



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

**SUBSECRETARIA DE PLANEACIÓN, INFORMACIÓN Y PROTECCIÓN CIVIL
COORDINACIÓN NACIONAL DE PROTECCIÓN CIVIL
CENTRO NACIONAL DE PREVENCIÓN DE DESASTRES**

**Modelación de derrames de lava en los campos volcánicos monogenéticos
de Chichinautzin, Xalapa-Naolinco y Michoacán-Guanajuato**

**Subdirección de Riesgos Volcánicos
Dirección de Investigación**

Contenido

- Antecedentes
- Fundamentos Teóricos
- Metodología
- Campo Volcánico Michoacán Guanajuato (CVMG)
- Campo Volcánico Chichinautzin
- Campo Volcánico Xalapa-Naolinco
- Resultados y análisis
- Conclusiones
- Trabajos futuros
- Referencias



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

Antecedentes

El presente proyecto es la continuación de trabajos realizados en años anteriores:

- Zonificación de campos volcánicos monogenéticos para la identificación de los peligros asociados (parte 1), 2014
- Metodología para la evaluación de zonas susceptibles a presentar vulcanismo (parte 2), 2015
- Metodología para la identificación de los peligros asociados al vulcanismo monogenético en México (parte 3), 2016

El objetivo fue generar escenarios de derrames de lava en zonas que podrían manifestar actividad volcánica futura, dentro de los campos volcánicos monogenéticos (CVM): Michoacán-Guanajuato, Chichinautzin y Xalapa-Naolinco (Figura 1).

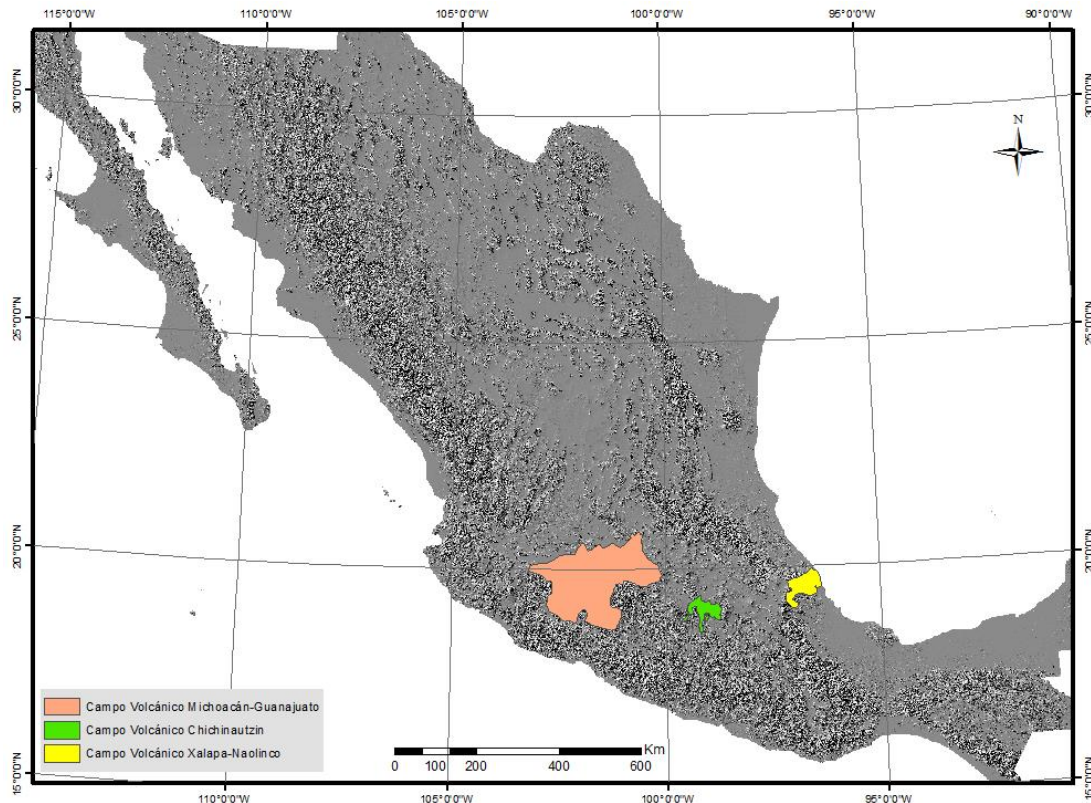


Figura 1 Mapa de ubicación de los Campos Monogenéticos Michoacán-Guanajuato, Chichinautzin y Xalapa-Naolinco

Las simulaciones probabilísticas de derrames de lava se empezaron a desarrollar desde finales del siglo pasado por diversos autores, como Young and



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

Wadge (1990) con el programa FLOWFRONT, Felpeto *et al.* (2001) y su modelo probabilístico de pendiente máxima, Dan Stora *et al.* (2010) desarrollan animaciones de flujos, Connor *et al.* (2012) elaboran el programa LavaPL, y finalmente Mossoux *et al.* (2016) desarrollan Q_LAVHA. La mayoría son modelos computacionales basados en la probabilidad y el uso de SIG. La simulación de derrames de lava en volcanes requiere, por una parte, la distribución espacial y temporal de zonas de intrusión magmática y, por otro lado, el comportamiento de las lavas que depende de su reología y velocidad de emplazamiento. Para poder generar escenarios por derrame de lava, es prioritario un análisis geológico para determinar las áreas más susceptibles a presentar nuevas erupciones dentro de los campos monogenéticos.

Los estudios aplicados en simulación de lavas han sido probados en diversos volcanes como Etna y Nyamulagira (Mossoux *et al.*, 2016), Etna, (Ciro Del Negro *et al.*, 2007), Lanzarote (Felpeto *et al.*, 2001), Lonquimay (Wadge *et al.*, 1994), Ceboruco (K. Sieron *et al.*, 2019). Sin embargo, son escasas las simulaciones aplicadas para campos monogenéticos; en México solo se conoce el trabajo de Cisneros y Avillán (2018), donde simulan el flujo Quitzocho del V. Parícutin.

El presente proyecto plantea realizar, para los campos Michoacán-Guanajuato, Chichinautzin y Xalapa-Naolinco, un análisis de la información geológica, vulcanológica y geoquímica publicada, profundizando en el análisis de carácter geológico-estructural y geomorfológico a través del uso de Sistemas de Información Geográfica (SIG).

En general, los conos de ceniza y lava están activos solo por un corto período de tiempo, quizás de unos pocos meses a veinte años, y rara vez se vuelven a activar. Entre sus productos eruptivos, los que suelen causar mayores afectaciones son los derrames de lava; por ejemplo, el volcán Parícutin (1943-1952) destruyó dos pueblos cercanos, San Juan Parangaricutiro (cabecera municipal) y Parícutin, que fueron cubiertos por los derrames de lava.

Por lo anterior, el estudio de los derrames de lava, desde el punto de vista de los peligros volcánicos, es fundamental para determinar las posibles áreas de afectación, ya que contribuye a mejorar la comprensión de la distribución espacial de este tipo de peligro volcánico, influir en las decisiones de prevención y apoyar la planificación de la evacuación durante una crisis volcánica (Herault *et al.*, 2009; McGuire *et al.*, 2009; Morgan *et al.*, 2013).

Para el modelado del emplazamiento de derrames de lava se utilizó Q-LavHA, que es un complemento gratuito que se ejecuta en un entorno de software de código abierto, el cual permite a los usuarios simular derrames de lava A'a canalizados desde un punto, línea o fuente de erupción sobre la superficie, en un modelo digital de elevación (MDE), usando una combinación de componentes de modelos probabilísticos y termo-reológicos.



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

Fundamentos Teóricos

Características físicas de los derrames de lava

Los derrames de lava son flujos de roca parcialmente fundida, que fluyen por la acción de la gravedad, que se enfrían a medida que fluyen y se solidifican gradualmente hasta que se detienen. Presentan una amplia gama de regímenes de flujo, desde flujos turbulentos de canal en números moderados de Reynolds hasta extremadamente viscosos o plásticos (Griffiths, 2000).

Los derrames de lava se forman cuando roca fundida o parcialmente fundida llega a la superficie de la Tierra; descienden por los flancos y las quebradas del terreno a distancias de hasta >50 km desde el cráter, a velocidades que varían entre algunos metros por día hasta un máximo de 30 km/h (Griffiths, 2000). Por esta razón son considerados el menos peligroso de todos los procesos que ocurren en erupciones volcánicas. La distancia que recorre un derrame de lava depende de la temperatura del derrame, su contenido de sílice, la velocidad de extrusión y la pendiente del terreno. Un derrame de lava frío no viajará lejos y tampoco lo hará uno que tenga un alto contenido de sílice, porque son más densos y viscosos. Dicho flujo tendría una alta viscosidad (una alta resistencia al flujo). Un derrame de basalto, como los que ocurren en Hawái, tiene un bajo contenido de sílice y una baja viscosidad, por lo que pueden fluir largas distancias, mientras que los derrames más ricos en sílice no se desplazan grandes distancias, pero pueden tener espesores de varios cientos de metros (Bryant, 1991). Si un derrame de lava se emplaza formando tubos de lava, la distancia que recorre se extiende considerablemente.

Según Williams y McBirney (1979) la morfología de las extrusiones está determinada por el volumen de lava emitido por unidad de tiempo (tasa de emisión), por la pendiente de la superficie sobre la cual la lava se derrama, y por la viscosidad de la lava. Las coladas de lava se pueden dividir, de acuerdo a su morfología: las de tipo pahoehoe (Figura 2), se caracterizan por presentar superficies suaves, cordadas y onduladas, con vesículas esferoidales, y alcanzan espesores de 1 a 10 metros (Macdonald, 1953 and Harris, 2015), por otro lado, las lavas A'a (Figura 3), se identifican por presentarse muy fragmentadas, con superficies espinosas, y vesículas irregulares, alcanzan espesores de 30 hasta 50 metros. Las coladas de lava A'a avanzan lentamente a una velocidad de 5 a 50 metros por hora, valor escaso que contribuye a su aspecto caótico: a tan escasa velocidad, la superficie se enfría parcialmente y al ser empujada por la lava aun candente que tiene debajo, se agrieta y deforma. Por último, las de tipo bloques, difieren de las A'a, por presentar bloques con formas más regulares, y con superficies más lisas, con espesores que exceden los 50 m (Macdonald 1953).



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES



Figura 2 Colada de lava pahoehoe avanzando por una carretera en Kalapana. Tomada de J.D. Griggs 1990



Figura 3 Colada de lava A'a avanzando sobre lava pahoehoe en el Kilauea, en Hawai. Tomada del USGS, 1998



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

Dinámica del derrame de lava: principios fundamentales y definiciones

Se han utilizado modelos isotérmicos simples de emplazamiento de derrame de lava para extraer propiedades como viscosidad, resistencia de la fluencia, etc y generalmente se ha asumido que los derrames de lava tienen un solo valor de viscosidad. Nichols (1939) propuso la ecuación de Jeffreys (Jeffreys, 1925) para calcular la viscosidad de un derrame de lava a partir de sus dimensiones, suponiendo que este presenta un fluido newtoniano, que es aquel cuya viscosidad puede considerarse constante en el tiempo y solo depende de la temperatura. Reconociendo que la lava ya no puede comportarse como un fluido Newtoniano mientras se enfría, este puede seguir una ley de Bingham o ley de fluido plástico que son aquellos que requieren de un esfuerzo inicial τ_0 para iniciar la deformación, en este caso si el esfuerzo de corte aplicado es inferior a τ_0 , se comporta como un sólido. Si es superior a τ_0 se comporta como un fluido Newtoniano, más tarde, Hulme (1974) propuso un método para estimar la resistencia del rendimiento de lava a partir de sus dimensiones morfológicas.

Los principios que gobiernan la dinámica del derrame de lava fueron establecidos por Hulme (1974) y más tarde detallados por Chester et al. (1985). Dos términos fundamentales son: esfuerzo cortante, (Pa o N m^{-2}) y velocidad de deformación $\dot{\epsilon}$ (s^{-1}). El esfuerzo cortante es la fuerza por unidad de área que actúa sobre un fluido y depende del espesor del flujo, h , y la densidad, así como la gravedad, g , y la pendiente, sobre la cual se mueve el fluido.

$$\tau = h\rho g \sin \theta \quad \text{Ecuación 1}$$

La tasa de deformación esta experimentada por un fluido cuando se aplica una carga, puede definirse por el gradiente de velocidad del flujo ($\dot{\epsilon} = du/dz$).

A continuación se diferencian los fluidos Newtonianos y de Bingham. Un fluido Newtoniano fluiría (se deformará) cuando se aplique una fuerza infinitamente pequeña (esfuerzo cortante). En contraste, un fluido de Bingham solo fluiría una vez que se haya aplicado una suficiente fuerza de corte. Si un fluido de Bingham no es lo suficientemente grueso, las tensiones de corte no serán lo suficientemente altas como para causar una respuesta de deformación, por lo que la tasa de deformación será cero. Al alcanzar un grosor crítico, h_0 , las tensiones de corte en los fluidos de Bingham se vuelven suficientes para causar deformación o flujo. Para un fluido Bingham en un plano inclinado, este punto se define por la resistencia del fluido:

$$\tau_0 = h_0 \rho g \sin \theta. \quad \text{Ecuación 2}$$

La fuerza de rendimiento también puede escribirse en términos de la relación altura-ancho que se logrará con un fluido que se propague bajo la influencia de la gravedad sobre una superficie plana (Blake, 1990). Para un volumen dado,



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

dicho fluido se propagará hasta que alcance un grosor crítico, h_0 , y ancho, w , para producir una pila de fluido estacionario (no deformante):

$$\tau_0 = g\rho h_0/w. \quad \text{Ecuación 3}$$

Los fluidos de Bingham solo se propagarán mientras $\tau > \tau_0$; una vez $\tau \leq \tau_0$, el flujo habrá alcanzado su grosor mínimo h_0 y la dispersión se detendrá. En contraste, los fluidos newtonianos no tienen la fuerza de rendimiento y el fluido puede extenderse para formar una lámina infinitamente delgada.

Una vez que la deformación está en curso, la relación entre el esfuerzo de corte y la velocidad de deformación puede seguir una serie de trayectorias características (Figura 4). Las pendientes de las relaciones de esfuerzo cortante-velocidad de deformación están dictadas por la resistencia interna del fluido a fluir, es decir, la viscosidad. Si la resistencia interna del fluido es alta, se requiere un aumento mayor en el esfuerzo de corte para lograr la misma cantidad de cambio en la tasa de deformación que en viscosidades más bajas, de modo que la pendiente de la relación sea más pronunciada para el caso de alta viscosidad. Para los fluidos Newtonianos y Bingham, la relación entre la tensión de corte y la velocidad de deformación es lineal y la viscosidad es la misma en todas las tensiones de cizallamiento y las velocidades de deformación. Para un fluido pseudoplástico, la tasa de cambio en la velocidad de deformación disminuye a medida que aumenta la tensión de corte, de modo que la viscosidad es más baja a altas tensiones de corte y velocidades de deformación que en condiciones de baja tensión/velocidad de deformación (Figura 4).

La mayoría de los modelos de derrame de lava asumen que el comportamiento masivo de un derrame de lava es tipo Bingham en lugar de Newtoniano (por ejemplo, Dragoni et al., 1986). El comportamiento no newtoniano de la lava basáltica (y el magma) se ve confirmado por los datos de campo de Pinkerton y Sparks (1978), que muestran que la lava tiene un límite de elasticidad y se deforma de forma pseudoplástica a medida que aumenta la tensión de corte. El comportamiento pseudoplástico también es evidente en los datos experimentales de Sonder et al. (2006), que revelan que la viscosidad de los magmas basálticos disminuye con el aumento de las tasas de deformación, incluso a temperaturas de 1175-1225 ° C.

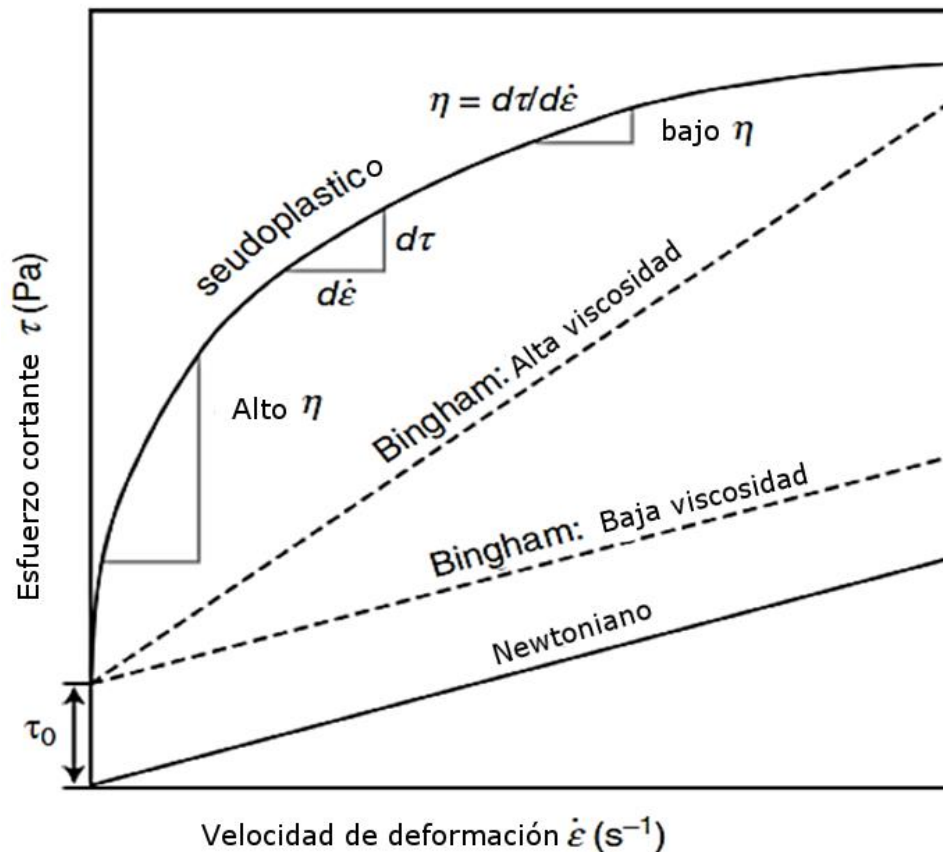


Figura 4 Relaciones entre el esfuerzo cortante y la velocidad de deformación para los líquidos de Newton, Bingham y pseudoplásticos. Un líquido Newtoniano se deformará cuando se coloque bajo un esfuerzo cortante inicialmente pequeño. Para un líquido de Bingham, la tasa de deformación, $\dot{\epsilon}$, será cero (no se producirá deformación) hasta que se aplique una tensión de corte crítica, según lo determinado por la resistencia elástica, τ_0 .

Dinámicas de lava: tratamientos de velocidad

La dinámica de fluidos de los fluidos viscosos se describe ampliamente en los libros de texto de ingeniería (e.g., White, 2006), así como para aplicaciones geológicas por Furbish (1997), y muchos tratamientos numéricos para el flujo viscoso aparecen en la literatura de mecánica de fluidos. Mei y Yuh (2001), ofrecen una de las soluciones más completas para el flujo tridimensional de un fluido Bingham en un canal ancho y poco profundo, Balmforth et al. (2006).

Para los derrames de lava, la relación de Jeffreys (1925) se ha utilizado ampliamente. Esto proporciona una relación entre la viscosidad del fluido, y la velocidad media, u , para el flujo newtoniano impulsado por la gravedad:

$$\eta = \frac{h^2 g \rho \sin \theta}{Bu} \quad \text{Ecuación 4}$$



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

En donde h es la profundidad del flujo, es la pendiente de la superficie subyacente, y B es una constante con un valor de 8 para canales semicirculares y 3 para canales que son más anchos que profundos. La ecuación (4) se aplicó originalmente para estimar la viscosidad del derrame de lava utilizando datos de velocidad y pendiente (e.g., Walker, 1967), pero la reorganización simple permite el cálculo de la velocidad media si se conoce la viscosidad:

$$u = \frac{h^2 g \rho \sin \theta}{B \eta} \quad \text{Ecuación 5}$$

En efecto, la ecuación (5) considera el equilibrio entre las fuerzas gravitacionales (numerador) y las fuerzas resistivas (denominador) en el flujo. Sin embargo, esta ecuación solo es apropiada para el flujo de un fluido newtoniano en un canal (y, por lo tanto, no es apropiada para calcular las velocidades del frente de flujo).

Controles de viscosidad y elasticidad

La lava es un polímero, es decir, un compuesto cuya molécula se forma a partir de varias unidades repetidas de uno o más compuestos (monómeros). La presencia de polímeros conduce a redes de moléculas altamente interconectadas que presentan una resistencia interna al flujo. Debido a que los enlaces más fuertes en los líquidos de silicato son los enlaces puente Si-O-Si, la resistencia interna del fluido a fluir (es decir, la viscosidad) aumenta con el contenido de sílice. Sin embargo, los óxidos y el agua modificadores de la red sirven para romper los enlaces puente, despolimerizando así el fluido y reduciendo la viscosidad del flujo.

La temperatura también influye en la viscosidad: el aumento de la temperatura proporciona mayor energía, lo que debilita la resistencia de los enlaces en la masa fundida y disminuye la viscosidad. Por debajo de las temperaturas del líquido, la cristalización también juega un papel, por lo que la presencia de partículas rígidas (cristales) impide el flujo. La presencia de burbujas en el fundido también influye en la resistencia interna del magma.

Para la lava, tradicionalmente se ha asumido que las dependencias de viscosidad y composición de la temperatura siguen una relación Arrheniana en la que, por cada 10 ° C de aumento de temperatura, la velocidad de la reacción química se duplica. Tal relación puede ser descrita por (Bottinga y Weill, 1972; Shaw, 1972):

$$\log \eta(T) = \log a + b/T \quad \text{Ecuación 6}$$

Siendo a y b dos parámetros ajustables (mejor ajuste) que varían con la composición del fundido. Esta ecuación describe un escenario en el que la viscosidad decae exponencialmente a medida que aumenta la temperatura.



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

Shaw (1972) proporciona un método ampliamente utilizado para definir a y b en la Ec. (4) para un fundido de la composición dada y el contenido de agua.

Q-LavHa (Quantum-Lava Hazard Assessment)

Q-LavHA (Quantum-Lava Hazard Assessment) es un complemento gratuito de QGIS que simula la probabilidad de inundación de un derrame de lava de tipo A'a de una o varias bocas eruptivas, a partir de un Modelo Digital de Elevación (MDE) (Mossoux et al., 2016). Este complemento combina los modelos probabilísticos y deterministas existentes (Felpeto et al., 2001; Harris y Rowland, 2001). La propagación espacial está restringida por la pendiente más pronunciada probabilística. Además incluye factores correctivos para permitir que la simulación de flujo supere pequeños obstáculos topográficos y rellene las depresiones. Una de las virtudes de Q-LavHa es que calcula la propagación espacial de un derrame de lava y su longitud terminal.

Conceptos del modelo

Q-LavHA permite al usuario combinar diferentes modelos que determinan la propagación espacial de un derrame de lava tipo A'a y su longitud terminal en un MDE utilizando un enfoque iterativo. Con base en las elecciones del usuario, calcula las ventilaciones distribuidas regularmente, un número predefinido de líneas de flujo de lava (iteraciones) que luego se combinan en función de los parámetros de simulación activados para expresar la probabilidad de píxeles de ser inundado por la lava. Se pueden calcular los índices de condición física.

Fuentes de erupción

La fuente o centros de erupción pueden definirse en Q-LavHA como un punto, una línea o un área de superficie. Los dos primeros permiten al usuario simular un derrame de lava emitido desde una boca eruptiva bien definida o una fisura eruptiva, respectivamente. El área de superficie permite simular múltiples escenarios de erupción de un área de erupción probable. Con las simulaciones de línea o superficie, la erupción se produce a intervalos espaciales regulares de acuerdo con el espacio de ventilación definido por el usuario. Los mapas de susceptibilidad se pueden usar para ponderar la probabilidad de ocurrencia de diferentes ubicaciones de fuentes eruptivas (p_{susc}) y, por lo tanto, producen mapas de riesgo (Bartolini et al., 2013, Felpeto et al., 2001, Tarquini y Favalli 2013)

Simulación estocástica de propagación de lava

Un derrame de lava es un fluido viscoso con la capacidad de fluir. Por esa razón, no solo sigue el camino más inclinado sino que puede propagarse lateralmente, rellenar depresiones y superar obstáculos topográficos (Sigurdsson et al., 2015). En Q-LavHA, la propagación de lava de un frente de flujo canalizado A'a se determina en función del modelo probabilístico de Felpeto et al. (2001). A partir de la fuente de erupción, el modelo asume que el flujo se propaga a través del

MDE desde un píxel de origen a uno de sus ocho píxeles circundantes (Figura 5). Para determinar el siguiente píxel a lo largo de la ruta del derrame de lava, una probabilidad de flujo (P_i) se calcula para cada uno de los ocho píxeles que rodean el píxel central alcanzado por la línea de flujo:

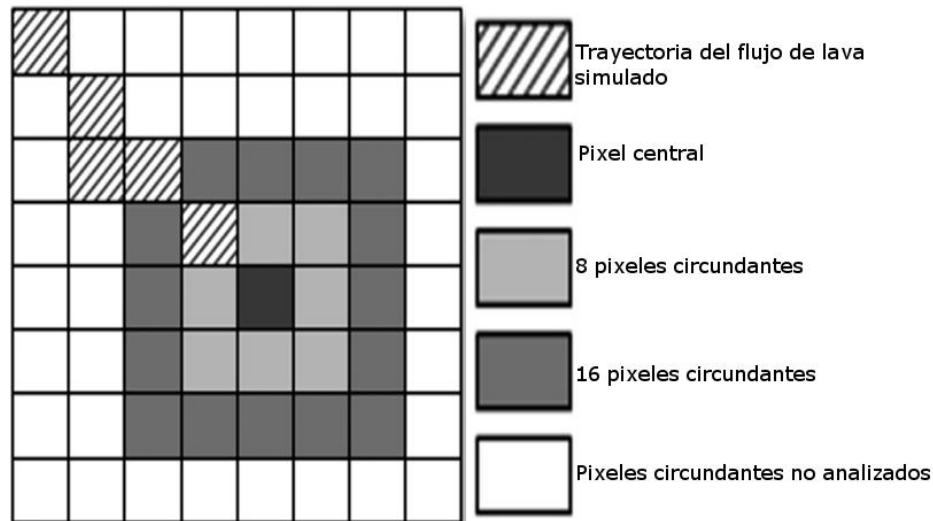


Figura 5 Representación esquemática del píxel central y sus píxeles circundantes. La trayectoria del derrame de lava evoluciona en los píxeles de elevación del MDE y analiza progresivamente los píxeles circundantes del píxel central al que llegó el derrame de lava.

$$P_i = \frac{\Delta h_i}{\sum_{j=1}^8 \Delta h_j}, i = 1, 2, 3, \dots, 8 \quad \text{Ecuación 7}$$

Donde Δh_i representa la diferencia de altitud entre el píxel central ($i = 0$) y cada uno de los ocho píxeles circundantes ($i = 1, 2, \dots, 8$). Si la diferencia entre el píxel donde se localiza la lava y el píxel circundante es negativa, Δh_i se iguala a cero ya que la propagación de lava cuesta arriba es imposible. No se permite la propagación hacia atrás en un píxel desde donde se originó el flujo.

Se incluyen factores correctivos que permiten que la lava supere pequeños obstáculos o fosas topográficas (figura 7). El factor H_c (m) siempre se agrega a la elevación del píxel central antes de calcular Δh_i (Ecs. 8 y 9). Esto permite representar el espesor de lava (Felpeto et al., 2001). Como se observa que los derrames de lava reales son capaces de inundar las depresiones preexistentes (Sigurdsson et al., 2015) mientras que las líneas de derrame de lava serían atrapadas numéricamente en la depresión topográfica, proponemos la introducción de un factor correctivo más alto, H_p (m), que se puede aplicar si el píxel de origen está rodeado por ocho píxeles en una mayor elevación píxeles que H_c . No se puede superar (Figura 6). Esto simula la capacidad de la lava para rellenar los pozos y seguir su flujo (Ecs. 10 y 11).

