutiva del Ventorrillo, en donde la erupción de hace ~23 ka destruyó parcialmente el edificio, y fue solo hasta hace ~14.1 ka que fue completamente destruido por la erupción pliniana que dio origen a la Pómez Tutti Frutti. El edificio actual se forma posterior a la destrucción del Volcán Ventorrillo, creciendo a través de un conducto central. Desde su creación, el edificio actual ha emitido numerosas coladas de lava de hasta 22 km de longitud y diversas erupciones plinianas con el emplazamiento de flujos piroclásticos y depósitos de caída (Siebe et al., 1996; Martín del Pozzo et al., 2017).

3.1.1 Volcán Nexpayantla

Los depósitos se encuentran al NW del complejo volcánico, en la zona proximal se caracterizan por brechas piroclásticas y algunas coladas de lavas intercaladas. En las zonas distales disminuyen las brechas y predominan las coladas de lava. La secuencia se encuentra cortada por abundantes diques de hasta 60 m de espesor con orientaciones preferentes N-S y NW-SE. La distribución y geometría de los depósitos indica que el conducto central del volcán se hallaba en la zona del cerro el Ventorrillo (Martín del Pozzo et al., 2017). El volcán Nexpayantla creció por el emplazamiento de sucesivos flujos de lava andesítico-dacíticos y grandes domos dacíticos. Fue afectado por la glaciación Nexcoalango (~196 ka), que erosionó los valles en forma de “U” de las barrancas Hueyatlaco y Nexpayantla. El colapso del edificio genera el escarpe Tlamacas y el depósito de Avalanchas Tlayecac Inferior (Espinasa-Pereña, & Martín del Pozzo, 2006). Las edades reportadas ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) de las lavas que conforman la Barranca Nexpayantla son de 380-183 ka (Cadoux et al., 2011; Sosa-Ceballos et al., 2015; Martín del Pozzo et al., 2017; ver Fig. 6).

3.1.2 Volcán Ventorrillo

Creó dentro de la cicatriz del colapso del volcán Nexpayantla (Fig. 6). La distribución y geometría de los depósitos permiten estimar una localización de su conducto central próxima a la cima actual del complejo volcánico. El volcán Ventorrillo se formó mediante el emplazamiento de flujos de lavas andesíticas-dacíticas, que rodearon los domos previos y cubrieron la mayoría de los flujos de Nexpayantla. El ventorrillo colapsó hacia el suroeste hace ~23 ka y generó los depósitos de avalancha Tlayecac Superior. Este colapso fue seguido

por una erupción pliniana que depositó la Pómez Tochimilco hacia el sur. La removilización de los depósitos de avalancha generaron numerosos lahares y depósitos fluviales intercalados pertenecientes al relleno Chalcatzingo-Jonacatepec, que cubren la mayoría del área al suroeste del volcán (Espinasa-Pereña, & Martín del Pozzo, 2006; ver Fig. 8).

3.1.3 Volcán Popocatepetl

Inicia su formación con la erupción pliniana que da origen a la Pómez Blanca también llamada Tochimilco (~23 Ka), que derivó en el emplazamiento del flujo de lava Tochimilco de composición andesítico-dacítica, en dirección SE-S. La historia del cono moderno del Popocatepetl se ha caracterizado por sucesivas erupciones plinianas que han generado depósitos piroclásticos, derrames de lavas de corto y largo alcance, y la parcial destrucción del edificio volcánico durante la erupción pliniana que dio origen a la Pómez Tutti Frutti y las lavas del Fraile (~14.100 años AP). Los derrames de lava de largo alcance se han emplazado principalmente hacia el S-SE del volcán. También se ha registrado actividad fisural a lo largo de una franja con dirección SW-NE que atraviesa el edificio actual y dio origen a las lavas Ecatzingo al SW (~23.5 ka AP) y Nealtican al NE (~ 2 ka AP). La distribución de las lavas de corto alcance ha sido radial, se han originado en el conducto central y se restringen principalmente a la parte somital del volcán (Martín del Pozzo et al., 2017).

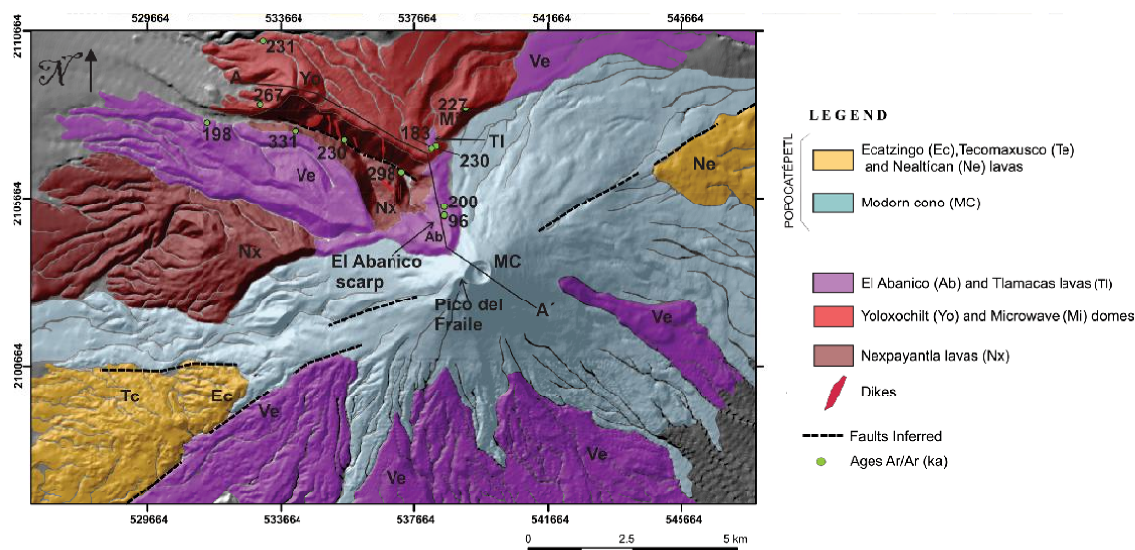


Figura 6. Derrames de lavas de los edificios volcánicos y principales lineamientos que han condicionado el emplazamiento de los flujos de lava fisurales (Ecatzingo y Tecomaxusco). Tomada y modificada de Sosa-Ceballos et al. (2015).

4. Morfoestratigrafía

Espinasa-Pereña, & Martín del Pozzo (2006; Fig. 7) dividen la zona en: (1) basamento sedimentario fallado y plegado, (2) conos de escoria y flujos de lava (scoria cones and lava flows), (3) pendientes de lava (lava slopes), (4) abanicos volcánicos de piedemonte (piedmont volcanic fans), (5) depósitos volcánicos en forma de lengua (tongue shaped volcanic deposits), (6) manto de depósitos piroclásticos (airfall tephra mantles), y (7) depósitos glaciares (glacial deposits).

- (1) El basamento aflora al sur de la zona (Figs. 7, 8), en forma de colinas redondeadas conformadas por rocas sedimentarias marinas del Mesozoico (calizas, areniscas y shales), pertenecientes a las formaciones Morelos, Cuautla y Mexcala, y los conglomerados terciarios de la Formación Balsas. Son cubiertos por los depósitos de las avalanchas de escombros Tlayecac Inferior y Superior, los flujos de lava Las Mesas, los depósitos de lahares Tulcingo, y el abanico volcanoclástico del complejo Coyula.
- (2) *Scoria cones and lava flows*: Esta unidad consiste en pequeños conos de escoria monogénéticos y los flujos de lava asociados, agrupados en dos unidades que se diferencian en edad y posición geográfica: *Atlixco volcanics* de edad terciaria (aflora al norte y este de la ciudad de Atlixco) y *Chichinautzin Formation* del Pleistoceno al Holoceno (aflora al oeste del área).
- (3) *Lava slopes*: Corresponde a las laderas de lava que conforman el edificio volcánico. Son flujos de lava dacítico-andesíticos, emitidos por los paleoedificios y el volcán Popocatepetl, agrupados de acuerdo a su grado de preservación: muy erosionados (Amacuilécatl, Nexpayantla, Ventorrillo), ligeramente erosionados o cubiertos (El Malpaís, Las Mesas, Metepec, San Pedro Benito Juárez), laderas glaciadas con frentes de flujo marcados (El Fraile, Ecatzingo), y laderas no-glaciadas con estructuras de flujo primarias (Las Cruces, Quimichule, Buenavista, Atlimiyaya, Chipiquixtle, Nealtican, Ombligo-Xalipilcáyatl).
- (4) *Piedmont volcanic fans*: Reconocen cuatro distintos abanicos de piedemonte compuestos por depósitos volcanoclásticos, con diferentes grados de disección: abanico Calpán que incluye los depósitos de la avalancha Mayorazgo, aflora al NE

sobre el pueblo del mismo nombre; abanico Tlayecac, se extiende hacia el SW de los pueblos Tetela y Hueyapan (no aflora en el área mapeada); abanico Coyula que se extiende hacia el SE (fuera del área mapeada) y el abanico Amecameca-Ozumba que aflora al NW y W del volcán.

- (5) *Tongue shaped volcanic deposits*: Son depósitos volcánicoclásticos con forma de lengua que rellenan los valles alrededor del volcán y algunos forman terrazas laterales, estos son: relleno Chalcatzingo-Jonacatepec (SW), terrazas Río Atila (S; sobre el Río Atila), relleno Hueyetlaquixtle (SW) sobre la barranca del mismo nombre, relleno Xalitzintla (N) sobre el valle Espinera, relleno Tianguismanalco (E) sobre el pueblo del mismo nombre, depósitos de lago Yancuitalpan (E), y terrazas Tecuanipan (E).
- (6) *Airfall tephra mantles*: Corresponde a los sucesivos depósitos de caída de pómez y ceniza que configuran el Popocatepetl. El depósito más somero se denomina Ceniza Negra, es un manto de varios metros que cubre el cono y sobre el cual se desarrolla el suelo.
- (7) *Glacial deposits*: Son valles en U y depósitos de morrenas formados por las últimas glaciaciones, afectan el flanco N del Popocatepetl y el flanco S del volcán Nexpayantla.

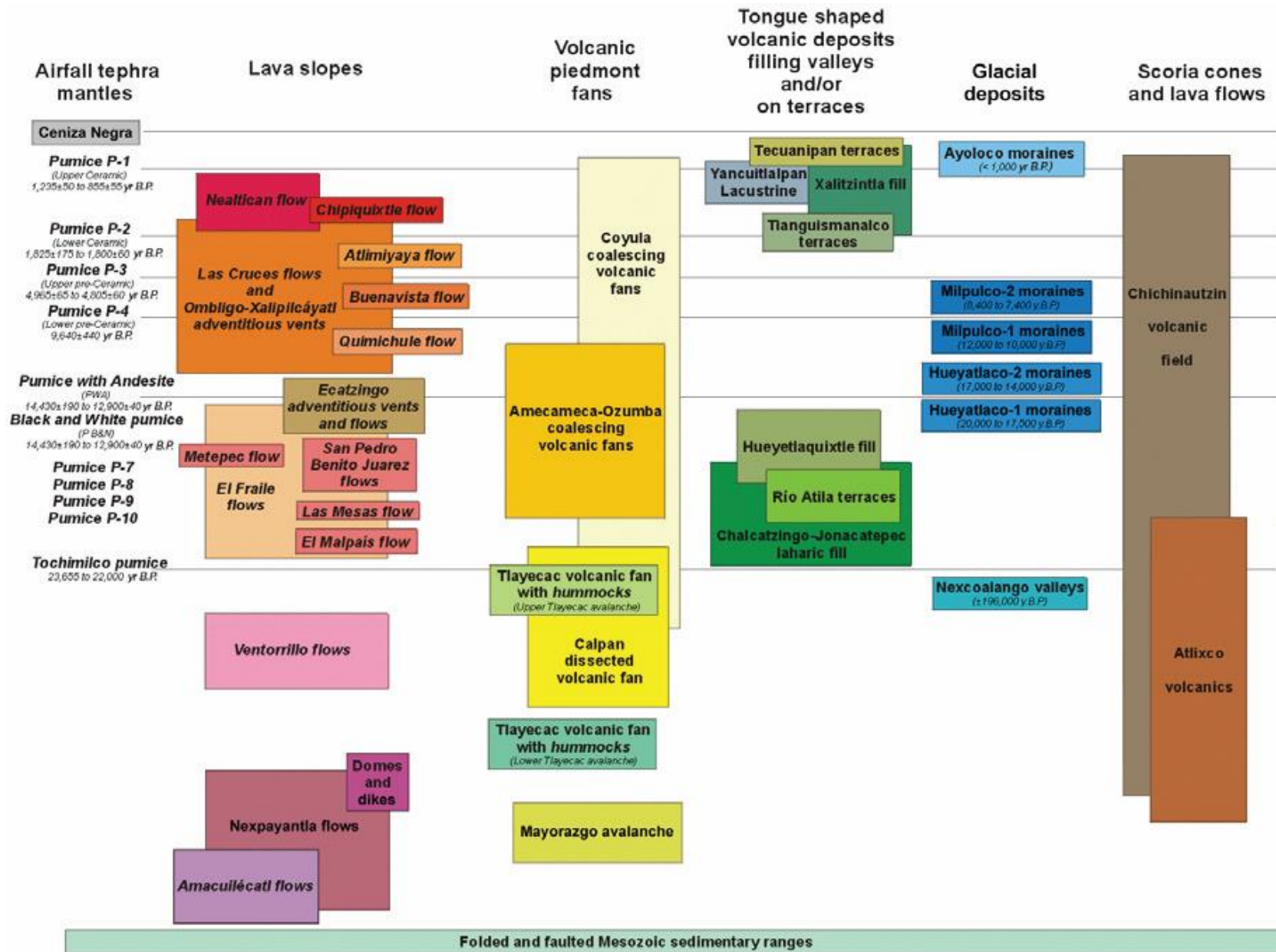


Figura 7. Relaciones estratigráficas del volcán Popocatepetl y las zonas aledañas. Tomado de Espinasa-Pereña, & Martín del Pozzo (2006).

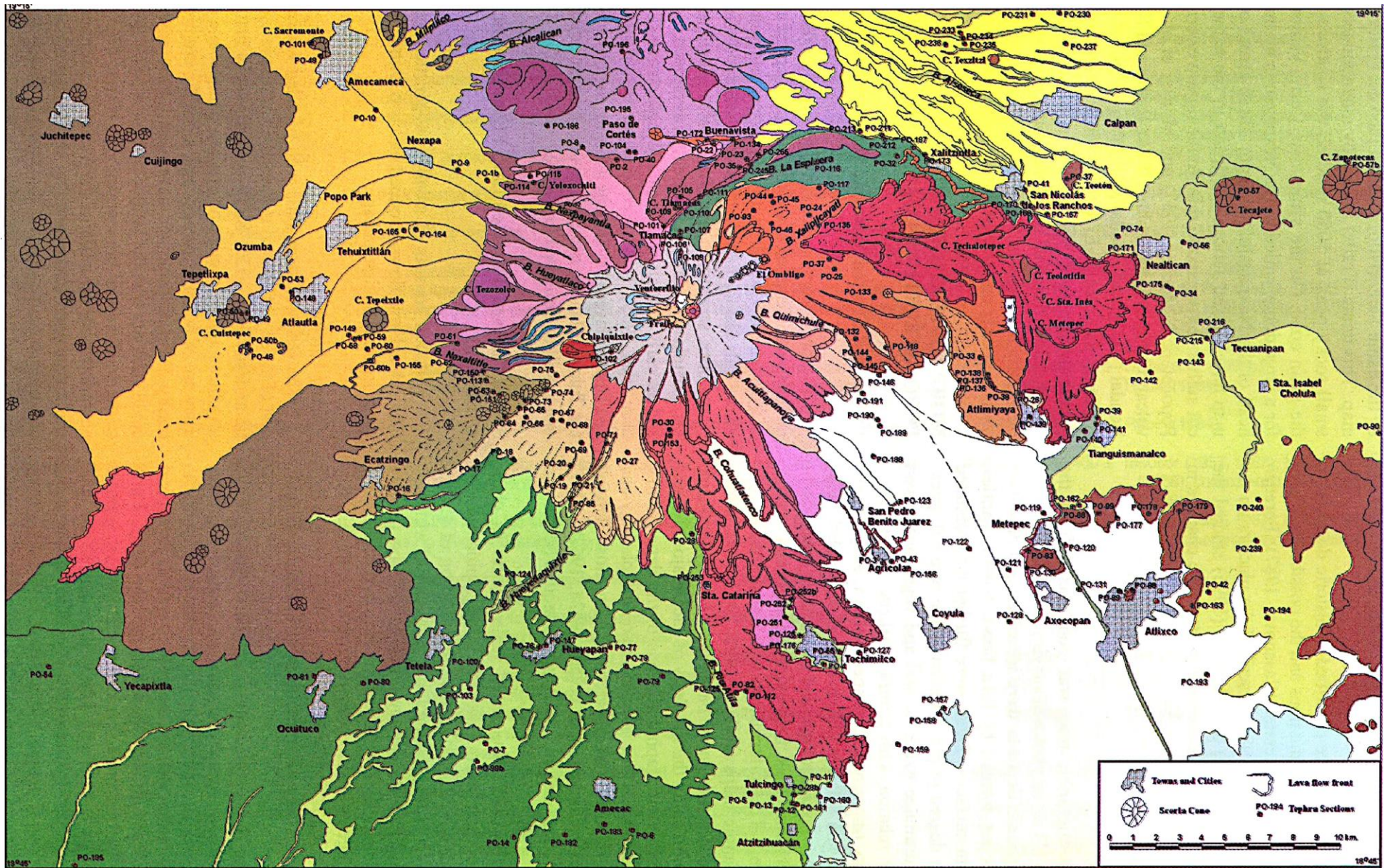


Figura 8. Mapa morfoestratigráfico del volcán Popocatépetl y las zonas aledañas. Las unidades y depósitos están condensados en la figura 6. Tomado de Espinasa-Pereña, & Martín del Pozzo (2006).

5. Actividad eruptiva del Pleistoceno

El volcán Popocatepetl ha sufrido numerosas erupciones plinianas y vulcanianas durante su creación. Al menos 7 erupciones plinianas de gran magnitud se han reconocido durante los últimos 25.000 años (Pleistoceno Tardío al Holoceno). En la época histórica ha predominado la actividad vulcaniana, sin embargo, el registro estratigráfico asociado es muy limitado. Debido a lo anterior la descripción de la actividad del volcán se concentra en las principales

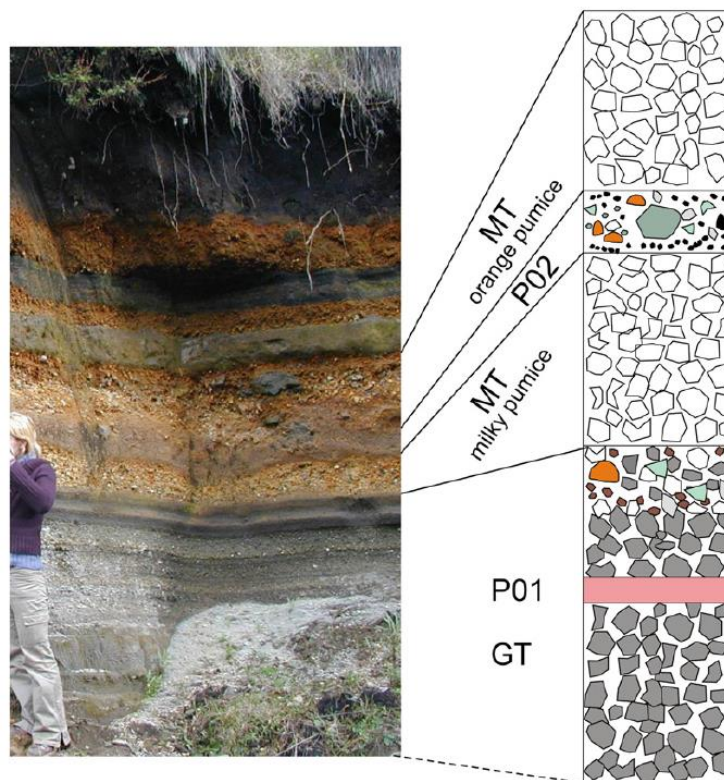


Figura 9. Columna estratigráfica esquemática y fotografía de los depósitos de flujo y caída de la Pómez Tutti Frutti. Tomada de Sosa-Ceballos et al. (2012).

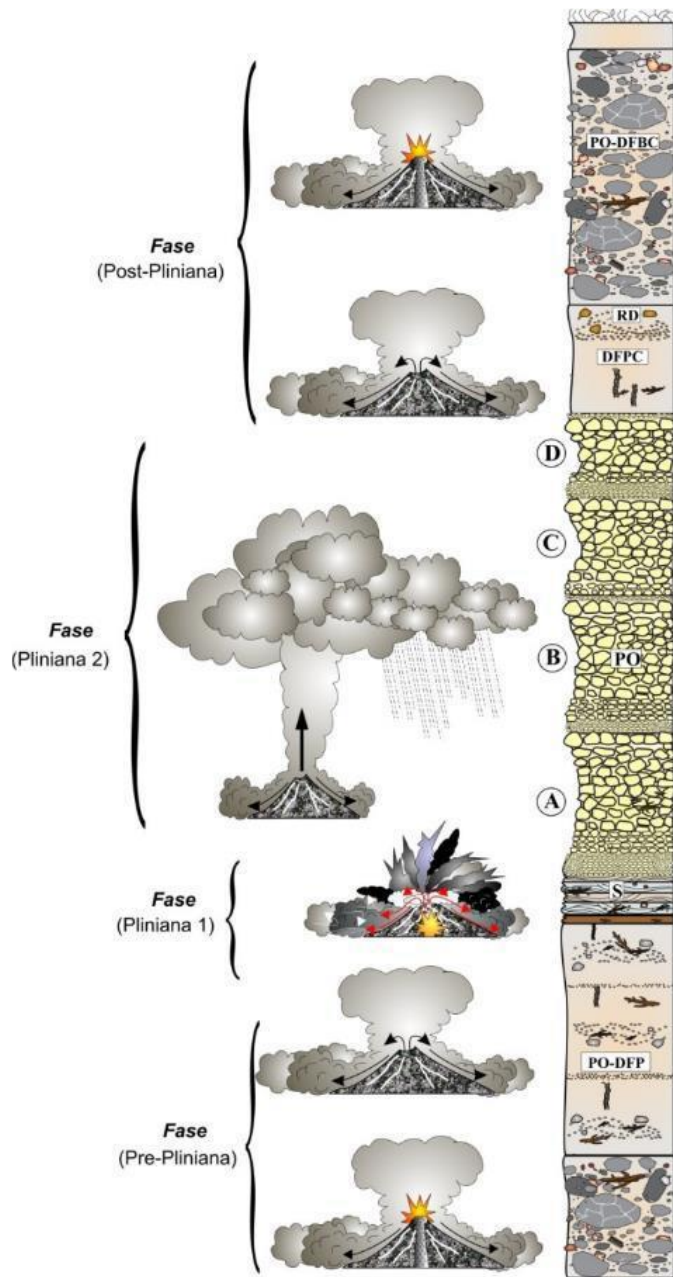
erupciones plinianas y sus productos efusivos derivados, ya que son fácilmente identificables en el campo. Aun así, se infiere que la actividad vulcaniana es la que predomina en el volcán.