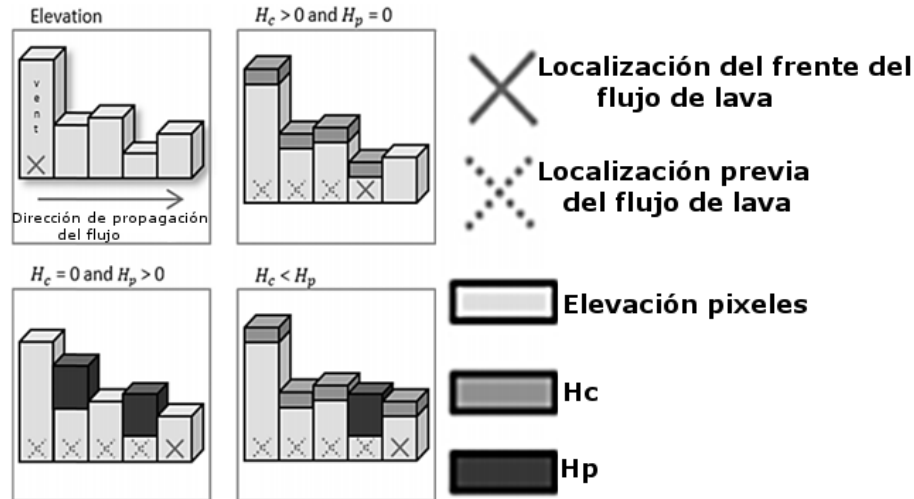


Figura 6 Representación esquemática en 3D del uso de los factores correctivos en los píxeles de elevación. A partir de un píxel de elevación, el derrame de lava evoluciona en la topografía. Cuando se encuentran pequeñas depresiones o pozos, se puede usar H_c o H_p . Si $H_c \neq 0$, el factor se agrega artificial y progresivamente a la elevación en donde se encuentra la lava. Si $H_p \neq 0$, el factor se agrega artificialmente a lugares donde el factor H_c no es lo suficientemente grande como para superar el pozo. La combinación de ambos factores permite alcanzar el píxel final esperado.

$$\text{Si } (h_0 + H_c) - h_i \geq 0 \text{ entonces } \Delta h_i = (h_0 + H_c) - h_i \quad \text{Ecuación 8}$$

$$\text{Si } (h_0 + H_c) - h_i < 0 \text{ entonces } \Delta h_i = 0 \quad \text{Ecuación 9}$$

Si todo $\Delta h_i = 0$ entonces

$$\text{Si } (h_0 + H_p) - h_i \geq 0 \text{ entonces } \Delta h_i = (h_0 + H_p) - h_i \quad \text{Ecuación 10}$$

$$\text{Si } (h_0 + H_p) - h_i < 0 \text{ entonces } \Delta h_i = 0 \quad \text{Ecuación 11}$$

Donde h_0 representa la elevación del píxel central y h_i la elevación del píxel analizado, ambas expresadas en (m).

Todos los factores correctivos incluidos en Q-LavHA se agregan temporalmente al MDE para fines de cálculo. Por lo tanto, estos factores no modifican permanentemente el MDE y no afectan la simulación de flujo para otros píxeles a lo largo de la línea de flujo u otras simulaciones de línea de derrame de lava.

Después de calcular una probabilidad (P_i) para cada uno de los ocho píxeles que rodean el píxel central, un valor de probabilidad acumulativa (S_i) se calcula para cada píxel, dependiendo de su valor de índice (Ec. 10) y un número aleatorio (rnd) se dibuja entre cero, incluido y uno, excluido. Si el número aleatorio cae



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

dentro del intervalo $EI [S_{i-1}, S_i]$, el píxel se selecciona como el siguiente píxel en la trayectoria del derrame de lava (Felpeto et al., 2001) (Ec. 13):

$$S_i = \sum_{j=1}^i P_j, i = 1, 2, \dots, 8 \quad \text{Ecuación 12}$$

Donde S_i la probabilidad acumulativa atribuido al píxel con valor de índice y S_0 es igual a cero.

$$S_{i-1} \leq \text{rnd} < S_i, i = 1, 2, \dots, 8 \quad \text{Ecuación 13}$$

Q-LavHA incluye la posibilidad de calcular la probabilidad de acuerdo con la (Ec. 14) en lugar de la (Ec. 7), usando la segunda potencia de Δh_i para calcular la probabilidad de propagación. Esto implica que los píxeles con mayores diferencias de elevación obtienen mayores probabilidades. Por lo tanto, es más probable que la línea de flujo siga la trayectoria de pendiente más empinada.

$$P_i^2 = \frac{(\Delta h_i)^2}{\sum_{j=1}^8 (\Delta h_j)^2}, i = 1, 2, \dots, 8 \quad \text{Ecuación 14}$$

Si la línea de lava alcanza un pozo, que es demasiado profundo para ser superado por los factores correctivos H_c y H_p , Q-LavHA incluye la opción de considerar los 16 píxeles circundantes siguientes (figura 19). Si uno de estos 16 píxeles cumple el requisito expresado por las (Ecs. 8 o 10) luego la línea de derrame de lava se propaga al píxel seleccionado por el rnd y sigue su camino. Si no, la simulación se detiene.

Restricciones de longitud de derrame de lava

El emplazamiento de lava se controla mediante una interacción compleja principalmente entre la velocidad de derrame, la topografía subyacente, la viscosidad de lava, la resistencia de la fluencia, los procesos de enfriamiento, la morfología y la dinámica de propagación (Harris y Rowland, 2001, Proietti et al., 2009). Sin embargo, muchos de estos parámetros a menudo no están disponibles o están pobremente limitados para un derrame de lava específico, son difíciles de predecir y varían entre erupciones (Damiani et al., 2006). Para habilitar el pronóstico a corto plazo, se deben encontrar alternativas. En este contexto, Q-LavHA propone tres alternativas para terminar una línea de flujo.

La primera opción es definir una longitud máxima hasta donde puede fluir la lava ($L_{\max}$). Esta distancia puede estimarse estudiando la longitud máxima alcanzada por los derrames de lava históricos del volcán estudiado. En cada paso de la simulación de la trayectoria del derrame de lava, se calcula la distancia recorrida por la línea de derrame de lava. Cuando la línea de derrame de lava alcanza la longitud máxima definida por el usuario, la iteración se detiene. Debido a que la longitud de cada derrame de lava no es constante para



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

un volcán dado, se puede suponer que la probabilidad de alcanzar una cierta longitud se puede expresar mediante una función de densidad acumulativa decreciente que sigue una distribución normal (φ) (Bonne *et al.*, 2008) (L_{normal}). En una segunda opción, Q-LavHA permite ponderar la probabilidad de inundación de lava de cada píxel a lo largo de una línea de derrame de lava basada en la ecuación (13).

$$\varphi(x, \mu, \sigma) = 1 - \frac{1}{2} \left(1 + \text{crf} \left(\frac{x - \mu}{\sqrt{2}\sigma} \right) \right) \quad \text{Ecuación 15}$$

Donde x representa la distancia desde la fuente a lo largo de la línea de flujo, μ representa la longitud media y σ la desviación estándar de los flujos históricos de lava. La línea de flujo se simula hasta alcanzar una distancia igual a $\mu + 3\sigma$ en cuyo punto el factor de ponderación φ es igual a 0.15%.

La última opción para definir la longitud de la línea de derrame de lava se basa en el modelo de enfriamiento FLOWGO unidimensional (Harris y Rowland, 2001) (L_{flowgo}). Debido a que la lava en un canal abierto pierde calor mientras fluye cuesta abajo, las propiedades reológicas de la lava cambian. En cada paso a lo largo de la línea de flujo, los parámetros térmicos, reológicos y dinámicos se adaptan en función de la pendiente encontrada para calcular la evolución con la distancia de las variables dependientes. El derrame de lava se detiene cuando se cumple al menos una de las siguientes condiciones: su velocidad es cero, la temperatura del núcleo de lava alcanza el sólido o la resistencia del rendimiento en la base del canal es mayor que la tensión descendente. FLOWGO asume una profundidad de canal de lava constante y calibra el ancho del canal y la velocidad de flujo para mantener una descarga constante. Se debe prestar atención al hecho de que las simulaciones se realizan en base al modelo FLOWGO utilizando algunas simplificaciones: la pérdida de calor por vaporización de lluvia y la ganancia de calor por disipación viscosa se desprecian; la cristalización se considera una función lineal del enfriamiento (Harris y Rowland, 2001).

Metodología

Antes de realizar la modelación de algún derrame de lava en cualquiera de los campos monogenéticos a estudiar, se llevó a cabo la recopilación de información geológica con el objetivo de inferir una posible fuente de erupción; para ello se realizaron bases de datos en las que se incluyó información como la localización de las estructuras volcánicas, tipos de estructuras, edades, sismicidad histórica y fallas geológicas de la zona, posteriormente, mediante el uso de Sistemas de Información Geográfica (SIG), específicamente el denominado ArcGis, se realizaron mapas temáticos con cada una de las bases de datos.



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

El estudio de una región volcánica, desde el punto de vista sísmico, es importante porque nos permite conocer diferentes aspectos del sistema volcánico. Entre otros, el posible estado de esfuerzos local y regional. Para elaborar los mapas de sismicidad histórica se utilizó información publicada por el Servicio Sismológico Nacional (SSN), la base de datos incluye sismos ocurridos desde el año 1900 y hasta diciembre de 2018, las magnitudes van desde 3.1 a 4.7.

Para realizar los mapas de las principales fallas geológicas, se consultó la información proporcionada en la página del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), escala 1:50,000. También se realizó una base de datos de las diferentes edades reportadas (Ver apéndice).

Para determinar las zonas donde es mayor la probabilidad de que se origine un centro eruptivo, se conjuntaron todas las capas de información geológica, dando como resultado la existencia de zonas en las que se observa la intersección de al menos tres variables, es decir; la existencia de la mayor ocurrencia de sismos, más fallas geológicas, más estructuras volcánicas jóvenes o las densidades más altas de estructuras volcánicas.

Uno de los principales objetivos de la simulación de los derrames de lava es determinar las posibles áreas de afectación por el paso de estos flujos, información que es clave para científicos y autoridades de protección civil y otros órdenes de gobierno involucrados en la toma de decisiones enfocadas en la prevención, así como apoyo en la planificación de las rutas de evacuación durante una crisis volcánica. Por ello, además de consultar información geológica, también se consultó la densidad poblacional, con el objetivo de considerar el número de habitantes vulnerables ante una eventual erupción volcánica. La información de densidad poblacional se obtuvo del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), basado en el Censo de Población y Vivienda 2010. Por lo anterior, un factor importante que se consideró para seleccionar las áreas en las que posiblemente podría originarse un volcán, fue la densidad poblacional

Para la evaluación del peligro volcánico asociado a campos volcánicos monogenéticos es importante conocer su evolución espacio-temporal, lo que hace necesario identificar dichos patrones en la región. Para lograr este objetivo, se realizó la recopilación bibliográfica y digital relacionada a la geológica y vulcanología, principalmente de datos de edad radiométrica, historia eruptiva, tectónica regional y local y sismicidad histórica. Aunado a lo anterior, se utilizaron técnicas morfométricas como el Índice de Juventud (Ij) propuesto por Wood (1980) y Hopper (1995), la hipsometría y densidad, además de métodos potenciales con las técnicas de magnetometría.



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

La información digital fue obtenida por medio de las plataformas del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), Servicio Geológico Mexicano (SGM), Comisión Nacional para el Conocimiento y el Uso de la Biodiversidad (CONABIO), Servicio Sismológico Nacional (SSN), Atlas Nacional de Riesgos (ANR) y ALOS PARSAL en la plataforma Alaska Satellite Facility de la National Aeronautics and Space Administration (NASA), con ello se procedió al uso de módulos con base computacional desarrollados en Sistemas de Información Geográfica (SIG).

Con la información base obtenida, se generaron mapas de fallas y fracturas, geológicos, hipsométricos, de pendientes, de densidad de sismos, de densidad de estructuras volcánicas, de edades radiométricas, de índice de juventud y finalmente un mapa de concentración urbana e infraestructura. El análisis de dichos mapas sirvió de soporte para la comprensión e interpretación de cada campo.

Magnetometría. El objetivo de la interpretación de los campos potenciales, es el de mejorar la comprensión de la configuración y composición de los cuerpos rocosos del subsuelo que dieron origen a las diferentes anomalías, obteniéndose, para cada uno de ellos, la profundidad, tamaño y extensión, es decir, realizar una interpretación con connotaciones cualitativas y cuantitativas.

La interpretación cualitativa involucra la descripción de los resultados y explica los principales rasgos revelados por el estudio en términos de litologías y estructuras probables que pueden dar lugar a las anomalías. Esta clase de interpretación requiere de información geológica de apoyo.

De manera cualitativa podemos explicar una anomalía alta o baja, con base en información que tenemos de mapas geológicos. Se puede asociar una anomalía alta, a la respuesta de un volcán, campos monogenéticos, así como fallas y fracturas. En la Tabla 1 se indican las posibles causas asociadas a las anomalías magnéticas.

Por su parte, la interpretación cuantitativa explica las anomalías obtenidas en términos de profundidad y extensión de las respectivas fuentes, a partir de cálculos matemáticos. Esta interpretación, frecuentemente toma la forma de generación de modelos de fuentes generadoras de anomalías, las cuales en teoría, replicarían las anomalías obtenidas a partir de los datos de campo. En otras palabras, los modelos conceptuales del subsuelo son creados y sus anomalías calculadas para ver si el modelo es consistente con lo que ha sido observado. Así, en un modelo dado, el cual es una aproximación física aceptable a la geología desconocida, la anomalía teórica del modelo es calculada y comparada con la anomalía observada. Los parámetros del modelo son



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

ajustados para obtener una mejor concordancia entre las anomalías observadas y calculadas.

Tabla 1.- Guía de interpretación cualitativa de mapas magnéticos.

Aplicación	Carácter magnético	Posible causa
Segmentos de un perfil y áreas de mapas	Magnéticamente silencioso	Baja susceptibilidad magnética de las rocas cerca de la superficie
	Magnéticamente ruidoso	Moderada-Alta susceptibilidad de las rocas cerca de la superficie
Mapas	Linealidad en anomalía	Indica un posible golpe de característica magnética
Mapas	Dislocación de contornos	Desplazamiento lateral por una falla
Mapas	Ensanchamiento del intervalo de contorno	Descenso de rocas magnéticas

En este sentido, el método geofísico de prospección magnetométrica, ha sido utilizado con la finalidad de asociar anomalías magnéticas con la configuración (tamaño y extensión) de estructuras geológicas que pueden hallarse a profundidades de hasta 40 km, dependiendo del gradiente geotérmico de la corteza terrestre.

Para dicho objetivo se hizo uso de la versión de 2 arcos de minuto de resolución del mapa global de anomalía magnética (EMAG2 por sus siglas en inglés). La Figura 7 muestra la localización de los campos monogenéticos en relación al eje volcánico transversal.

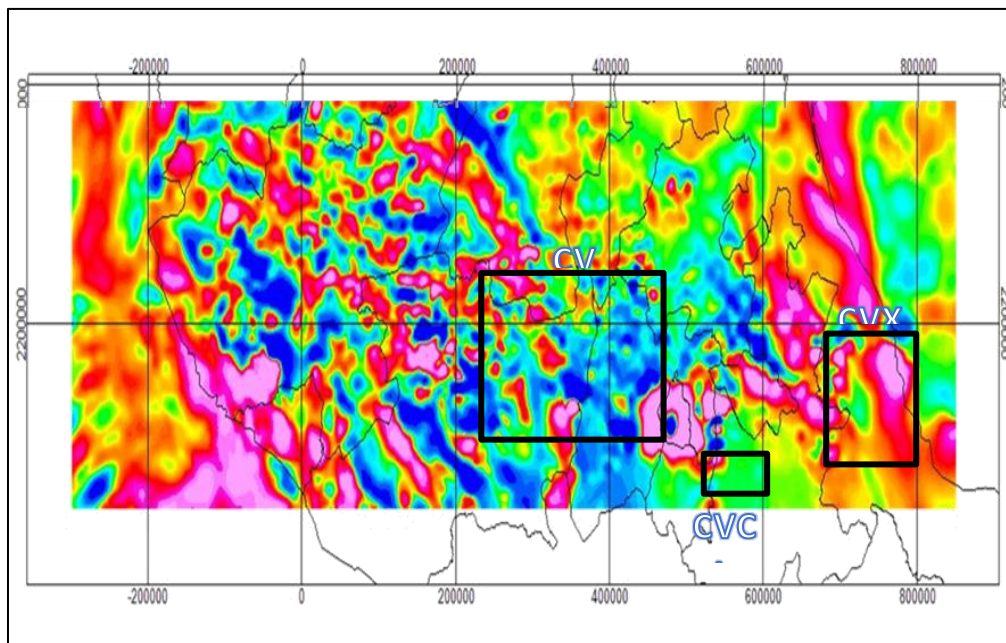


Figura 7 Mapa de anomalía magnética para el centro de la República Mexicana. Los recuadros marcan las áreas estudiadas



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

Para los tres campos monogenéticos se realizó el método cualitativo, dicho método involucró la interposición de los mapas generados en esta investigación y el mapa de anomalías magnéticas para cada región. Con base en lo anteriormente descrito, las áreas con susceptibilidad magnética posiblemente asociadas a la aportación de material magmático, se muestran en la Tabla 2.

Tabla 2 Localización de las áreas con alta susceptibilidad magnética

Campo Monogenético	Longmin	Lonmax	Latmin	Latmax
Chichinautzin	98°40'	99°40'	18°30'	19°30'
Xalapa	96 20	97 20	19 20	19 40
Michoacán-Guanajuato	100° 0'	103°20'	18°0'	21°0'

Para el caso del campo monogenético Chichinautzin se tomó en cuenta la interpretación cuantitativa de los modelos sismotectónicos realizados por la Subdirección de Riesgos Sísmicos y de las localizaciones de la actividad sísmica en el último año.

La figura 8 muestra el ajuste al Modelo 19S-17-1, dicho modelo es un perfil SE-NW que va del epicentro del sismo del 19 de septiembre de 2017 con magnitud M7.1 a la Ciudad de México pasando por el campo monogenético de Chichinautzin.

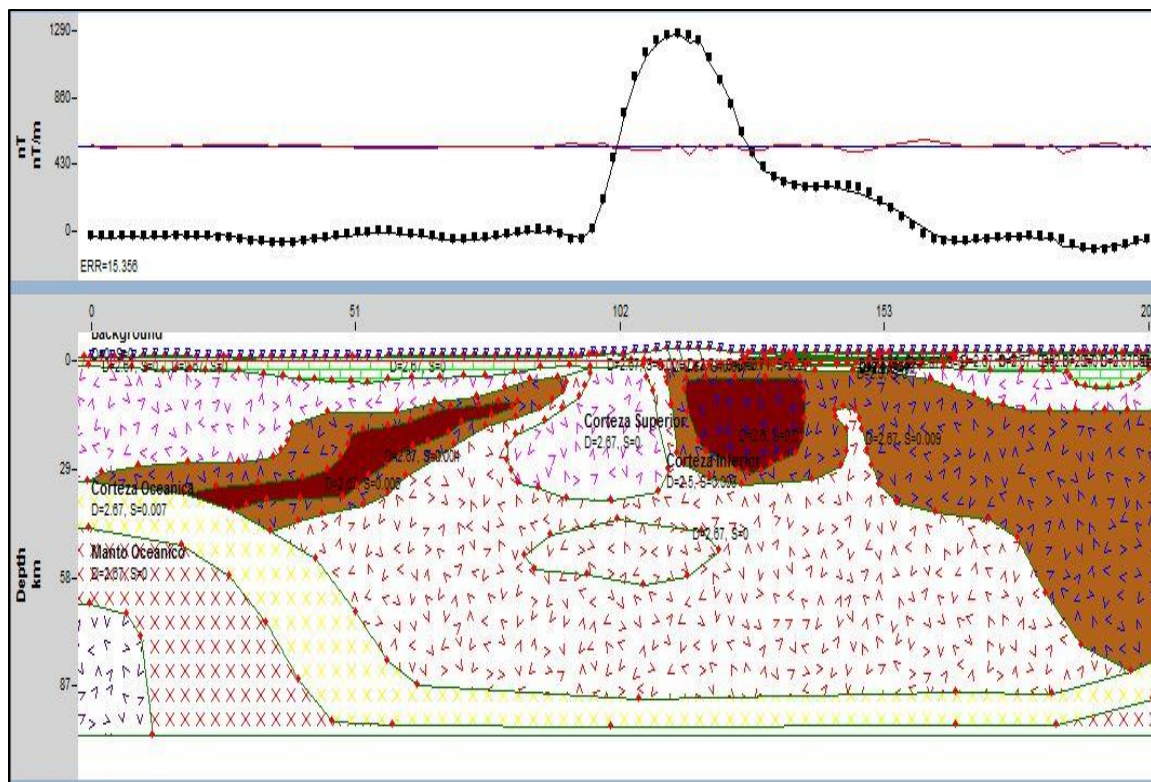


Figura 8 Perfil SE-NW del epicentro del sismo del 19 de septiembre de 2017 de la Ciudad de México



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

Los resultados obtenidos por medio del análisis morfométrico y anomalía magnética, dieron la pauta para inferir zonas de mayor probabilidad de presentar actividad volcánica. Finalmente, con ello se procedió a simular por medio de Q_Lavha 2.2.1, y el Software Q_GIS, incorporando parámetros de distancia máxima recorrida de los derrames, espesores mínimos y máximos, así como tasa de emisión (m^3/s); con el objetivo de generar posibles escenarios por cada campo.

Simulación de lavas. Q_Lavha 2.2.1, es un complemento (*plug-in*) que fue realizado para el Software Q_GIS 2.18 Palmas (formato libre). Q_Lavha es una herramienta de interfaz gráfica que permite, por medio de simulaciones probabilísticas, determinar zonas de peligro por inundación de derrames de lava tipo A'a sobre un Modelo Digital de Elevaciones, ya que el software utiliza las celdas o pixeles para generar corrientes de dirección de flujo, con el propósito de encontrar la menor elevación y canalizar o encausa las corrientes de los derrames. Las simulaciones propuestas tienen como objetivo de reproducir la distribución espacial de erupciones pasadas y futuras. (Mossoux et al., 2016). El proceso de simulación requiere de un DEM (Figura 9), para el caso de los tres campos monogenéticos se obtuvo por medio de ALOS PARSAL corregido, con una resolución de 5 metros.

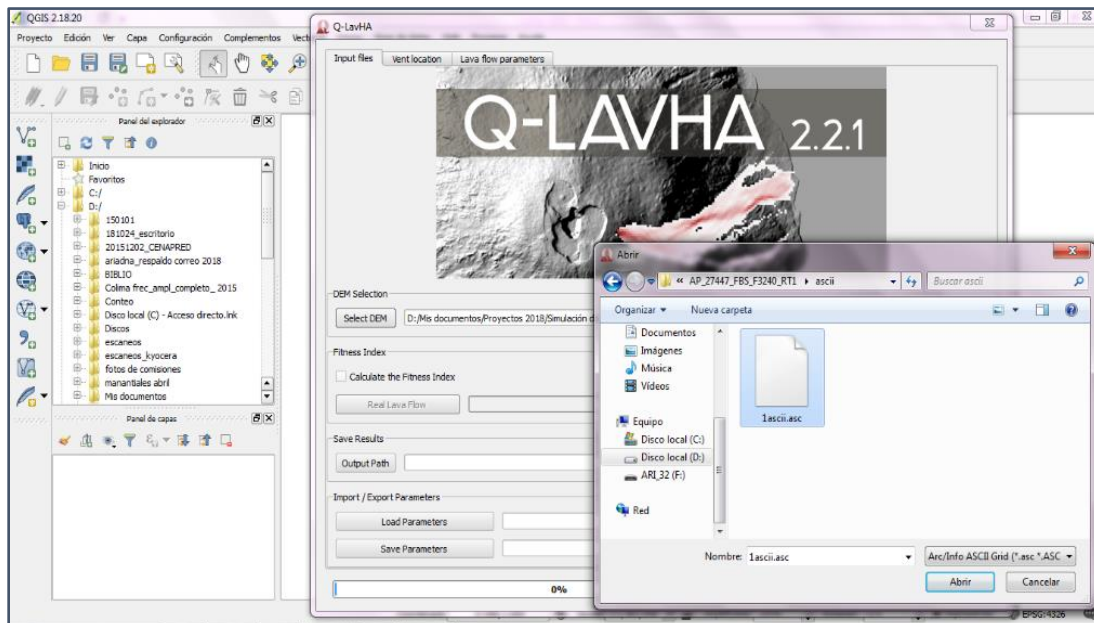


Figura 9 Selección del Modelo Digital de Elevación (DEM)

Fuente de emisión. Se define como un punto, línea o superficie (Figura 10), con los resultados obtenidos de las área de interés se propone un punto de emisión (coordenadas) a simular por medio de la función de tipo puntual.



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

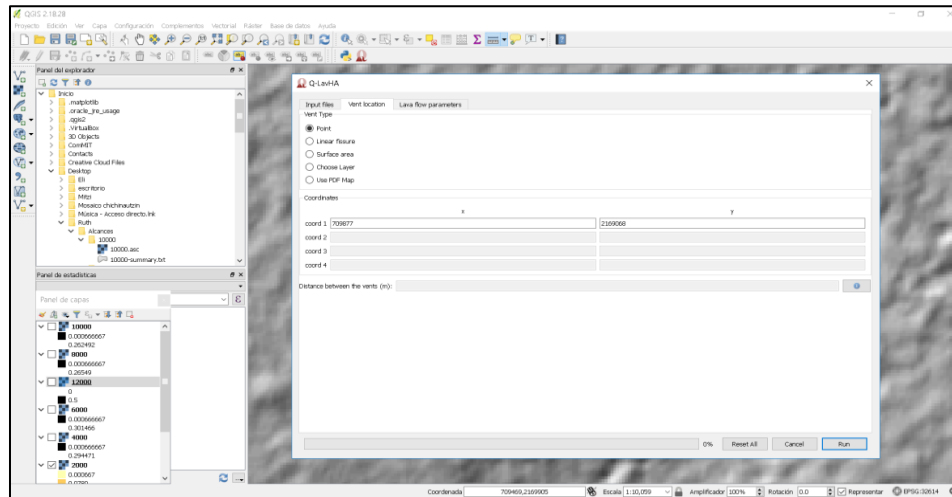


Figura 10 Ingreso de coordenadas con la función

Q_lavha aplica tres funciones, de las cuales solo se utilizó “*Maximum Length*”, el cual utiliza parámetros de distancia máxima alcanzada y espesores mínimos y máximos (Figura 11) y FLOWGO (Figura 12), dicha función considera la tasa de emisión, basada en el modelo de límite-enfriamiento, parámetros determinados por Harris and Rowland (2001) y basados en los flujos del volcán Etna, Italia. Cabe recordar que los derrames de lava tipo A'a son asperas y presentan una superficie espinosa y dentada compuesta de gran variedad tamaños de bloques irregulares que van de decenas a metros (MacDonald, 1953). Por lo que la morfología de las lavas restringen el procesamiento de las simulaciones, por lo tanto se vuelve difícil de predecir (Damiani et al 2006). Hay que mencionar que para dicha función no se cuenta con dichos parámetros, sin embargo se realizaron pruebas con el objetivo del generar escenarios posibles (Figura 12).

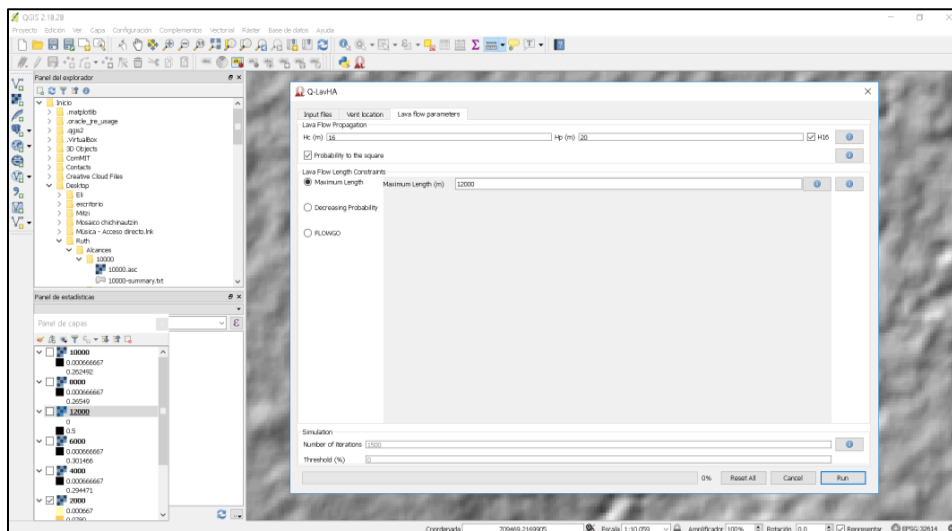


Figura 11 Función Maximum Length



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

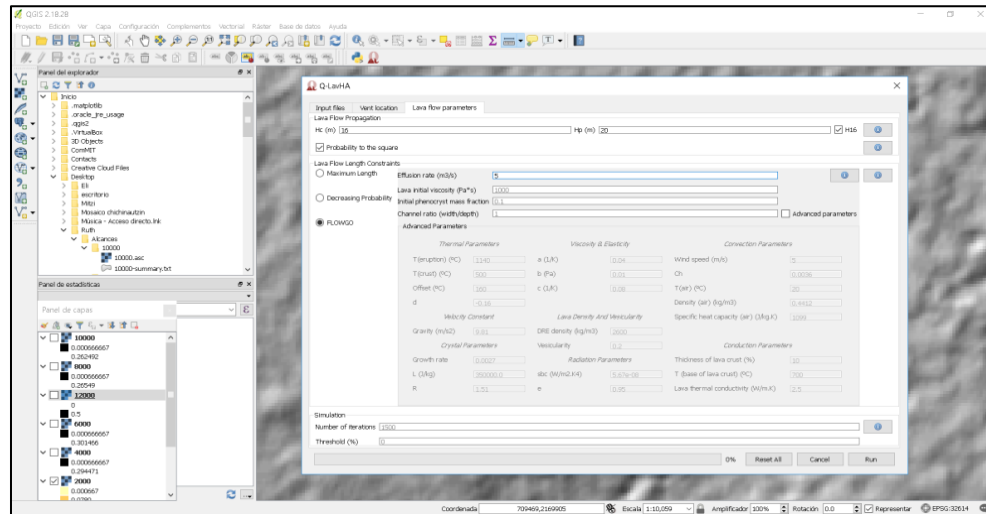


Figura 12 Función FLOWGO

Finalmente, con los resultados obtenidos por medio de las funciones “Maximum Length” y “FLOWGO” se obtuvieron mapas por distancia, que variaron desde 1 hasta 22 km, y por tasa de emisión (3, 5 y 7 m³/s) (Figura 13).