Pómez Blanca o Tochimilco (~23.5ka AP): Erupción pliniana que marca la destrucción del paleovolcán El Ventorrillo y el inicio de la construcción del cono moderno. Es la erupción pliniana de mayor magnitud, y su eje de dispersión es hacia el sur. Es resultado del colapso del flanco SW del volcán Ventorrillo, que origina una explosión lateral inicial (blast) seguida por el ascenso de una columna eruptiva sostenida por varias horas, que alcanzó una altura de ~33 km. A raíz de la columna se produce el depósito de caída de pómez de composición

dacítica con líticos andesíticos-dacíticos. Posteriormente, se da el colapso de la columna generando flujos de pómez, ceniza y los subsecuentes lahares que removilizaron los sedimentos. La erupción finaliza con una fase efusiva que da origen al flujo de lava Tochimilco, el cual se emplaza desde el borde del cráter remanente hacia el S-SE. La lava es de composición andesítico-dacítica, inundó un área de 68 km², con una longitud máxima de 22 km desde su origen y espesores que varían entre 20 y 200 m (Martín del Pozzo et al., 2017).

Pómez con Andesita o “Tutti Frutti” (~14.1ka AP): Junto con el evento que dio origen a la Pómez Blanca, es la erupción pliniana más grande que registra el volcán Popocatepetl. Tiene un eje de dispersión hacia el NW. Se compone de tres unidades de caída de pómez intercaladas con depósitos de flujos y oleadas piroclásticas. En la base se encuentra la pómez gris, seguida de unas secuencias de oleadas y flujos piroclásticos, continúa con una caída de pómez color beige-blanquecino (pómez milky) y un depósito de flujo piroclástico, finaliza la secuencia con los depósitos de caída de la pómez naranja o Tutti Frutti (orange pumice) y depósitos de flujos y oleadas piroclásticas (ver Fig. 9).

La erupción inició con explosiones débiles de corta duración que colapsaban generando depósitos de oleadas piroclásticas, seguido se da un incremento en la explosividad que da origen a la pómez Milky, la columna eruptiva alcanzó 37 km de altura antes de colapsar y generar flujos piroclásticos. Un nuevo incremento en la explosividad forma una columna de 44 km de altura de la cual surge la pómez Tutti-Frutti, que se distingue por abundantes líticos metamórficos y de granodiorita (Sosa-Ceballos et al., 2012; Martín del Pozzo et al., 2017).



6. Actividad eruptiva del Holoceno

Siebe et al. (1996) reconocen 3 erupciones plinianas en tiempos prehispanicos que han afectado los asentamientos humanos de la época. Los depósitos fueron nombrados Upper Pre-Ceramic Plinian Eruptive Sequence (UPCPES), Lower Ceramic Plinian Eruptive Sequence (LCPES), Upper Ceramic Plinian Eruptive Sequence (UCPES). Estas erupciones también son nombradas como: Pómez Ocre, Pómez Lorenzo y Pómez Rosa respectivamente (Martín del Pozzo et al., 2017).

Pómez Ocre – UPCPES (~4950 años AP): La erupción se desarrolló en cuatro fases: Pre-pliniana, pliniana 1, pliniana 2 y post-pliniana (Fig. 10). Las etapas se diferencian por los estilos de actividad eruptiva que les dieron origen. La fase pre-pliniana consta de flujos de bloques y ceniza originados por destrucciones de domos, y pequeñas erupciones vulcanianas que derivaron en el

Figura 10. Esquema y columna estratigráfica de los depósitos que conforman la fase eruptiva “Pómez Ocre”. Tomada de Martín del Pozzo et al. (2017).

emplazamiento de flujos piroclásticos, seguida por un periodo de quietud que permitió el desarrollo de un suelo incipiente (15-20 cm). La siguiente etapa, pliniana 1, es precursora de la fase pliniana principal, consiste en diversas explosiones freatomagmáticas que generan al menos siete depósitos de oleadas piroclásticas, que alcanzan distancias de 5 y 7 km desde el

cráter en dirección N-NW (ver Fig. 12). Durante la fase pliniana 2 o principal se emplazan depósitos de caída de pómez y ceniza desde una columna eruptiva sostenida que superó los 30 km de altura. Los depósitos cubren un área de 493 km² en dirección NNE, con un total de 1.21 km³ de material expulsado. La composición de la pómez es predominantemente andesítica, los líticos varían entre granodioritas, escorias rojas-negras, y líticos de calizas grises. La secuencia está compuesta por cuatro capas delgadas de caída de pómez (A, B, C, D) granocrecientes. La última fase de erupción (post-pliniana) representa la disminución en la altura de la columna y su posterior colapso, que fue sucedido en un periodo posterior por actividad vulcaniana, dando origen a pequeños flujos piroclásticos que se depositaron alrededor del cráter. El evento finaliza con actividad peleana, que consistió en la destrucción de un domo formado en el cráter, produciendo depósitos de flujo de bloques y cenizas que se emplazaron en dirección NE y fueron removilizados por lahares de gran volumen que drenaron hacia el Valle de Puebla (Arana-Salinas et al., 2010; Martín del Pozzo et al., 2017).

Pómez Lorenzo – *LC PES* (~2150 años AP): Inicia con depósitos de oleadas piroclásticas, evoluciona a una erupción pliniana con una columna sostenida que alcanzó una altura de ~20 km, generando

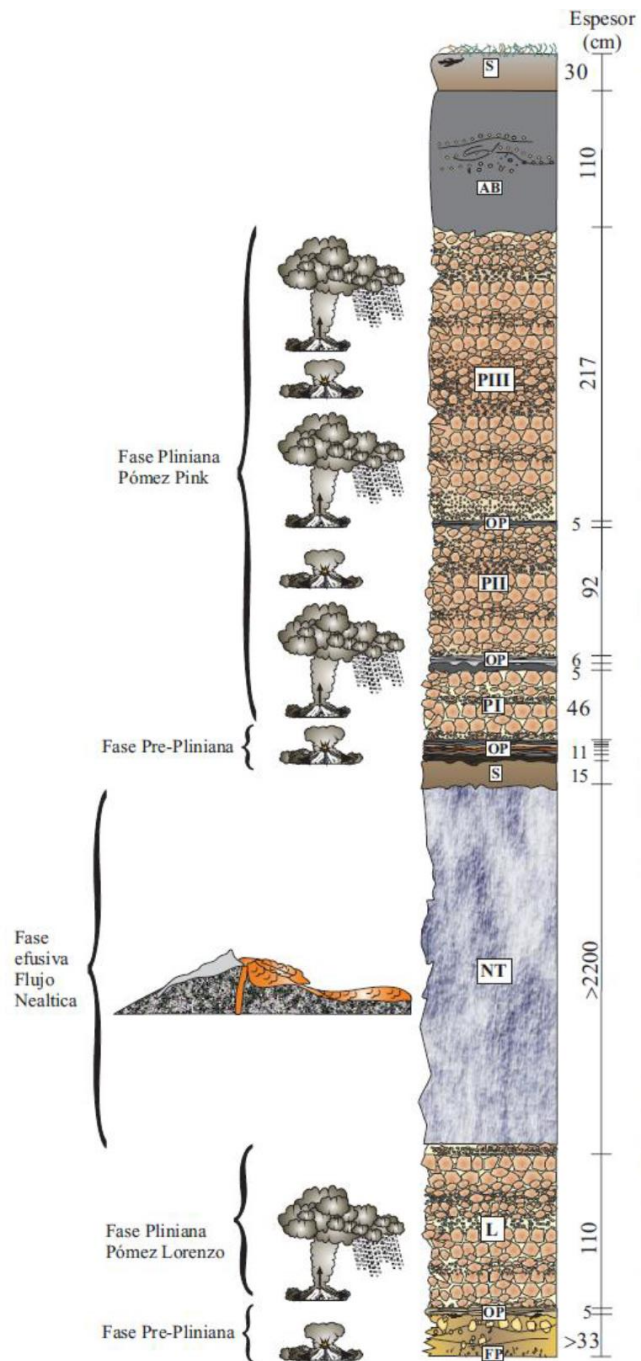


Figura 11. Columna estratigráfica compuesta por los depósitos de las erupciones plinianas “Pómez Lorenzo” y “Pómez Pink”. Tomada de Martín del Pozzo et al. (2017).

un depósito de caída de pómez y ceniza de color anaranjado, de composición andesítica con clastos de escoria gris oscura y lutitas verde claro (Fig. 11), distribuidos hacia el E del cráter (Fig. 12). La erupción finaliza con el emplazamiento radial de flujos de ceniza y la emisión del flujo de lava Nealtican de composición andesítico-dacítico, el cual se origina en la ladera NE sobre una falla que atraviesa el volcán con dirección NE-SW. El derrame de lava fluye hacia el NE-E y finalmente hacia el S, alcanza distancias de 18 km y espesores entre 20 y 80 m (43 m en promedio) (Siebe et al., 1996; Martín del Pozzo et al., 2017).

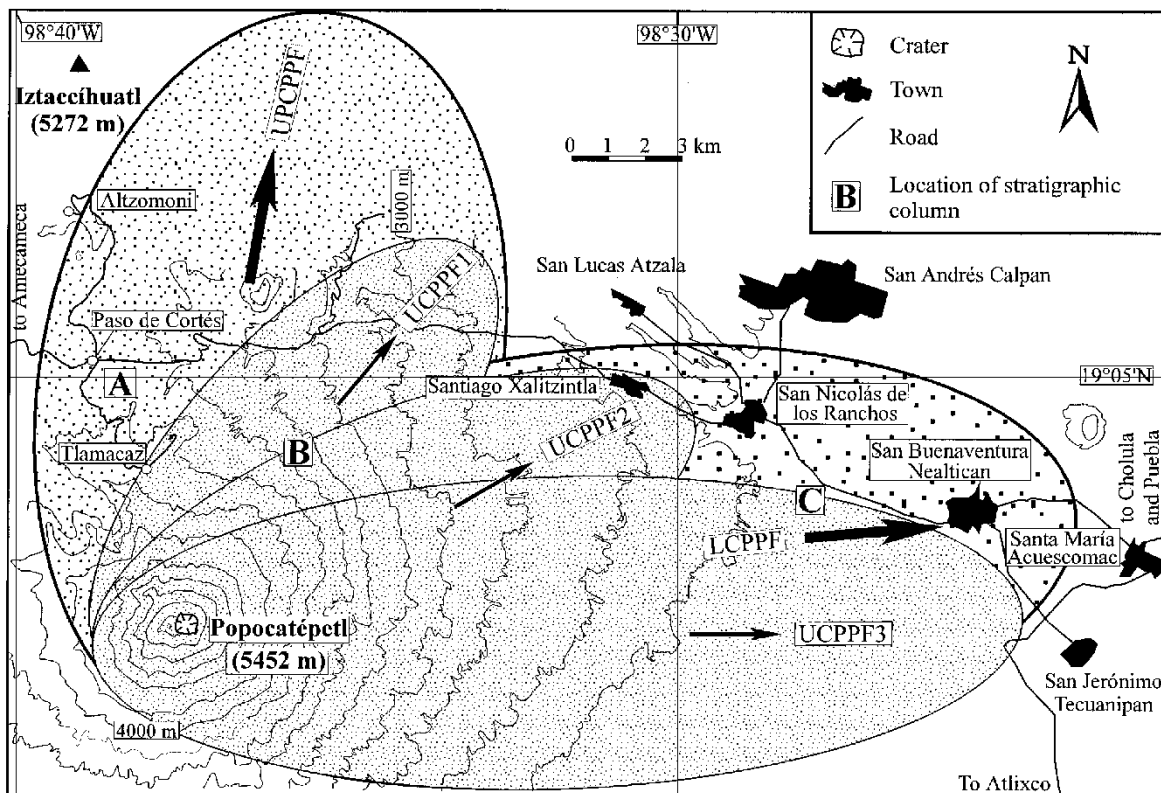


Figura 12. Mapa de isópacas de los depósitos de caída de pómez, asociados a las erupciones plinianas del Holoceno. Las flechas indican la dirección del eje de dispersión de cada uno de los eventos. Las regiones sombreadas representan espesores >50 cm. Tomado de Siebe et al. (1996).

Pómez Rosa – UCPES (~1100 años AP): La erupción se desarrolla en cuatro fases eruptivas: fase inicial “Pink 0”, compuesta por depósitos de caída de ceniza, flujos piroclásticos y pequeños lahares seguidos por explosiones hidromagmáticas que derivan en el emplazamiento de oleadas diluidas (Fig. 11). Posteriormente se da la actividad eruptiva principal en 3 pulsos plinianos que producen 3 depósitos de caída de pómez llamados “Pink I, II y III”. El primero se depositó en dirección NE, el segundo hacia el ENE y el tercero al

E (ver Fig. 12). Están compuestas por fragmentos angulares de pómez andesítica rosada y grisácea, separados por depósitos de oleadas piroclásticas. La erupción finaliza con caídas y flujos de ceniza y lahares que afectaron los valles de Puebla y Atlixco. Varios asentamientos humanos fueron inundados por los depósitos de lahares, incluido Cholula que era el mayor centro urbano de la región durante el Clásico y Post-Clásico (Siebe et al., 1996; Martín del Pozzo et al., 2017).

7. Geología estructural

Las estructuras principales que afectan el volcán Popocatepetl fueron propuestas por De Cserna et al. (1988). Dichos autores identifican fallas normales, laterales y fisuras (ver Fig. 13). Las fallas normales son: Tochimiscalco (1), de rumbo NNW-SSE y Tetela (2), de dirección NE-SW, ambas afectan el flanco S-SE del volcán. La falla principal que atraviesa el cono en dirección NE-SW la dividen en dos partes, falla Atexca (3) al NE y falla Tlaltezompa (4) al SW, sobre las cuales se ubican diversos centros de emisión de flujos de lava y conos de spatter. La falla Tlamacas (5) delimita el sector norte del paleovolcán Nexpayantla y probablemente tuvo injerencia durante el colapso del edificio. La falla Nexpayanta (6), con dirección NW-SE, forma la barranca del mismo nombre (Martín del Pozzo et al., 2017).

Martín del Pozzo et al. (2017) establece la dinámica estructural del volcán a partir de trabajos previos y datos obtenidos en campo donde midieron fracturas, fallas, foliaciones y actitudes de diques. Sobre el domo Tlamacas (relicto del paleovolcán Nexpayantla; aflora al norte del cono actual) toman 63 datos de fracturas, cuyos polos indican rumbos NW-SE y fuertes echados. En las lavas del volcán Nexpayantla observan diques de andesita y dacita, con edades entre ~230-198 ka según Sosa-Ceballos et al. (2015). Los diques tienen una orientación N-S y NW-SE, con fracturas de enfriamiento que forman 3 familias, una de las cuales es paralela a las paredes del dique. Sobre las lavas del volcán Ventorrillo toman datos de 14 fracturas que presentan una orientación NNW-SSE, esto sugiere que el esfuerzo horizontal menor tenía una dirección NE-SW. Debido a la edad del volcán Popocatepetl no se pueden obtener mediciones de fracturas que permitan establecer el patrón de esfuerzos de los últimos 22 ka. La falla que corta al volcán en sentido NE-SW ha servido como zona de emplazamiento de conos adventicios, flujos de lava (Nealtican y Ecatzingo) y cráteres de explosión, que de acuerdo con lo establecido por Nakamura (1977), obedece a un giro del esfuerzo mínimo horizontal, que se orienta actualmente en dirección NW-SE.

Arámbula et al. (2010) establece el campo de esfuerzos en el Popocatepetl con base en la localización de epicentros de sismos volcanotectónicos. El 95% de los sismos se localizan directamente debajo del cráter del volcán a profundidades entre 3 y 4 km. A partir de los

mecanismos focales determinan el esfuerzo mínimo horizontal en dirección NNW-SSE (Fig. 14).

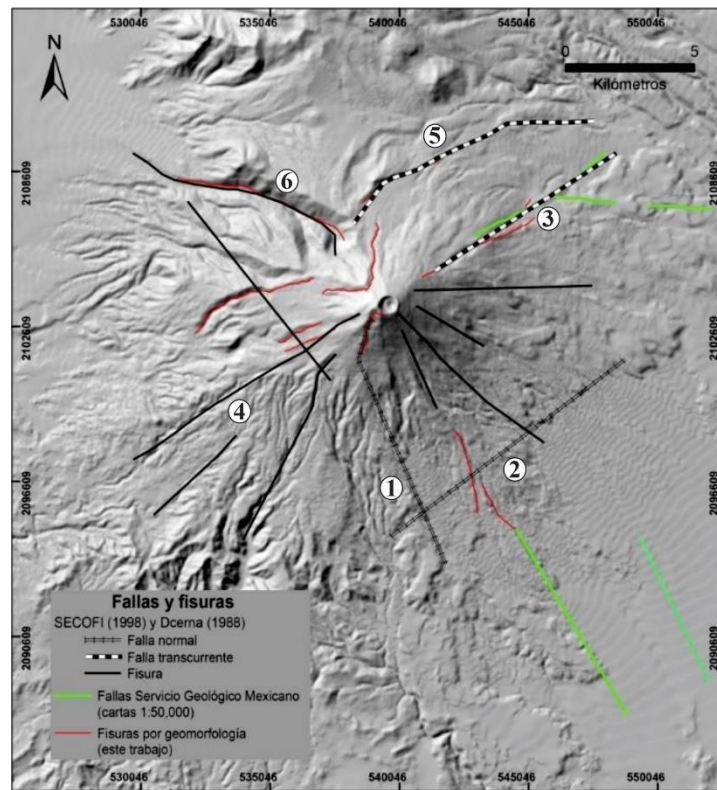


Figura 13. Fallas y fisuras del volcán Popocatépetl propuestas por De Cserna et al. (1988) y Martín del Pozzo et al. (2017). Tomada de Martín del Pozzo et al. (2017).

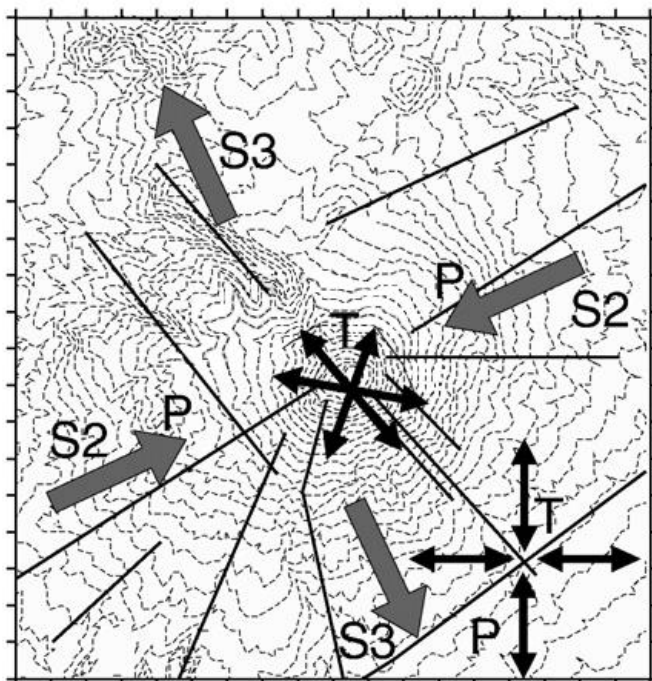


Figura 14. Modelo tectónico propuesto por Arámbula et al. (2010). Las flechas grandes representan la dirección de mayor (S2) y menor (S3) esfuerzo horizontal. Las líneas son las fisuras y fallas propuestas por De Cserna et al. (1988). Las flechas pequeñas representan los ejes de presión (P) y tensión (T) observados en el volcán Popocatépetl (Arámbula et al., 2010).

8. Terremoto Puebla - Morelos

El 19 de septiembre del 2017, el centro de México fue sacudido por un sismo intraplaca de magnitud M_w 7.1. El epicentro se localizó ~70 km al sur del volcán Popocatepetl, a 57 km de profundidad (Fig. 15). El mecanismo focal corresponde a una falla normal con un ángulo de inclinación de 44-47° (Melgar et al., 2018). El sismo generó la mayor aceleración del terreno (PGA: 57.1 cm/s^2) y la sacudida más fuerte registrada en la ciudad de México (Singh et al., 2018). Ha sido el evento más destructivo desde el terremoto de 1985 de magnitud M_w 8.1. La aceleración registrada en la estación PPGI, localizada en las pendientes del volcán Popocatepetl registró valores de aceleración (PGA: 106.8 cm/s^2) mucho mayores a los registrados en la estación sísmica Ciudad Universitaria (CU) ubicada en la ciudad de México, ~127 km al norte del epicentro (Singh et al., 2018; Coviello et al., 2021). Esto se debe a la proximidad del volcán con el epicentro (casi la mitad de la distancia en comparación con la estación CU), junto con amplificaciones locales causadas por el relieve del edificio volcánico (Melgar et al., 2018; Coviello et al., 2021).

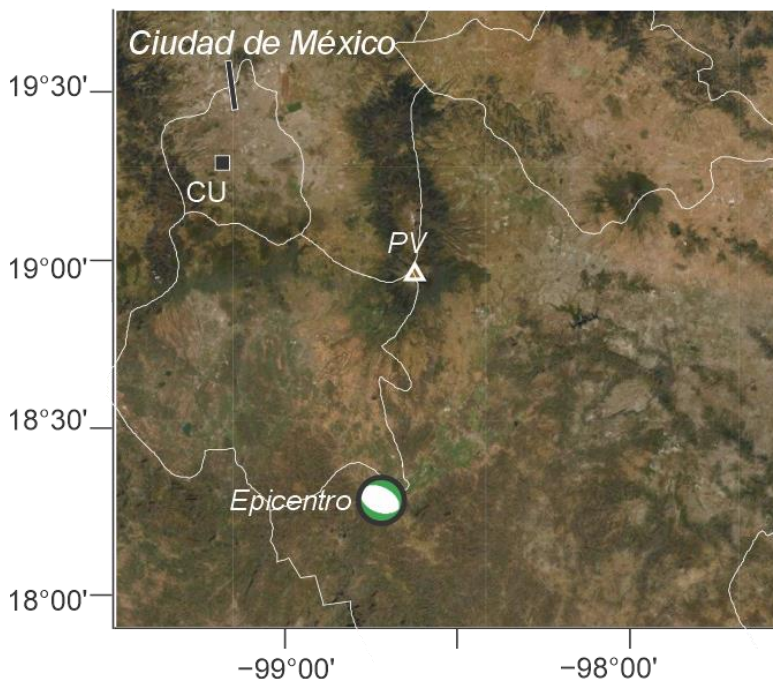


Figura 15. Localización del epicentro. PV: Volcán Popocatepetl, CU: Estación sísmica Ciudad Universitaria. Tomada y modificada de Singh et al. (2018).

Como resultado del sismo, los flancos del volcán fueron afectados por cientos de deslizamientos superficiales que involucraron suelo y parte de la cobertura volcanoclástica

no consolidada; el área afectada fue de 3.8 km² (Coviello et al., 2021). Los eventos de mayor magnitud fueron los *soil slip* que se registraron en las barrancas Hueyatlaco y Huitzilac, al oeste del edificio volcánico y sobre la barranca Xalipilcayatl al este (Fig. 16). Paralelo a la barranca Hueyatlaco se registraron fracturas extensionales de 1 km de longitud y algunas fallas normales locales con desplazamientos de 40-50 cm (Coviello et al., 2021). Cientos de deslizamientos menores fueron registrados principalmente en el flanco suroeste del edificio volcánico, en las pendientes empinadas de los montículos formados por los depósitos de avalancha de escombros de 23.5 ka (Espinasa-Pereña y Martín-Del Pozzo, 2006; Siebe et al., 2017).



Figura 16. Localización de las barrancas afectadas por los PRM.

Los *soil slip* movilizaron un volumen cercano a 1.35×10^6 m³ de depósitos de caída de ceniza y pómez (Coviello et al., 2021). Los escarpes midieron 640 m de largo y 4 m de profundidad en Hueyatlaco, 740 m en longitud y 3 m en profundidad en Huitzilac y 400 m en longitud y 3 m en profundidad en Xalipilcayatl. Los *soil slip* se transformaron en 3 flujos de detritos. Sobre la barranca Huitzilac, el deslizamiento de mayor tamaño se originó en uno de sus flancos e impactó el lado opuesto, sobrepasando parcialmente la cima de la barranca (Coviello et al., 2021). Otros dos *soil slip* contribuyeron en la formación del flujo de detritos subsecuente que se desplazó 7.7 km antes de diluirse en un *streamflow* (Coviello et al., 2021). El espesor observado de los depósitos fue menor o igual a 3 m, pero las marcas de lodo sobre los árboles y las terrazas laterales llegaron hasta los 10 m de altura en zonas proximales y 1.5

m en zonas distales. En la barranca Hueyatlaco, el flujo de detritos se desplazó por 6.4 km. El espesor observado de los depósitos fue de 50 cm pero las marcas de agua en las zonas proximales alcanzaron una altura de 5 m. En contraste, el flujo de la barranca Xalipilcayatl se desplazó cerca de 1.5 km y el espesor observado de los depósitos fue de 1,2 m (Coviello et al., 2021).

Durante los 30 días previos al sismo se registraron 200 ml de precipitaciones, en donde 19,7 ml fueron acumulados 2 días antes del evento (Coviello et al., 2021). Por lo tanto, los depósitos que conforman las barrancas afectadas se encontraban hidratados o parcialmente saturados cuando ocurrió el terremoto. Resultados del procesamiento de imágenes Sentinel-1 SAR indicaron claramente que los *soil slip* al oeste, en las barrancas Huitzilac y Hueyatlaco, ocurrieron entre el 17 y 23 de septiembre de 2017. Entre el 19 y 23 de septiembre se registraron pocos milímetros de lluvias en la zona, por lo que se asume que los *soil slip* y posteriores flujos de detritos fueron cosísmicos (Coviello et al., 2021).

9. Inventario de deslizamientos

A raíz del sismo ocurrido el 19 de septiembre de 2017, se reportaron en el edificio volcánico cientos de deslizamientos que afectaron los depósitos superficiales y unidades morfoestratigráficas que configuran los flancos del volcán Popocatepetl. Dos tipos de fenómenos fueron registrados: *soil slip* y deslizamientos superficiales menores. En una franja con dirección NE-SW respecto al cono, se concentran los *soil slip* que evolucionaron como flujos de detritos, desplazándose por varios kilómetros a lo largo de las barrancas que los contenían. Los deslizamientos menores se registraron al oeste, sur y sureste del cono, afectando las poblaciones aledañas al edificio, principalmente la municipalidad de Tetela del Volcán al sur del cono. Para poder determinar los factores que contribuyeron en la inestabilidad del terreno y permitieron el desarrollo de los *soil slip* se evalúan previo a los deslizamientos, las características de las zonas afectadas. Para esto es necesario realizar un inventario de deslizamientos que permita reconocer las similitudes del terreno.

9.1 Índices de Vegetación y triángulo de reflectividades

La interacción de los elementos presentes en la superficie terrestre con la radiación electromagnética está sujeta a la naturaleza de los materiales y su composición. Cuando la radiación solar incide sobre un objeto, se producen fenómenos de absorción, dispersión y reflexión. La suma de la reflexión y dispersión corresponde a la radiación reflejada por el material que junto con la irradiancia (potencia de la radiación solar por unidad de área) permiten definir la reflectividad espectral del material. Los procesos de absorción se encuentran localizados en longitudes de onda concretas que dependen directamente de los componentes presentes en los objetos. Esta distinta forma en que interactúa la radiación electromagnética con la materia determina la respuesta espectral de las superficies naturales posibilitando su estudio. Los índices de vegetación son parámetros calculados a partir de los valores de la reflectividad a distintas longitudes de onda, que permiten extraer la información relacionada con la cobertura vegetal (Gilabert et al., 1997).

Los sistemas satelitales de observación de la tierra ofrecen imágenes multispectrales y multitemporales, que permiten evaluar y monitorear el estado de la vegetación. Para lograr esto, la información satelital está constituida por imágenes multibanda en donde cada una de las bandas representa una franja del espectro electromagnético. Los índices de vegetación

son operaciones algebraicas efectuadas sobre los valores numéricos de los píxeles, usando dos o más bandas presentes en la imagen (Muñoz, 2013).

El triángulo de reflectividades es una representación bidimensional de las propiedades y el estado de la cubierta vegetal, basado en la combinación lineal de los valores de reflectividad en las zonas espectrales del rojo e infrarrojo cercano de una imagen satelital. El triángulo de reflectividad permite observar el estado de la vegetación y la superficie, se puede ver si la vegetación está sana, en crecimiento, si es escasa o corresponde a suelo desnudo. La radiación de la banda roja es usada debido a su alta absorción por parte de las hojas. En contraste la radiación del infrarrojo cercano es reflejada en un 90% por la vegetación sana. Esta relación entre alta absorción de radiación roja y alta irradiancia de radiación infrarroja (Fig. 17) es una característica propia de la cobertura vegetal (Gilabert et al., 1997).

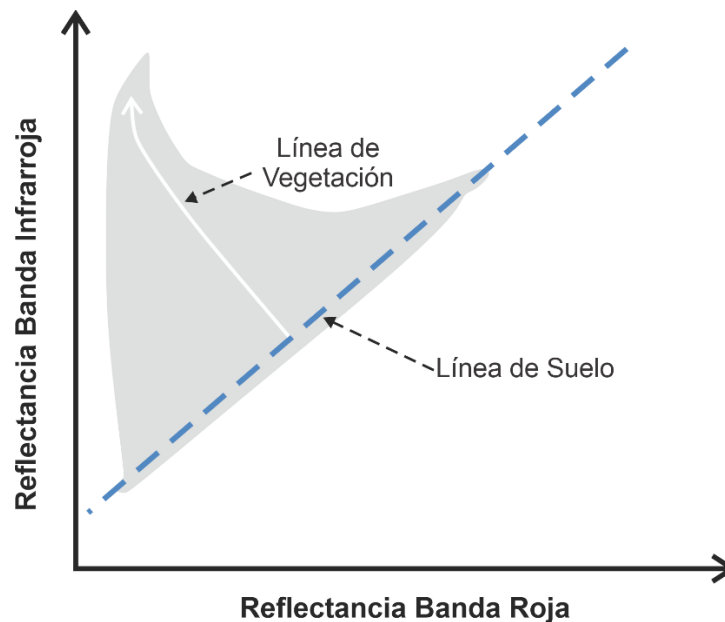


Figura 17. Triángulo de reflectividad. Las regiones sobre la línea de suelo corresponden a la cobertura vegetal. Tomada de Muñoz (2013).

El Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI) es el más utilizado para todo tipo de aplicaciones. Su uso generalizado se da por la simplicidad del cálculo y su fácil interpretación. Corresponde a la diferencia entre la reflectancia de las bandas del infrarrojo cercano (NIR) y rojo visible (RED) dividido por la suma de estas dos. Como lo muestra la siguiente ecuación:

$$\text{NDVI} = (\text{NIR} - \text{RED}) / \text{NIR} + \text{RED} \quad [1]$$

Los valores del NDVI son adimensionales y varían entre -1 y 1. En donde los valores negativos corresponden a objetos inertes y los valores positivos indican la cobertura vegetal y su estado de salud.

9.2 Creación del inventario de deslizamientos

El inventario de deslizamientos se elaboró analizando 4 imágenes Pleiades de 50 cm de resolución adquiridas por el Centro de Geociencias en convenio con investigadores de la *Facultad de Ciencias y Tecnología* de la universidad *Free University of Bozen-Bolzano*. La fecha de captura de las imágenes es del 11 de noviembre del 2017 (55 días posterior al sismo). Abarcan el cono volcánico y las regiones afectadas en los flancos y faldas del edificio (Fig. 18). Los programas utilizados para elaborar el inventario de deslizamientos fueron ENVI y ArcMap. El procesamiento se realizó en 3 fases que consisten en: (1) procesamiento en ENVI, (2) procesamiento en ArcGIS, y (3) revisión y comprobación de los resultados (Fig 19).

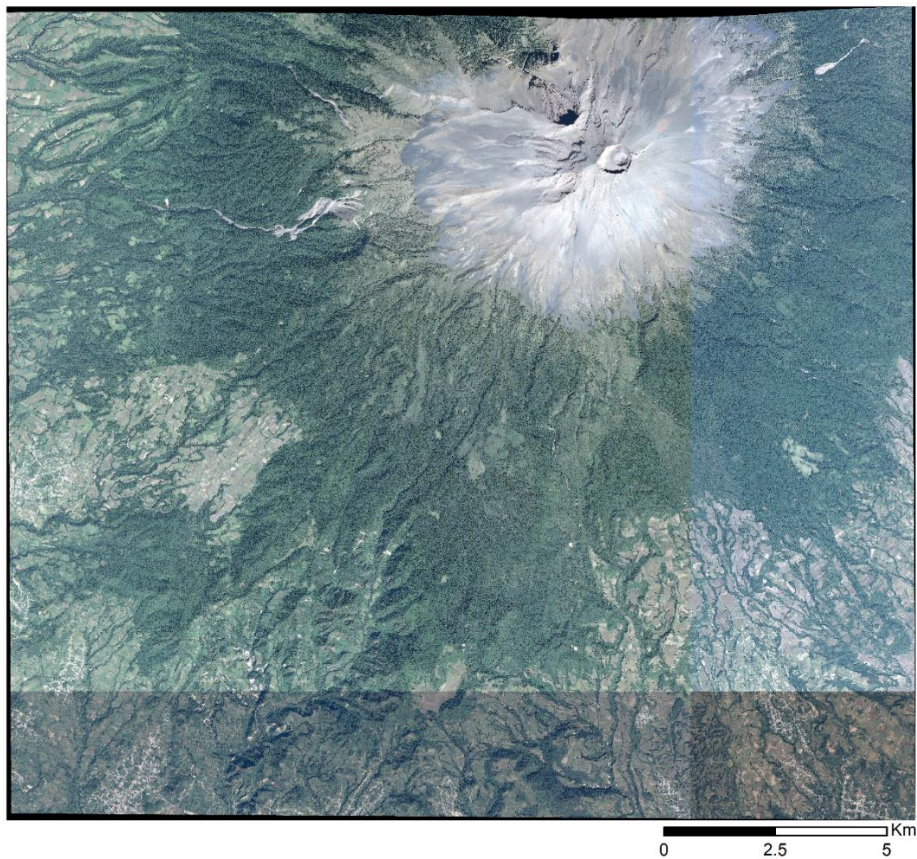


Figura 18. Mosaico de las 4 imágenes Pleiades utilizadas para realizar el inventario de deslizamientos.

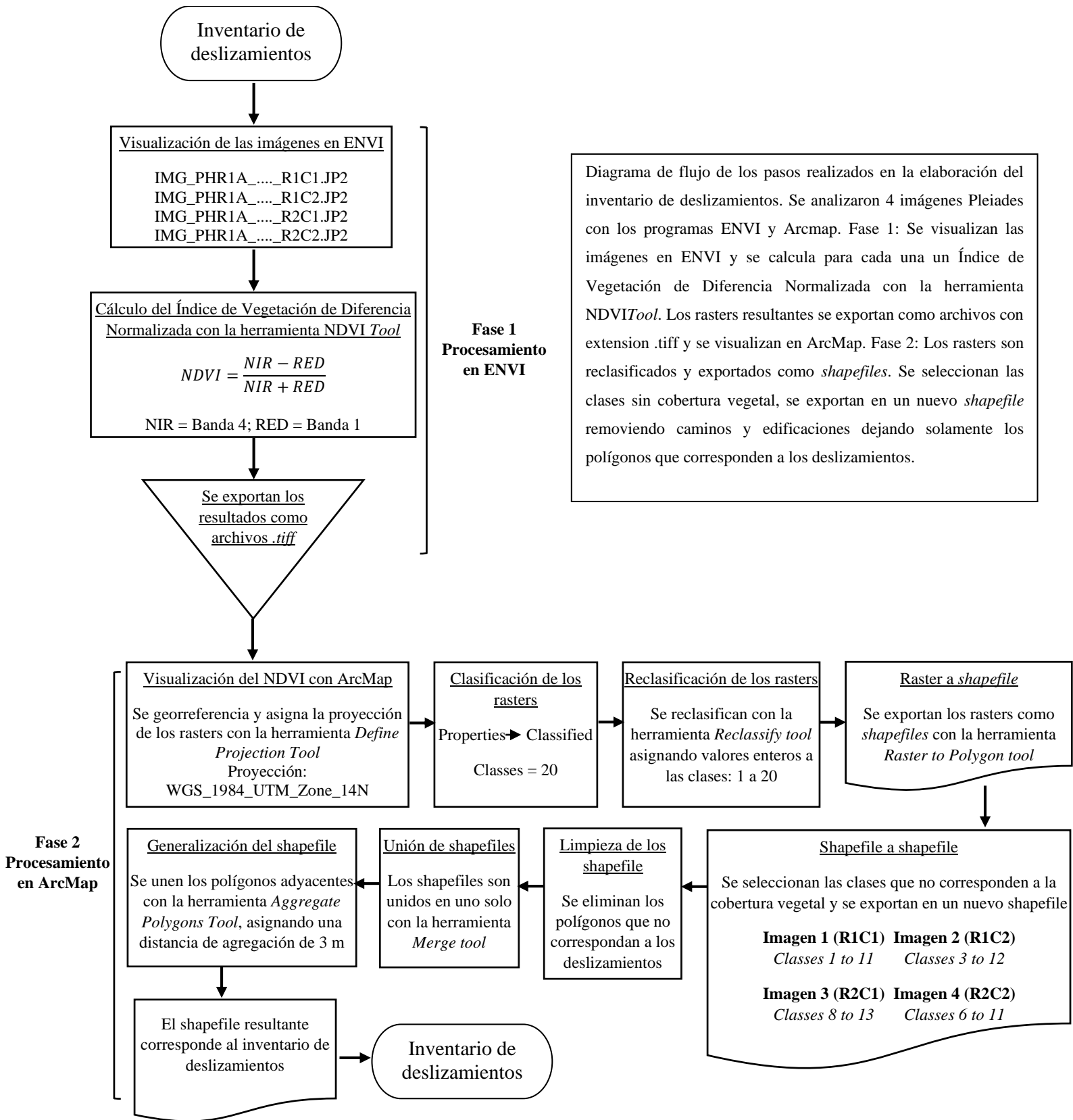


Figura 19. Pasos tomados en la elaboración del inventario de deslizamientos.

La primera fase consiste en el cálculo de un Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI, Fig. 20) para cada una de las imágenes mediante el uso de la herramienta NDVI tool de ENVI. Las imágenes Pleiades están compuestas por 4 bandas espectrales, 3 corresponden al espectro visible de luz: rojo, verde, azul y la cuarta tiene valores del infrarrojo cercano en el espectro de radiación electromagnética. Una vez realizado, el raster resultante es exportado como un archivo de extensión .tiff para poder procesarlo en la herramienta Arcmap. La segunda fase consiste en la clasificación y discriminación de los datos obtenidos para terminar únicamente con los valores que corresponden a los deslizamientos (sin cobertura vegetal). Esto se logra reclasificando el raster obtenido para posteriormente convertirlo en un archivo de polígonos que contenga solamente las clases que correspondan a los deslizamientos. El proceso se explica paso a paso en el diagrama de flujo de la figura 19. Al finalizar la fase 2 el archivo obtenido contiene solamente los polígonos de los deslizamientos, habiendo eliminado los valores de cobertura vegetal, vías y edificaciones de las zonas rurales adjuntas al volcán. La tercera fase consiste en una comprobación visual del resultado, suprimiendo polígonos que no correspondan a zonas de deslizamientos, por ejemplo la porción alta del cono que por su altitud está ausente de vegetación. Se corrigen algunas formas y límites obteniendo finalmente el inventario de deslizamientos.

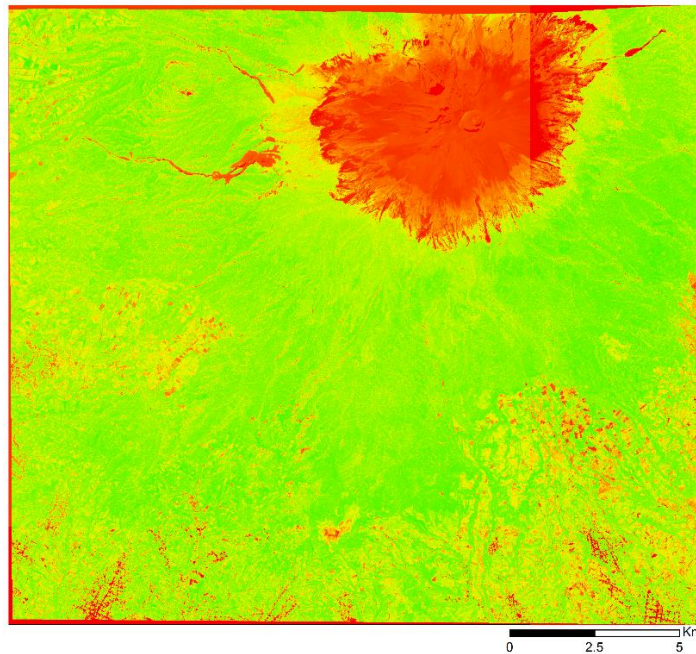


Figura 20. NDVI de las cuatro imágenes Pleiades calculado con el software ENVI. Los colores rojos corresponden a las regiones sin cobertura vegetal.