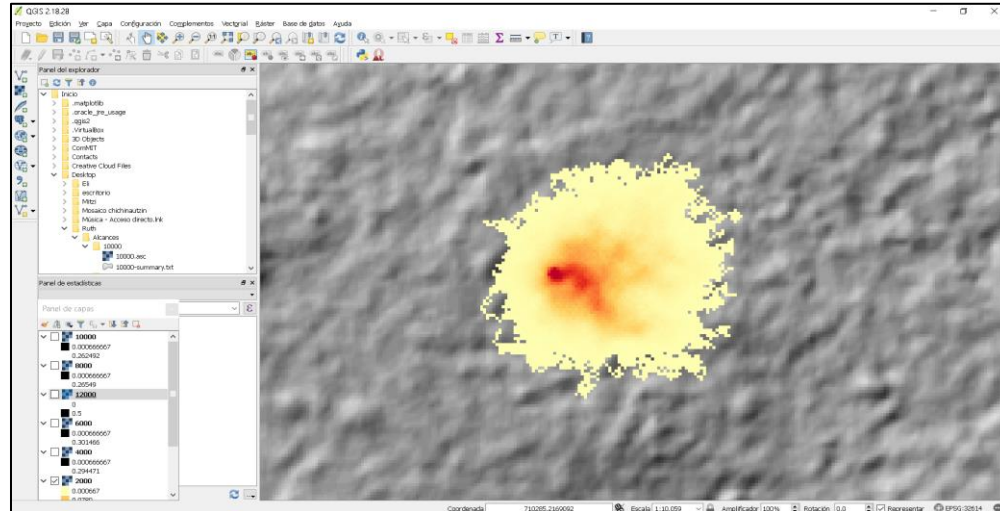


Figura 13 Resultado de la simulación por medio de la función Maximum Length por distancia de 12 km, correspondiente al CVCh.



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

Simulación de un derrame de lava del volcán El Metate

Antes de realizar la modelación de los derrames de lava fue necesario calibrar el plugin Q-LavHa; para ello, se reconstruyó el emplazamiento de uno de los flujos del volcán el Metate, el cual se encuentra situado al margen de la llamada Meseta Tarasca, un altiplano que forma el núcleo de CVMG (Siebe *et al.*, 2014). La cumbre está a solo 14 km al NNE de Uruapan (la segunda ciudad más grande del estado de Michoacán), a 30 km al este del Parícutin, y a 15 km al noroeste del sitio arqueológico de Tingambato.

El Metate es un volcán de tipo escudo que, morfológicamente hablando es el más joven del campo (Chevrel *et al.*, 2016). Este volcán tiene un volumen mínimo de $\sim 9.2 \text{ km}^3$, y sus derrames de lava viscosa se emplazaron durante una sola erupción durante un período de ~ 30 años, que cubre una superficie de 103 km^2 . Las nuevas fechas C_{14} de esta erupción arrojan una edad temprana (~ 1250 d. C.), que precede brevemente al ascenso inicial del Imperio Tarasco (1350 a 1521 d.C.). Por volumen, esta es sin duda la erupción más grande que ocurrió durante el Holoceno en el Cinturón Volcánico Transmexicano, y es la erupción efusiva andesítica más grande conocida en todo el mundo durante este período (Chevrel *et al.*, 2016). El gran volumen emitido en la erupción, en un tiempo relativamente corto, tiene implicaciones importantes para la evaluación de peligros futuros en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (Chevrel *et al.*, 2016).

Para reconstruir el emplazamiento de uno de los flujos del volcán el Metate, se realizó una interpolación con 29 líneas trazadas sobre los depósitos del flujo marcado con el número 11 de la Fig 14. Estas líneas fueron trazadas usando los patrones de líneas topográficas circundantes como guía (Fig 15). Posteriormente se realizó una superficie de red irregular de triángulos (TIN) que representa superficies continuas con elevación de terreno. Este proceso se realizó con la ayuda de ArcGis. Los resultados obtenidos (Fig 16) permitieron obtener un volumen del flujo que posteriormente fue sustraído del modelo digital de elevaciones dando como resultado la paleo-superficie (Fig 17).

Para reconstruir el emplazamiento de uno de los flujos del volcán el Metate, con la ayuda del plugin Q-LavHa, se realizó la simulación considerando como parámetros de entrada los alcances máximos reportados en Chevrel, M. O., et al. (2016). De acuerdo a la calibración, los parámetros obtenidos fueron, espesor H_c (m) = 25, corrección topográfica H_p (m) = 30, longitud Máxima de = 100000 m.

La diferencia en metros entre la longitud de los depósitos del flujo y la simulación fue de 10 m de largo por 3 m de ancho (Fig 18) por lo que la calibración se considera correcta.

Es importante decir que el MDE es la base de la simulación, ya que juega el rol principal en el camino que tomará el derrame de lava, la resolución del MDE



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

está relacionado con el tamaño del pixel, donde, a mayor resolución menor es el tamaño del pixel, esto es igual a resultados más realistas, pero el avance de lava es menor. Sin embargo, a menor resolución del MDE, mayor tamaño del pixel, por lo tanto, resultados menos realistas y el avance del derrame de lava es mayor. En nuestro caso la simulación se realizó sobre un MDE de resolución de 3 m.

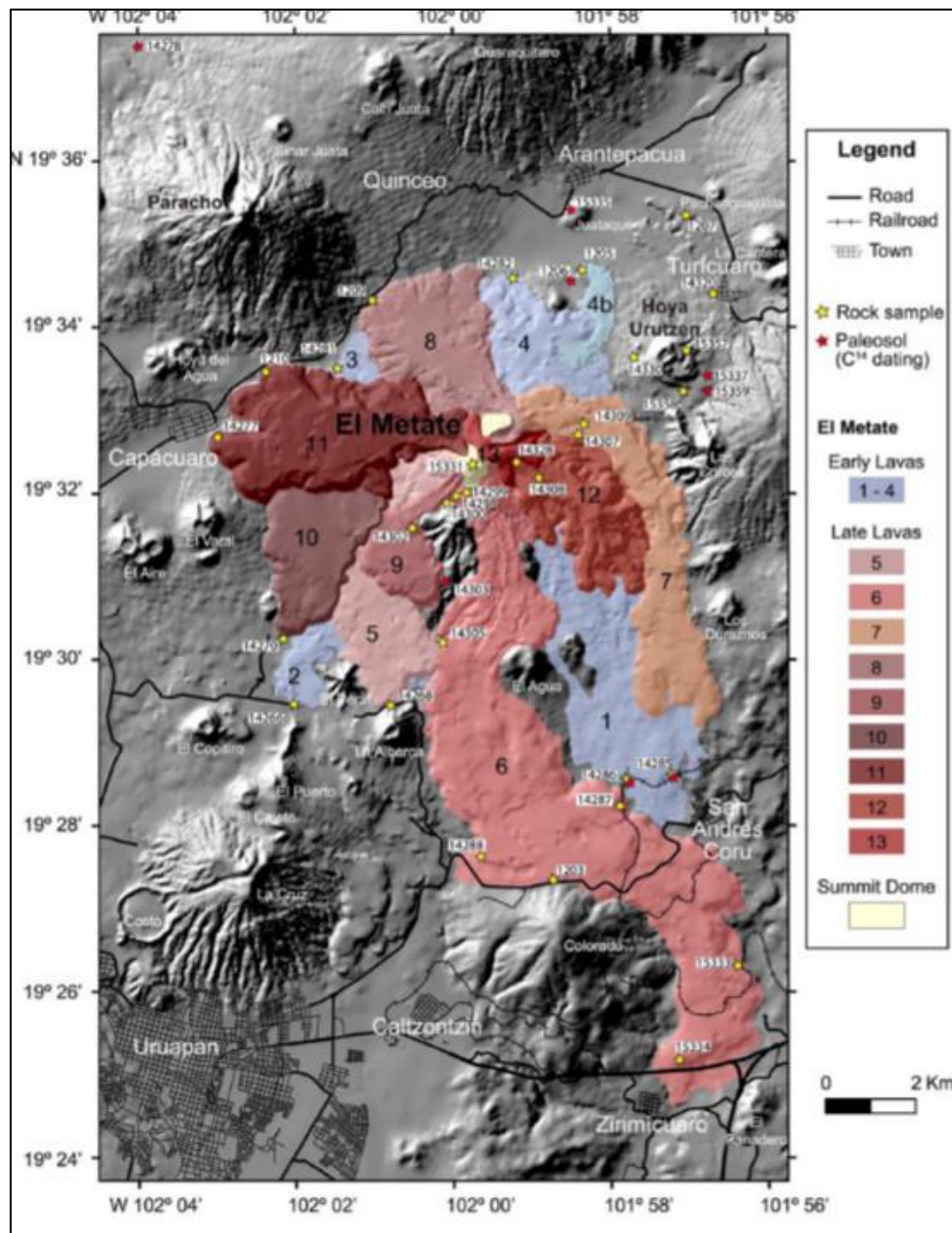


Figura 14 Modelo Digital de Elevación del volcán el Metate mostrando la secuencia de emplazamientos de los diferentes derrames de lava. Tomado de Chevrel, M. O., et al., 2016



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

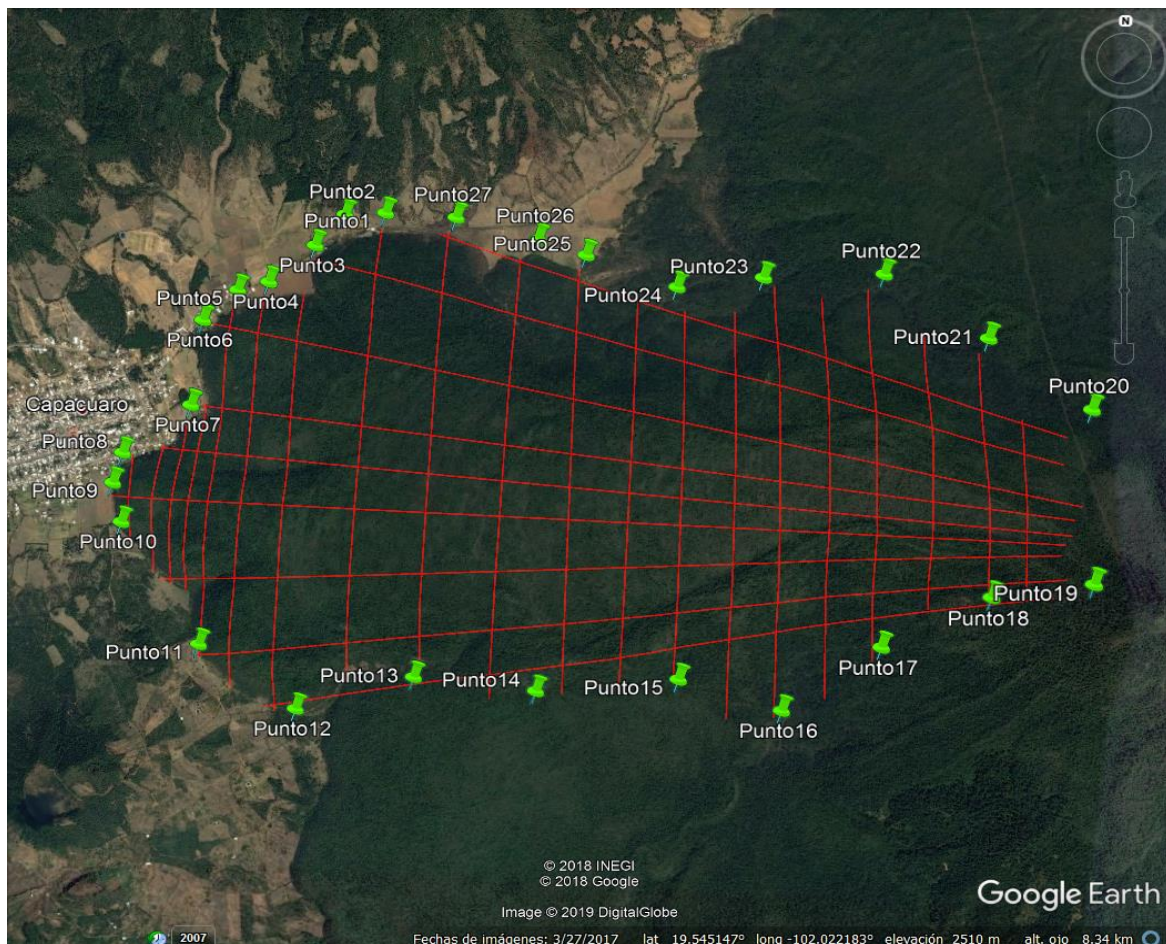


Figura 15 Mallado de un derrame de lava del volcán el Metate

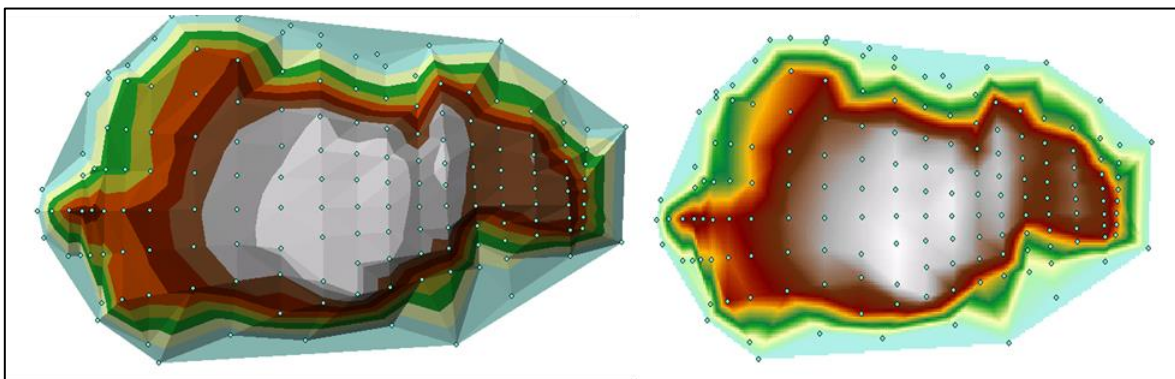


Figura 16 Interpolación TIN con las 29 líneas trazadas sobre uno de los flujos del Metate



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

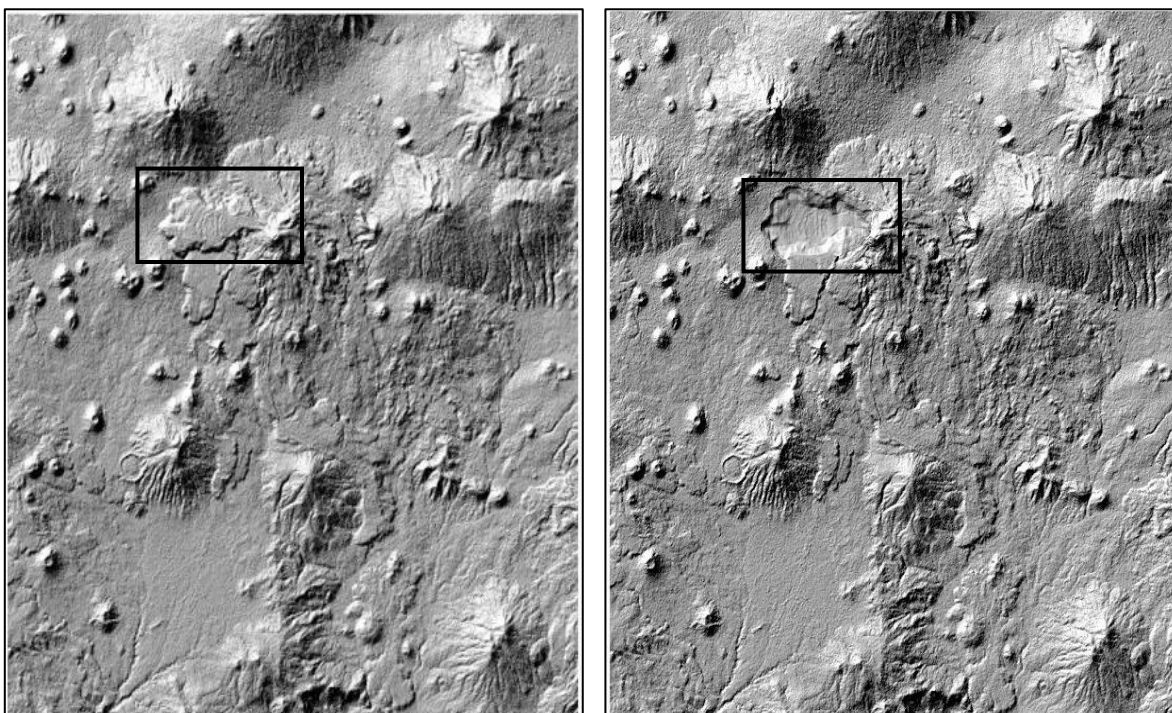


Figura 17 Izquierda, modelo digital de elevaciones del Metate. Derecha, remoción de uno de los flujos emplazados del Metate, el recuadro negro indica ubicación

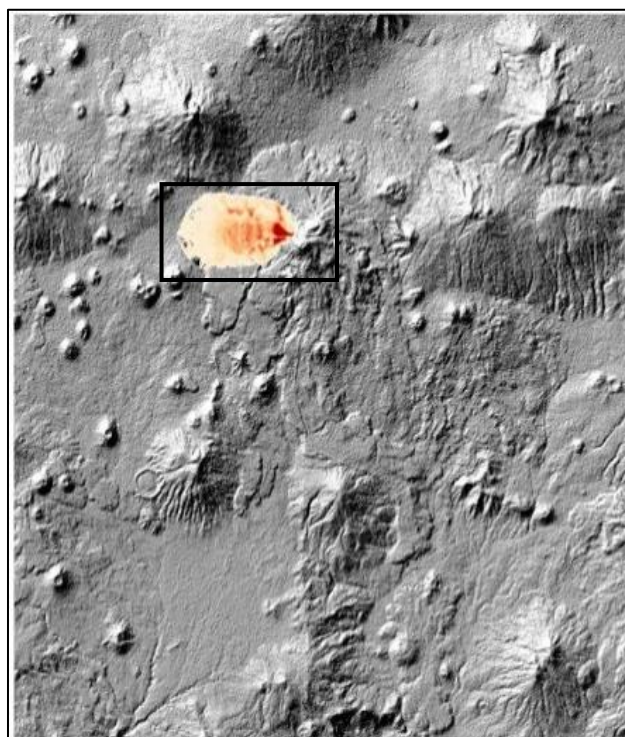


Figura 18 Reconstrucción del emplazamiento de uno de los flujos emplazados en el Metate



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

Campo Volcánico Michoacán Guanajuato (CVMG)

El Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato (CVMG) se ubica entre los meridianos 100°0' y 103°20' W, y entre los paralelos 18°0' y 21°0' N, se extiende por toda la parte norte de Michoacán y la porción sur de Guanajuato (Figura 19) (Corona-Chávez *et al.*, 2006). Está limitado estructuralmente al oeste por el *rift* de Colima, al este por el sistema de fallas Taxco-Querétaro, al norte por la falla del Bajío y al sur por la Trinchera de Acapulco. Es el campo monogenético más grandes del Cinturón Volcánico TransMexicano (CVTM) (Hasenaka, 1994; Hasenaka y Carmichael, 1985). Comprende cerca de 400 volcanes de tamaño medio (2–12 km de diámetro basal y 100–1000 m de altura), además de alrededor de 1000 estructuras de menor entidad, producidas por actividad monogenética, incluyendo *maars*, domos y conos de ceniza, entre los que se encuentran ~377 pequeños volcanes andesíticos de tipo escudo y en menor cantidad estratovolcanes como el Tancítaro y Patamban; todas estas estructuras están distribuidas en una superficie de unos 40,000 km². El campo representa una de las regiones de volcanismo monogenético más extensa a nivel mundial, con una tasa de emisión magmática estimada en 0.8 km³/1000 años.

CAMPO VOLCÁNICO MICHOACÁN-GUANAJUATO (CVMG)

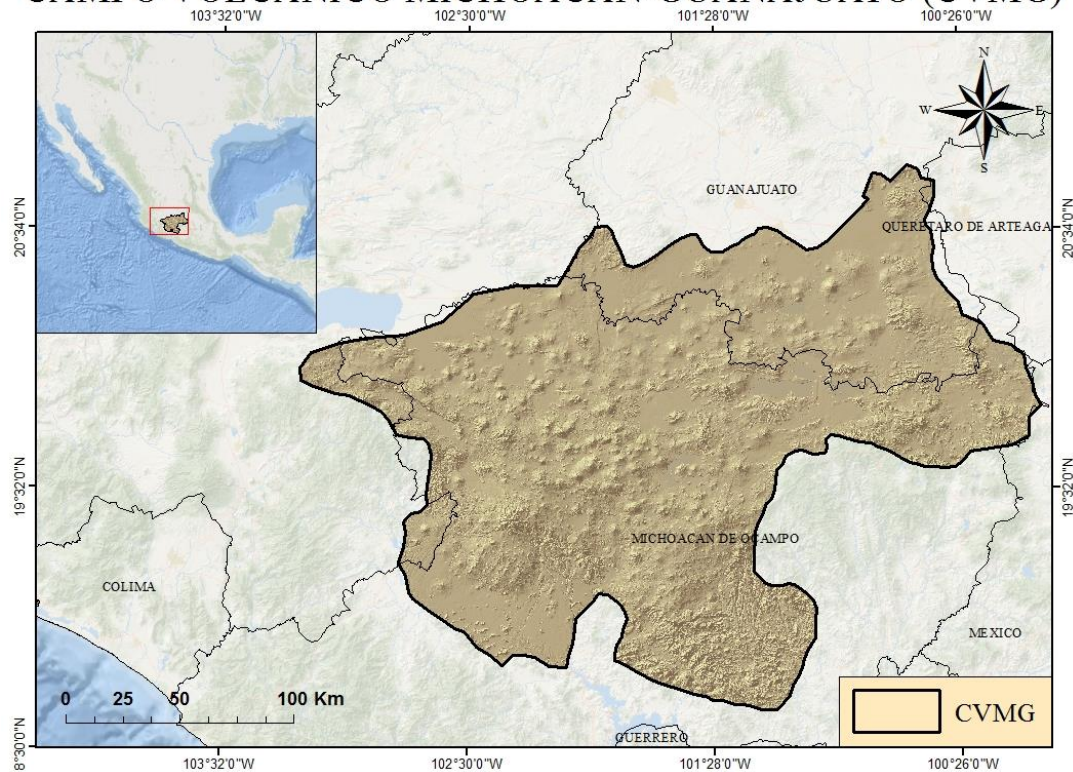


Figura 19 Ubicación del CVMG



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

La actividad volcánica dio inicio a partir del Plioceno (Guilbaud et al., 2012) y continua hasta tiempos recientes. Dentro de este campo volcánico se encuentran dos de los volcanes más jóvenes de México, el Jorullo (1759-1774), que es un volcán de tipo cono de escorias ubicado a 53 km al sureste de Uruapan y a unos 10 km al este-noreste de La Huacana, y el Parícutin (1943-1952), que destruyó dos pueblos cercanos, San Juan Parangaricutiro (cabecera municipal) y Parícutin, que fueron cubiertos por los derrames de lava (Figura 20).

Históricamente se han registrado un total de 350 eventos sísmicos (SSN), desde 1941 hasta diciembre del 2018, con magnitudes que van de 2.9 a <7 Mw con una profundidad máxima de 35 km. Cabe recordar que debido a la cercanía a la trinchera los eventos sísmicos registrados se filtraron hasta una profundidad de 35 km.



Figura 20 Erupción del volcán Parícutin. Imagen de la exposición conmemorativa del aniversario 75 de la erupción del volcán. “La Memoria del Paisaje” Museo de Arte Contemporáneo Alfredo Zalce (Macaz)

Distribucion de las bocas eruptivas

Hasenaka y Carmichael (1985), identificaron un total de 1040 bocas eruptivas en el CVMG. Este total incluye 901 conos, 43 domos, 13 volcanes jóvenes tipo escudo con conos superpuestos, 22 anillos de tobas o *maars*, y 61 derrames de lava con centros eruptivos ocultos, (Hasenaka y Carmichael, 1985).

Según Hasenaka y Carmichael (1985) la distribución de las estructuras volcánicas respecto de la Trinchera Mesoamericana no es homogénea (Figura 21).

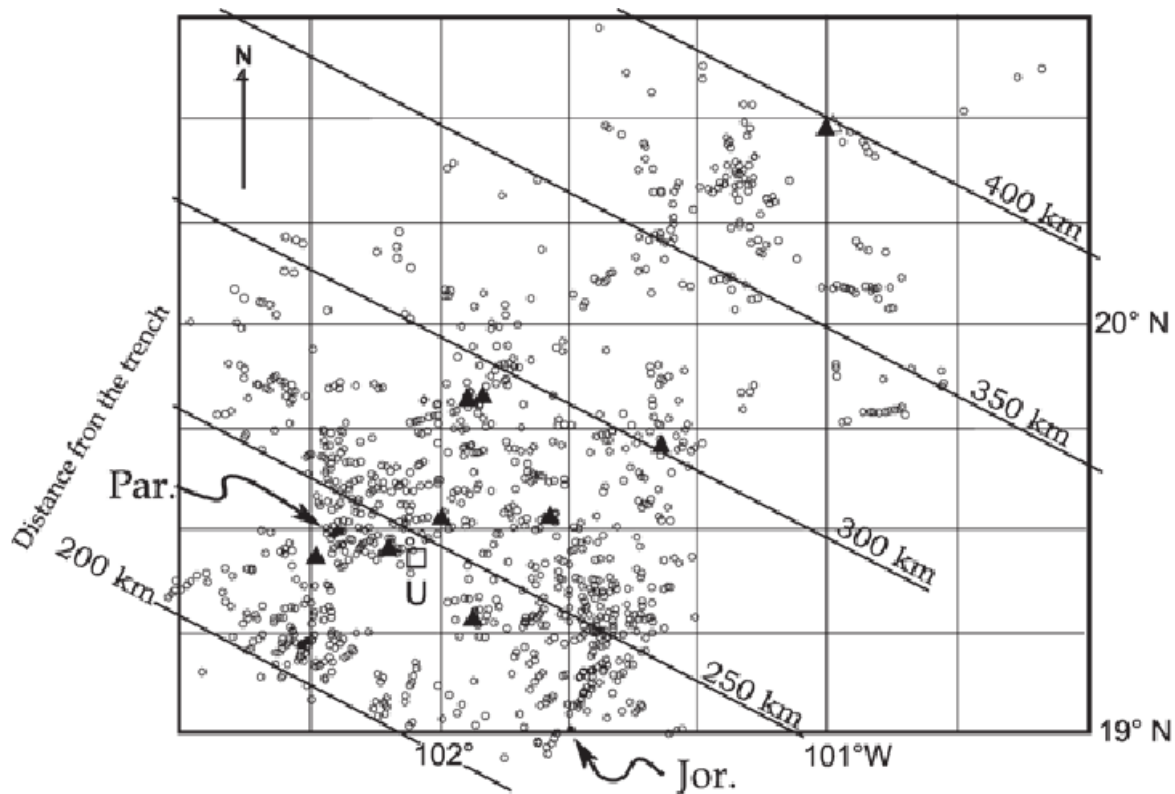


Figura 21 Distribución de volcanes en el CVMG. Tomada de Hasenaka y Carmichael (1985)

Entre los 200 y 300 km se encuentra la mayor concentración de volcanes, que representa aproximadamente el 75% de las estructuras; la densidad disminuye a partir de los 300 km, a los 380 km se encuentra una concentración local de volcanes que corresponde al cúmulo de *maars* de Valle de Santiago. Por último, el cono de ceniza más distante está a 440 km de la Trinchera. En general, los conos de ceniza están distanciados aleatoriamente e indican una orientación no preferencial. En cualquier área dada, los conos de ceniza están restringidos a elevaciones relativamente bajas, ya que la mayoría de los conos se formaron en llanuras aluviales o en los flancos de los volcanes de escudo erosionado.