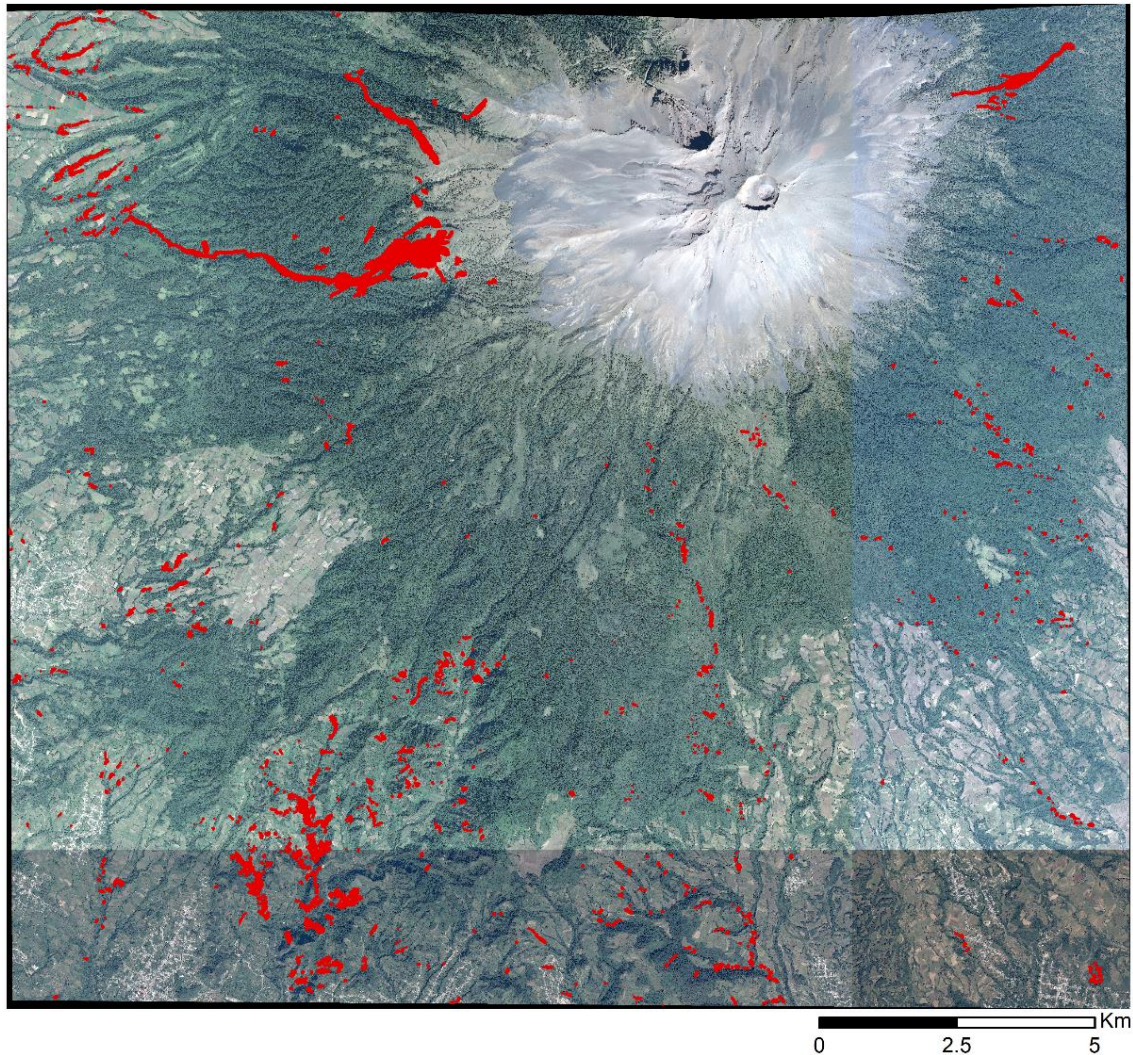


Figura 21. Inventario de deslizamientos. Las áreas en color rojo representan las regiones afectadas por los deslizamientos. Los *soil slip* son los polígonos de mayor tamaño, localizados en el flanco NE, NW y W.

El inventario de deslizamientos (Fig. 21) está constituido por dos tipos de eventos. Los *soil slip* de mayor tamaño, localizados en una franja NE-SW respecto al cono del volcán, se transformaron en flujos de escombros y se movilaron varios kilómetros por las barrancas que los contenían. Los otros eventos que se registran son deslizamientos de menor magnitud que incluyen la porción más superficial del terreno y no implicaron una removilización de los sedimentos, ni derivaron en la formación de flujos. Los deslizamientos menores se registraron principalmente en el flanco sur del edificio volcánico. El área de estos eventos varía de decenas a pocos miles de metros cuadrados. En contraste, los *Soil slip* son los fenómenos de mayor magnitud, llegando a afectar regiones superiores a 80 hectáreas,

incluyendo el cuerpo y la cola del flujo de detritos derivado. En total se contabilizaron 1380 deslizamientos. Los resultados son condensados en un histograma de frecuencia por área (Fig. 22). El 70% de los deslizamientos abarcan regiones menores a los 1000 m² mientras que los de mayor magnitud representan menos del 8% de los procesos registrados. Los 3 eventos de mayor tamaño superan los 100 mil m² del área de afectación, incluyendo el cuerpo y cola de los flujos asociados.

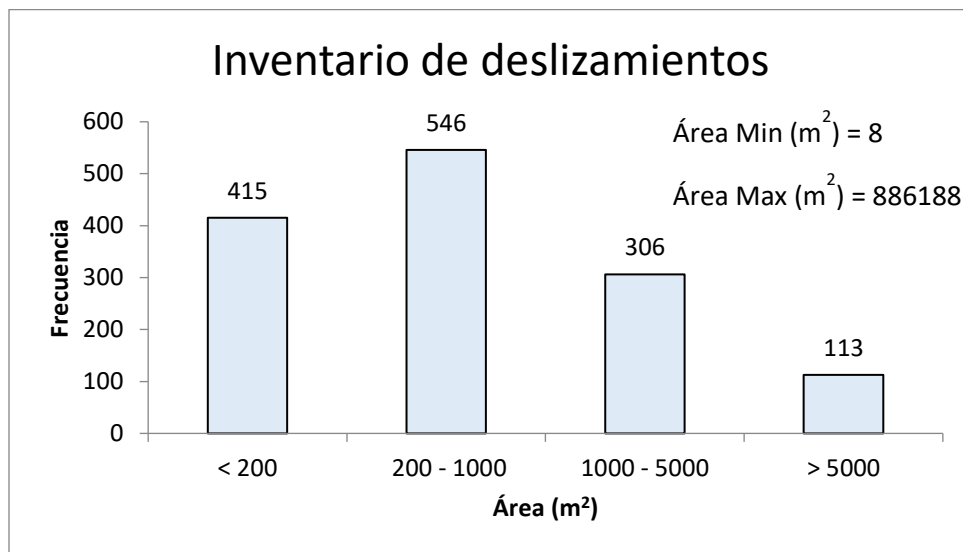


Figura 22. Histograma del inventario de deslizamientos. El 70% de los eventos abarcan áreas menores a los 1000 m². Se contabilizaron un total de 1380 deslizamientos.

10. Estratigrafía de los depósitos afectados por los PRM

10.1 Equipos y metodología empleada

Para la evaluación de las características granulométricas de los depósitos piroclásticos afectados por los deslizamientos superficiales, se hizo uso del laboratorio de Vulcanología Física ubicado en el Centro de Geociencias de la UNAM, sede Juriquilla. Los equipos y herramientas utilizados son: Balanza de precisión *Mettler Toledo* (Fig. 23A), horno de secado de laboratorio *Riossa* modelo H-48 (Fig. 23B), juego de tamices circulares de acero inoxidable *Fisher* para muestras secas (Fig. 23C) y el analizador de partículas por vía húmeda ANALYSETTE 22 desarrollado por la compañía *FRITSCH* (Fig. 23D).



Figura 23. Equipos del laboratorio de Vulcanología Física utilizados en el análisis granulométrico.

Para obtener el espectro granulométrico completo se emplearon 2 análisis diferentes: (1) para los clastos con tamaños < 64 mm ($\phi -6$) y > 0.0625 mm ($\phi 4$) se realizó un tamizado en seco, discriminando los tamices circulares que no tuvieran valores de ϕ enteros, (2) para los clastos con tamaños < 0.0625 mm ($\phi 4$) se hace un análisis por vía húmeda, utilizando el analizador de partículas ANALYSETTE 22. Los resultados obtenidos se normalizan para establecer el valor porcentual en peso de las gravas, arenas, limos y arcillas respecto al peso total de la muestra (ver tabla 3).

10.2 Levantamientos estratigráficos

La primera visita a campo fue del 7 al 18 de febrero del 2019 en donde se realizaron 27 estaciones (clave: PO1901-27). Se visitaron las cicatrices de los deslizamientos más grandes que afectaron el edificio. Dos se encuentran ubicados en el flanco oeste, sobre las barrancas Hueyatlaco y Huitzilac, el tercero se dio en el flanco este sobre la barranca Xalipilcayatl (ver Fig. 24). Sobre los escarpes de los deslizamientos se hizo un levantamiento estratigráfico, descripción, y recolección de muestras de los depósitos involucrados en los soil slips.

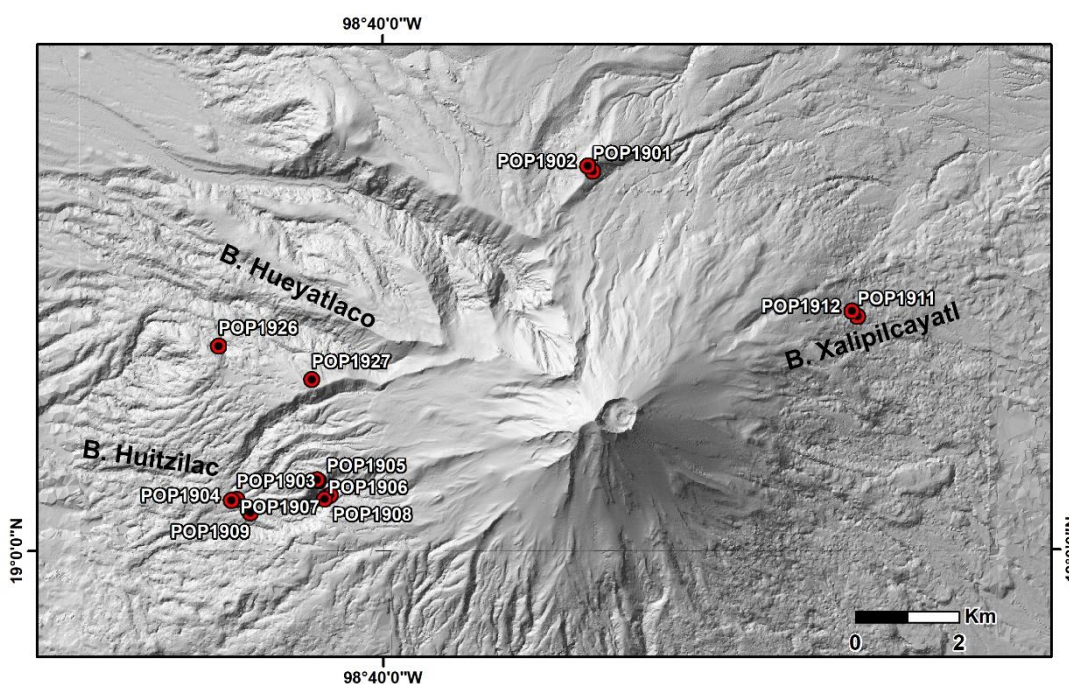


Figura 24. Barrancas afectadas por los deslizamientos principales. Los puntos representan las estaciones realizadas próximas al cono volcánico.

Las columnas estratigráficas levantadas corresponden a las estaciones PO1906 (B. Huitzilac), PO1911 (B. Xalipilcayatl), PO1927 (B. Hueyatenco).

Los escarpes de los deslizamientos ocurridos en las barrancas del flanco oeste presentan una estratigrafía muy similar, con intercalaciones de depósitos de caída de pómez y ceniza (Fig. 25). En la barranca Huitzilac se reconoció la base y cima de 5 niveles (A, B, C, D, E) que reposan sobre depósitos de caída de pómez de espesor indeterminado. En la barranca Hueyatenco se reconocieron 6 niveles (A, B, C, D, E, F) en donde las capas B, D, y E se subdividen en B-B', D-D' y E-E'-E'' respectivamente. En contraste, las unidades aflorantes en el flanco E, sobre el escarpe de la barranca Xalipilcayatl, consisten en capas gruesas de caída de pómez intercaladas con caídas de ceniza. En esta región se reconocen 4 niveles (A, B, C, D).

Sección PO1906 (B. Huitzilac; Fig. 25b): La base de la secuencia inicia con una capa (A) de depósitos de caída de ceniza, gris oscura y húmeda con un espesor de ~1m. Continúa con una capa (B) de caída de pómez, clastosoportada, masiva con poca matriz y estructuras de retrabajo. Los clastos de pómez son de color amarillo, muy angulosos con un tamaño promedio de 2 cm; hay presencia de líticos de lavas dacítico-andesíticas de 4-5 mm. La capa tiene un espesor de ~20 cm. Sobre esta se encuentra un depósito de caída de ceniza (C) con tonalidades café a gris oscuro, presencia de raíces y horizontes de retrabajo. La capa tiene un espesor de ~1 m. Continúa con una capa (D) de caída de pómez, clastosoportada, blanca, mal clasificada, con líticos de pómez subangulosos de tamaño lapilli (<7.8 cm) y líticos de lava muy angulosos de 5 mm. El espesor de la capa es de ~20 cm. La sección finaliza con una capa (E) de caída de ceniza y al tope se desarrolla una franja oscura de suelo orgánico, masivo, de 1.5 m de espesor.

Sección PO1927 (B. Hueyatenco; Fig. 25c): Inicia con depósitos de caída de pómez (capa A), clastosoportada pero con alto contenido de matriz, mal seleccionada, predominantemente masiva con estratificación difusa, con clastos de pómez subangulares de color gris claro y tamaño lapilli, algunos de color blanco, líticos de lavas con forma tabular alargada, tamaño lapilli. La capa presenta estratificación difusa. El espesor es indefinido ya que no se logró reconocer la base. Sobre esta descansa una capa de caída ceniza de ~1.2 m, masiva en la base (B), matriz-soportada, con laminación cruzada incipiente hacia el tope (B') donde se observa

el desarrollo de pequeños pliegues. De color gris (tope) y café (base). Continúa con una capa (C) de ~30 cm de espesor de pómez amarilla muy alterada, mal seleccionada, subangular a subredondeada, clastosoportada con poca matriz. Los clastos de pómez son de tamaño lapilli mientras que los líticos de lavas son de tamaño arena; presenta gradación inversa difusa. Seguido se encuentra una capa (D) de caída de ceniza de ~1.2 m, gris, masiva, matriz-soportada, con líticos subredondeados a subangulares, presentes en muy baja proporción; al tope se desarrolla una delgada franja (D') con estratificación difusa. La secuencia continúa con una capa (E) de caída de pómez blanca, clastosoportada con poca matriz, con líticos subredondeados a subangulares de tamaños variables (1-7 cm), muy mal seleccionada, masiva, con gradación normal difusa y un espesor de ~15 cm; seguida por una capa (E') de ceniza de ~4cm de espesor, matriz-soportada, y una franja (E'') de pómez blanca, masiva, de ~8 cm de espesor, moderadamente seleccionada con clastos de pómez menores a 2 cm. La sección finaliza en el tope con una capa (F) de caída de ceniza con estratificación difusa, ligeramente plegada, matriz soportada de color gris a blanco, con un espesor de ~4m que incluye la cobertura vegetal.

Sección PO1911 (B. Xalipilcayatl; Fig. 25d): Inicia con una capa (A) de caída de pómez muy mal seleccionada, con clastos blancos y rosados de pómez sub-angulosa, masiva, de tamaño <6cm, presencia de líticos en baja proporción, menores a 1 cm; no se puede identificar la base de la capa por lo que su espesor es indeterminado. Continúa con una delgada capa (B) de ceniza negra con ~6 cm de espesor, matriz soportada con presencia de líticos tamaño arena. Luego se observa una capa (C) de caída de pómez, clastosoportada, muy mal seleccionada, con presencia de pómez blanca, rosada y líticos de lavas andesíticas en menor proporción. El tamaño de los clastos de pómez alcanza hasta 23 cm, son subangulares, con baja esfericidad; los líticos son menores a 5 cm. La capa es masiva y tiene un espesor de ~2.5 m. La secuencia finaliza con una capa (D) de caída de ceniza negra, de ~2 m de espesor, con raíces, masiva, muy baja presencia de líticos, matriz soportada, con una pequeña franja de pómez en la base y de suelo en el tope.

Se dató con el método de C14 una muestra de ceniza perteneciente a la capa C de la sección PO1906, arrojando una edad calibrada de 532-639 AD. Esto permite correlacionar los 2 depósitos de caída de pómez con las erupciones plinianas más recientes (UCPES;LCPES),

cuyos ejes de dispersión son hacia el E y NE (Fig. 12). Los depósitos más gruesos de estas erupciones afloran en el flanco este del volcán, como lo evidencia la sección PO1911 (Fig. 25d), donde se observan capas con espesores de ~ 2.5 m, con clastos principalmente de tamaño arena y grava, sin presencia de limos y arcillas (tabla 3). Todas las secciones analizadas están cubiertas en el tope por una capa de ceniza, que corresponde a la acumulación de ceniza durante la frecuente actividad eruptiva vulcaniana.

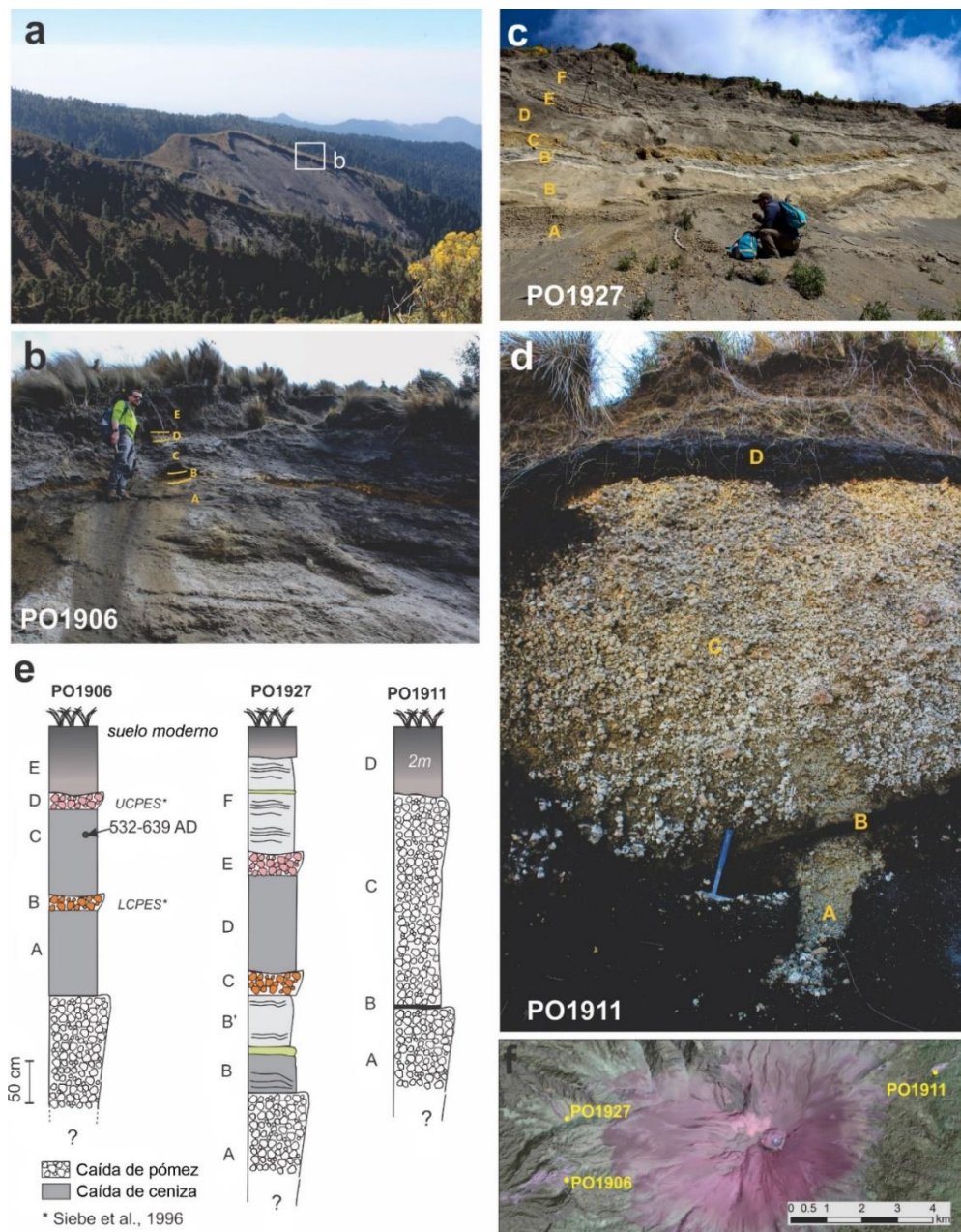


Figura 25. Columnas estratigráficas de los escarpes principales.

10.3 Granulometría

De las tres columnas estratigráficas levantadas en campo se tomaron muestras para cada uno de los niveles reconocidos. Los resultados del análisis se muestran en la Tabla 3.

Tabla 3. Distribución granulométrica de las muestras colectadas en las cicatrices de los deslizamientos principales. Las filas en gris representan las capas de caída de pómez y las filas blancas representan los depósitos de caída de ceniza.

PO1906	Grava (wt %)	Arena (wt %)	Limo (wt %)	Arcilla (wt %)
E	3.49	93.14	3.29	0.09
D	87.01	11.94	1.00	0.05
C	26.47	71.90	1.61	0.03
B	54.36	45.12	0.51	0.01
A	13.92	81.00	4.95	0.13
PO1927				
F	0.36	82.18	16.78	0.68
E''	45.75	53.30	0.91	0.04
E'	10.25	76.50	12.73	0.52
E	80.98	16.39	2.45	0.17
D	1.49	87.28	11.12	0.10
C	71.66	27.88	0.45	0.01
B'	0.10	83.89	15.31	0.70
B	0.50	83.77	15.39	0.33
A	80.06	12.40	6.98	0.57
PO1911				
D	0.53	88.55	10.66	0.26
C	94.81	5.19	0.00	0.00
B	4.12	91.84	3.87	0.16
A	89.16	10.37	0.43	0.04

Se observa que todas las muestras tienen muy poco contenido de arcilla (<1%), siendo los tamaños de gravas y arenas los más abundantes y en menor medida los limos. Las capas de pómez (tabla 3, filas grises) contienen casi en su totalidad tamaños grava y arena, las unidades

del flanco E del volcán están muy bien seleccionadas (PO1911A, C), mientras que las muestras tomadas en el flanco W varían entre moderadamente seleccionadas (PO1906D; 27A, E) y muy mal seleccionadas (PO1906B; PO1927E''). Las capas de caída de ceniza (tabla 3. filas blancas) son predominantemente arenosas, algunas con alto contenido en limos (PO1927B, B', E, F), tan solo una con alto contenido en gravas (PO1906C). Al igual que con las pómez, las capas de ceniza al E del cono están muy bien seleccionadas (PO1911B, D), mientras que las muestras tomadas al W varían entre muy bien seleccionadas (PO1906E; PO1927D) a moderadamente seleccionadas.

La relación entre el peso acumulado y los valores de phi de cada sección se muestra en las figuras 26, 27 y 28. Los depósitos correspondientes al flanco oeste (Figs 26 y 27) tienen un rango de valores de phi menor en comparación con los depósitos del flanco este (Fig. 28). Todas las secciones presentan intercalaciones entre secuencias de caída de pómez (curvas convexas, valores menores de phi) y caída de ceniza (curvas cóncavas, valores mayores de phi). Las curvas de los depósitos del flanco oeste (Figs. 26 y 27) tienen mayor dispersión y menores pendientes respecto a la sección este (Fig. 28), lo cual implica que los depósitos al E se encuentran mejor seleccionados. La alternancia entre depósitos de caída de pómez y ceniza implica también variaciones en la porosidad y permeabilidad del terreno. Dado que los depósitos al oeste tienen un espesor menor, se presentan más alternancias entre capas de pómez y ceniza que en la región este del cono, ergo las variaciones entre porosidad y permeabilidad son mayores.

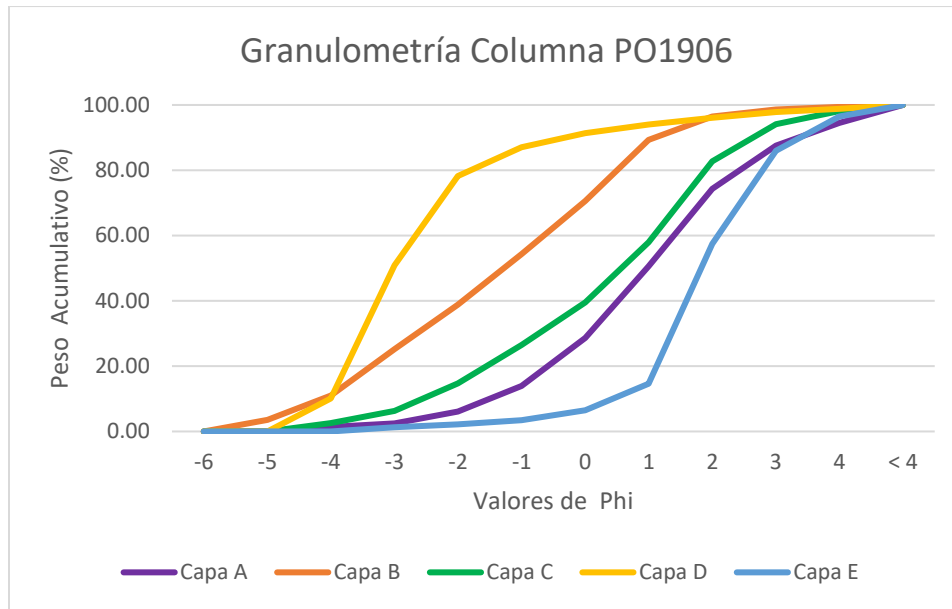


Figura 26. Pesos acumulativos de la sección PO1906 (B. Huitzilac) al oeste del cono volcánico.

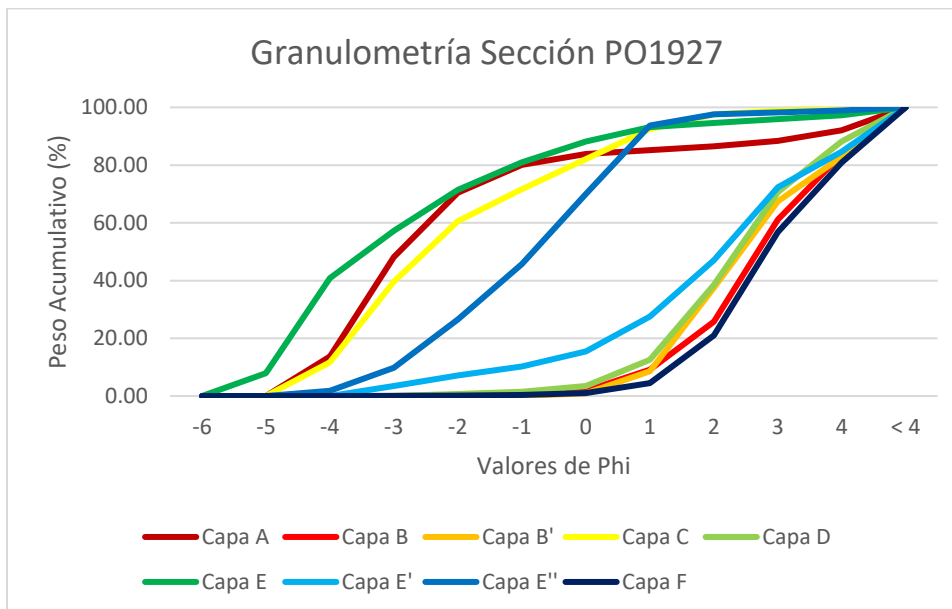


Figura 27. Pesos acumulativos de la sección PO1927 (B. Hueyatenco) al oeste del cono volcánico.

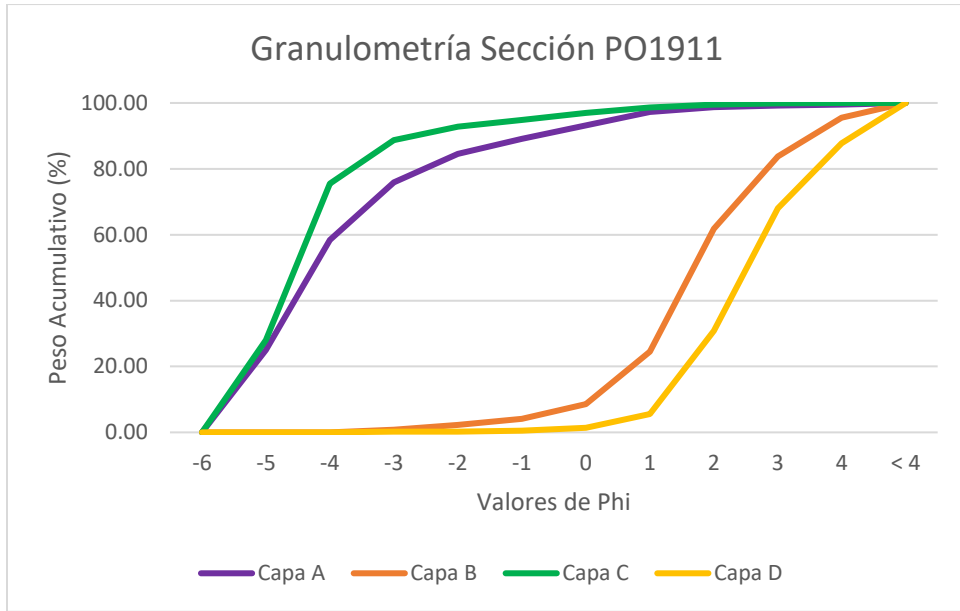


Figura 28. Pesos acumulativos de la sección PO1911 (B. Xalipilcayatl) al este del cono volcánico.

11. Análisis discriminante para el cálculo de la susceptibilidad

La susceptibilidad denota la predisposición espacial intrínseca del territorio a sufrir daño, que al proyectarse en posibles escenarios futuros establece y cuantifica las regiones susceptibles a procesos de inestabilidad del terreno. La ocurrencia de deslizamientos es el producto de las condiciones geológicas, hidrológicas y geomorfológicas y la modificación de éstas por procesos geodinámicos, vegetación, usos de la tierra y actividades humanas, así como la frecuencia e intensidad de las precipitaciones y la sismicidad. Los métodos de evaluación de susceptibilidad del terreno pueden ser: determinísticos, heurísticos, estadístico-probabilísticos, y geomorfológicos (Londoño Linares, 2017).

Entre los métodos más conocidos están los modelos multivariantes. Estos analizan la interacción y dependencia de un conjunto de factores concurrentes, sobre la generación de deslizamientos. Los métodos más utilizados son la regresión múltiple y análisis discriminante. El resultado es una serie de funciones basadas en la presencia/ausencia de deslizamientos que son combinación lineal de los factores de mayor significado estadístico en la definición de la inestabilidad y consecuente generación de los movimientos de ladera (Londoño Linares, 2017).

El análisis discriminante divide las laderas o unidades del terreno en dos poblaciones: estable e inestable, utilizando un conjunto de parámetros (variables u/o factores) característicos de las mismas (por ejemplo, pendiente, litología, orientación, rugosidad, cubrimiento vegetal, entre otras variables disponibles). Esta técnica persigue la separación óptima de las dos poblaciones, minimizando la clasificación errónea de las laderas previamente identificadas como estables o inestables. Las variables independientes seleccionadas se combinan de forma lineal y la función discriminante adopta la forma:

$$D = d_1V_1 + \dots + d_nV_n \quad [2]$$

Donde V_i son las variables independientes de mayor significación estadística, d_i son los coeficientes de clasificación estimados y D es el valor de la función discriminante (Londoño Linares, 2017). El valor de la función es adimensional.

11.1 Mapas temáticos

Los factores considerados para el análisis discriminante son: pendiente, curvatura, orientación, morfoestratigrafía, distancia de fallas, isópacas de los depósitos de caída del Holoceno y porcentaje de aceleración del sismo (Fig. 29). Se utilizó un DEM de 12.5 m de resolución creado entre la unión del DEM de 12.5 m de la misión ALOS-PALSAR descargado de la base de datos de la NASA y un DEM de 3 m de resolución adquirido por el centro de Geociencias. El DEM resultante tiene corregidas las distorsiones del terreno inherentes al sensor y la resolución de la captura, mostrando una superficie más acorde al relieve de la zona de estudio. Una vez obtenido, se calcularon los mapas temáticos de pendiente, curvatura del plano y orientación (Fig. 29A, B, C).

Todos los procesamientos efectuados, mapas calculados y el manejo de datos geográficos se realizaron con el programa ArcMap. El mapa de aceleración del sismo fue adquirido en la página de *USGS National Earthquake Information Center* (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/map/>). El mapa de isópacas incluye las erupciones del Holoceno registradas por Siebe et al. (1996) con espesores superiores a 50 cm y una envolvente trazada por el autor que representa las regiones con espesores entre 25 a 50 cm y abarca las zonas de ruptura en el flanco oeste (Fig. 29E). El mapa de fallas (Fig. 29F) es modificado de Martín Del Pozzo et al. (2017), eliminando los lineamientos que no son coherentes con la tectónica de la zona y no presentan una expresión morfológica concordante con su trazado, así como la falta de evidencias concretas que permitan concluir que dichos lineamientos son verídicos. El mapa de morfoestratigrafía (Fig. 29G) es tomado y digitalizado de Espinasa-Pereña & Martín del Pozzo (2006), delimitando la zona de interés del estudio.

El proceso tomado para la elaboración del mapa de susceptibilidad consiste en 3 fases: (1) creación de los mapas temáticos, (2) análisis cualitativo y (3) cálculo de la susceptibilidad por el método de pesos de evidencia. El análisis cualitativo permite establecer las clases en que deben ser evaluados los factores para el cálculo del peso de evidencia. Una vez obtenidos los pesos de cada clase se efectúa la función discriminante, cruzando varios factores e ignorando otros para observar la relación, y significancia de cada uno en la suma total. El análisis se realizó en el sector que incluye el cono volcánico y las zonas en donde se identificaron los PRM de mayor magnitud y que llevaron a la formación de flujos de

escombros. Aun cuando en el sector SE se verificaron un elevado número de eventos, estos corresponden a un desprendimiento muy superficial del suelo sin ningún tipo de afectación.

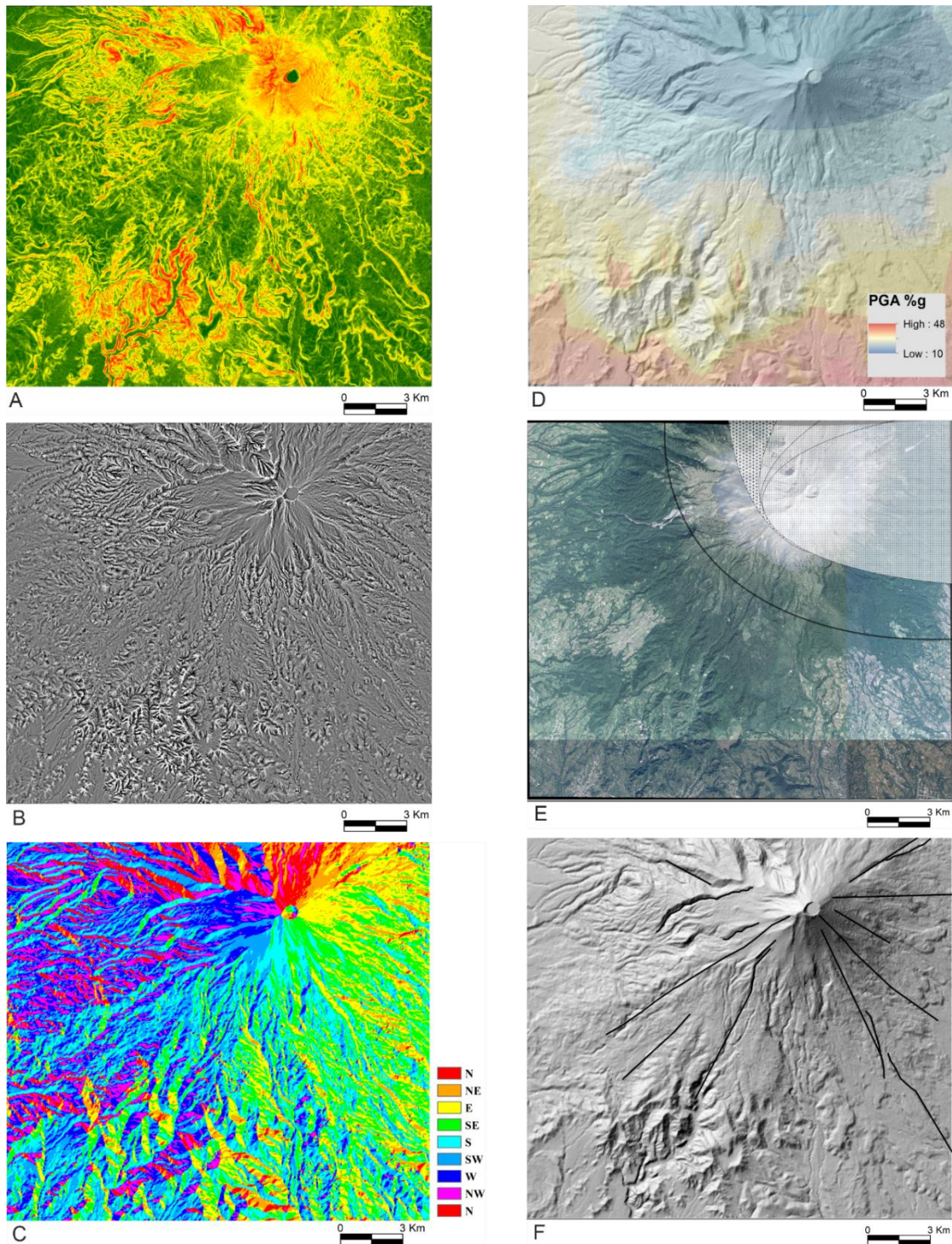
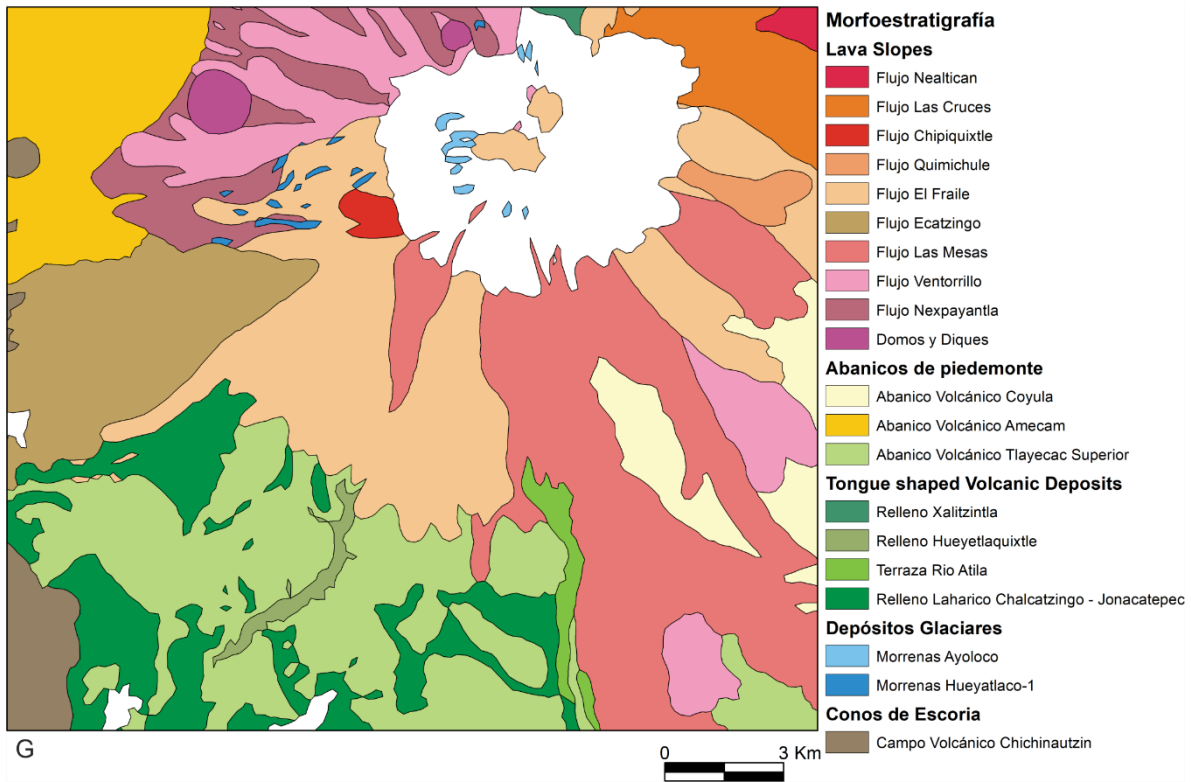


Figura 29. Factores considerados en la evaluación de la susceptibilidad. Pendiente (A), curvatura (B), orientación (C), porcentaje de aceleración sísmica (D), isopacas de las erupciones del Holoceno (E), fallas (F), morfoestratigrafía (G).



11.2 Análisis Cualitativo

Para poder reconocer cuales factores fueron determinantes y estuvieron presentes en la generación de los *soil slip* que afectaron el edificio, se crearon 54 puntos localizados sobre los escarpes de los deslizamientos mayores (zona inestable), en la línea de ruptura del terreno y a su vez se crearon 54 puntos aleatorios (zona estable) en la zona delimitada (Fig. 30), que corresponde al área afectada por los deslizamientos mayores. Los puntos aleatorios no deben caer dentro de las regiones movilizadas, esto para poder hacer una discriminación acertada entre las regiones estables e inestables y los factores presentes.

Para poder procesar y comparar los datos, los mapas de morfoestratigrafía e isopacas se convierten de polígonos a rasters con resoluciones de 12.5 m. Para el mapa de fallas se calculó la distancia a estas con la herramienta *Euclidean Distance* de *ArcMap*. Todos los rasters de los factores utilizados tienen una resolución de 12.5 m, al igual que los resultados adquiridos. Seguido se cruzan los rasters con los 108 puntos (zona estable e inestable). El resultado es una tabla con los valores de los factores para cada uno de los puntos.

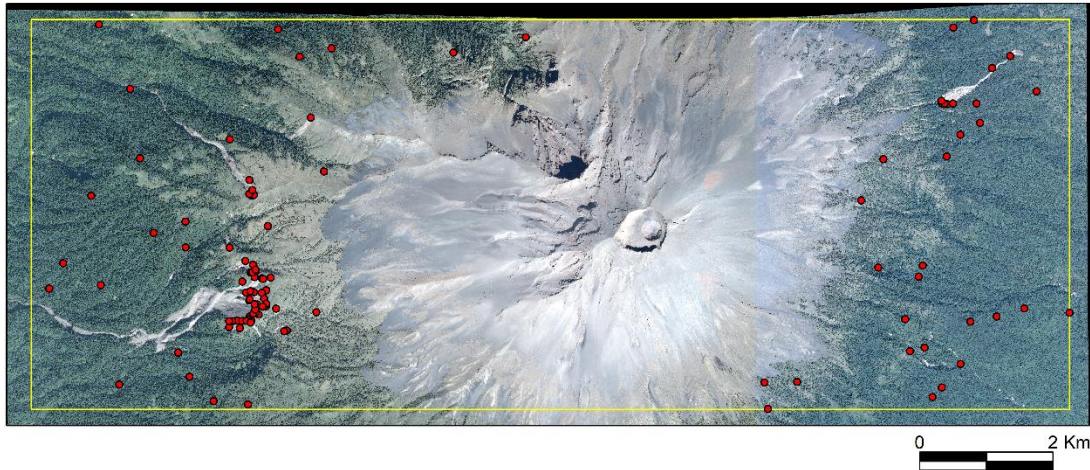


Figura 30. Área de estudio. El rectángulo amarillo corresponde a la zona considerada en el análisis discriminante. En total son 108 puntos rojos que incluyen las dos poblaciones (estable e inestable).

A partir de la información obtenida se crean histogramas (Fig. 32 y 33) para cada uno de los factores y se comparan ambas poblaciones (estable e inestable). Los intervalos (eje horizontal) de las frecuencias representadas en los histogramas se calcularon siguiendo la Regla de Sturges:

$$k = 1 + 3.332 \log N \quad [3]$$

Donde N es el número total de datos (54 para cada población) y k es el número de intervalos. Este método es ampliamente utilizado en estadística descriptiva, determina el número de intervalos que debe tener un histograma de frecuencias para representar los datos estadísticos. Esta regla se aplicó para todos los factores salvo la orientación de la pendiente y el mapa de isopacas, cuyos intervalos corresponden a los puntos cardinales y espesores de los depósitos respectivamente. Los ejes verticales indican la frecuencia absoluta (izquierda) y la frecuencia absoluta relativa (derecha). Los histogramas de color azul representan la población inestable (Fig. 32 y 33).