Hasenaka y Carmichael (1994), también obtuvieron los parámetros morfométricos de los conos de ceniza y sus derrames de lava asociados, a partir de mapas topográficos de escala 1: 50,000. Concluyeron que la mayoría de los conos de ceniza muestran una forma de cono truncada simétrica, pero los conos que hicieron erupción en una superficie inclinada del basamento a menudo se rompen o se alargan. Además, obtuvieron valores medios de 100 m para la altura, 830 m para el diámetro basal, 240 m para el diámetro del cráter, y 0.038 km^3 para el volumen.



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

Para poder determinar las zonas más propensas a que se forme un nuevo volcán, se realizó un análisis de la distribución espacial de las estructuras dentro del CVMG. La mayor concentración de estructuras volcánicas se encuentra en el sector central-sureste (región del volcán Jorullo), otra en la región suroeste, una más en el sector oeste, región en donde se localiza el volcán Parícutin, y finalmente una en la región noreste, cerca de Valle de Santiago (Figuras 22 y 23).

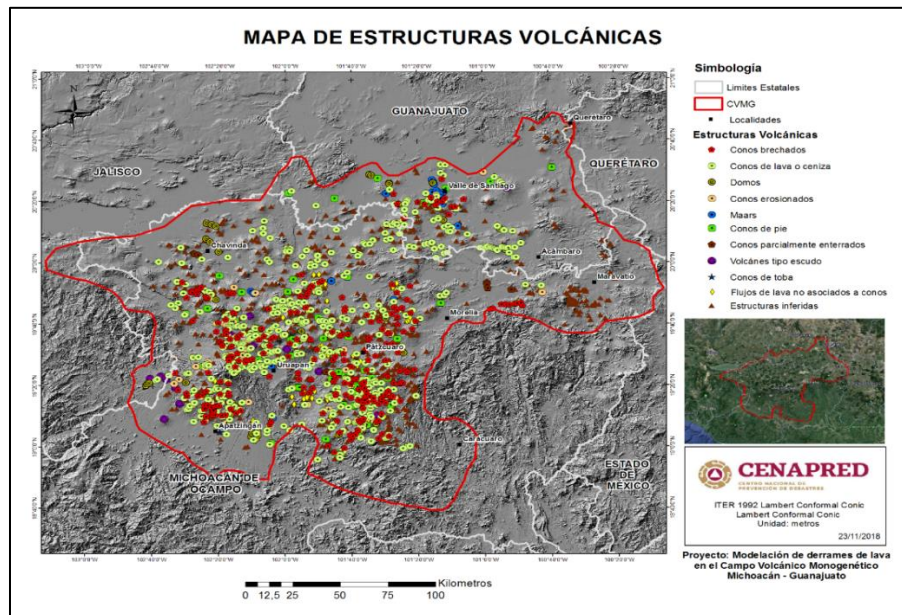


Figura 22 Mapa de distribuciones de estructuras volcánicas dentro del CVMG

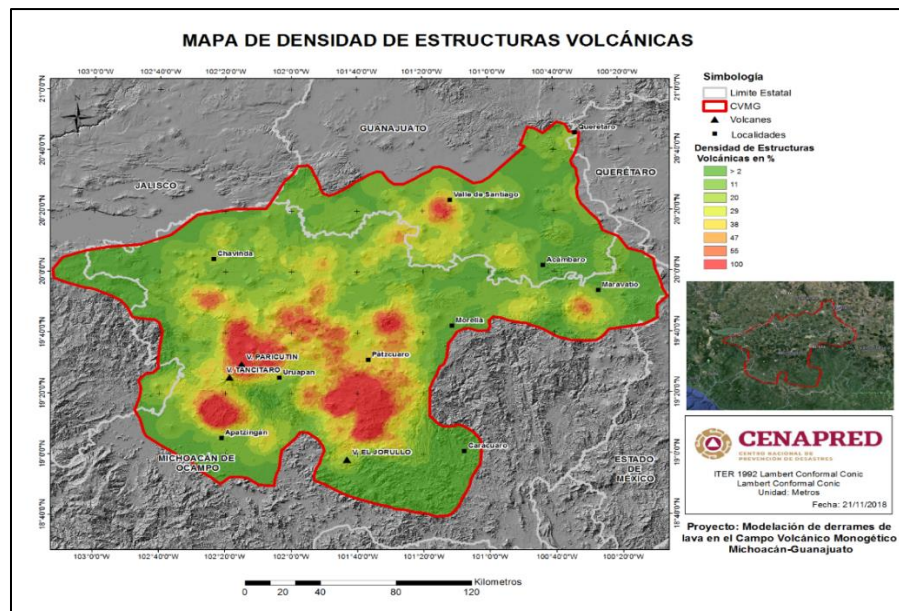


Figura 23 Densidad de estructuras volcánicas



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

Las principales fallas geológicas se encuentran localizadas en la región sur, oeste y parte del noroeste, en la parte central del CVMG se observa la ausencia de este tipo de estructuras, probablemente porque se encuentran cubiertas por los derrames de lava y otros depósitos recientes del mismo CVMG (Figura 26).

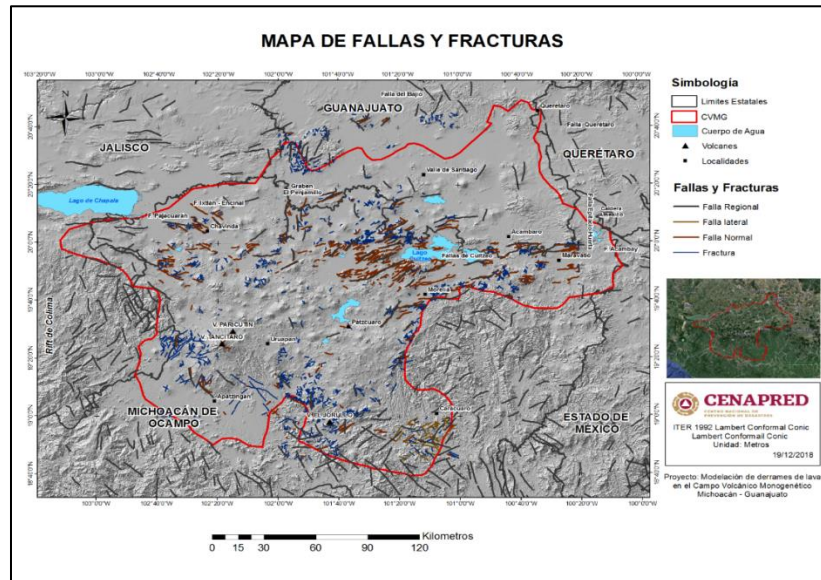


Figura 26 Mapa de las principales fallas dentro del CVMG. Fuente INEGI.

También se realizó un mapa en el que se plasmaron las edades radiométricas publicadas y se realizó una interpolación de las edades para identificar las regiones más jóvenes del CVMG (Figura 27)

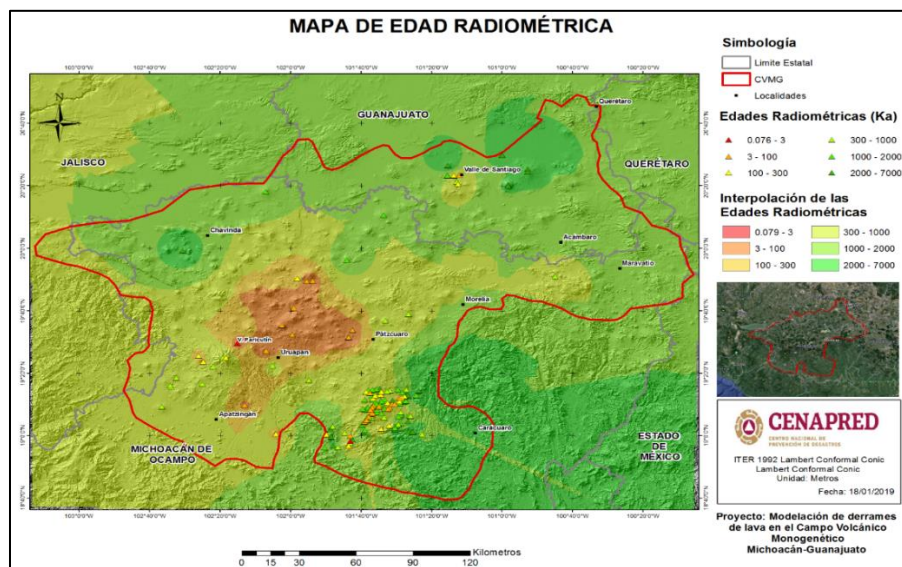


Figura 27 Edades de las diferentes estructuras volcánicas dentro del CVMG



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

Se realizaron también un mapa hipsométrico de altitudes y otro de pendientes (Figuras 28 y 29), en los que se puede ver que el CVMG forma una altiplanicie (la Meseta Tarasca) que hacia el sur presenta fuertes pendientes hacia la cuenca del río Balsas y sus afluentes.

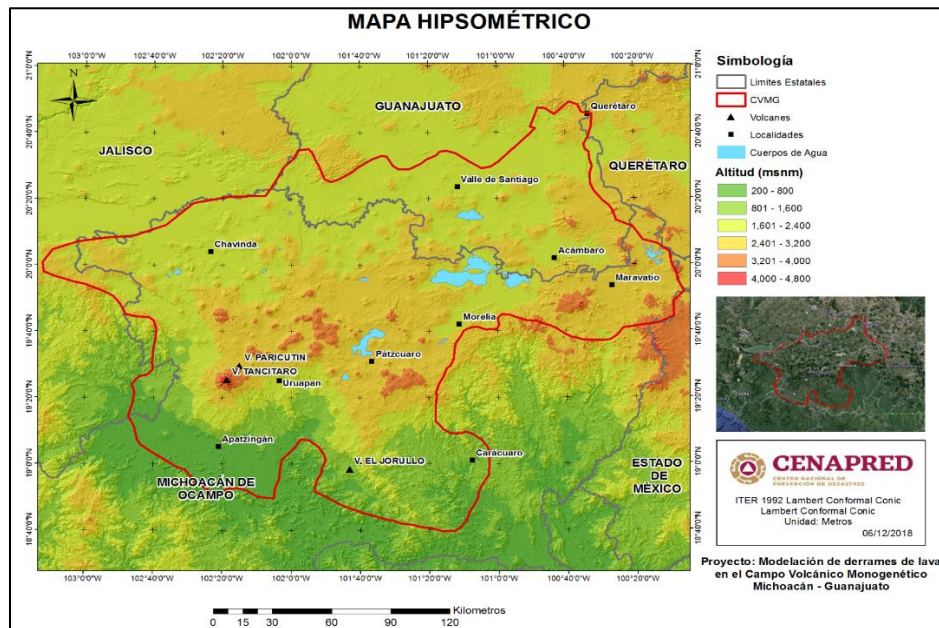


Figura 28 Elevaciones de la zona del CVMG

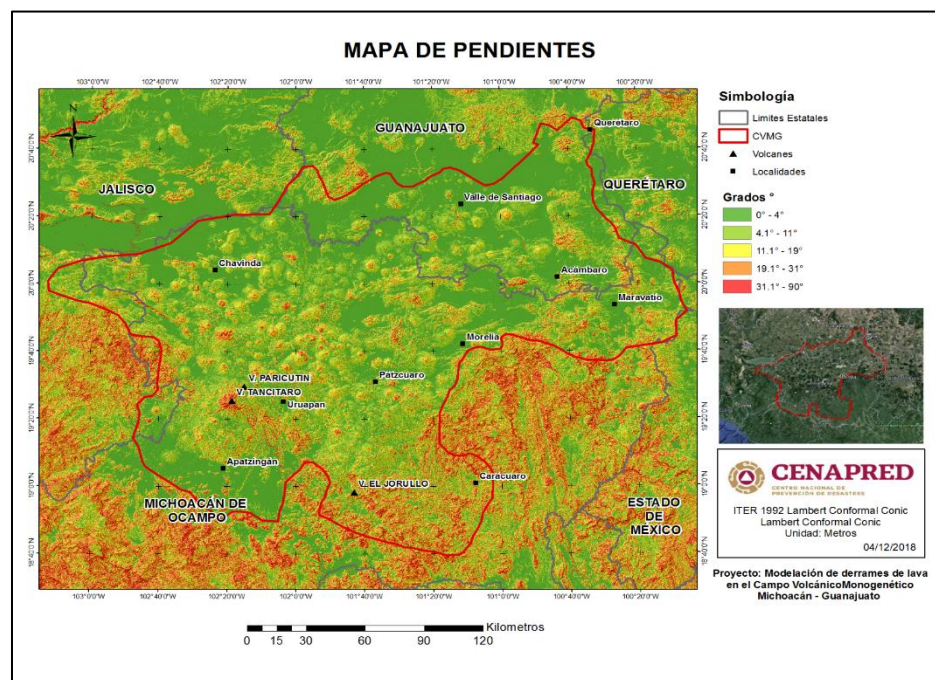


Figura 29 Mapa de distribución de pendiente



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

Por último, a partir de los fechamientos publicados y los parámetros geomorfológicos de Hasenaka y Carmichael (1994), se calculó el índice de juventud (I_j) y se realizó una interpolación para plasmarlo en un mapa (Figuras 30 y 31, Tabla 3).

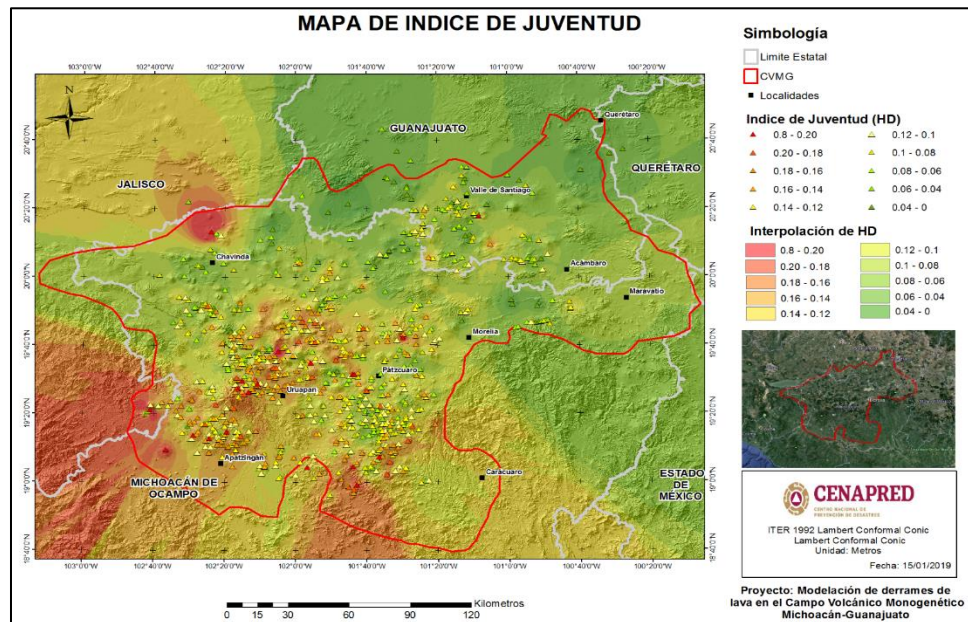


Figura 30 Mapa de interpolación de Índice de juventud

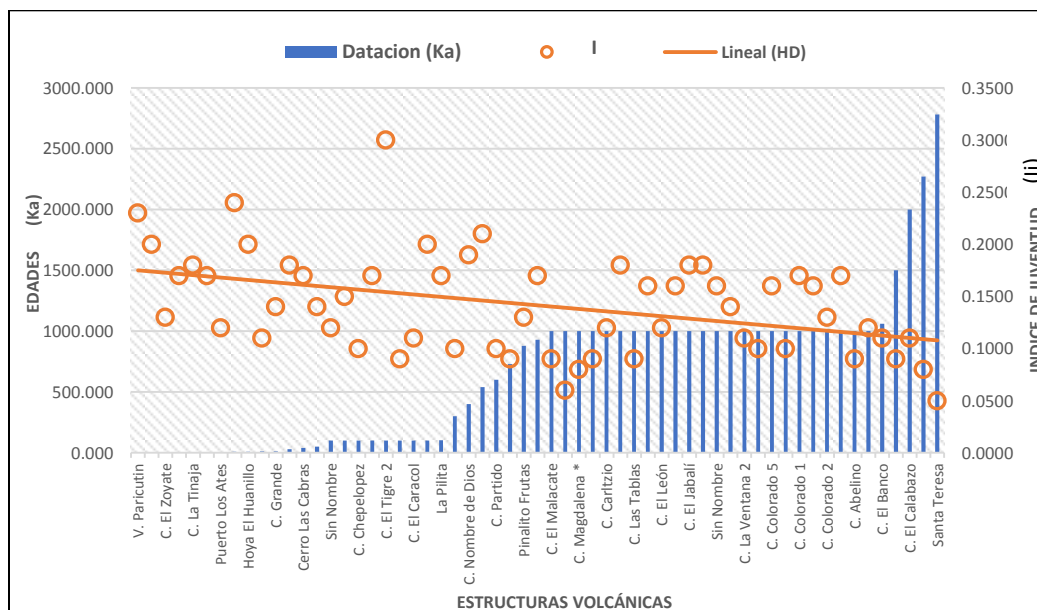


Figura 31 Comparativa de valores correspondientes a la edad & I_j del CVMG



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

Tabla 3.- Comparación de estructuras volcánicas respecto a su edad radiométrica e índice de juventud

Estruc. Volcánicas	Datación (Ka)	Ij
V. Paricutín	0.076	0.2300
C. El Zoyate	3.000	0.1300
C. El Metate	4.700	0.1700
C. La Tinaja	6.000	0.1800
C. La Palma	6.000	0.1700
Puerto Los Ates	6.000	0.1200

*Tomado de Hasenaka, 1985.



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

La segunda simulación se realizó en la misma región, pero en este caso se consideró la fuente como una fisura; los parámetros de entrada considerados fueron $H_c = 25$ m, $H_p = 30$ m y Alcances = 100,000 m. Como resultado se obtuvo que la longitud máxima de los flujos fuera de 9 km aproximadamente.

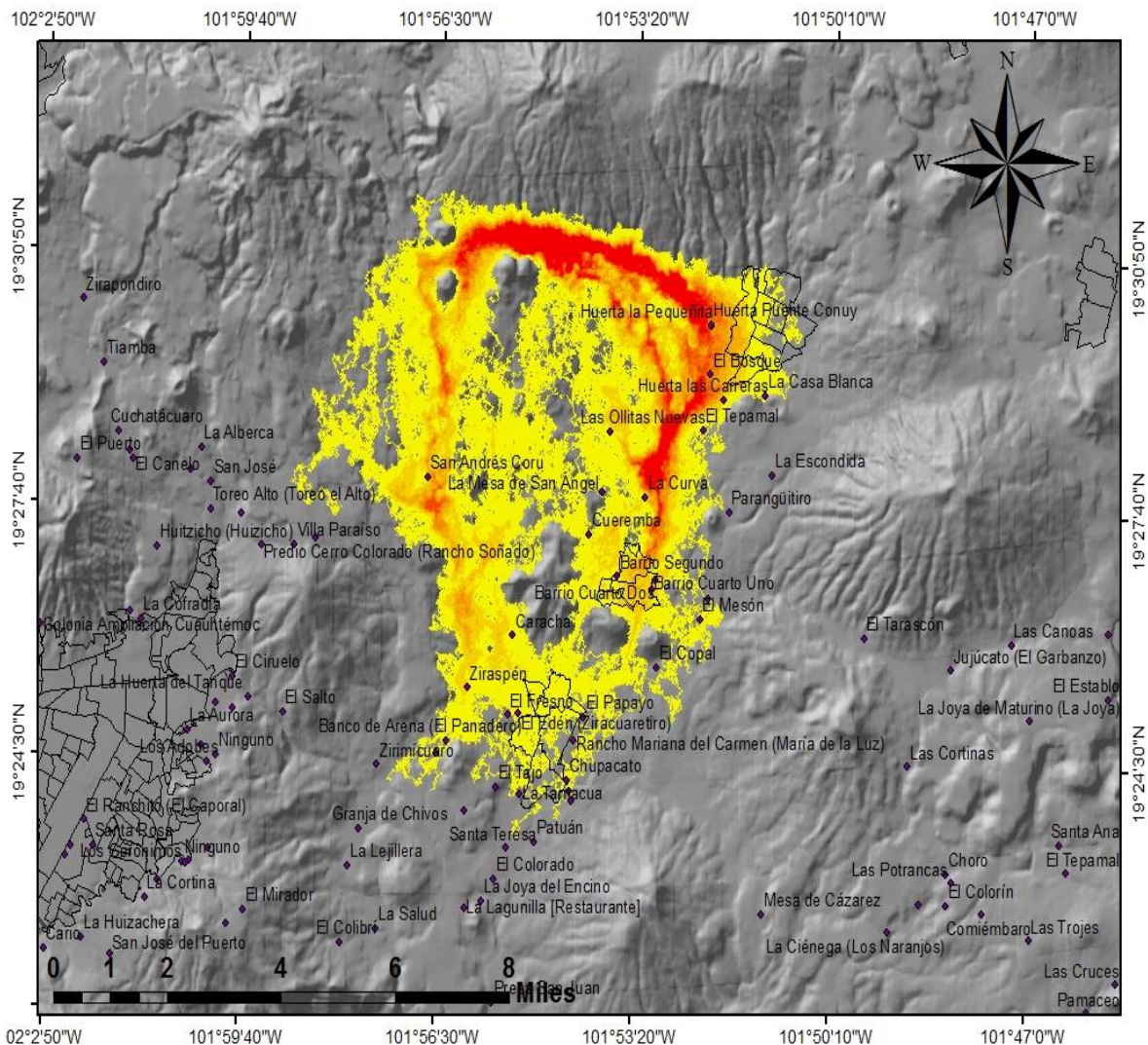


Figura 23. Simulación de derrame de lava sobre una falla, con parámetros $H_c = 25$ m, $H_p = 30$ m y Alcances = 100,000 m.

La tercera simulación se realizó en la región Valle de Santiago, para este caso se consideró a una fuente puntual, así como los parámetros de entrada $H_c = 25$ m, $H_p = 30$ m y Alcances = 100,000 m. Como resultado se obtuvo que la longitud máxima de los flujos fuera de 5 km aproximadamente.



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

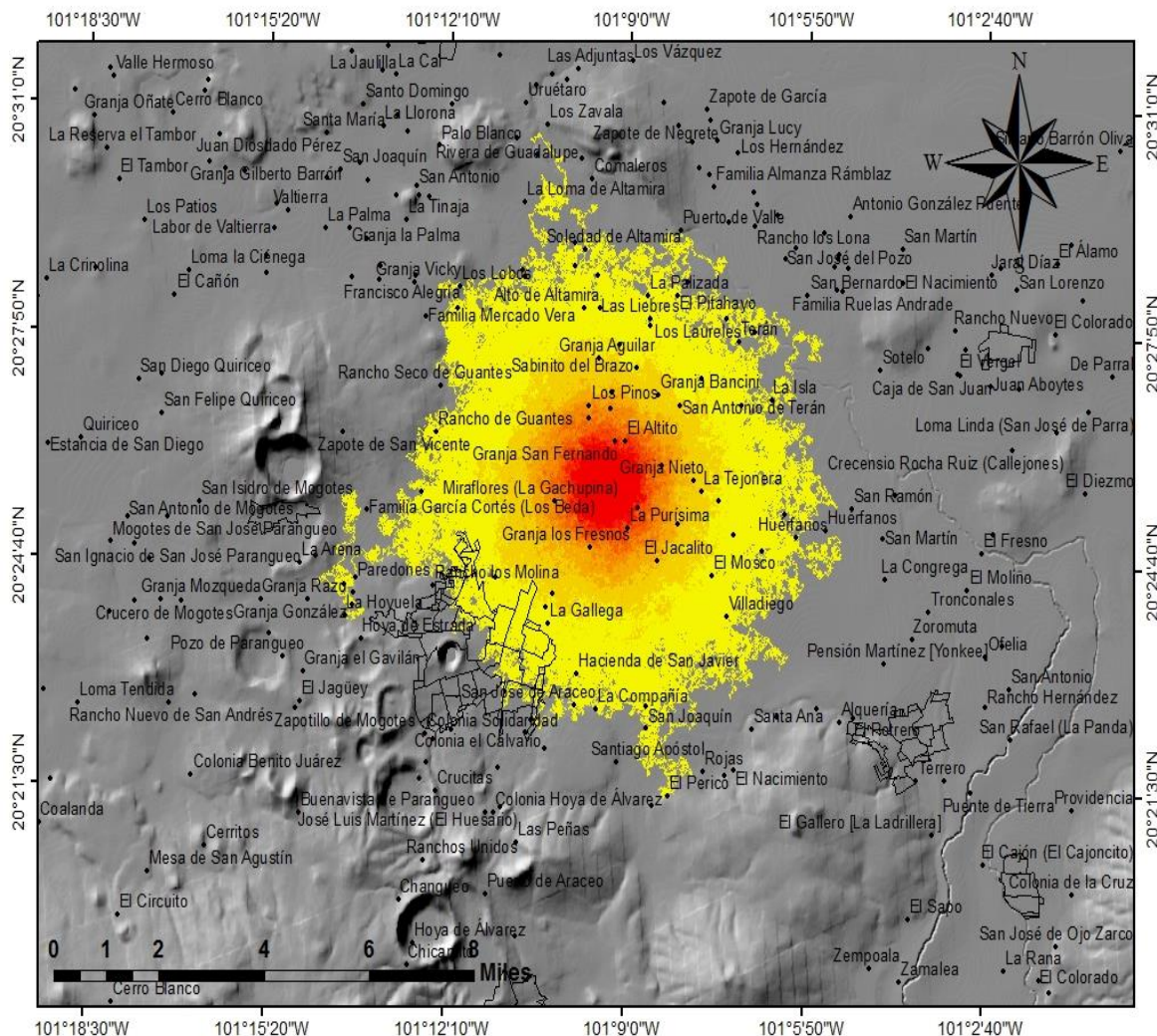


Figura 24 Simulación de derrame de lava en la región de Valle de Santiago con parámetros de $H_c = 25$ m, $H_p = 30$ m y Alcances = 100,000 m.

Zonas de Interés: Como resultado del análisis geoespacial, geológico-estructural, de índice de juventud (Ij), edades radiométricas, magnetometría y tomando en cuenta la concentración urbana e infraestructura, se definieron dos zonas de interés.

La Zona de interés 1 se ubica al noroeste del campo, cubre un área de ~7,867 km², alberga la mayor concentración de estructuras así como las de edades más recientes, colinda con los municipios de Tancítaro, Apatzingan, Parácuaro, Múgica, La Haucana, Gabriel Zamora, Nuevo Parangacutiro, Paracho, Chilchota, Charapan, Tangancuicaro, Los Reyes, Peribán, Cherán, Zacapu, Nahuatzen, Coeneo, Erongaricuaru, Tingambato, Pátzcuaro, Ziracuaretiro, Teretan, Salvador



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

Escalante, Ario, Nuevo Urecho y Uruapan; dentro de este último se realizaron escenarios de simulación (Figura 25).

La Zona de interés 2 se ubica al norte del campo, cubre un área de ~2,417 km², alberga una concentración media de estructuras y comprende los municipios de Salamanca, Yuriria, Jaral del Progreso Cortazar, Irapuato, Pueblo Nuevo, Abasolo Salvatierra, Santiago Maravatío, Moroleon, Uriangato, Villagrains, Huanimaro, Puruandiro y por último Valle de Santiago dentro del cual se realizaron escenarios de simulación (Figura 25).