El mapa de aceleración del sismo de la región de interés presenta muy pequeñas variaciones (0.14 g a 0.2 g, Fig. 31). Al observar los polígonos de los deslizamientos y su distribución, ambas poblaciones tienen valores de aceleración similares. Por lo tanto, las variaciones de aceleración registradas en el mapa no afectaron la distribución ni ocurrencia de los PRM. En particular, el sismo fue el factor detonante de las zonas que por condiciones predisponentes ya se encontraba en el límite de estabilidad. Sin embargo, cabe destacar que en el sector al

SW (no incluido en el análisis de susceptibilidad) los numerosos procesos de remoción superficial del suelo corresponden con la mayor amplificación de la aceleración sísmica en una zona con pendiente muy abrupta (montículos de avalancha de escombros). Por lo anterior, el sismo se considera el detonante de los procesos, pero no se incluye en el análisis de pesos de evidencia, pues su relevancia para la localización de los eventos radica en su presencia y no en las variaciones locales documentadas en el mapa.

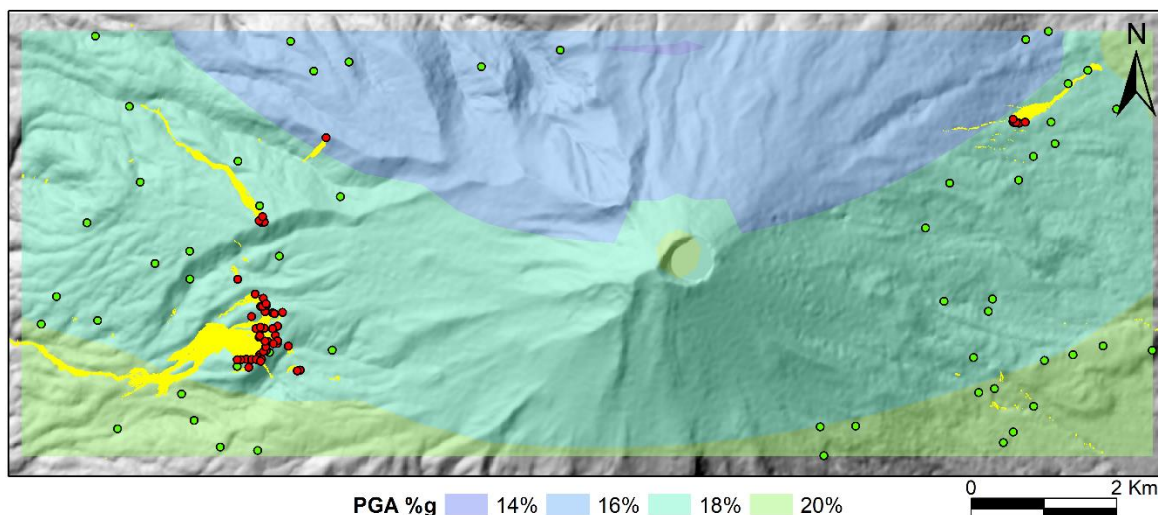


Figura 31. Mapa de aceleración del sismo (% de variación de g). Los polígonos amarillos corresponden a los PRM en la región limitada. Los puntos rojos y verdes representan las poblaciones inestables y estables respectivamente.

Los valores de pendiente en la población inestable son superiores a 11° de inclinación (Fig. 32); cerca del 70% están contenidos entre los 15° y 28° . Según Bisson et al. (2010 & 2013) las regiones con pendientes mayores a 28° contienen áreas muy propensas a generar soil slips, mientras que pendientes cercanas a 15° son consideradas como el umbral en la generación de flujos volcániclasticos, por lo tanto las clases elegidas para representar la pendiente son (1) $<15^\circ$, (2) $15^\circ-28^\circ$ y (3) $>28^\circ$ (tabla 4). Los valores de curvatura indican si la superficie es cóncava (<0), plana ($=0$), o convexa (>0), de acuerdo con el histograma la población inestable es en su mayoría convexa. Cuando la superficie es cóncava permite la convergencia y concentración de precipitaciones y flujos, si en contraste, la superficie es convexa, no se favorece la ruptura de la cobertura volcániclastica (Bisson et al., 2010 & 2013). Las clases en que se divide el mapa de curvatura corresponden al tipo de superficie que representan: cóncava (<0), plana ($=0$) y convexa (>0). De acuerdo con el histograma los valores más frecuentes en la población inestable corresponden a superficies convexas.

El mapa de orientación de la pendiente se clasifica en 8 clases que corresponden a las direcciones cardinales (N, S, E, W) y ordinales (NE, SE, SW, NW). La orientación de la pendiente tiene una clara preferencia hacia el NW en la población inestable (Fig. 32).

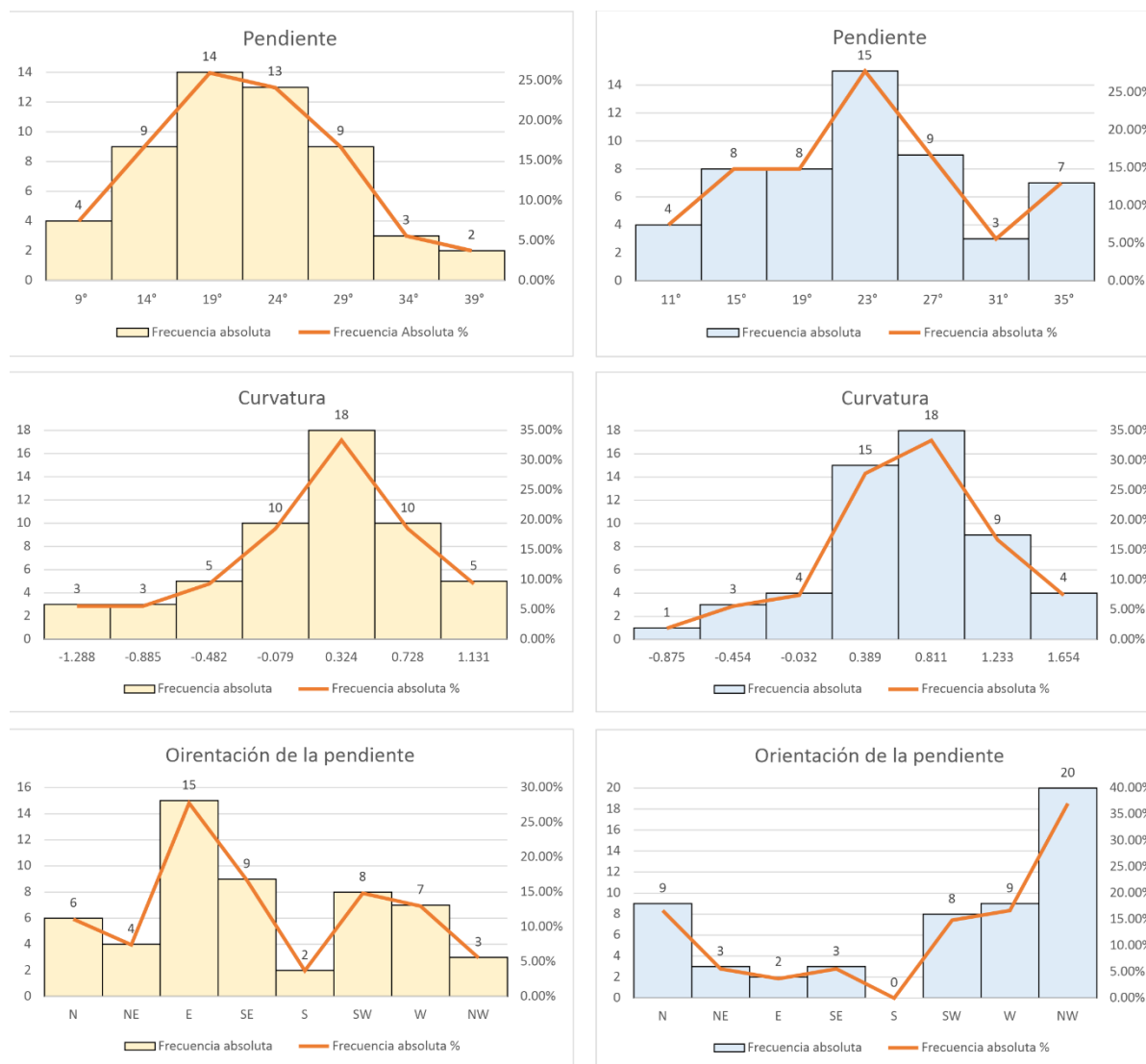


Figura 32. Histogramas calculados a partir de los valores de los factores en las poblaciones estables (izquierda) e inestables (derecha) consideradas en el análisis cualitativo.

Los histogramas correspondientes a la morfoestratigrafía, isópacas y distancia a las fallas son mostrados en la figura 33. Los valores del eje horizontal en el histograma de las erupciones del Holoceno representan el espesor de los depósitos de caída. Los valores de 0.5 m de espesor corresponden a las isópacas trazadas por Siebe et al. (1996), mientras que los espesores de 0.25 m corresponden a la envolvente trazada por el autor, que incluye los

depósitos de caída de las erupciones del Holoceno (Siebe et al., 1996) y la zona de ruptura de los deslizamientos; el eje de dispersión de la envolvente es un promedio de los ejes documentados por Siebe et al. (1996). El 85% de los valores corresponden a depósitos de caída con espesor de 0.25 cm. Al analizar la morfoestratigrafía, tan solo 5 unidades están presentes en las zonas de deslizamientos, siendo las lavas pertenecientes al flujo El Fraile las de mayor relevancia. Las clases elegidas para la morfoestratigrafía se basa en los histogramas y las relaciones espaciales, temporales, y litológicas de las unidades. La clase 1 corresponde a las unidades flujos Quimichule, Chipiquixtle y Nealtican aflorantes al E, SE y W (Fig. 29) en regiones poco afectadas por los PRM. La clase 2 agrupa las lavas de El Fraile y las morrenas Hueyatenco y Ayoloco que afloran al SW del edificio volcánico y constituyen las unidades aflorantes en la barranca Huitzilac. La clase 3 consiste en las unidades Domos y Diques, flujos Nexpayantla y Ventorrillo que conforman la barranca Hueyatenco al NW del edificio. Las clases restantes (4, 5, 6, 7) se establecen entre unidades morfoestratigráficas similares, también en su temporalidad y ubicación. La clase 8 corresponde al cono volcánico sin cobertura vegetal que no es clasificada dentro de las unidades morfoestratigráficas establecidas por Espinasa-Pereña & Martín del Pozzo (2006).

Tabla 4. Clases asignadas a los factores utilizados en el análisis discriminante.

Factor	Valores (Clases)	Factor	Valores (Clases)
Pendiente	<15° (1)	Morfoestratigrafía	Flujos Quimichule/ Chipiquixtle/ Nealtican (1)
	15° - 28° (2)		Flujo El Fraile/ Morrenas Hueyatenco-1 (2)
	> 28° (3)		Domos y Diques/Flujos Nexpayantla/Ventorrillo (3)
Curvatura	< -0.001 (1)	Morfoestratigrafía	Flujos Ecatzingo/ Las Mesas (4)
	-0.001 - 0.001 (2)		Abanico Volcánico Amecameca Ozumba (5)
	> 0.001 (3)		Relleno Xalitintla (6)
Distancia a fallas km	<1 km (1)	Orientación	Flujo Las Cruces (7)
	1 km - 2 km (2)		Sin unidades (8)
	2 km - 4 km (3)		N (337.5 – 22.5) (1)
Isopacas	0.5 m (1)	Orientación	NE (22.5 – 67.5) (2)
	0.25 m (2)		E (67.5 – 112.5) (3)
	0 m (3)		SE (112.5 – 157.5) (4)
			S (157.5 – 202.5) (5)
			SW (202.5 – 247.5) (6)
			W (247.5 – 292.5) (7)
			NW (292.5 – 337.5) (8)



Figura 33. Histogramas calculados a partir de los valores de los factores en las poblaciones estables (izquierda) e inestables (derecha) consideradas en el análisis cualitativo.

Continuando el análisis de los histogramas se observa que la distancia de las poblaciones inestables a las fallas es inferior a los 2 km (Fig. 33) variando de 0.4 a 1.4 km, de acuerdo a esto se estipulan 3 clases para el mapa de distancias: <1km, 1-2 km, >2km.

11.3 Método *Weights-of-evidence*

El método de pesos de evidencia otorga una estimación cuantitativa de la inferencia (peso) de factores y clases en la ocurrencia de un evento u hipótesis planteada (Bonham-Carter 1994). Esta forma de abordar el cálculo de la susceptibilidad elimina los problemas

intrínsecos de los análisis cualitativos ya que estos últimos están sujetos a la perspectiva del investigador, que no obedece a un consenso, lo que puede llevar a errores de interpretación.

La teoría del método de pesos de evidencia se basa en el cálculo de probabilidades (P) de ocurrencia de un evento (L) en la presencia $P\{F|L\}$ y ausencia $P\{\bar{F}|L\}$ de un factor. Las relaciones entre las probabilidades permiten calcular los pesos de un factor, expresados en las siguientes ecuaciones:

$$(a) \quad W^+ = \ln \frac{P\{F|L\}}{P\{F|\bar{L}\}} \quad (b) \quad W^- = \ln \frac{P\{\bar{F}|L\}}{P\{\bar{F}|\bar{L}\}} \quad [4]$$

Donde W^+ (4a) es el peso del factor y W^- (4b) el peso de la ausencia del factor (valores adimensionales). El numerador de W^+ indica la probabilidad de encontrar dicho factor en la región afectada por el evento, mientras que el denominador, es la probabilidad de presencia del factor en el área inalterada. El numerador de W^- corresponde a la probabilidad de que un factor esté ausente en la región afectada y el denominador es la probabilidad de la ausencia del factor en las regiones estables (Saponaro et al., 2015). El contraste entre los pesos ($C = W^+ - W^-$) proporciona información entre la correlación del factor y la ocurrencia del deslizamiento. Un valor positivo de C indica que la presencia del factor es relevante en la formación del deslizamiento, si el valor es negativo indica que la ausencia del factor es relevante en la formación del deslizamiento, si el resultado es cero esto indica que la presencia o ausencia del factor no influye (Saponaro et al., 2015).

Previo a los cálculos de los pesos, se reclasifican los factores en las clases establecidas en el análisis cualitativo (tabla 4). Los mapas resultantes se presentan en las figuras 34 y 35. El cálculo de los pesos de los factores/clases definidas se realiza con la población inestable (54 puntos), y el resto de los píxeles contenidos en el raster del factor. Dado que todos tienen el mismo tamaño de celda (12.5 m x 12.5 m) y las mismas dimensiones, el total de puntos (píxeles) que corresponden a la población estable son los mismos para todos los factores. Se contabilizan los píxeles totales de cada clase y cuántos pertenecen a la población estable e inestable. Seguido se calculan los pesos (W^+ y W^-) de cada clase, los resultados se presentan en la tabla 6. Simplificando la ecuación (3) el peso de un factor (W^+) corresponde a:

$$W^+ = \ln \frac{x_i/X}{y_i/Y} \quad [5]$$

Donde y_i y x_i son el número de pixeles de cada clase en la población estable e inestable respectivamente. X y Y son el total de pixeles de las regiones con y sin presencia de deslizamientos.

El peso de la ausencia de un factor (W^-) corresponde a:

$$W^- = \ln \frac{\bar{x}_i/X}{\bar{y}_i/Y} \quad [6]$$

donde:

$$\bar{x}_i = X - x_i \quad \text{y} \quad \bar{y}_i = Y - y_i \quad [7]$$

Luego de obtener los pesos de las clases de cada factor se calcula la función discriminante:

$$D = d_1V_1 + \dots + d_nV_n \quad [8]$$

En donde V_n representa cada una de las clases de los factores considerados y d_n corresponde al peso de cada clase (W^+). Si la clase está ausente entonces se toma el valor de W^- .

Tabla 5. Factores considerados en los modelos de susceptibilidad realizados

Modelo 1	Modelo 2	Modelo 3	Modelo 4	Modelo 5	Modelo 6
Pendiente	Pendiente	Pendiente	Pendiente	Pendiente	Pendiente
Orientación	Orientación	Orientación	Orientación	Curvatura	Curvatura
Morfoestrati- grafía	Morfoestrati- grafía	Fallas	Fallas	Orientación	Orientación
	Isópacas	Morfoestrati- grafía	Morfoestrati- grafía	Fallas	Fallas
			Isópacas	Morfoestrati- grafía	Morfoestrati- grafía
					Isópacas

Al realizar un análisis de pesos de evidencia se asume que los factores son condicionalmente independientes a la ocurrencia de deslizamientos (Saponaro et al., 2015) e independientes entre sí mismos. Si dos o más factores son dependientes no deben ser incluidos en un mismo modelo. Saponaro et al. (2015) realizan un análisis de dependencia condicional por el método

estadístico de “chi cuadrado” para establecer los factores independientes. Para lograr esto se valieron de un código en R que crearon con el cual pudieron hacer los numerosos cálculos. En la presente investigación no se realizó la evaluación de dependencia entre factores, por lo que simplemente se asume que son independientes.

Se plantean 6 diferentes modelos (tabla 5) para el cálculo de susceptibilidad. El contraste entre cada modelo y las variables consideradas permite estimar la relevancia que tiene cada factor en la inestabilidad del terreno. Aunque no fue posible calcular la dependencia entre los factores, diversos autores (Bisson et al., 2010 & 2013; Londoño-Linares, 2017; Saponaro et al., 2015) incluyen la pendiente, curvatura, geología, orientación y distancia a las fallas dentro de los factores relevantes en los análisis de susceptibilidad del terreno que elaboraron para sus estudios.

Se calcula la función discriminante de los modelos planteados. El resultado es un raster de la zona en donde cada pixel tiene el valor de la suma de todos los pesos de las clases presentes en ese punto. Luego de calcular los modelos, se normalizan y reclasifican en 4 parámetros que representan el grado de susceptibilidad (muy alta, alta, media, baja) de la zona a ser afectada por *soil slips* (Fig. 36).

La figura 36 muestra los 6 modelos calculados distribuidos en dos columnas. Los que se observan en la derecha (B, D, F) difieren con los de la izquierda (A, C, E) tan solo en la presencia de un factor (isopacas). Esto permite contrastar la influencia del espesor de la cobertura volcánico-lástica en la configuración de la susceptibilidad.

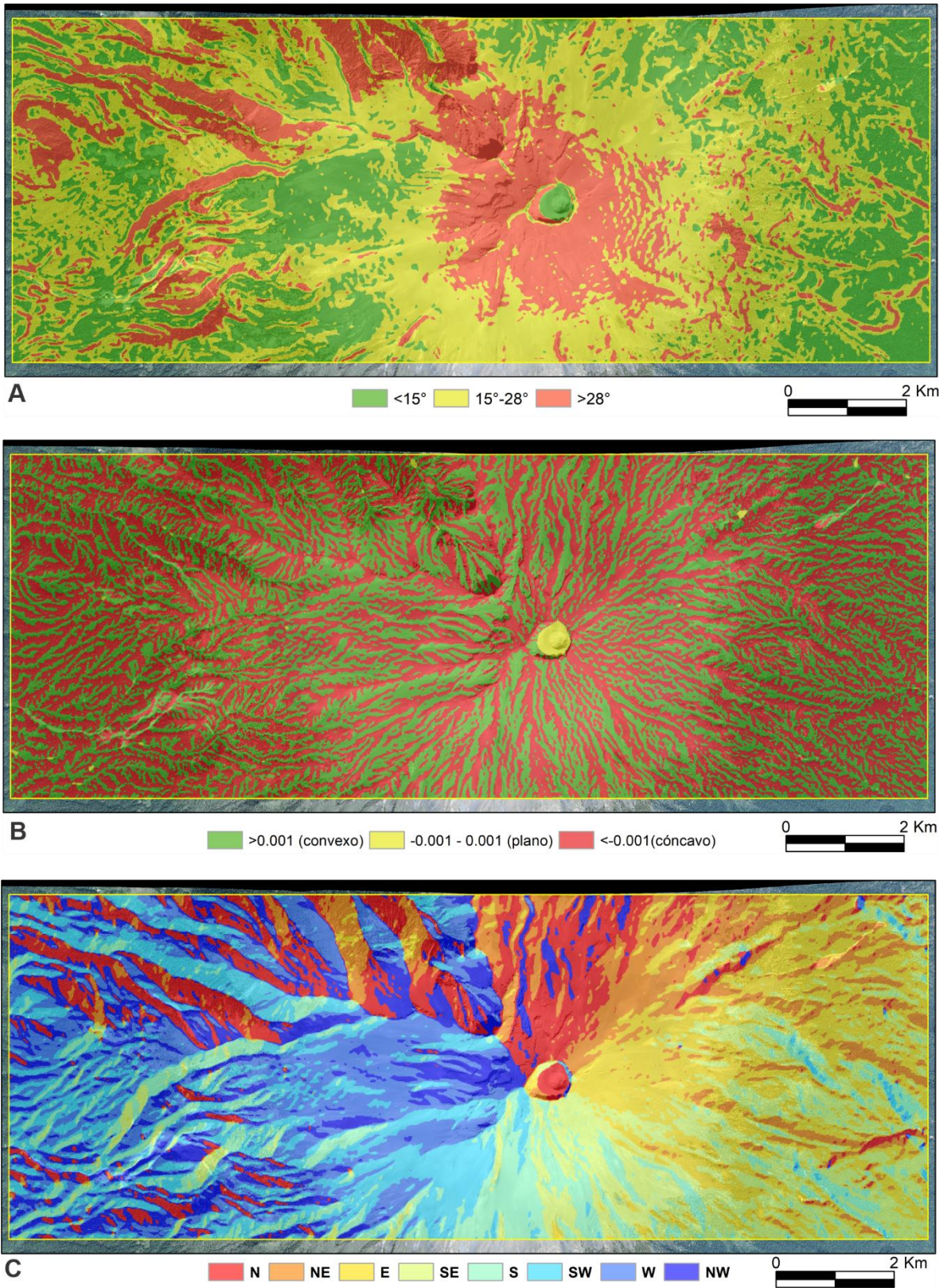


Figura 34. Factores reclasificados utilizados para el análisis de pesos de evidencia. Pendiente (A), curvatura (B), orientación (C).