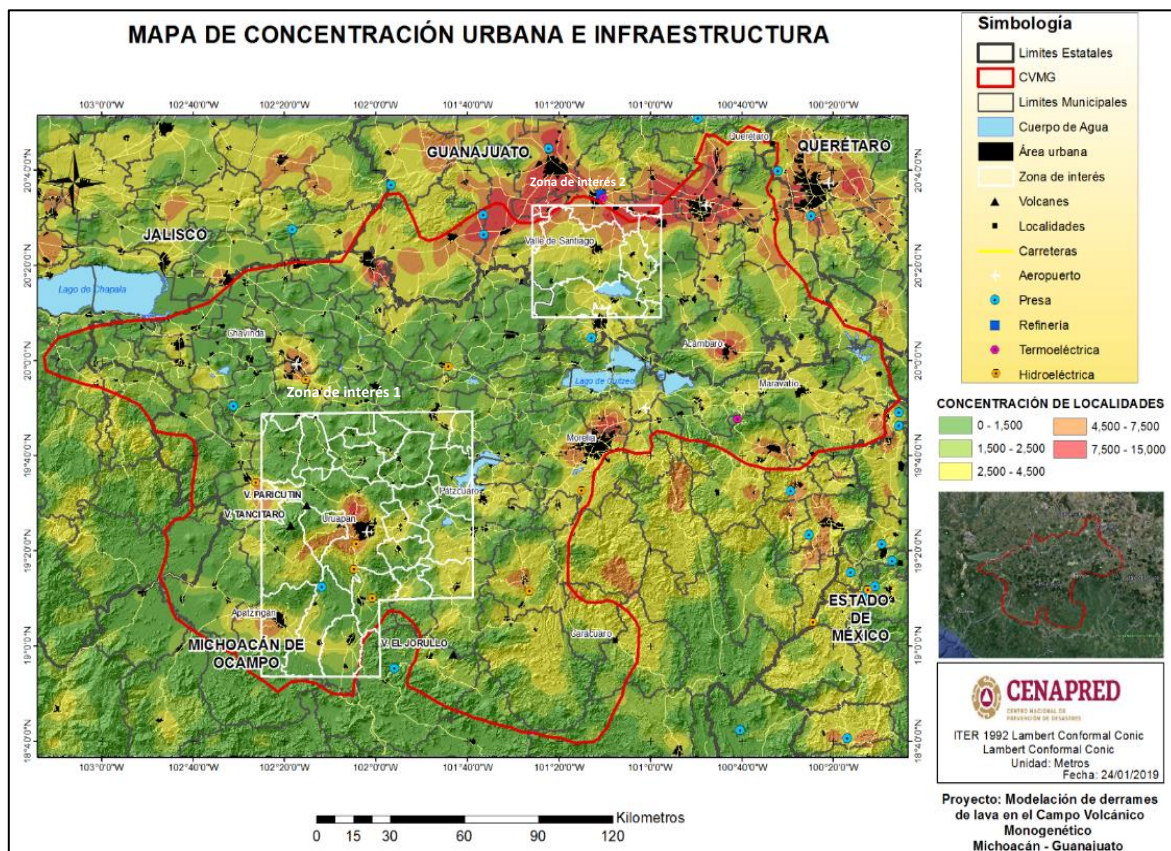


Figura 25 Mapa de densidad de localidades y zonas de interés a simular derrames de lava

En las zonas de interés establecidas se seleccionaron aleatoriamente dos sitios a manifestar actividad volcánica futura, el primer sitio se localiza en la zona del municipio de Uruapan, Michoacán (Zona 1) en las coordenadas (805653, 2157737 UTM), el segundo en la Zona del municipio de Valle de Santiago, Guanajuato (Zona 2) en las coordenadas (251190, 2253259 UTM). Los parámetros que se consideraron para realizar la simulación fueron tomados de espesores, alcances y volúmenes de eventos volcánicos colindantes a las dos zonas de interés (Tabla 4).



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

Tabla 4 Parámetros considerados (espesor, alcance y volumen) en las simulaciones

Zona de interés 1			
Volcán	Espesor (m)	Alcance (km ²)	Volumen (m ³)
Paricutín	15 – 25 ^a	18 ^b	2 ^c
El Metate	15 ^a	15 ^d	9.2 ^a
El Jabali	22 ^a	2.96 ^a	0.65 ^a
Las Vigas	50 ^a	5.8 ^a	0.3 ^a
Zona de interés 2			
Capaxtiro	15	20.9	3.13
El Malacate	30 ^a	1.23 ^a	0.037 ^a
El Calabazo	25	1.71	0.043
El Colorado	47	0.58	0.027

Fuentes: ^aLozano, M., Sánchez, Y., Ortega, B., 2011. ^bLarrea et al. 2017. ^cScandone, 1979. ^dChevrel, M. 2015.

Para cada uno de los sitios se generaron simulaciones por medio de Q_Lavha con las funciones Maximum Length y FLOWGO, la primera corresponde a una simulación por distancia desplazada de derrames de lava, incorporando parámetros de antiguas flujos de la zona. La segunda función itera con parámetros físico-químicos; aunque no se cuenta con los factores específicos, estos fueron propuestos a partir de la información geológica de la zona como una propuesta de escenario.

Finalmente los resultados obtenidos arrojan las posibles áreas afectadas o de inundación. Dichas simulaciones se cuantifican por probabilidad, representada con valores de 0 a 1, los valores en rojo indican la mayor probabilidad; por el contrario los valores más cercanos al cero, señalados en color amarillo, tienen una menor probabilidad de inundación. Así mismo, se realizó el análisis de sistemas expuestos en radios de influencia de 5, 10 y 30 km.

Para la zona 1 correspondiente al municipio de Uruapan se simuló con parámetros por tasa de emisión de 3, 5 y 7 m³/s (Tabla 4). Para una tasa de emisión de 3 m³/s, alcanzó a cubrir un área de ~0.785 km² con una extensión de ~0.65 km. Para 5 m³/s cubre un área de ~2.54 km² con una extensión de ~0.75 km. Para la simulación de 7 m³/s cubrió un área de ~3.14 km² con una extensión de ~0.95 km: todas las simulaciones tienen una dirección preferencial al sureste (Figura 26). Incorporando los radios de afectación, se determinó usar la simulación de 5 m³/s, por lo tanto se procedió a generar los radios de afectación.



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

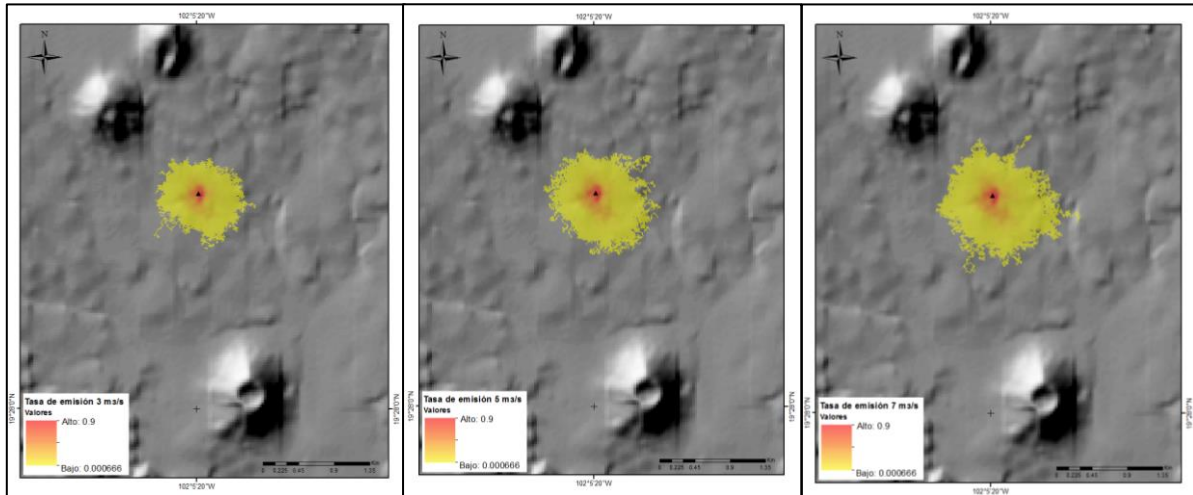


Figura 26 Escenarios por tasa de emisión en la zona del municipio de Uruapan con simulaciones de 3, 5 y 7 m³/s

La simulación por alcances recorridos propuestos es de 4, 8, 12, 16, 20 y 22 km (Tabla 4). Los resultados obtenidos para el parámetro de 4 km, se determinó un área de afectación de ~2.54 km² generando un extensión máxima de 0.95 km, por alcance de 8 km cubrió un área aproximada de ~3.5 km² y un extensión de 1.25 km. Para el alcance de 12 km cubrió un área aproximada de ~7.8 km², 1.57 km de extensión. Por alcance de 16 km cubrió un área aproximada de ~15 km², 2.25 km de extensión máxima. Por alcance de 20 km cubrió un área aproximada de ~15 km², 2.7 km de extensión máxima y la mayor probabilidad de inundación a una distancia de hasta 1.4 km. Por último con un alcance de 22 km cubrió un área aproximada de ~15.8 km² y 2.98 km de extensión máxima, la dirección preferencial para todos los derrames es al suroeste (Figura 27).

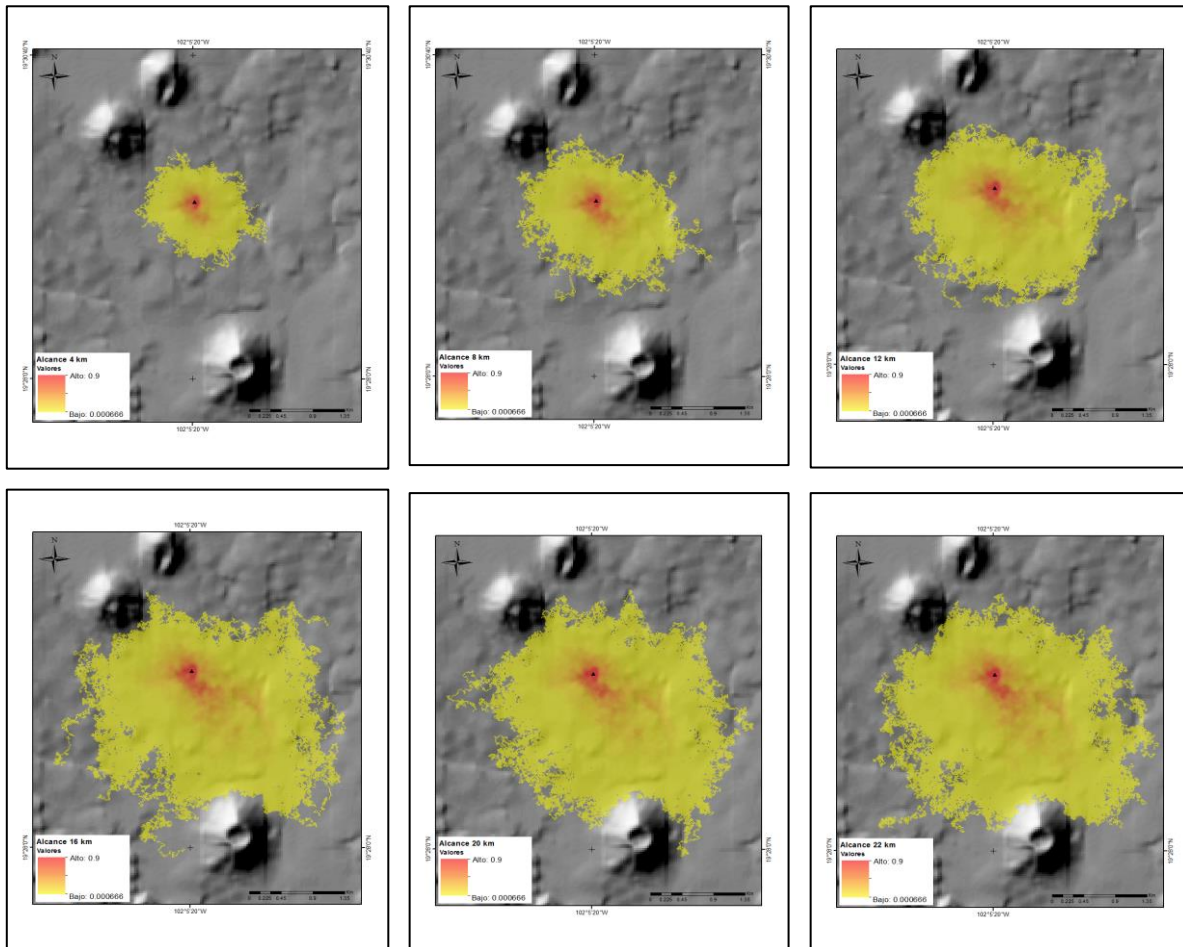


Figura 27 Escenarios por alcance en la zona del municipio de Uruapan con simulaciones de 4 a 22 km

Para el caso de la simulación en la Zona 2 correspondiente al municipio de Valle de Santiago, se realizó simulaciones por tasa de emisión, con los mismos parámetros que la Zona 1, por lo cual los resultados fueron los siguientes: de 3 m³/s cubrió un área de ~1.57 km² con una radio máximo de 0.71 km. Por tasa de emisión de 5 m³/s se cubrió un área de ~1.76 km² genero radio de 0.735 km, mientras que la de 7 m³/s cubrió un área de ~2.95 km² con un radio 1.0 km, con una dirección preferencial de derrame al noreste (Figura 28).



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

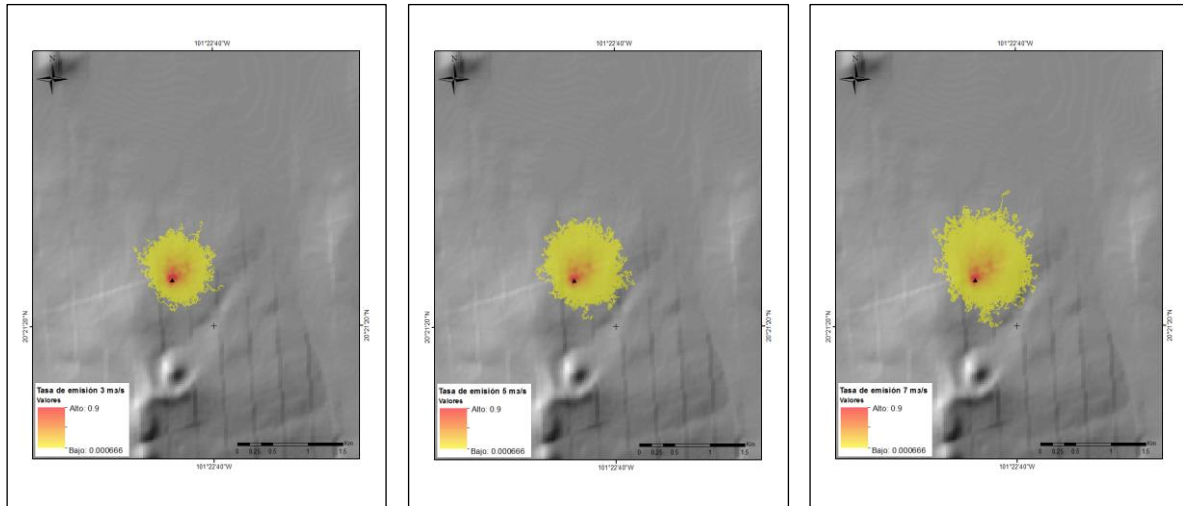


Figura 28 Escenarios por tasa de emisión en la zona del municipio de Valle de Santiago con simulaciones de 3, 5 y 7 m³/s

La simulación por alcance se consideró usar los parámetros de 1, 5, 9, 13, 17 y 21 km, lo cual se obtuvo que para la simulación de 1km cubrió un área de ~0.42 km² generando una extensión máxima de 1.3 km, por alcance de 5 km cubrió un área aproximada de ~4.3 km² y 2.37 km de extensión máxima, por alcance de 9 km cubrió un área aproximada de ~10.1 km² y 3.6 km de extensión máxima, por alcance de 13 km cubrió un área aproximada de ~12.5 km² y 4.11 km de extensión máxima, por alcance de 17 km cubrió un área aproximada de ~15.3 km², 4.4 km de extensión máxima, por último con un alcance de 21 km cubrió un área aproximada de ~18.8 km² y 4.9 km de extensión, la dirección preferencial del derrame es al noreste (Figura 29).



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

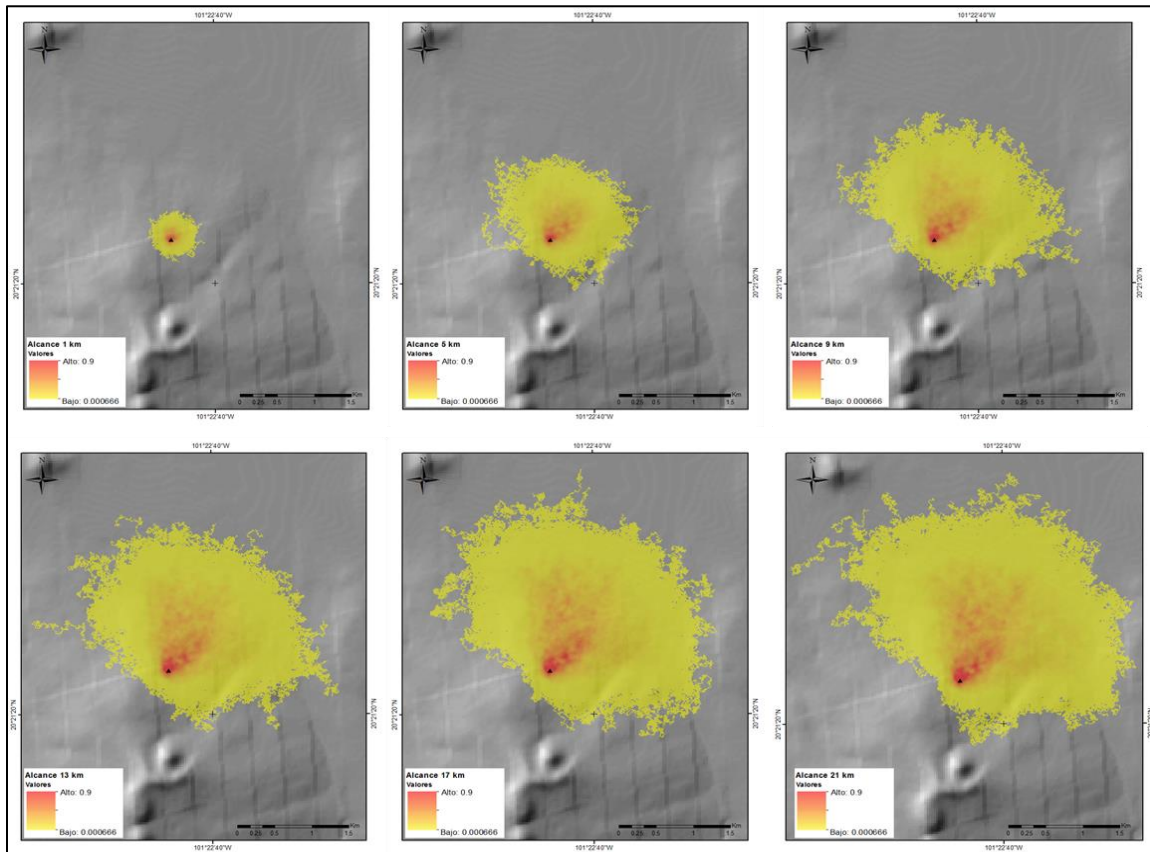


Figura 29 Escenarios por alcance en la zona del municipio de Valle de Santiago con simulaciones de 1 a 21 km

Acorde con lo anterior, se procedió a realizar la propuesta de zonas de afectación por derrames con una tasa de emisión de $5 \text{ m}^3/\text{s}$ para la Zona 1 y por distancia para la Zona 2, contemplando radios de afectación de 5, 10 y 30 km abarcando un área de $\sim 78.5 \text{ km}^2$, $\sim 314.1 \text{ km}^2$ y $\sim 2,827 \text{ km}^2$ (Figuras 30 y 31).

De acuerdo a las simulaciones generadas en conjunto con los radios de afectación por un evento volcánico, ambas zonas muestran que para la zona del Municipio de Uruapan dentro del radio de afectación de 30 km se encuentra la Hidroeléctrica Zumpimito, Cupatitzio y el Aeropuerto Internacional de Uruapan, dentro del mismo radio en la zona del Municipio de Valle de Santiago se encuentra La presa San Gabriel y Corralejo.



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

PARÁMETROS INGRESADOS Y RESULTADOS OBTENIDOS			
Zona de interés 1			
Por tasa de emisión		Por alcances	
Tasa de Emisión ingresada (m ³ /s)	Máximo alcance obtenido (km)	Alcance ingresado (km)	Máximo alcance obtenido (km)
3.00	1.30	4	1.90
5.00	1.50	8	3.00
7.00	1.90	12	3.25
		16	4.50
		20	4.45
		22	4.52
Zona de interés 2			
Por tasa de emisión		Por alcances	
Tasa de Emisión ingresada (m ³ /s)	Máximo alcance obtenido (km)	Alcance ingresado (km)	Máximo alcance obtenido (km)
3.00	1.42	1	0.83
5.00	1.47	5	2.37
7.00	1.94	9	3.60
		13	4.11
		17	4.42
		21	4.90

Tabla 5.- Resultados de escenarios de simulación



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

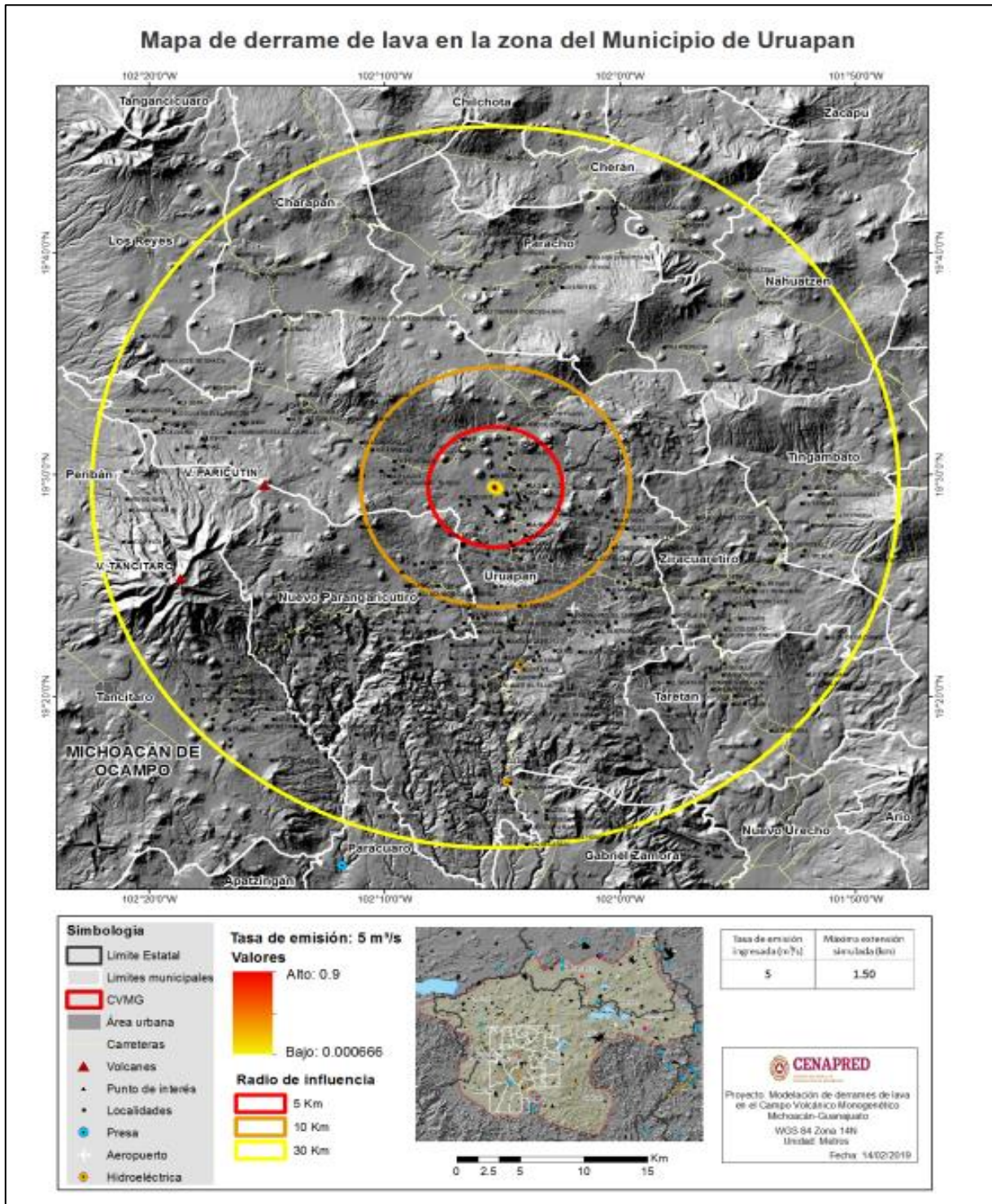


Figura 30 Mapa de afectación por derrame simulado de 5 m³/s



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

Mapa de derrame de lava en la zona del Valle de Santiago

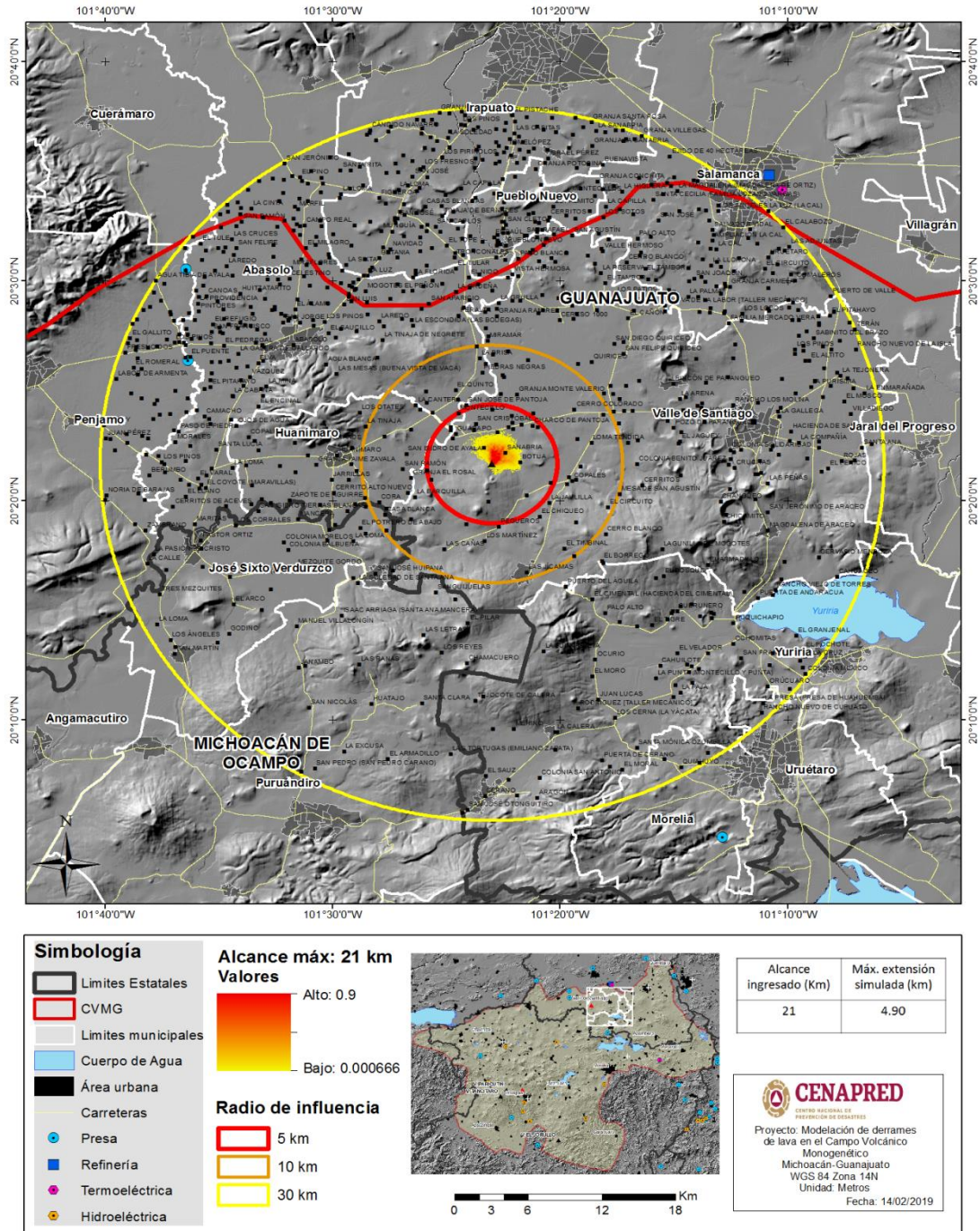


Figura 31 Mapa de afectación por derrame simulado de 21km



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

Análisis:

Con base en información obtenida del Atlas Nacional de Riesgos, para el caso de la primera simulación (Figura 30), estarían expuestas 273,628 personas, 80,602 viviendas, 547 escuelas, 41 establecimientos de salud, 118 supermercados, 95 hoteles, 81 bancos, 26 gasolineras, 394 colonias, y un aeropuerto.