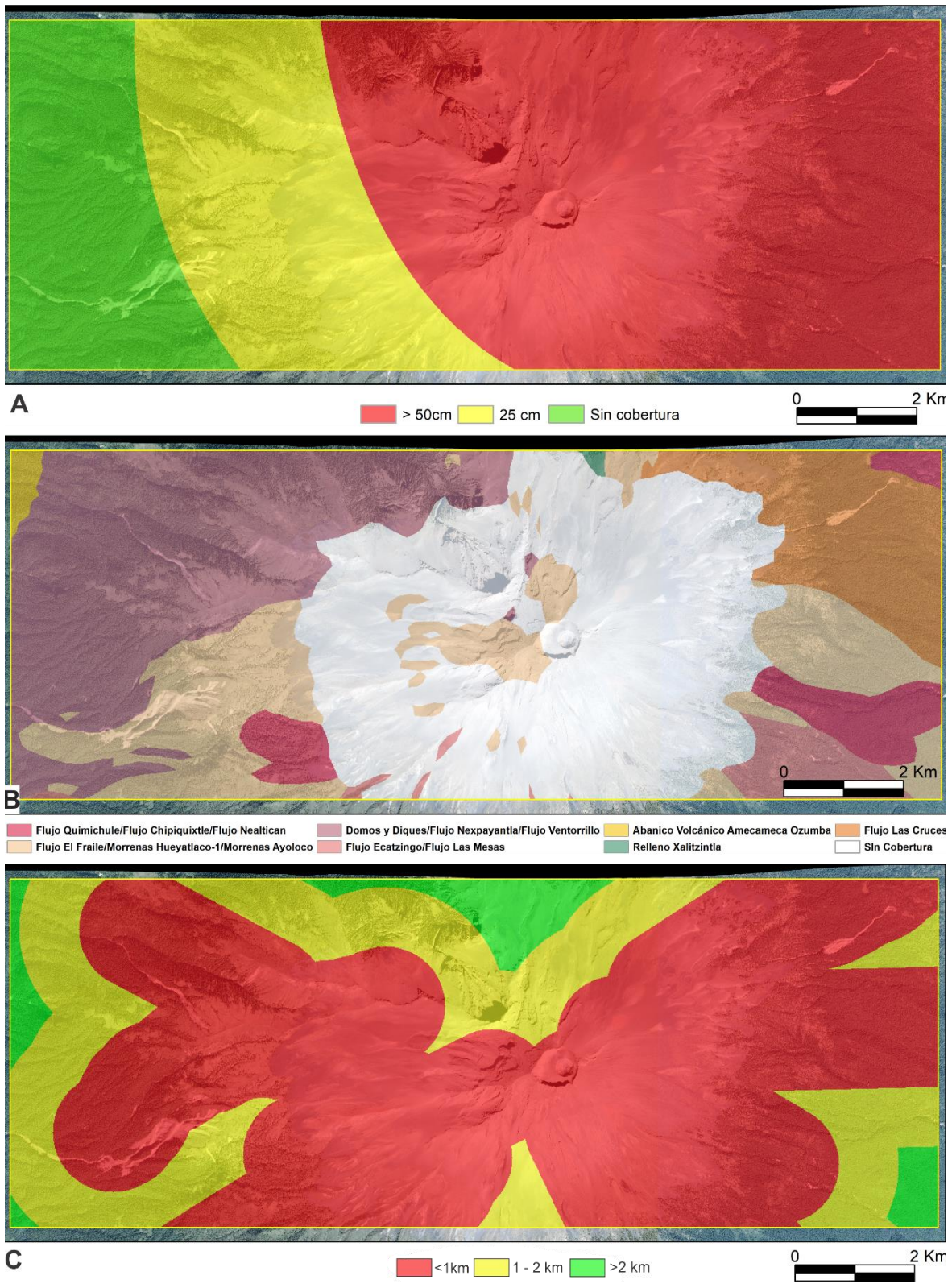
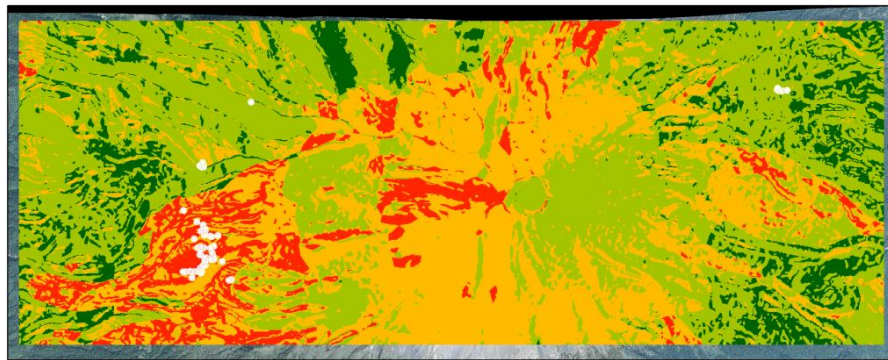


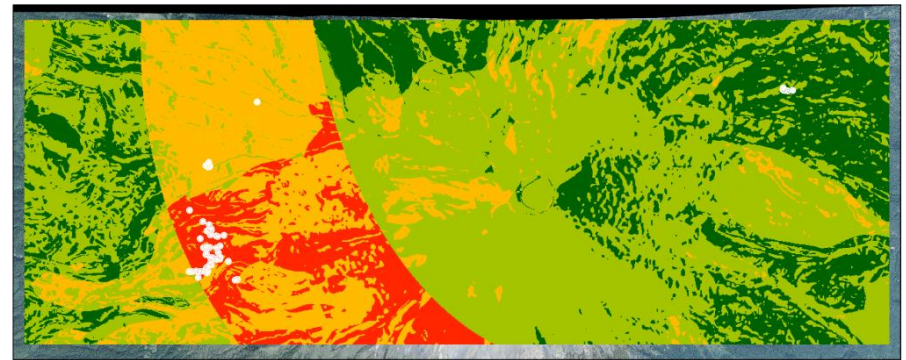
Figura 35. Factores reclasificados utilizados para el análisis de pesos de evidencia. (A) Isopacas, (B) morfoestratigrafía, (C) distancia a fallas.

Tabla 6. Cálculo de los pesos de evidencia para los factores considerados en el análisis discriminante.

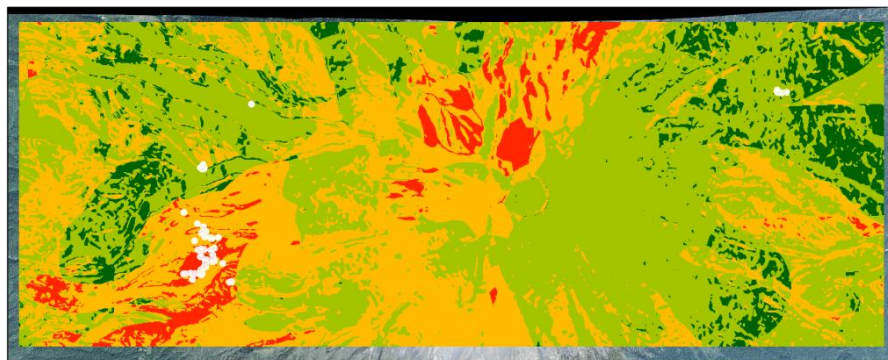
Factor / Clase	Total pixeles	Pixeles de los deslizamientos (x_i)	Zonas sin deslizamiento (y_i)	W+	W-	C
Pendiente (°)						
<15° (1)	155556	6	155550	-0.879	0.194	-1.072
15° - 28° (2)	283364	39	283325	0.393	-0.613	1.006
> 28° (3)	142495	9	142486	-0.386	0.099	-0.484
Curvatura						
< -0.001 (1)	273403	9	273394	-1.037	0.453	-1.490
-.001 - 0.001 (2)	3698	0	3698	N/A	0.006	N/A
> 0.001 (3)	304314	45	304269	0.465	-1.051	1.516
Distancia a fallas km						
<1 km (1)	396433	26	396407	-0.348	0.488	-0.836
1 km - 2 km (2)	153285	28	153257	0.676	-0.425	1.101
2 km - 4 km (3)	31697	0	31697	N/A	0.056	N/A
Isopacas						
0.5 m (1)	348868	6	348862	-1.687	0.799	-2.485
0.25 m (2)	135078	46	135032	1.300	-1.645	2.945
0 m (3)	97469	2	97467	-1.510	0.146	-1.656
Morfoestratigrafía						
Clase 1	29980	0	29980	N/A	0.053	N/A
Clase 2	104817	42	104775	1.462	-1.305	2.768
Clase 3	150267	6	150261	-0.844	0.181	-1.025
Clase 4	19444	0	19444	N/A	0.035	N/A
Clase 5	3449	0	3449	N/A	0.006	N/A
Clase 6	782	0	782	N/A	0.001	N/A
Clase 7	54487	6	54481	0.170	-0.019	0.190
Clase 8	218189	0	218189	N/A	0.470	N/A
Orientación						
N (337.5 – 22.5) (1)	70846	9	70837	0.313	-0.052	0.366
NE (22.5 – 67.5) (2)	60609	3	60606	-0.629	0.053	-0.682
E (67.5 – 112.5) (3)	85585	2	85583	-1.380	0.122	-1.501
SE (112.5 – 157.5) (4)	74264	3	74261	-0.833	0.080	-0.912
S (157.5 – 202.5) (5)	58875	0	58875	NA	0.107	N/A
SW (202.5 – 247.5) (6)	79668	8	79660	0.078	-0.013	0.091
W (247.5 – 292.5) (7)	87412	9	87403	0.103	-0.019	0.122
NW (292.5 – 337.5) (8)	64156	20	64136	1.211	-0.346	1.557



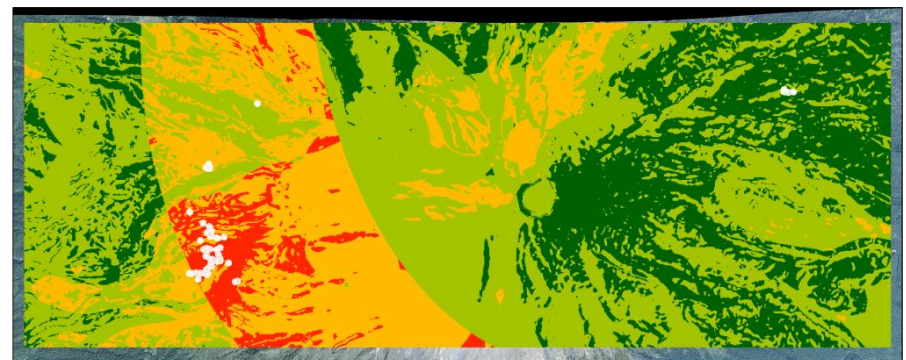
A) P_O_M Baja Media Alta Muy Alta 0 2 Km



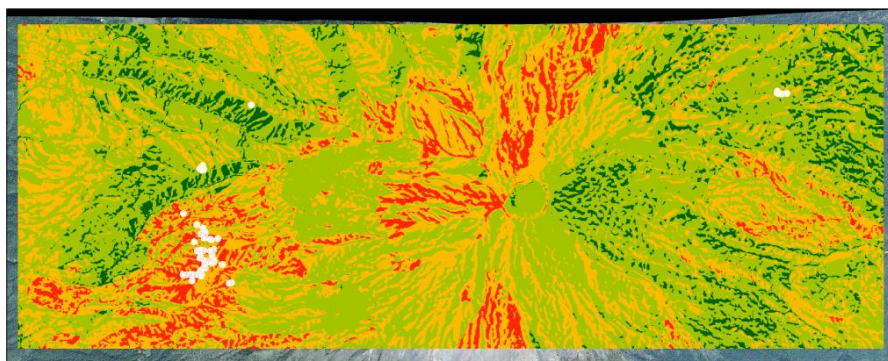
B) P_O_M_I Baja Media Alta Muy Alta 0 2 Km



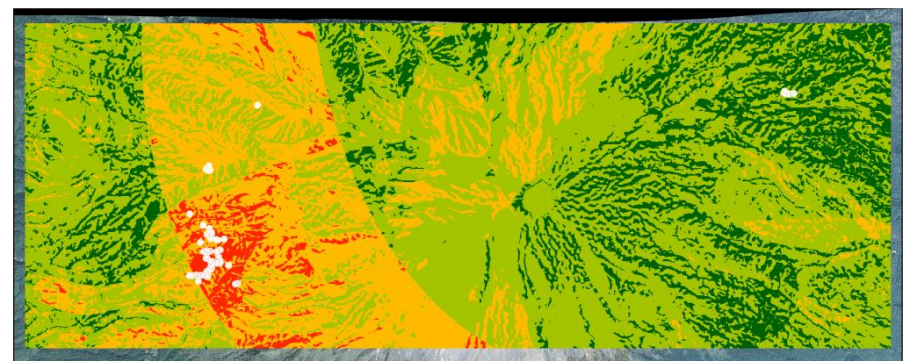
C) P_O_M_F Baja Media Alta Muy Alta 0 2 Km



D) P_O_M_F_I Baja Media Alta Muy Alta 0 2 Km



E) P_O_M_F_C Baja Media Alta Muy Alta 0 2 Km



F) P_O_M_F_C_I Baja Media Alta Muy Alta 0 2 Km

Figura 36. Modelos elaborados para el análisis de susceptibilidad (tabla 5). Se clasifican según la probabilidad a ser afectados por soil slips. Los factores incluidos son (P) pendiente, (O) orientación, (M) morfoestratigrafía, (F) distancia a fallas, (C) curvatura, (I) isopacas. Los puntos blancos representan las áreas afectadas por los PRM de mayor magnitud.

12. Discusión

12.1 Estratigrafía de los depósitos volcánoclasticos afectados

Los *soil slips* que afectaron los flancos del edificio volcánico se originaron en los depósitos volcánoclasticos de las erupciones plinianas más recientes del volcán Popocatepetl (Siebe et al., 1996). Los ejes de dispersión de las erupciones variaron de NNE a E (Fig. 12), debido a esto el espesor de las capas es mayor en el flanco NE del volcán (Fig. 25).

El análisis granulométrico (tabla 3) muestra que las capas aflorantes en el flanco E están muy bien seleccionadas. En contraste los depósitos al W están pobremente seleccionados. La alternancia entre depósitos de caída de pómez y ceniza implica también variaciones en la porosidad y permeabilidad del terreno. Dado que los depósitos al oeste tienen un espesor menor, se presentan más alternancias entre capas de pómez y ceniza que en la región este del cono, ergo las variaciones entre porosidad y permeabilidad son mayores, lo que aumenta la inestabilidad del terreno y la susceptibilidad a ser afectado por *Soil slips*.

Los flujos de detritos que afectaron las barrancas al oeste (Huitzilac, Hueyatenco) del volcán se desplazaron por más de 6 km. En contraste el flujo de la barranca Xalipilcayatl se desplazó por 1.5 km. Esto está relacionado con el agua presente en los depósitos. Al momento de desarrollarse la ruptura del terreno la presencia de agua favorece la movilidad del material desprendido, permitiendo que se desplace por mayores distancias. Dado que las capas al W tienen un mayor contenido de ceniza, pueden albergar un mayor volumen de agua. A su vez, el volumen del material involucrado en el evento en la barranca Huitzilac es mayor comparado con los demás eventos (tabla 7), por ende su mayor alcance.

Los drenajes de la región son intermitentes; durante y posterior al evento se registraron pocos milímetros de lluvias (Coviello et al., 2021), por lo que la influencia de los drenajes en la generación de los *soil slips* se descarta.

Tabla 7. Volumen involucrado en los soil slip. Tomada de Coviello et al. (2021).

Barranca afectada	Volumen del material involucrado $\times 10^3$ (m ³)
Hueyatenco	240 \pm 30
Huitzilac	930 \pm 155
Xalipilcayatl	180 \pm 30

12.2 Análisis cualitativo

La orientación de la pendiente de la población inestable (Fig. 32) muestra una dirección preferente hacia el NW. La mayoría de éstos están localizados al W del edificio, donde la orientación de las barrancas es hacia el NW.

La población inestable presenta una curvatura convexa (Fig. 32) en su mayoría. Una superficie cóncava favorece la acumulación de las precipitaciones mientras que un relieve convexo favorece la dispersión de las precipitaciones, impidiendo que se concentren en canales y formen flujos (Bisson et al., 2010 & 2013). Por lo anterior, se infiere que la curvatura pudo no ser un factor determinante en la generación de los *soil slips*.

La pendiente en los escarpes afectados tiene más de 15° de inclinación (Fig. 32). Esto concuerda con lo planteado por Bisson et al. (2010 & 2013), quien establece que los procesos de remoción en masa se generan en superficies con valores de inclinación mayores a 15°. Los histogramas también muestran que las zonas afectadas se encuentran a distancias inferiores a 1,5 km de las fallas que configuran el volcán (Fig. 33).

El análisis cualitativo muestra que las regiones inestables se concentran sobre los derrames de lava emplazados al SW y NE (Fig. 33) que corresponden a las lavas El Fraile y Las Cruces, cubiertos por capas homogéneas de depósitos de caídas. La morfología de los flujos de lava se caracteriza por elevadas pendientes, saltos y paredes, causados por los sucesivos frentes de enfriamiento emplazados en las faldas del edificio. Las grandes pendientes y cañadas que caracterizan estas unidades influyen en la inestabilidad de la capa más superficial constituida por la alternancia de depósitos piroclásticos.

12.3 Análisis cuantitativo

De acuerdo con la información obtenida del servicio geológico estadounidense (mapa de aceleración del sismo descargado de la página del *USGS National Earthquake Information Center*), la aceleración del sismo en la zona de estudio varía del 0.16g a 0.2g y las zonas afectadas por los *soil slip* tienen valores de 0.16g y 0.18g de aceleración del sismo. Las variaciones en la aceleración del sismo son muy pequeñas para afectar la distribución y zonificación de los *soil slips*, lo que indica que el sismo detonó el colapso de zonas ya

inestables. Sin embargo, se puede establecer un umbral de 0.16g para la generación de los eventos.

Se debe considerar la influencia del terreno y sus heterogeneidades. Factores locales como el tipo de depósitos, litología, humedad, permeabilidad y relieve afectan el comportamiento de las ondas sísmicas. Cuando las ondas sísmicas golpean una morfología positiva (colina, montaña, cerro etc.) son reflejadas por las laderas y mientras ascienden por la estructura son amplificadas. Esta resonancia pudo inferir en las barrancas afectadas por el sismo como por ejemplo en el sector SW en donde es clara la relación entre el relieve abrupto, la amplificación de la aceleración sísmica y el elevado número de procesos muy superficiales. Adicionalmente, el cambio de un material consolidado (lavas) a uno inconsolidado (depósitos volcaniclásticos) también aumenta la amplitud de las ondas sísmicas.

Mediante el análisis de pesos de evidencia y el posterior cálculo de la función discriminante, la zona de estudio es clasificada de acuerdo al grado de susceptibilidad (baja, media, alta y muy alta) del terreno a ser afectado por procesos de remoción en masa superficiales. Al observar los seis modelos (Fig. 36, tabla 5) se observa el alto contraste que genera la presencia de las isópacas en el cálculo de la susceptibilidad. Todos los modelos clasifican las barrancas afectadas al oeste como regiones de alta y muy alta susceptibilidad. Sin embargo, los modelos 1,3 y 5 (A, C, E respectivamente) sobrestiman los flancos norte y sur del edificio, regiones que no se vieron afectadas por los *soil slips* ni por los deslizamientos superficiales más pequeños. La franja de mayor vulnerabilidad corresponde a la región donde se interceptan los derrames de lava y los depósitos volcaniclásticos de menor espesor.

A medida que se incrementan los factores involucrados en los modelos, la zonificación se refina y las regiones sobreestimadas disminuyen. Los modelos 4 y 6 (Fig. 36, D y F) son los más acordes con los procesos observados. El modelo 5 no incluye la curvatura del terreno mientras el modelo 6 incluye todos los factores considerados.

Determinar si la parte superior del cono ha sido afectada por deslizamientos es más difícil, dado que no tiene cobertura vegetal y está constituido por ceniza del tamaño lapilli completamente inconsolidada. En la visita a campo se observó cómo los materiales que componen las regiones más elevadas eran constantemente removilizados por la influencia de la gravedad, sobre pendientes superiores a 30°, originando flujos granulares secos. La falta

de cobertura vegetal, las elevadas pendientes y la radiación solar incidiendo sobre las capas al estar desnudas, son factores que impiden la saturación y acumulación de agua en las capas. Debido a esto la susceptibilidad a *soil slips* es baja.

Las zonas afectadas por los deslizamientos se encuentran en el límite de la línea de vegetación, compuesta por pastizales y algunos arbustos de 1.5 m de altura (Coviello et al., 2021). La intercalación de capas con diferente tamaño de grano (pómez y arcilla), sumado a la cobertura vegetal favorecen la acumulación de agua. Cuando las ondas sísmicas golpean terrenos saturados, o parcialmente saturados de agua, incrementan la presión de poro y puede conllevar a la licuefacción del terreno, creando una cortina de agua donde se produce la ruptura del terreno y causa que se comporte el material como un fluido.

Los modelos 4 y 6 son los más acertados en la estimación de la susceptibilidad. Se elige el modelo 6 (Fig. 37) que contiene todos los factores. Sin embargo, los modelos no incluyen la barranca NE como una zona de alta o muy alta susceptibilidad. Esto puede estar asociado a los puntos elegidos en la población inestable (Fig. 31), que se concentran principalmente en el flanco oeste sobre los escarpes más grandes. Esto infiere en el cálculo estadístico de los pesos y da más importancia a las características del terreno en el flanco oeste. Sin embargo, el tamaño y magnitud de los eventos fue mayor en el flanco W.