Para el segundo caso (Figura 31), las personas afectadas sería 15,095, 4,066 viviendas, 6 establecimientos de salud, 52 escuelas, un hotel, un banco, dos gasolineras, 37 colonias.

En la última simulación, la población vulnerable son 97,747 personas, 27,110 viviendas, 13 establecimientos de salud, 186 escuelas, 28 supermercados, 11 hoteles, 16 bancos, siete gasolineras y 89 colonias.



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

CAMPO VOLCÁNICO MONOGENÉTICO CHICHINAUTZIN (CVMCH).

Este campo se ubica en la región central de la República Mexicana, fisiográficamente dentro de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (Siebe, *et al.*, 2004), cubre una zona de 90 km de largo por 30 km de ancho, alargada en una dirección E-W, se localiza entre los paralelos 18°40'-19°40'W y meridianos 18°30'-19°30'N y se delimita al norte por la Ciudad de México, al sur por el estado de Morelos y al este y oeste por el Estado de México, asimismo se encuentra al este con la Sierra Nevada, al noroeste con la Sierra de las Cruces y al oeste por la cuenca de Toluca (Velasco-Tapia Verma, 2001). El volcán con actividad más reciente es el Xitle (Figura 32).

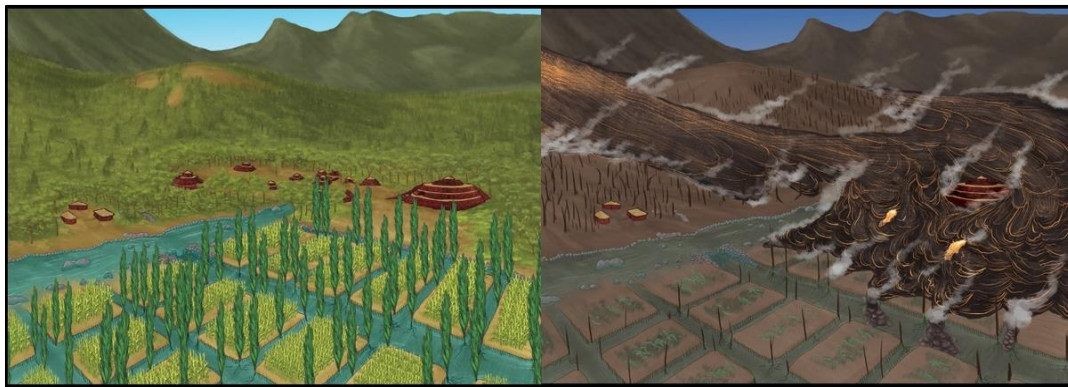


Figura 32 Revista Arqueología Mexicana. Ilustración: Alejandro Puga / Raíces

El campo está compuesto por más de 221 estructuras volcánicas cuaternarias, cuyas rocas varían desde basaltos a dacitas, cubriendo un área aproximada de 2,400 km² (Márquez *et al.*, 1999) y un volumen de 70 km³, lo que indica una gran tasa de emisión de magma, estimada de 170 km³ en 40,000 años = 11.75 km³/1000 años (Márquez *et al.*, 1999). Para este reporte se infirieron 19 estructuras volcánicas más, con base en las cartas geológicas del INEGI, sumando un total de 240 estructuras (Figura 33). De acuerdo con Velasco y Verma (2001) en la región predominan tres tipos de estructuras volcánicas, tales como, los conos de ceniza, los cuales, representan el 91% (201 aparatos) (Márquez González, 1998), por ejemplo los volcanes Chichinautzin y Tláloc (Swinamer, 1989), ubicados en la parte central y occidental del campo (Martín del Pozzo, 1982 y Bloomfield, 1975); seguido por los volcanes escudo con derrames de lava con el 4.5% (10 aparatos), concentrados en la parte oriental (Velasco-Tapia y Verma, 2001), como lo son el volcán Pelado y el volcán Teuhtli (Swinamer, 1989), y finalmente los domos de lava de tipo *couleé* o *low-dome* con el 4.5% (10 aparatos) (Cas y Wright, 1996), ubicados en el centro y occidente del campo (Velasco-Tapia y Verma, 2001), ejemplo son el domo Xicomulco y la Gloria (Márquez, *et al.*, 1999).

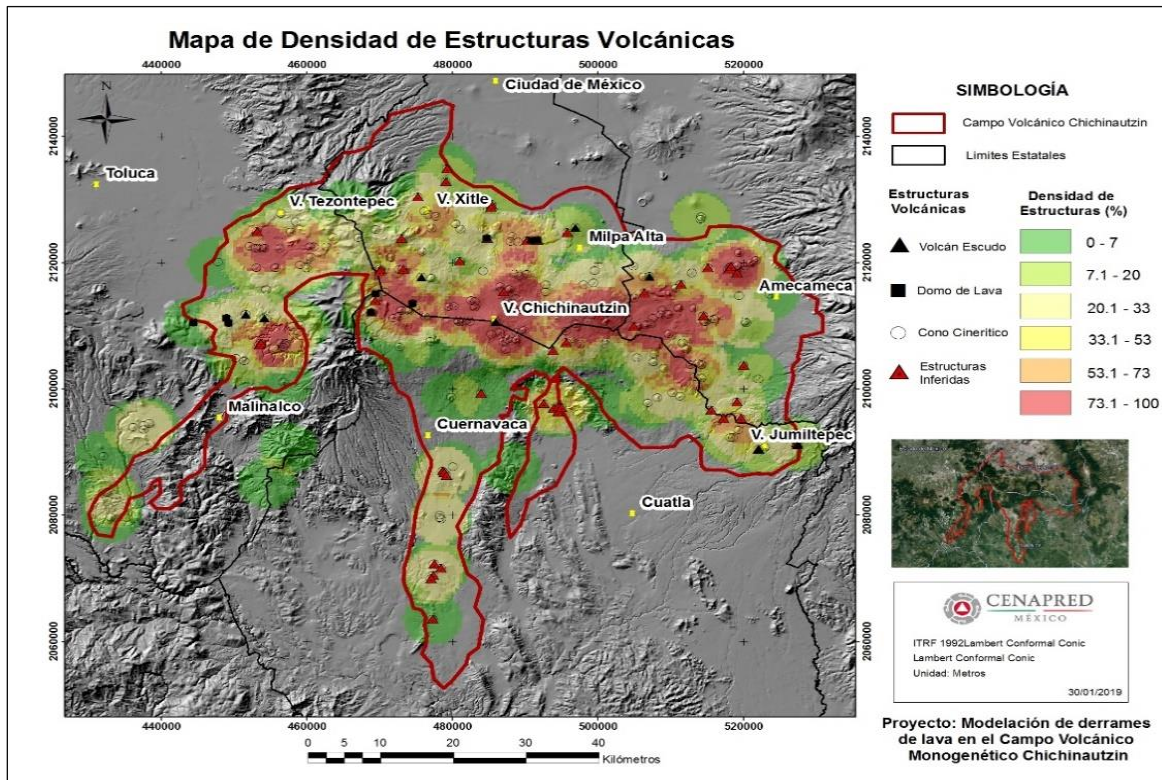


Figura 33 Distribución y densidad de las estructuras volcánicas que conforman el CVMCh

Con respecto a las edades, se conoce que el vulcanismo constituye la última fase en la región, con la culminación de la formación del sur de la Cuenca de México (Fries, 1960; Mooser *et al.*, 1974; Martín, 1982), por lo tanto, las edades de las estructuras volcánicas son Eocenas-Holocenas, que van de los 38,000 a <10,000 años a.P. (antes del presente) (García-Palomo, *et al.*, 2000). No obstante, la información disponible sobre la edad del CVCh es desafortunadamente muy escasa (Urrutia y Martín, 1993) (Figura 34).

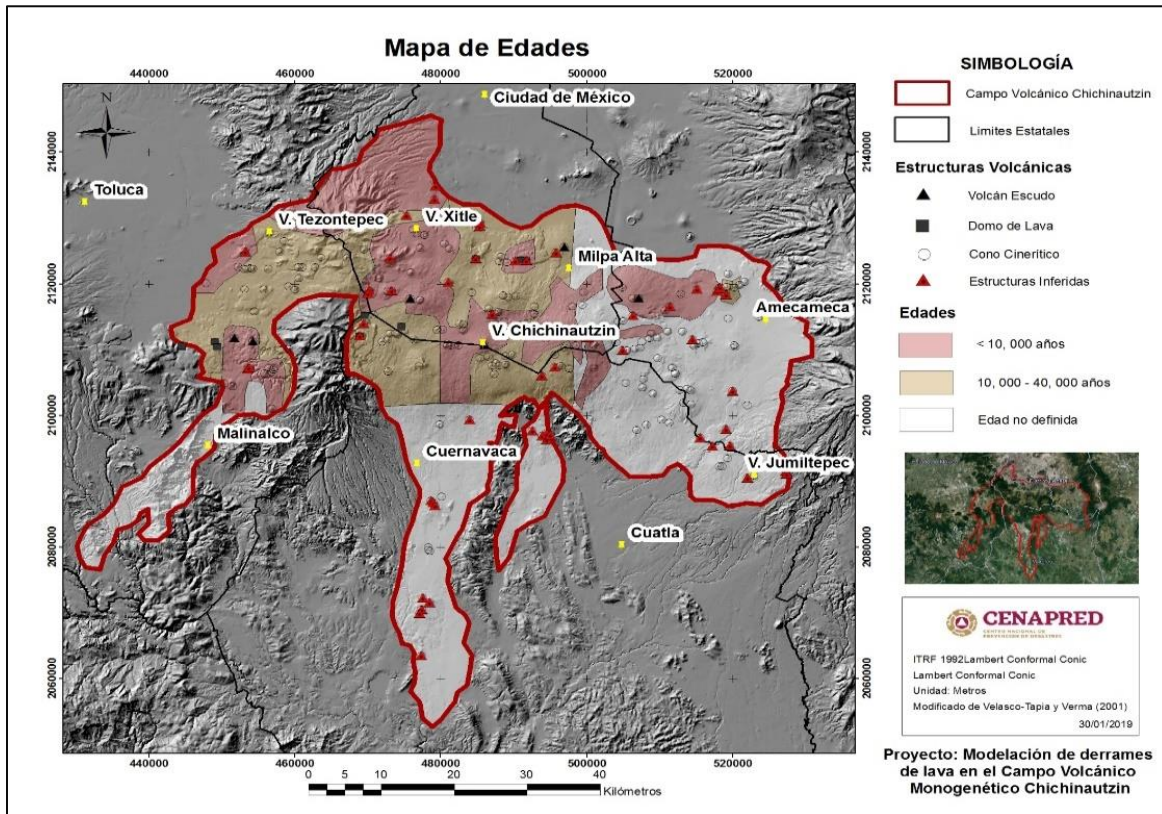


Figura 34 Mapa de edades del campo

Márquez *et al.* (1999) señalaron que el estudio de la tectónica del campo se dificulta, debido a la actividad volcánica reciente y a la vegetación exuberante, lo cual complica la identificación de las estructuras geológicas. Asimismo estipula que los lineamientos estructurales son principalmente de esfuerzos normales con una alineación preferencial E-W, acompañado en menor proporción de esfuerzos al NNE-SSW, NNW-SSE y NE-SW (Figura 35). Johnson y Harrison (1990), con base en el estudio de imágenes satelitales, concuerdan con una orientación este-oeste y rumbo N60°E.



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

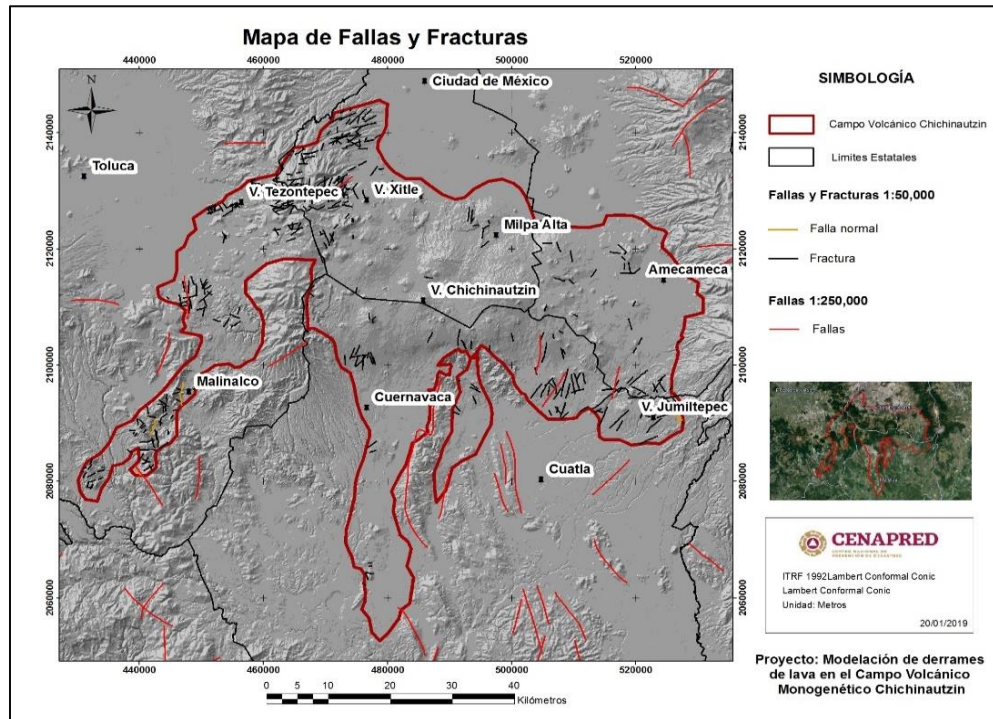


Figura 35 Lineamientos estructurales del campo

Históricamente se han registrado un total de 282 eventos sísmicos (SSN) en el campo desde la década de 1970 hasta diciembre de 2018, con magnitudes que oscilan entre 1.2° a 4.2° y profundidades desde 1 km hasta 36 km (Figura 36).

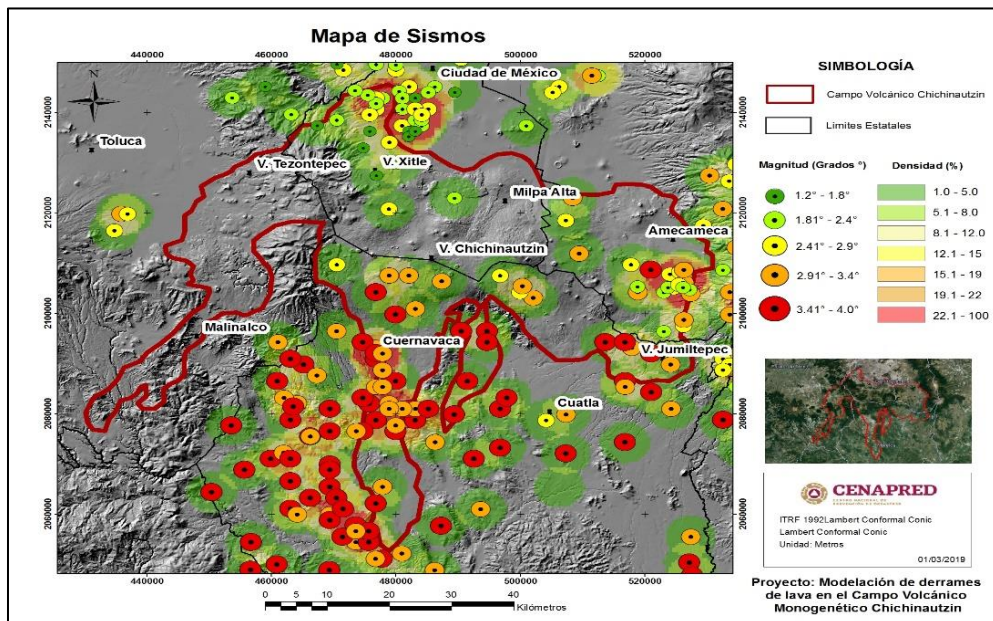


Figura 36 Mapa de ubicación y densidad de sismos históricos



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

De acuerdo con Martín del Pozzo (1982), el campo presenta una morfología de tipo compuesto (volcanes que cambian su estilo eruptivo y forman edificios cónicos de pendientes muy suaves de 6-8° (figura 32) y un vulcanismo de tipo estromboliano y hawaiano (McGehee, 1976), basándose en los derrames de lava observados en el volcán Xitle y Cerro del Agua, que muestran características tipo A'a y, en menor proporción de tipo pahoehoe (McGehee, 1976; Martín del Pozzo, 1982 y Márquez et al., 1999). Asimismo, Márquez et al. (1999), reportaron la presencia de depósitos hidromagmáticos, compuestos por capas de ceniza con espesores de algunos centímetros, los cuales se han encontrado asociados a varios volcanes tipo escudo (ej., Pelado y Tres Cruces) y a algunos conos cineríticos. La presencia de erupciones hidromagmáticas aumenta el riesgo volcánico potencial en esta región (Velasco y Verma, 2001).

Para mejorar la descripción e identificación de lugares donde sea probable el nacimiento de nuevos volcanes, el CVCh se dividió en tres sectores, denominados sector occidental, sector central y sector oriental (Figura 37).

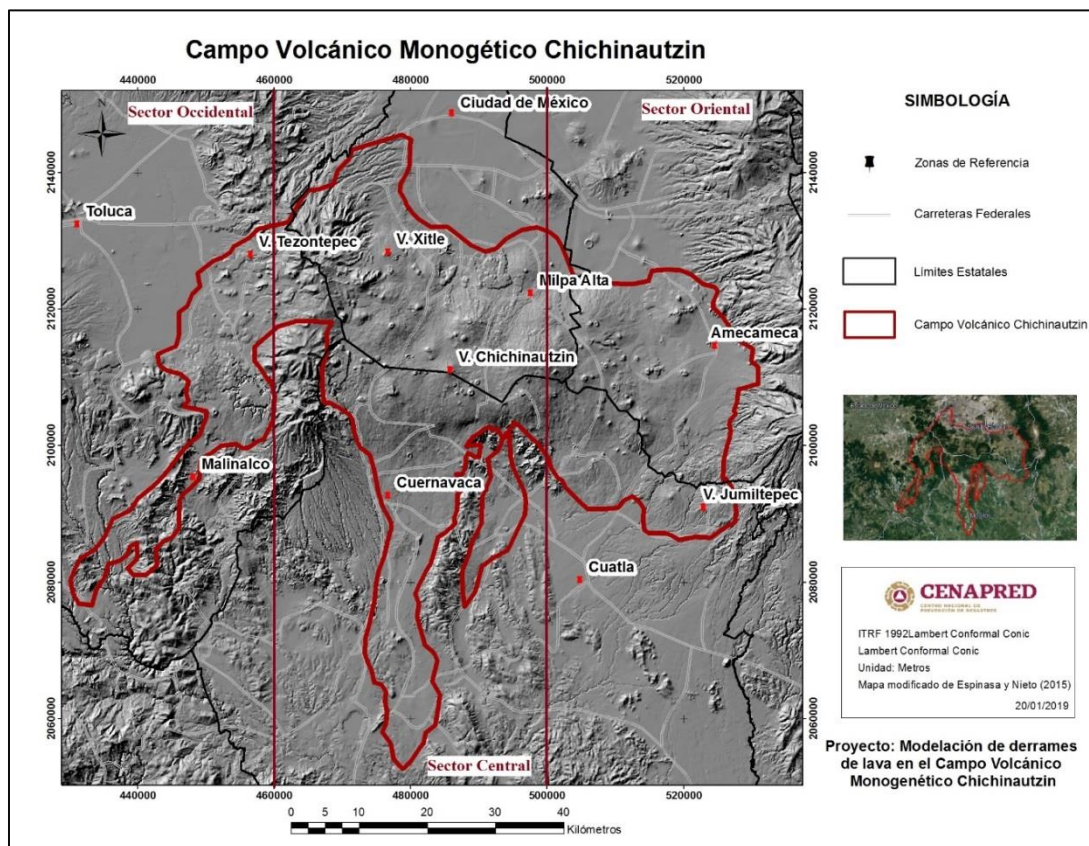


Figura 37 Ubicación espacial del Campo Volcánico Monogénico Chichinautzin (Modificado de Espinosa y Nieto, 2015).



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

Para todo el campo se elaboraron mapas de pendientes (Figura 38), hipsométrico (Figura 39), geológico (Figura 40) y de Interpolación de Índice de Juventud (Ij)(Figura 41).

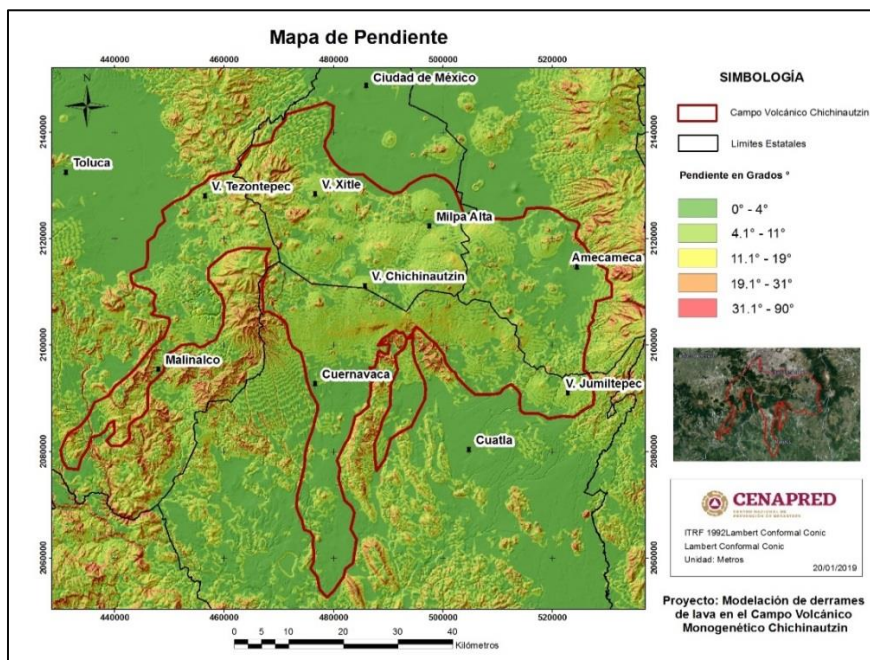


Figura 38 Mapa de distribución de pendientes del campo

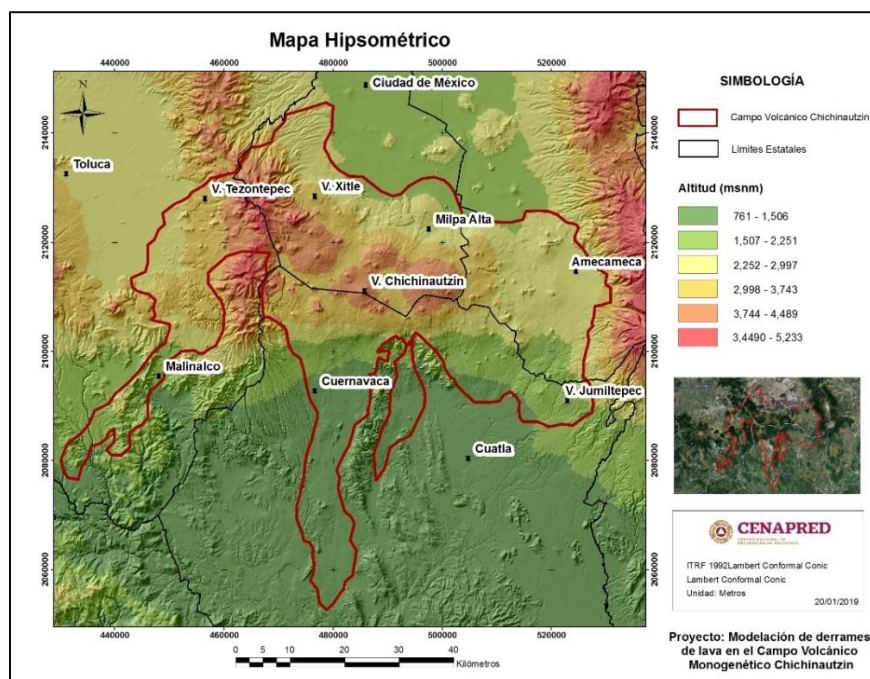


Figura 39 Mapa de elevaciones (m.s.n.m.) del campo



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

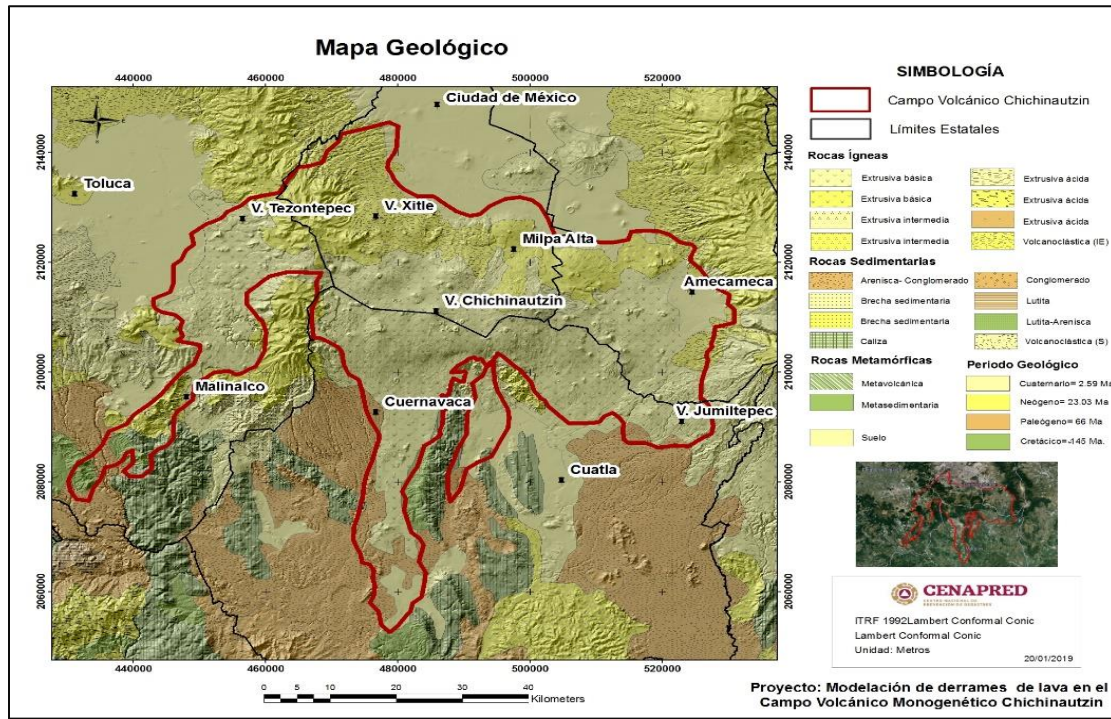


Figura 40 Mapa geológico del campo

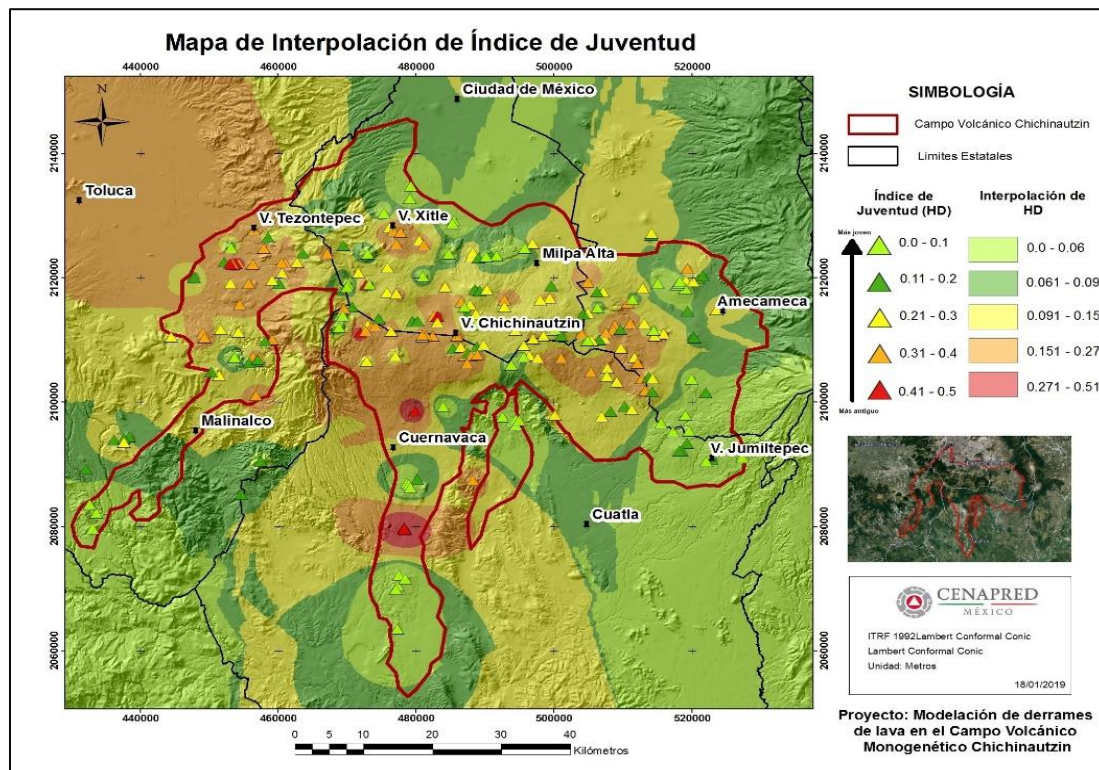


Figura 41 Mapa de interpolación de índice de juventud (Ij) del campo



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

Sector Occidental

Ubicado al oeste del campo, entre los meridianos 99°22' - 99°30'W y los paralelos 18°46' - 19°18'N (Figura 33); de acuerdo con Martín del Pozzo (1982) y Bloomfield (1975) este sector se conforma de 41 conos volcánicos y lavas, principalmente conos de ceniza (volcán Cuauatl y Tezontle) y conos de bloques de lava (Cerros Tlacotepec y Chapultepec) de tipo A'a, con alturas de 15 a 260 m y espesores de lava promedio que varían entre 10 y 70 m, así como longitudes máximas entre 1 y 13.5 km. En general, las rocas en este sector son principalmente andesitas y en algunos extremos se pueden clasificar como basaltos alcalinos y dacitas. García *et al.* (1996) estipulan que en este sector los lineamientos estructurales son principalmente fallas normales este-oeste con arreglo *en echelón*, las cuales predominan en la parte sur y norte del sector

Con base en el mapa de pendientes, se observa que el ángulo de las laderas en la parte centro de este sector son de 4° cerca de las localidades de Santa Cruz Atizpaz y Santiago Tianguistenco, indicando una zona de llanura; mientras que en el norte y sur se tienen pendientes más abruptas, de 19° a 90° presentes en las laderas de la Sierra de las Cruces y de algunas estructuras volcánicas cerca de Tenancingo y Malinalco en el Estado de México, permitiendo un mayor desplazamiento de los derrames de lava con un dirección preferencial hacia el oeste. Por otra parte la altimetría oscila entre los 3,743 a 2,250 metros sobre el nivel del mar (m.s.n.m.) en la parte norte y centro del sector, mientras que el sur se tienen altitudes inferiores a los 2,250 m.s.n.m.

En este sector se han registrado nueve sismos con magnitudes entre 1.2° (norte del sector) a 4.0° (sur del sector) y profundidades de 3 km a 24 km, sin embargo, desafortunadamente ninguno de estos sismos caen dentro del campo, siendo el sector con menor actividad sísmica, además de que en esta zona predominan los volcanes con las edades más antiguas, de hasta 38,000 años (Eoceno), por lo que se infiere que no es una zona sísmicamente activa, en comparación con los otros sectores.

De acuerdo con la metodología del índice de juventud (Ij) de Wood (1980) y Hooper (1995), se concentran estructuras volcánicas con valores entre 0.5 a 0.21 en el norte y centro del sector (volcán Cinco, Tezontepec y Cuates) y edades entre los 10,000 y 38,000 años, mientras que hacia el sur se tiene un Ij 0.2 a 0.04 con edades más jóvenes (<10,000 años), es decir, existe una relación entre edades radiométricas y parámetros morfométricos, a mayor edad de las estructuras, el índice de juventud disminuye, lo que indica que las estructuras más antiguas se encuentran menos preservadas, dicha relación se comprobó en una gráfica comparativa (Figura 42 y Tabla 6).

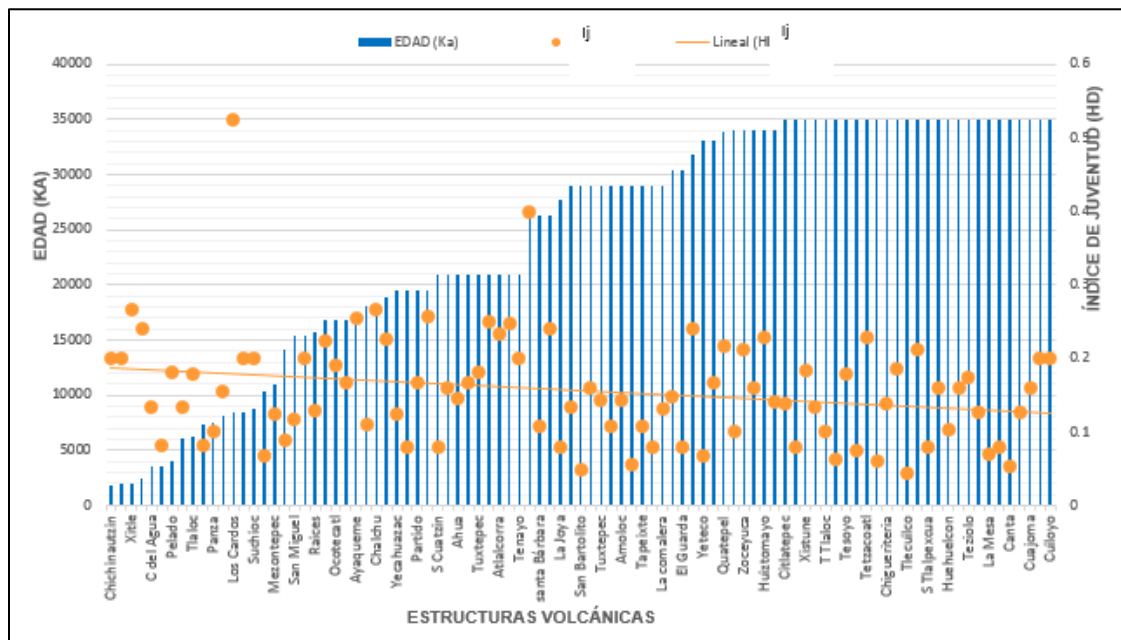


Figura 42 Gráfica comparativa entre el índice de juventud (Ij) y edad

Tabla 6. Tabla de valores correspondientes a la edad y el Ij del CVMCh.

Estructura volcánica	Datación (Ka)	Ij
Chichinautzin	1835	0.2
Xitle	2030	0.267
Los Cardos	8440	0.525
Partido	19540	0.168
La Joya	27700	0.08
Tlaloc	35000	0.1

Finalmente, al hacer una relación de todos los factores establecidos y al hacer el análisis de cada mapa que se elaboró, se determinó que el sector occidental del campo no es favorable para establecer una zona de interés, a pesar de tener una concentración urbana e infraestructura media (rangos entre 900 a 8,500), sin embargo, la edad de las estructuras volcánicas es Eocénica y es una zona sísmicamente inactiva, por tanto se infiere que es un sector de baja probabilidad para realizar la modelación de los derrames de lava.

Sector Central

El Sector Central se ubica en centro del campo, desde el sur de la Ciudad de México hasta el norte y parte del centro del estado de Morelos, entre los meridianos 98°59'- 99°31'W y los paralelos 18°56'- 19°40'N, este sector se conforma de aproximadamente 121 conos volcánicos y lavas, principalmente conos cineríticos, seguido de domos de lava y algunos volcanes escudo con lavas de tipo aa (Martín del Pozzo, 1982; Velasco-Tapia y Verma, 2001) con una



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

mayor concentración en el centro y norte del campo, teniendo una disminución hacia el sur. Las lavas tienen espesores entre 5 y 15 m en el centro y norte del sector, pero pueden alcanzar espesores de hasta 20 m en el valle de Cuernavaca y flujos de más de 10 km de longitud (Márquez, et al., 1999), ejemplo de ello son los derrames de lava del volcán Xitle, que tiene una longitud de 13 km y cubren un área de 70 km². Las rocas que conforman este sector son calizas y dolomitas interestratificadas, rocas volcánicas ácidas (riolitas), conglomerados y abanico aluvial en la parte de Morelos (Fries, 1960), mientras que hacia el norte del campo, en la Ciudad de México, se constituye de rocas ígneas: andesitas, dacitas, así como depósitos aluviales, además de una secuencia de brechas piroclásticas, flujos de ceniza y lahares (Delgado et al., 1998).

En cuanto a las edades de los volcanes, en el centro y norte se tienen edades Eocenas (38,000 años) a Holocenas (<10,000 años), sin embargo, las estructuras volcánicas del sur no presentan aún una edad definida (Márquez, et al., 1999).

Por otro lado, los lineamientos estructurales en el sector central, de acuerdo con De Cserna, et al. (1988) y Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) mencionan una tendencia estructural E-W y Márquez et al. (1999) muestran fracturas E-W en el centro y norte del sector, sin embargo, no son fáciles de distinguir debido a la densa vegetación existente en la zona, además menciona una tendencia estructural E-W, NNE-SSW y NNW-SSE en el valle de Cuernavaca y el área de Tenancingo.

Con base en los mapas hipsométrico y de pendientes, el sector central presenta una altitud de 2,900 a 4,400 m.s.n.m. y pendientes de tipo empinada-vertical (11°- 90°) en el noroeste y centro del campo, mientras que en el sur hacia Cuernavaca, presenta altitudes menores a los 2,200 m.s.n.m. y pendientes predominantes planas (0 - 4°), con una dirección preferencial de flujo hacia el norte en la parte de la Ciudad de México y hacia el sur del lado de Morelos.

En cuanto a la actividad sísmica, de acuerdo con el mapa de sismos, en este sector se han tenido registros de 125 sismos desde la década de 1970 hasta diciembre de 2018 (SSN), siendo el sector con mayor número de registros sísmicos en comparación con el sector occidental y oriental, presentando magnitudes que oscilan entre 1.2° a 2.9° y profundidades entre 1 km a 17 km en el norte y centro del sector (Ciudad de México), mientras que en el sur (Morelos) se tienen magnitudes 3.4° a 4.2° y profundidades que fluctúan entre 1 km a 30 km, considerando además, que en este sector se encuentran los volcanes más jóvenes: Chichinautzin y Xitle, con edades menores a los 3,000 años (Nieto y Martín del Pozzo, 2019).

Por otro lado, de acuerdo con los valores del Ij, el sector central muestra dos agrupaciones, la menor agrupación se ubica en el norte del campo (Ciudad de



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

México), con valores de 0.08 a 0.3 cerca de los volcanes Xitle y Pelado (edades <10,000 años) y la segunda agrupación se encuentra en el centro y sur del campo con intervalos de 0.05 a 0.5 cerca de los volcanes Tres Cumbres, Los Cardos, Chichinautzin, Tlaloc, Cuatzin (38,000 a < 10,000), siendo así que las estructuras menos preservadas se encuentran en el centro y sur y las de mayor conservación en el norte.

De acuerdo con los parámetros anteriores y considerando la concentración urbana y de infraestructura, se determinaron en este sector dos zonas de interés con una mayor probabilidad de aparición de un nuevo evento volcánico, una en el norte (Tlalpan, Ciudad de México) y la otra en el sur (Huitzilac, Morelos).

Sector Oriental

El Sector Oriental se ubica al este del campo, entre los meridianos 98°99'-98°70'W y los paralelos 19°27'-18°87'N desde el sureste del Estado de México (municipio de Tlalmanalco) hasta el noreste de Morelos (municipios de Tetela del Volcán y Ocuituco); este sector se conforma de 78 estructuras volcánicas de tipo conos cineríticos, siendo el segundo con mayor concentración de estructuras (figura 28). Las erupciones en el noreste del sector expulsaron bloques de lava de salpicadura de 20 cm, aglomerados de lava y bombas (10 cm), además hay presencia de lapilli y ceniza de 5 a 20 cm de espesor (Jaimes-Viera, et al., 2018), mientras que en sur hay calizas masivas en la parte de Cuautla (Fries, 1960). Asimismo los derrames de lava tienen alcances de 1 km a 12 km y espesores promedios de 3 m como los del volcán Achichipilco en el sur con una extensión de 11.5 km y un espesor de 2.7 m y en el norte los derrames de lava del volcán Cuauhtepic alcanzando una extensión de 10 km y un espesor de 3 m (Jaimes-Viera, et al., 2018).

Los lineamientos estructurales en este sector tienen una tendencia estructural NNW-SSE (Márquez, et al., 1999), con una mayor concentración de fallas normales en el sureste del sector y van disminuyendo hacia el norte, sin embargo en la zona centro del este sector no se observa una gran concentración de fallas, debido a que están cubiertas por los materiales volcánicos extruidos por las estructuras volcánicas existentes en el centro del sector.

Las elevaciones del sector oriental oscilan entre los 2,252 a los 3,744 m.s.n.m. en la zona norte que forma parte del Estado de México, mientras que en el sur, en el lado de Morelos presenta altitudes menores a los 2,250 m.s.n.m. Asimismo con base en el mapa de pendientes, en la zona noreste del sector, cerca de los municipios de Ozumba y Atlautla se tienen pendientes predominantes planas (0°-4°), sin embargo, en las laderas de los volcanes (Tenayo, La Joya, Chiconqui



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

y Tepeixte) se tienen pendientes más verticales (19° - 90°), mientras que en el sur predominan las pendientes de planas a muy inclinadas (0° - 31°), lo cual nos indica una dirección de flujo preferencial hacia el sureste.

Con respecto a las edades radiométricas, el sector presenta edades que van de los 15,000 a 35,000 años (Nieto y Martin del Pozzo, 2019). En cuanto a los valores de índice de juventud, en la zona noreste del sector se tienen valores de 0 a 0.31, en el centro predominan valores de 0.21 a 0.31, mientras que en el sur el Ij disminuye con valores de 0 a 0.11, por ello de acuerdo con la metodología de Wood (1980) y Hopper (1995) mencionada anteriormente, este sector tiene estructuras mejor preservadas en el sur y menos preservadas en el este y norte.

Por la relación de los parámetros de este sector descritos anteriormente se determinó una tercera zona de interés al este del campo (Atlautla, Estado de México) para realizar la modelación de derrames de lava, considerando además que este sector presenta una concentración alta de población como de infraestructura.

Zonas de interés: Como resultado del análisis geoespacial, geológico-estructural, hipsométrico, de pendientes, sismológico, de índice de juventud (Ij), radiométricos y tomando en cuenta la concentración urbana e infraestructura, se definieron tres zonas de interés dentro del campo para la modelación de derrames de lava.



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

La zona de interés 1, cubre un área ~297 km² se ubica al sur del campo, específicamente al norte de Cuernavaca, en el municipio de Huitzilac, Morelos, dentro de éste se realizarán los escenarios de simulación, al encontrarse en el sector central del campo como se describió anteriormente, se tiene una gran concentración de estructuras, así como edades recientes como la del volcán Chichinautzin (1830 años); colinda con los municipios de Cuernavaca, Tepoztlán, Ocuilán y Tlalpan.

La zona de interés 2 cubre un área de ~116 km², se ubica al este del campo en el municipio de Atlautla, Estado de México, donde se realizarán los escenarios de simulación; este sector oriental alberga la segunda concentración de estructuras del campo y una alta concentración de población; la zona de interés colinda con los municipios de Ozumba, Amecameca, Ayapango y Ecatepec.

Y finalmente la zona de interés 3, cubre un área de ~675 km² es la más grande en comparación con las otras dos, se ubica en el municipio de Tlalpán, Ciudad de México, al norte de la zona de interés 1 y al sur Coyoacán, es la zona con mayor concentración de estructuras y con edades jóvenes como las del volcán Xitle (2030 años), colinda con los municipios de Milpa Alta, Chalco, Xochimilco, Coyoacán, Benito Juárez, Álvaro Obregón, La Magdalena, Xalatlaco y Huitzilac y tiene la mayor concentración urbana y de infraestructura, lo que la hace apta para la simulación de un escenario.

Tabla 7. Parámetros tomados para las simulaciones

Parámetros tomados para las simulaciones		
Volcán	Espesor (m)	Alcance (km)
Tezoyuca	7 a	2.1
S Tesoyuca	4 a	1.25
Tetillas	5 a	4.7
Aholo	3 a	1.7
Cuatepel	3 - 5 m a	10
Mezontepec	2.7 a	2.1
Pelado	15 b	1.25
Coatzontle	2 a	4.7

a: Jaimes-Viera et al., 2018; **b:** Siebe et al., 2004.



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

Tabla 8. Resultados de escenarios de simulación.

PARÁMETROS INGRESADOS Y RESULTADOS OBTENIDOS				
Resultados de la Zona de Interés 1				
	Por tasa de emisión		Por alcance (distancia)	
Prueba	Tasa de emisión ingresada (m³/s)	Máxima extensión simulada (km)	Alcance ingresado (km)	Máxima extensión simulada (km)
1	3	0.89	1.25	0.68
2	5	0.97	1.55	0.813
3	7	1.245	1.85	0.856
4			2.15	0.91
5			2.45	1.017
6			2.75	1.121

Resultados de la Zona de Interés 2				
	Por tasa de emisión		Por alcance (distancia)	
Prueba	Tasa de emisión ingresada (m³/s)	Máxima extensión simulada (km)	Alcance ingresado (km)	Máxima extensión simulada (km)
1	3	0.976	1.7	0.918
2	5	1.373	2	1.054
3	7	1.58	2.3	1.177
4	9	1.81	2.6	1.302
5	11	1.86	2.9	1.282
6	13	1.981	3.2	1.47

Resultados de la Zona de Interés 3				
	Por tasa de emisión		Por alcance (distancia)	
Prueba	Tasa de emisión ingresada (m³/s)	Máxima extensión simulada (km)	Alcance ingresado (km)	Máxima extensión simulada (km)
1	3	0.814	1.2	0.779
2	5	1.021	1.5	0.804
3	7	1.017	1.8	0.945
4			2.1	0.947
5			2.4	1.02
6			2.7	1.048



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

Cabe mencionar que los parámetros (Tabla 7 y 8) se utilizaron para la simulación de los escenarios, principalmente los alcances de lava ingresados, se tomaron de parámetros geomorfológicos de los volcanes determinados por Jaimes-Viera *et al.* (2018), Siebe *et al.* (2004), Márquez *et al.* (1999), Martín del Pozzo (1982) y Bloomfield (1975).

Escenarios de simulación de lavas: En las zonas de interés se infirieron tres sitios para la modelación, el primero se localiza en la zona del municipio de Huitzilac, Morelos en las coordenadas (474624, 2107814 UTM), el segundo en la zona del municipio de Atlautla, Estado de México, en las coordenadas (525631, 2106562 UTM) y el tercero en la zona del municipio de Tlalpan, Ciudad de México en las coordenadas (479232, 2123522 UTM).

Para cada uno de los sitios se generaron radios de afectación volcánica de 5 km cubriendo un área de 78.5 km², de 10 km cubriendo un área de 314.1 km² y de 30 km cubriendo un área de 2,827 km². de la misma forma que en el CVMG, se realizaron dos tipos de simulación de lavas, una por tasa de emisión de 3, 5 y 7 m³/s, y otra por distancia que recorrerá la lava, para el cual se ingresaron alcances de 1.7, 2, 2.3, 2.6, 2.9 y hasta 3.2 km. Cabe mencionar que se muestran las simulaciones más representativas del área para cada sitio de interés.

La simulación en la zona del municipio de Huitzilac, Morelos por tasa de emisión de 3 m³/s cubrió un área de ~0.59 km² con una distancia máxima generada de 0.89 km, de la cual tomando como referencia el punto de emisión inferido se calcula la mayor probabilidad de inundación hasta una distancia de 0.35 km. Mientras que la de 5 m³/s cubrió un área de ~3.04 km² con una distancia máxima generada de 0.97 km y una mayor probabilidad de inundación hasta una distancia de 0.4 km y de 7 m³/s cubrió un área de ~1.13 km² con una distancia máxima generada de 1.2 km y una mayor probabilidad de inundación hasta una distancia de 0.5 km, y una dirección preferencial de derrame al suroeste, el radio de afectación por tasa de emisión de hasta 7 m³/s es de 1.25 km (Figura 43).

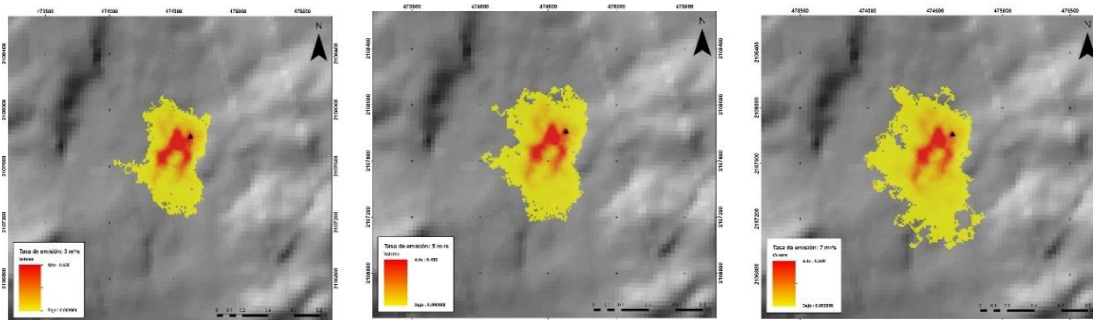


Figura 43 Escenarios por tasa de emisión en la zona del municipio de Huitzilac, Morelos, con simulaciones de 3, 5 y 7 m³/s



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

En la zona del municipio de Atlautla, Estado de México, la simulación por alcance de 1.7 km cubrió un área de $\sim 0.62 \text{ km}^2$ generando una extensión máxima de 0.91 km, con la mayor probabilidad de inundación a una distancia de hasta 0.4 km, por alcance de 2 km cubrió un área de $\sim 0.78 \text{ km}^2$, 1.05 km de extensión máxima y con mayor probabilidad de inundación a una distancia de hasta 0.5 km, por alcance de 2.3 km cubrió un área de $\sim 1.03 \text{ km}^2$, 1.17 km de extensión máxima y la mayor probabilidad de inundación a una distancia de hasta 0.6 km, por alcance de 2.6 km cubrió un área de $\sim 1.31 \text{ km}^2$, 1.30 km de extensión máxima y la mayor probabilidad de inundación a una distancia de hasta 0.7 km, por alcance de 2.9 km cubrió un área de $\sim 1.25 \text{ km}^2$, 1.28 km de extensión máxima y la mayor probabilidad de inundación a una distancia de hasta 0.8 km, por último con un alcance de 3.2 km cubrió un área aproximada de $\sim 1.66 \text{ km}^2$, 1.47 km de extensión máxima y la mayor probabilidad de inundación a una distancia de hasta 0.9 km, la dirección preferencial de derrame es al suroeste, el radio de afectación por alcance es de $\sim 1.5 \text{ km}$ (Figura 44).

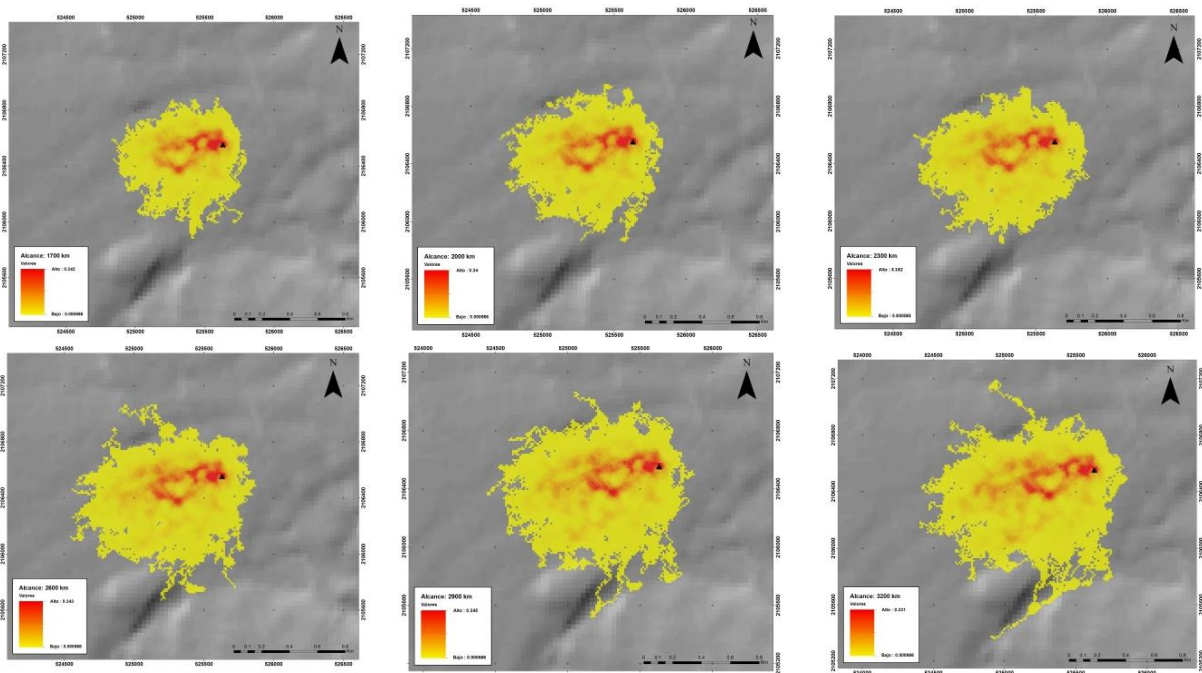


Figura 44 Escenarios por alcance en la zona del municipio de Atlautla, Estado de México con simulaciones de 1.7 a 3.2 km

Finalmente en la zona de interés del municipio de Tlalpan, Ciudad de México, se hizo la simulación por tasa de emisión de $3 \text{ m}^3/\text{s}$ cubrió un área de $\sim 0.50 \text{ km}^2$ con una distancia máxima generada de 0.81 km, de la cual tomando como referencia el punto de emisión inferido se calcula la mayor probabilidad de inundación hasta una distancia de 0.25 km. Mientras que la de $5 \text{ m}^3/\text{s}$ cubrió un



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

área de $\sim 0.82 \text{ km}^2$ con una distancia máxima generada de 1.03 km y una mayor probabilidad de inundación hasta una distancia de 0.3 km y de $7 \text{ m}^3/\text{s}$ cubrió un área de $\sim 0.76 \text{ km}^2$ con una distancia máxima generada de 0.99 km y una mayor probabilidad de inundación hasta una distancia de 0.4 km, y una dirección preferencial de derrame al noreste, el radio de afectación por tasa de emisión de hasta $7 \text{ m}^3/\text{s}$ es de $\sim 1 \text{ km}$ (figura 45).

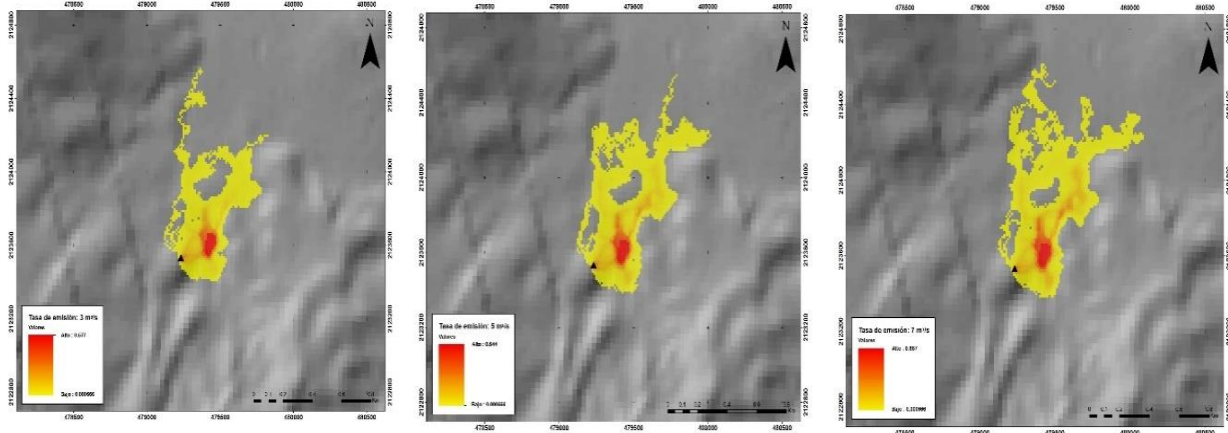


Figura 45 Escenarios por tasa de emisión en la zona del municipio de Tlalpan, Ciudad de México, con simulaciones de 3, 5 y $7 \text{ m}^3/\text{s}$

Finalmente en la figuras 46, 47 y 48 se presentan los mapas que muestra la infraestructura que se encuentra dentro de los radios de afectación definidos anteriormente, en la zona del Municipio Atlautla dentro del radio de afectación de 30 km se encuentra las presas Barreto y Gasera, dentro del mismo radio en la zona del Municipio de Tlalpan se encuentra las presas Los Cuartos, Derivadora Hondo, Los Arcos, El Capulín, El Sordo, Totolica y Salazar.