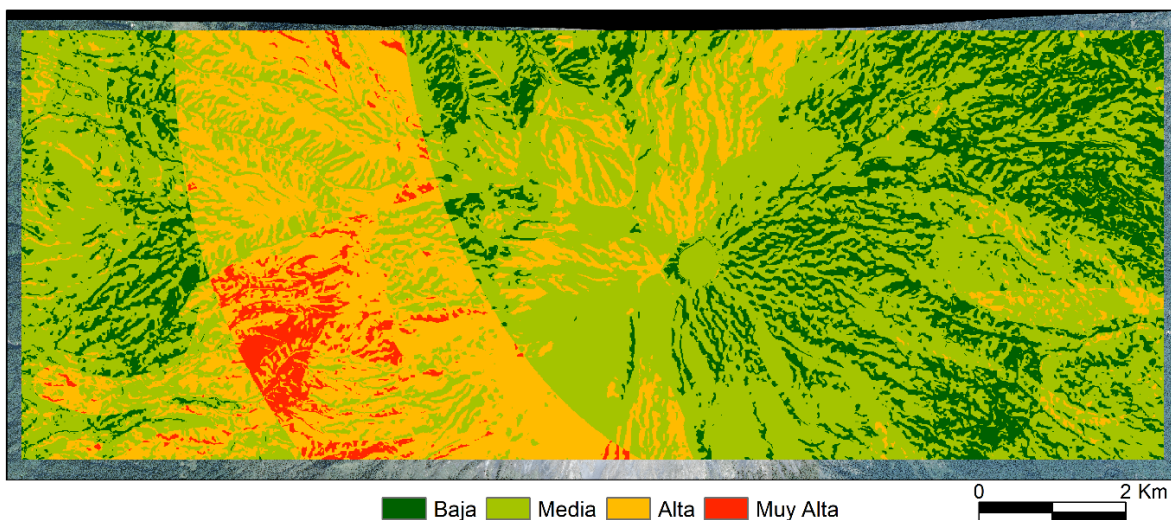


Figura 37. Mapa de susceptibilidad del volcán Popocatépetl a procesos de remoción en masa superficiales

Al observar la distribución de las fallas que configuran el volcán (Fig. 38) se observa que los deslizamientos están orientados en una franja NE-SW paralela a las fallas principales, que sirvieron como centros de emisión de los flujos de lava y conos adventicios más recientes (De Cserna et al., 1988). La configuración actual de los esfuerzos inferidos para el edificio volcánico se infiere con un esfuerzo máximo horizontal en dirección NE-SW (Fig. 38). Esta configuración ha dominado la región durante el cuaternario (De Cserna et al., 1988; Norini et al., 2006, 2019; Arámbula-Mendoza et al., 2010; García-Palomo et al., 2018).

Durante las jornadas de campo se visitaron las inmediaciones del cono volcánico donde afloraban rocas sedimentarias del mesozoico y dacitas pertenecientes a los derrames de lava más recientes. En ambas litologías se encontraron numerosas fracturas y fallas con rumbos NE-SW y NW-SE principalmente (Anexo 1). Sobre el flanco sur del cono volcánico se visitaron las lavas correspondientes a El Fraile que afloraban a lo largo de una cañada, en donde se observaron varias familias de diaclasas con direcciones preferenciales NE-SW que controlaban a su vez la dirección de la cañada, que también se extendía en dirección NE-SW. Si bien las fallas documentadas en las rocas sedimentarias pueden haberse generado antes que el estado de esfuerzos vigente. Las lavas se emplazaron en la historia más reciente del edificio volcánico, por lo que el diaclasamiento observado en éstas sí puede estar influenciado por los esfuerzos actuales. Todos estos planos de debilidad que se observan en el basamento del volcán deben influir en la estabilidad del edificio volcánico e incluso en su formación.

De acuerdo con lo mencionado en el párrafo anterior, es factible plantear que el estado de esfuerzos actual fue determinante en la generación de los soil slips, creando zonas de debilidad en dirección NE-SW, predisponiendo el terreno, ello favoreció la posterior generación de los soil slips en las zonas caracterizadas por alternancias de depósitos piroclásticos con diferentes características hidrológicas. Esto explica la subestimación de la susceptibilidad en el flanco NE en donde predominan capas homogéneas de caída de pómez de varios metros de espesor.

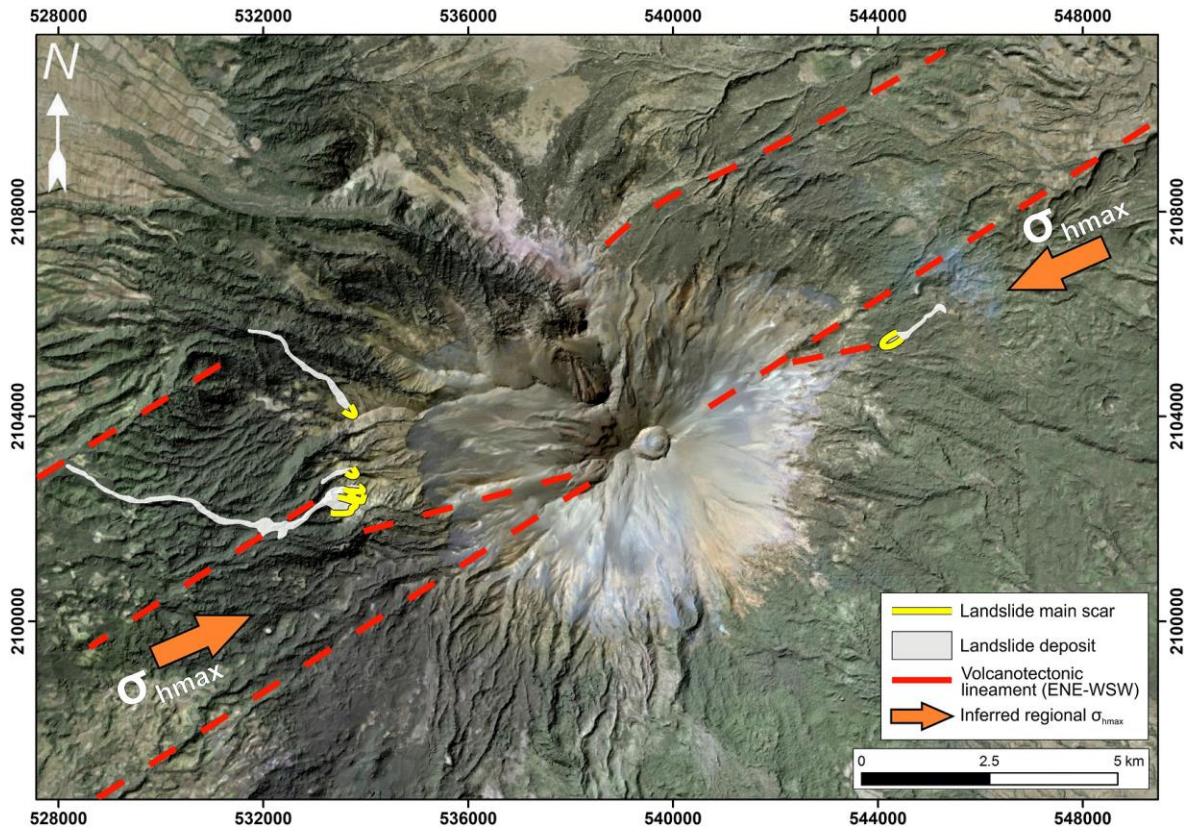


Figura 38. Configuración tectónica simplificada del volcán Popocatépetl. Tomada de Coviello et al. (2021).

13. Conclusiones

Las altas pendientes que forman los flujos el Fraile y las Cruces, sumado a los depósitos volcánicoclásticos de las erupciones plinianas más recientes y los planos de debilidad presentes en las lavas y rocas sedimentarias del basamento disminuyeron la estabilidad del terreno. Las precipitaciones previas al evento causaron que los depósitos de ceniza y pómez se saturaran, creando una región metaestable.

El sismo del 19 de septiembre del 2017 actuó como disparador de los procesos de remoción en masa que afectaron los depósitos que forman las paredes de las barrancas previamente inestables. Los depósitos saturados sufrieron procesos de licuefacción a causa del sismo, lo que provocó la ruptura del terreno y causó que se comportaran como un fluido, desplazándose por varios kilómetros.

Los factores considerados para los análisis cualitativos y cuantitativos, permitieron una adecuada zonificación del terreno.

El análisis de pesos de evidencia es una aproximación acertada para calcular la estabilidad de un terreno a procesos en remoción en masa superficiales. Por lo tanto, el mapa sugerido da una estimación adecuada de la probabilidad de que el cono sea afectado por procesos de remoción en masa superficiales cosísmicos.

Las fallas y esfuerzos que configuran la tectónica de la región, son factores condicionantes de la estabilidad del terreno e influyeron en la generación de los soil slips.

Por la conformación del cono volcánico, el evento aquí estudiado representa un posible escenario de amenaza que se tiene que considerar en el mapa de peligros del Popocatepetl, en donde actualmente solo se consideran eventos asociados a la actividad propia del volcán. No se puede excluir que en tiempos históricos hayan ocurrido eventos similares al estudiado. Sin embargo, debido a la poca profundidad de los escarpes, la recuperación de la vegetación pudo haber borrado cualquier evidencia.

Referencias

Alaniz-Álvarez, S.A.; Nieto-Samaniego, A.F., & Ferrari, L., 1998. Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican Volcanic Belt. *Geology*, vol. 26, p. 591-594.

Alaniz-Álvarez S. A., Nieto-Samaniego A.F., & Ferrari L., 1999. Effect of the Strain Rate in the Distribution of Monogenetic and Polygenetic Volcanism in the Transmexican Volcanic Belt. Reply to comments by M. Suter, Contreras y Gómez-Tuena; Siebe et al., *Geology*, vol. 27, p. 573-575.

Aguilar Murillo, C. A., 2012. Reconocimiento geológico de la zona de skarn de la Sierra de Tlayca y Tlayecac en el Estado de Morelos, México. Tesis de licenciatura, Universidad de Sonora.

Alcántara Ayala, I., 2000. Landslides: ¿deslizamientos o movimientos del terreno? Definición, clasificaciones y terminología. *Investigaciones geográficas*, no. 41, p. 7-25.

Alcántara Ayala, I., & Murillo García, F. G., 2008. Procesos de remoción en masa en México: hacia una propuesta de elaboración de un inventario nacional. *Investigaciones geográficas*, no. 66, p. 47-64.

Arámbula-Mendoza, R., Valdés-González, C., Martínez-Bringas, A., 2010. Temporal and spatial variation of the stress state of Popocatepetl Volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 196, no. 3-4, p. 156-168.

Bisson, M., Fubelli, G., Sulpizio, R., & Zanchetta, G., 2013. A GIS-based approach for estimating volcanoclastic flow susceptibility: a case study from Sorrentina Peninsula (Campania Region). *Italian Journal of Geosciences*, vol. 132, no. 3, p. 394-404.

Bisson, M., Sulpizio, R., Zanchetta, G., Demi, F., & Santacroce, R., 2010. Rapid terrain-based mapping of some volcanoclastic flow hazard using Gis-based automated methods: a case study from southern Campania, Italy. *Natural hazards*, vol. 55, no. 2, 371-387.

Bonham-Carter GF., 1994. *Geographic Information Systems for Geoscientists: modelling with GIS Computer methods in the geosciences*. Pergamon Press, Oxford, vol 13, p 398.

Borja Baeza, R. C., & Alcántara Ayala, I., 2004. Procesos de remoción en masa y riesgos asociados en Zacapoaxtla, Puebla. *Investigaciones geográficas*, no. 53, p. 7-26.

Cadoux A., Missenard Y., Martinez-Serrano R.G., Guillou H., 2011. Trenchward Plio-Quaternary volcanism migration in the Trans-Mexican Volcanic Belt: the case of the Sierra Nevada range. *Geological Magazine*, vol. 148, no. 3, p. 492-506.

Clague, J. J., & Stead, D., 2012. *Landslides: types, mechanisms and modeling*. Cambridge University Press, p. 420.

Coviello, V., Capra, L., Norini, G., Dávila, N., Ferrés, D., Márquez-Ramirez, V. H., Pico E., 2021. Earthquake-induced debris flows at Popocatepetl Volcano, Mexico. *Earth Surface Dynamics Discussions*, p. 1-24.

Espinasa-Pereña R., Martin-Del Pozzo A.L., 2006, Morphostratigraphic evolution of Popocatepetl volcano, México, In: Siebe, C., Macías, J.L., and Aguirre-Díaz, G.J., (eds.), *Neogene-Quaternary continental margin volcanism: A perspective from Mexico*. Geological Society of America Special Paper, no. 402, p. 101–123.

De-Cserna, Z., Fuente-Duch, M., Palacios-Nieto, M., Trial, L., Miltre-Salazar, L. M., & Mota-Palomino, R., 1988. Estructura geológica, gravimétrica, sismicidad y relaciones geotectónicas regionales de la cuenca de México. *Boletín del Instituto de Geología, UNAM*, vol. 104, p. 1-71.

Fan, X., Scaringi, G., Korup, O., West, A. J., van Westen, C. J., Tanyas, H., Hovius, N., Hales, T. C., Jibson, R.W., Allstadt, K. E., Zhang, L., Evans, S.G., Xu, C., Li, G., Pei, X., Xu, Q., & Huang, R., 2019. Earthquake-induced chains of geologic hazards: Patterns, mechanisms, and impacts. *Reviews of geophysics*, vol. 57, no. 2, p. 421-503.

Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggelli, G., Petrone, C. M., & Manetti, P., 2000. Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, vol. 318, no. 1-4, p. 161-185.

Fries C., 1960. Geología del Estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México. *Boletín del Instituto de Geología. UNAM*, vol. 60, p. 236.

Fries C., 1962. Bosquejo geológico de las partes central y occidental del Estado de Morelos y áreas contiguas de Guerrero y México. 20th International Geological Congress., Mexico, 1956, Fieldtrip guide No. C-9. UNAM, México, p. 17-53.

García-Palomo, A., Macías, J. L., Jiménez, A., Tolson, G., Mena, M., Sánchez-Núñez, J. M., Arce, J. L., Layer, P. W., Santoyo, M. Á., & Lermo-Samaniego, J., 2018. NW-SE Pliocene-Quaternary extension in the Apan-Acocolco region, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt, *J. Volcanol. Geotherm*, vol. 349, p. 240–255.

Gilabert, M. A., González-Piqueras, J., & García-Haro, J., 1997. Acerca de los índices de vegetación. *Revista de teledetección*, vol. 8, no 1, p 1-10.

Gómez-Tuena, A., Mori, L., Rincón-Herrera, N. E., Ortega-Gutiérrez, F., Solé, J., & Iriondo, A., 2008. The origin of a primitive trondhjemite from the Trans-Mexican Volcanic Belt and its implications for the construction of a modern continental arc. *Geology*, vol. 36, no. 6, p. 471-474.

Kameda, J., Kamiya, H., Masumoto, H., Morisaki, T., Hiratsuka, T., & Inaoi, C., 2019. Fluidized landslides triggered by the liquefaction of subsurface volcanic deposits during the 2018 Iburi–Tobu earthquake, Hokkaido. *Scientific reports*, vol. 9, no. 1, p. 1-7.

Londoño-Linares, J. P., 2017. Cálculo de susceptibilidad a deslizamientos mediante análisis discriminante. Aplicación a escala regional. *Dyna*, vol. 84, no 201, p. 278-289.

Martín del Pozzo A.L., Alatorre I. M., Arana, S. L., Bonasia R., Capra, L., Cassata, W., Córdoba, G., Cortés, J., Delgado, H., Ferrés, D., Fonseca, R., García, J. A., Gisbert, G., Guerrero, D. A., Jaimes, M. C., Macías, J. L., Nieto, J., Nieto, A., Paredes, P. A., Portocarrero, J., Renne, P., Rodríguez, D. M., Salinas, S., Siebe, C., Tellez, E., 2017. Estudios Geológicos y actualización del mapa de peligros del Volcán Popocatepetl. *Monografías, Instituto de Geofísica*, p. 166.

Melgar, D., Pérez-Campos, X., Ramirez-Guzman, L., Spica, Z., Espíndola, V. H., Hammond, W. C., and Cabral-Cano, E., 2018. Bend Faulting at the Edge of a Flat Slab: The 2017 Mw 7.1 Puebla- Morelos, Mexico Earthquake. *Geophysical Research Letters*, vol. 45, no. 6, p. 2633– 2641.

McGuire, W. J., 1996. Volcano instability: a review of contemporary themes, in McGuire, W.J., Jones, A.P., and Neuberg, J., eds., *Volcano instability on the earth and other planets*: Geological Society, London, Special Publications no. 110, p. 1-23.

Montrasio, L., & Valentino, R., 2008. A model for triggering mechanisms of shallow landslides. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, vol. 8, no. 5, p. 1149-1159.

Muñoz, P., 2013. *Apuntes de Teledetección: Índices de vegetación*. Centro de Información de Recursos Naturales.

Nakamura K., 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation: Principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, no. 2, p. 1-16.

Norini, G., Gropelli, G., Lagmay, A. M. F., & Capra, L., 2006. Recent left-oblique slip faulting in the central eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Seismic hazard and geodynamic implications. *Tectonics*, vol. 25, no.4.

Norini, G., Carrasco-Núñez, G., Corbo-Camargo, F., Lermo, J., Rojas, J. H., Castro, C., ... & Piccardi, L., 2019. The structural architecture of the Los Humeros volcanic complex and geothermal field. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 381, p. 312-329.

Robin C., 1984. Le volcan Popocatepetl (Mexique): structure, evolution pétrologique et risques. *Bulletin Volcanologique*, vol. 47, no. 1, p. 1-23.

Robin C., Boudal C., 1987. A gigantic Bezymianny-type event at the beginning of modern Volcán Popocatépetl. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 31, p. 115-130.

Saponaro, A., Pilz, M., Wieland, M., Bindi, D., Moldobekov, B., & Parolai, S., 2015. Landslide susceptibility analysis in data-scarce regions: the case of Kyrgyzstan. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, vol 74 no 4, p. 1117-1136.

Schaaf, P., Stimac, J. I. M., Siebe, C., & Macías, J. L., 2005. Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes in volcanic rocks from Popocatépetl and surrounding monogenetic volcanoes, central Mexico. *Journal of Petrology*, vol. 46, no. 6, p. 1243-1282.

Shroder, J. F., 2014. *Earthquake hazard, risk and disasters*. Academic Press.

Siebe, C., Abrams, M., Macías, J.L., 1995. Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del Volcán Popocatepetl. Volcán Popocatepetl, Estudios realizados durante la crisis de 1994–1995 in Comité Científico Asesor UNAM-CENAPRED: Volcán Popocatepetl, Edición Especial, Secretaría de Gobernación, p. 195–220.

Siebe, C., Abrams, M., Luis Macías, J., & Obenholzner, J., 1996. Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatepetl, central Mexico: Past key to the future? *Geology*, vol. 24, no. 5, p. 399-402.

Siebe, C., & Macías, J. L., 2006. Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field. *Special Papers-Geological Society of America*, no. 402, p. 253

Siebe, C., Salinas, S., Arana-Salinas, L., Macías, J. L., Gardner, J., & Bonasia, R., 2017. The ~ 23,500 y 14C BP White Pumice Plinian eruption and associated debris avalanche and Tochimilco lava flow of Popocatepetl volcano, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 333-334, p. 66-95.

Singh, S. K., Reinoso, E., Arroyo, D., Ordaz, M., Cruz-Atienza, V., Pérez-Campos, X., Hjörleifsdóttir, V., 2018. Deadly intraslab Mexico earthquake of 19 September 2017 (M w 7.1): Ground motion and damage pattern in Mexico City. *Seismological Research Letters*, vol. 89, no.6, p. 2193-2203.

Sosa-Ceballos G., Gardner J.E., Siebe C., Macías J.L., 2012. A caldera-forming eruption ~14,100 14C yr BP at Popocatepetl volcano, México: Insights from eruption dynamics and magma mixing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, no. 213-214, p. 27-48.

Sosa-Ceballos, G., Macías, J. L., García-Tenorio, F., Layer, P., Schaaf, P., Solís-Pichardo, G., & Arce, J. L., 2015. El Ventorrillo, a paleostructure of Popocatepetl volcano: insights from geochronology and geochemistry. *Bulletin of Volcanology*, vol. 77, no. 10, p. 91.

Watkinson, I. M., & Hall, R., 2019. Impact of communal irrigation on the 2018 Palu earthquake-triggered landslides. *Nature Geoscience*, vol. 12, no. 11, p. 940-945.

Anexos

Anexo 1. Datos estructurales tomados en las jornadas de campo.

Estación	Datos estructurales			Tipo de dato				
	Dip dir	Plunge de la Estría	Cinemática					
PO1902	189/80°			Plano de Fractura				
	346/76°							
PO1909	351/89			Fractura 81 separación 14 cm				
PO1910	111/67°			Pequeño afloramiento de fallas conjugadas, pueden ser estructuras formadas durante la compactación y emplazamiento				
	316/64°							
PO1914	276/85°				Escarpe en vía, posibles planos de fracturas			
	265/75°							
	277/87°							
PO1915	124/89°					034/02°	Dx	Plano de Falla
	144/87°					055/05°	Dx	
	128/89°	037/09°	Dx					
	296/86°	204/06°				Plano de Falla		
	R1: 336/82°							
	R2: 177/77°							
	91/85°	03/12°		Plano de Falla				
PO1916	229/07°			Estratigrafía Arenitas calcáreas				
	64/09°							
	82/20°							
PO1917	286/10°							
PO1918	011/21°			014/20°	In?	Plano de Falla		
	341/21°			08/16°	In?	Plano de Falla		
	227/68°			209/68°	N?	Plano de Falla		
	296/89°					Tope de calizas. Frente de anticlinal, pliegue en rodilla		
	299/86°							
	106/68°							
	214/70°							
PO1919	224/03°	Fractura hidráulica con rompimiento, espesor 20 cm				Estratigrafía Calizas		
	164/20°							
PO1920	164/20°							

PO1921	291/80°			
	294/80°			
	292/87°			
	288/86°	232/84°	Inv	Plano de Falla 1 - más antiguo
	295/82°	258/78°	Inv	
	041/77°	314/33°	Sn	Plano de Falla 2 - Menos antiguo
	125/82°	039/07°	Sn	Plano de Falla 3 - Mas Joven
	126/86°	039/09°	Sn	
	138/69°	053/06°	Sn	
PO1922	215/81°			Lava dacítica - Fractura
PO1923	241/48°			Estratigrafía Conglomerado
PO1925	279/72°			Estratigrafía Calizas
	277/74°			
	256/74°			
	250/59°			
	230/88°			Plano de fractura
	253/70°			Estratigrafía Calizas
	280/71°			
	296/70°			Plano de Falla
	284/53°	015/04°	Dx	
	290/54°	018/05°	Dx	
	281/70°	192/15°	Dx	
	275/63°			Plano de fractura
	171/76°			
186/82°				