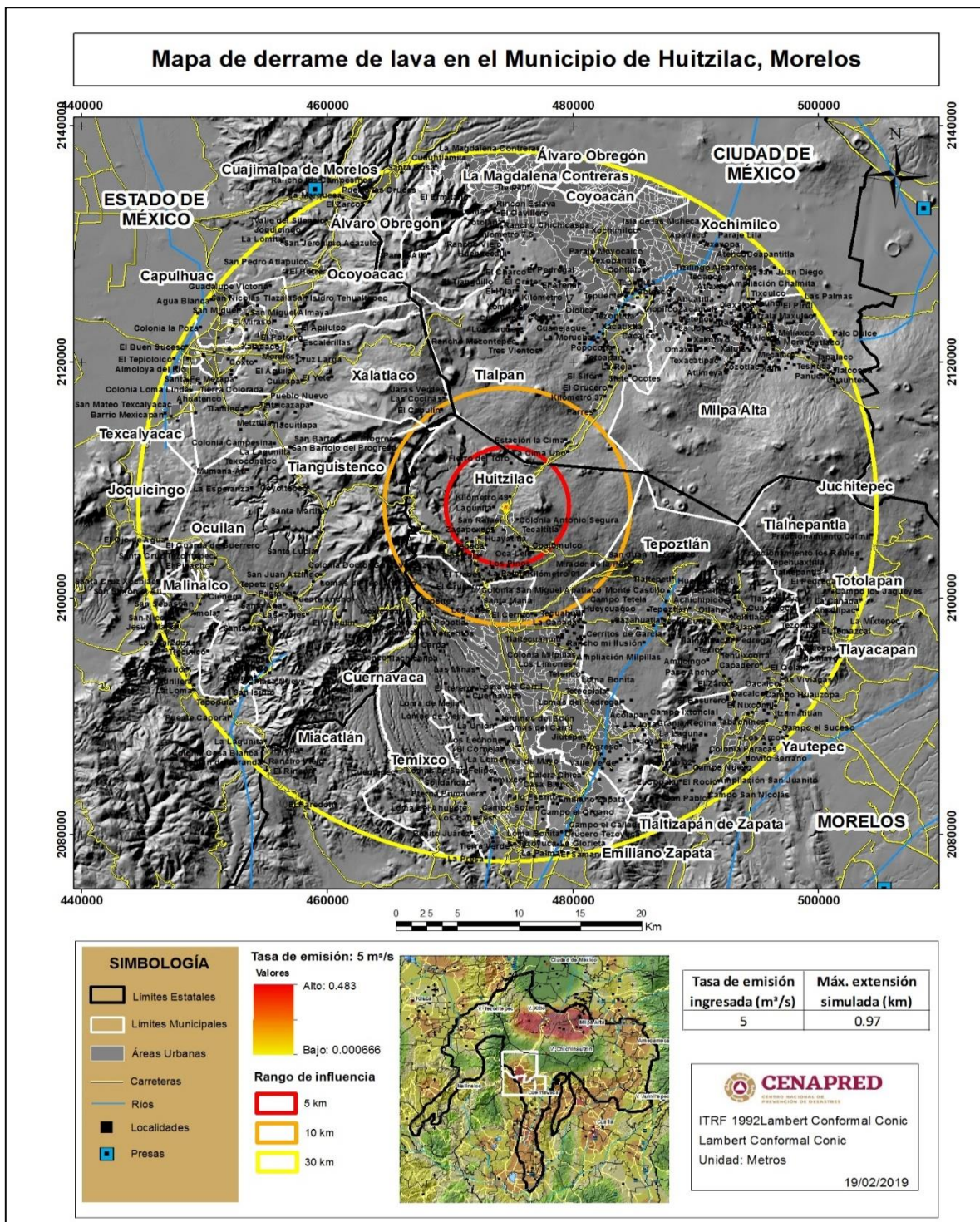


Figura 46 Mapa de afectación por derrame simulado por tasa de 5 m³/s en el municipio de Huitzilac, Morelos



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

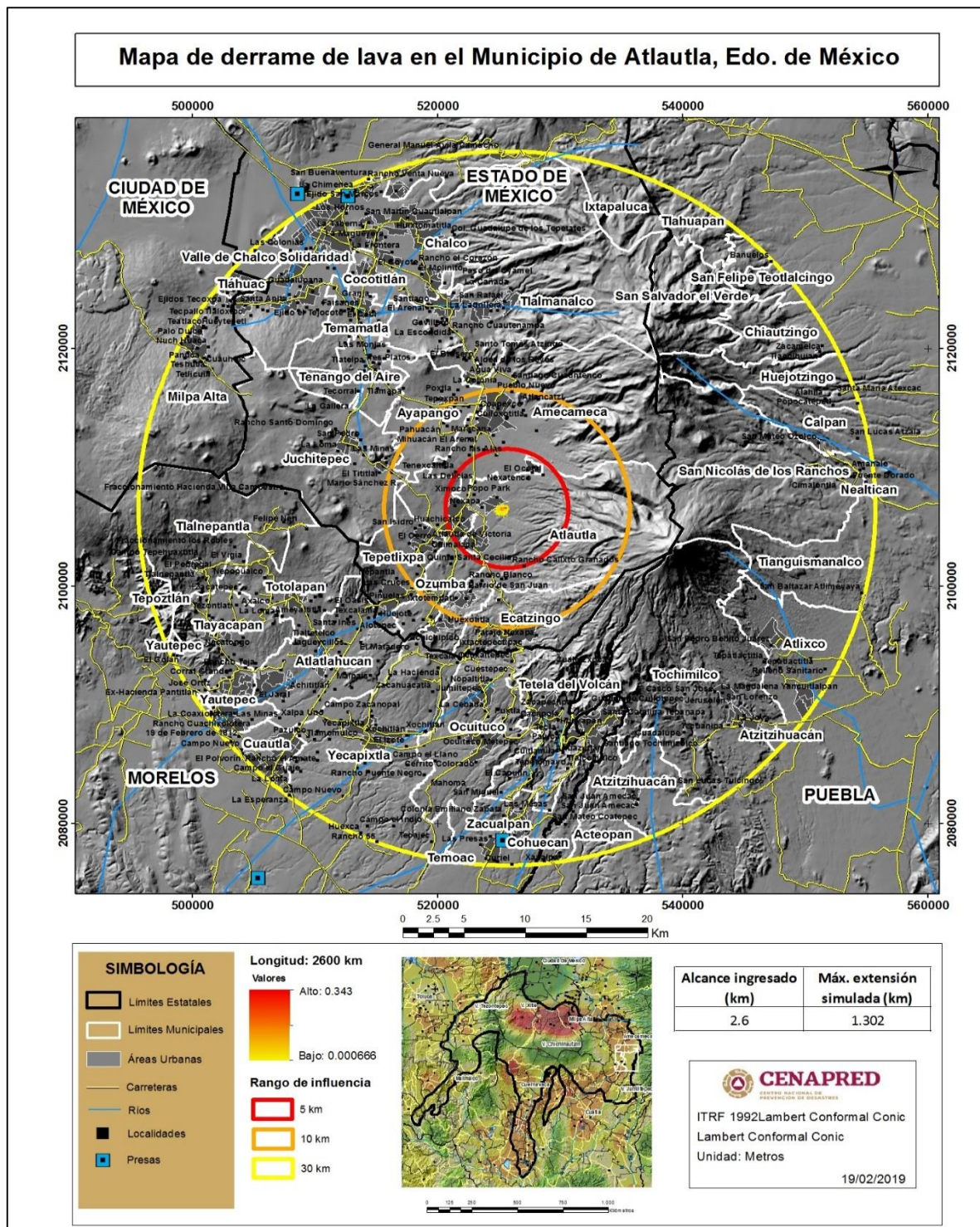


Figura 47 Mapa de afectación por derrame simulado a una distancia de 2.6 km en el municipio de Atlautla, Edo. de México



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

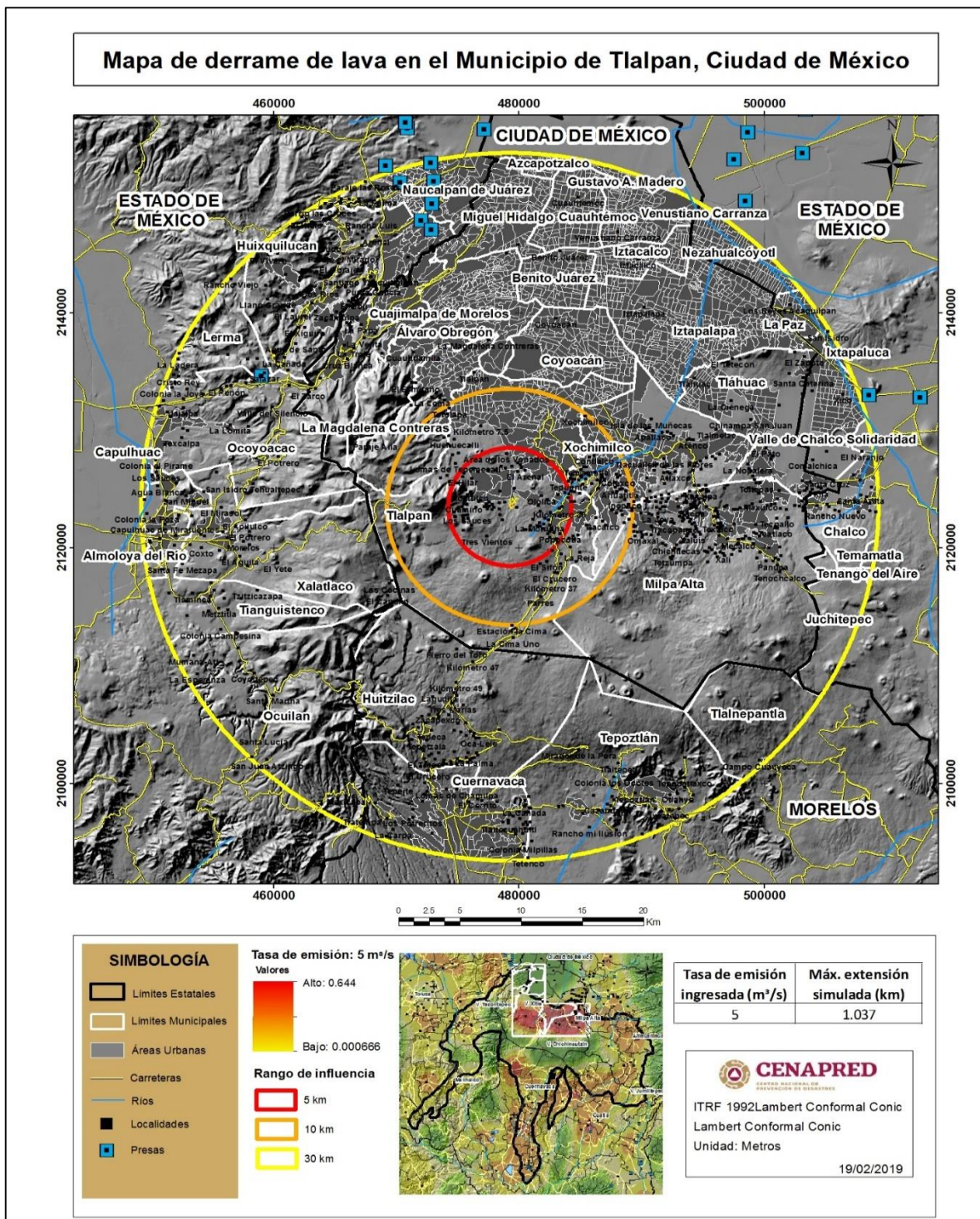


Figura 48 Mapa de afectación por derrame simulado por tasa de 5 m³/s en el municipio de Tlalpan, Ciudad de México



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

CAMPO VOLCÁNICO MONOGENÉTICO XALAPA-NAOLINCO (CVXN).

El Campo se ubica en el sector oriental del Cinturón Volcánico Transmexicano, entre los meridianos 96° 20' – 97° 20' W y paralelos 19° 20' – 19° 40' N, geográficamente se sitúa en la porción central del estado de Veracruz y al este del estado de Puebla, a su vez, está limitado al norte por el Complejo Volcánico Chiconquiaco- Palma Sola, al este por el Golfo de México, al oeste por el volcán Cofre de Perote y al suroeste por el Pico de Orizaba.

El campo presenta una tasa de emisión magmática estimada de 0,007 km³ /1000 años (Rodríguez *et al.*, 2010), si se compara con otros campos volcánicos monogenéticos como Michoacán-Guanajuato con 0.8 km³ / 1000 años (Hasenaka y Carmichael, 1985) o Chichinautzin con 11.5 km³ / 1000 años (Márquez *et al.*, 1999), esta tasa de emisión es muy baja. Ha originado 140 edificios volcánicos de tipo cono de escoria, volcanes escudo y anillos de toba, los cuales presentan una composición alcalina y calci-alcalina (Negendank *et al.*, 1985; Siebert y Carrasco, 2002; Espinasa-Pereña, 2008; Rodríguez *et al.*, 2010).

Estudios previos indican que las edades de los volcanes y sus depósitos asociados oscilan alrededor del Pleistoceno tardío-Holoceno (Negendank, 1985; Siebert y Carrasco-Núñez, 2012; Rodríguez *et al.*, 2010), la actividad más reciente ocurrió hace 850 y 910 años BP, fue generada por El Volcancillo (Siebert y Carrasco- Núñez, 2002). Los episodios eruptivos cubrieron un área de aproximadamente 2,400 km² distribuidos dentro del campo (Rodríguez *et al.*, 2010), entre estos se emplazaron ~59 derrames de lava, que comprenden un espesor entre ~2 a ~60 m, una longitud entre ~0.3 a ~42 km y un volumen de entre ~0.01 a ~4.21 km³ (Siebert y Carrasco-Núñez, 2002; Rodríguez *et al.*, 2010).

El Campo Volcánico Xalapa-Naolinco alberga 140 estructuras, de las cuales 134 fueron inferidas por Negendank *et al.* (1985), Siebert y Carrasco (2002), Espinasa-Pereña (2008) y Rodríguez *et al.* (2010) y seis fueron inferidas con base en las cartas geológicas del SGM (Figura 49), principalmente corresponden a conos de escoria y menor proporción a volcanes escudo y anillos de toba. Al noroeste del campo se aprecia la mayor concentración de estructuras (Figura 50), sus derrames de lava asociados tienen una tendencia de flujo hacia el este, noroeste y sureste del campo.

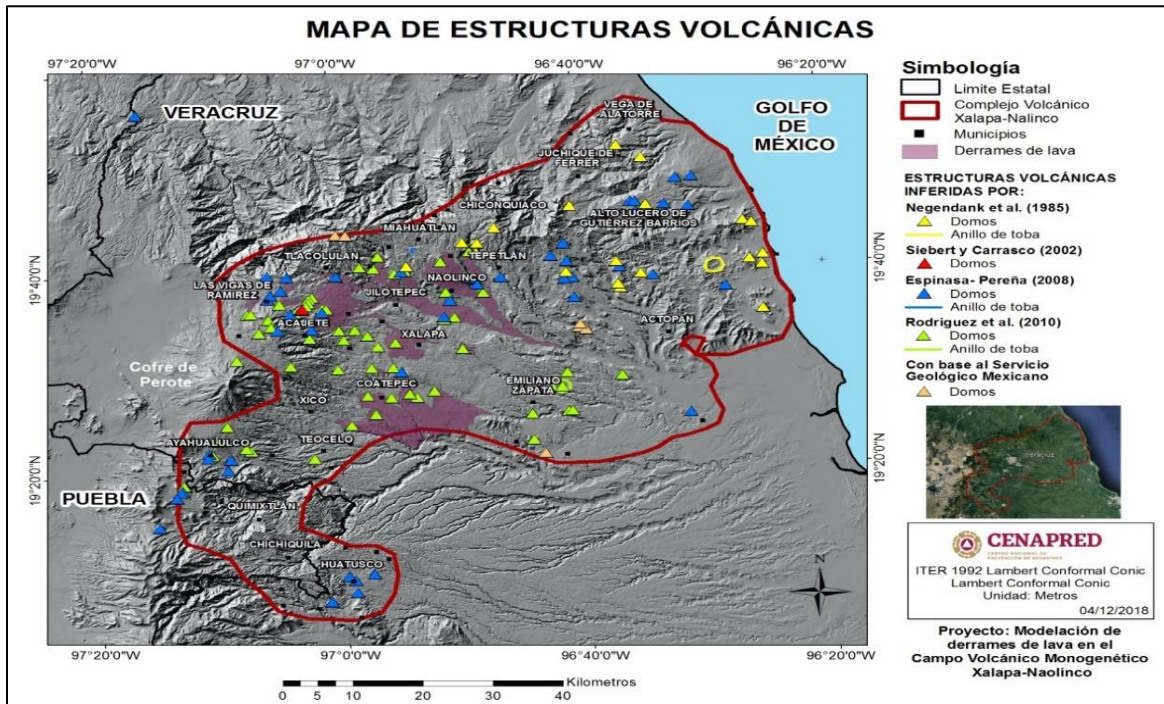


Figura 49 Distribución de las diferentes estructuras volcánicas con sus respectivos derrames de lava

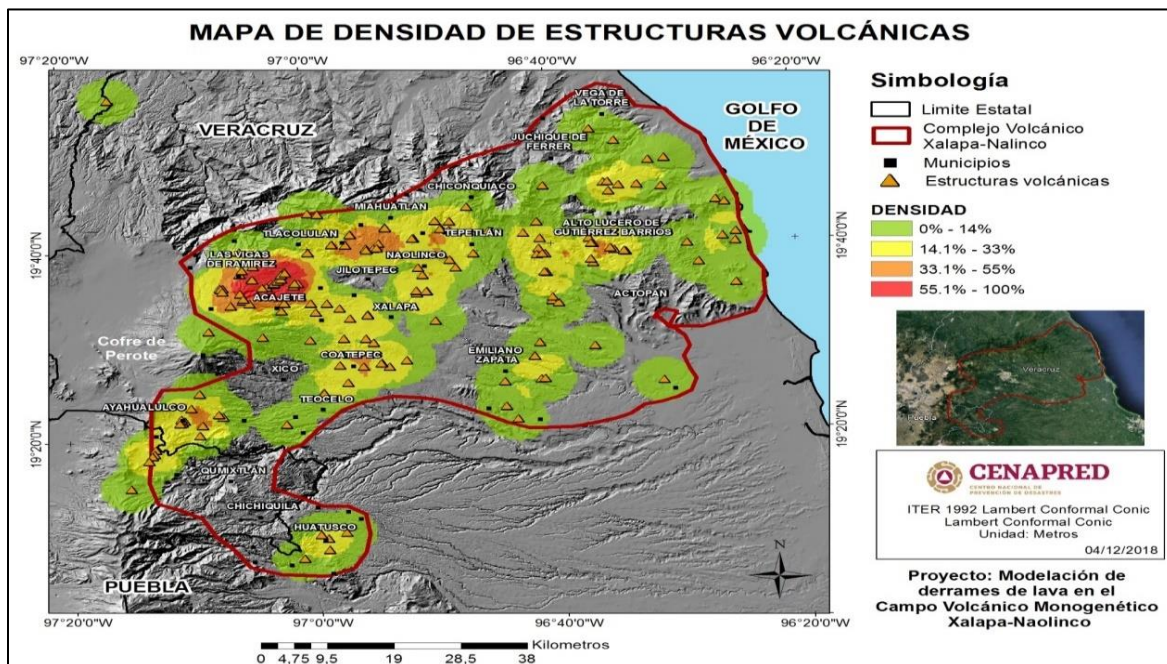


Figura 50 Densidad de estructuras volcánicas

Rodríguez et al. (2009) encuentran dos sistemas de fallas. El más antiguo es de dirección NW-SE, y consiste en fallas largas y fracturas paralelas en orientaciones que varían entre $N40^{\circ}W$ y $N60^{\circ}W$ e inclinaciones de 60° al NE y en menor proporción al SW. El sistema más joven, de orientación NE-SW, reconocido por Carrasco-Núñez et al. (2005) y por Ferrari et al. (2005), está formado por fallas cortas y fracturas en echelon en orientaciones que varían entre $N35^{\circ}E$ y $N65^{\circ}E$ y una inclinación de 80° . La expresión morfológica principal de estas últimas fallas es la alineación de los conos de escorias (Figura 51).

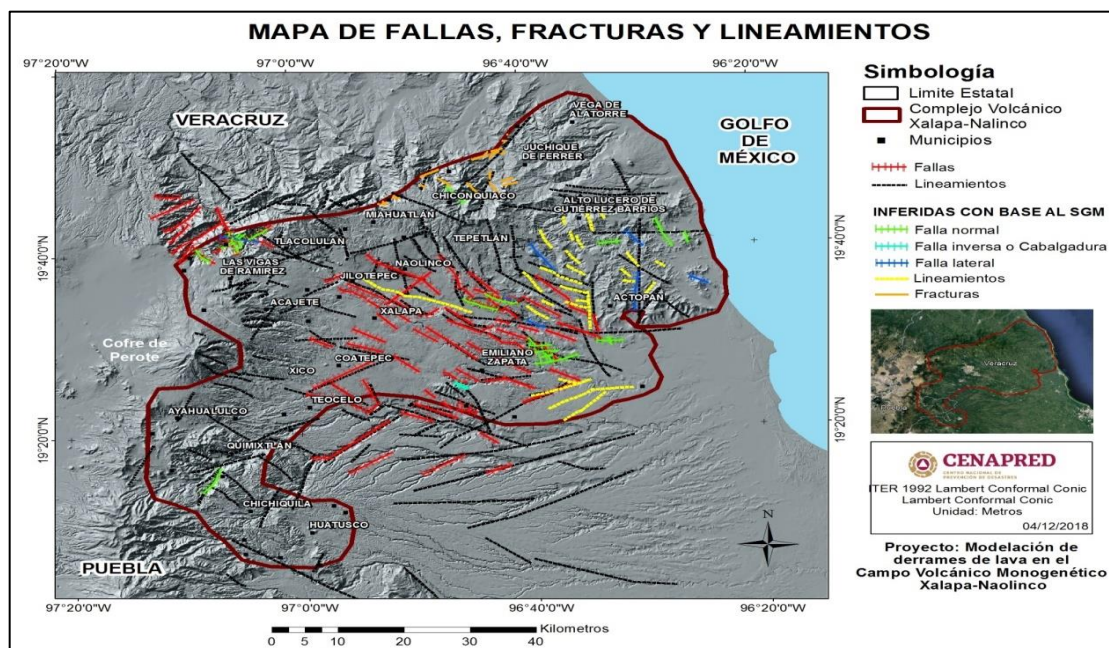


Figura 51 Lineamientos estructurales

Con base en el mapa de pendientes (Figura 52), se infiere que el ángulo de las laderas del Complejo Volcánico Chiconquiaco- Palma Sola, el volcán Cofre de Perote y el Pico de Orizaba es de tipo empinada- vertical (34° - 85°) las cuales colindan al campo, para el resto del campo varían de planas a muy inclinadas (0° a 51°). En cuanto a la altimetría, el campo oscila entre 0 a 3749 (msnm), hacia la costa se concentran las elevaciones más bajas, en el centro predominan las elevaciones de 942 a 1876 msnm y al oeste las elevaciones alcanzan los 3749 msnm sobre las laderas del Cofre de Perote (Figura 53).



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

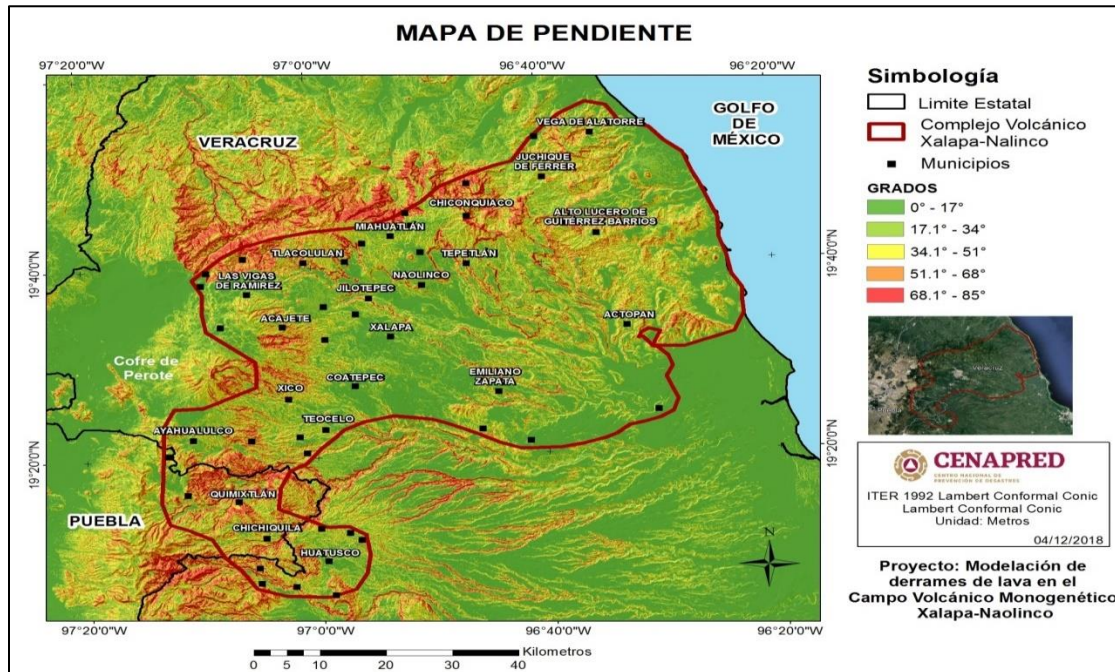


Figura 52 Mapa de distribución de pendiente

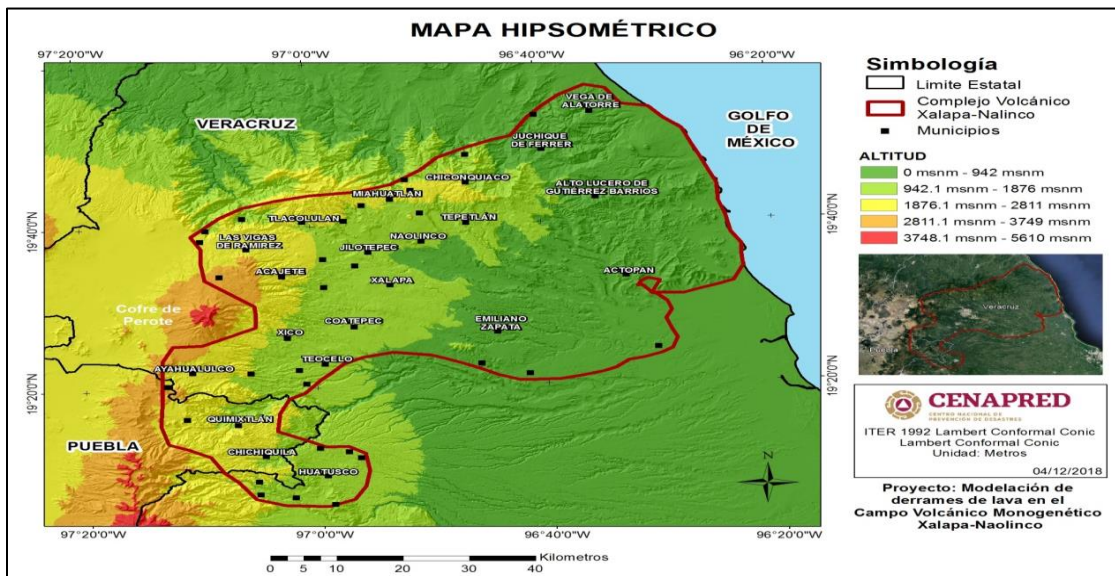


Figura 53 Elevaciones de la zona de campo

Históricamente en el campo se han registrado 26 eventos sísmicos con magnitudes de 3.1 a 4.0 Mw, que oscilan de 4 a 30 km de profundidad. La mayoría de estos eventos se concentran en las localidades Alto del Tizar, El Progreso, Jacales, Ojo Zarco y Tierra Colorada en el municipio Alto Lucero de Gutiérrez Barrios, dentro del estado de Veracruz (Figura 54).



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

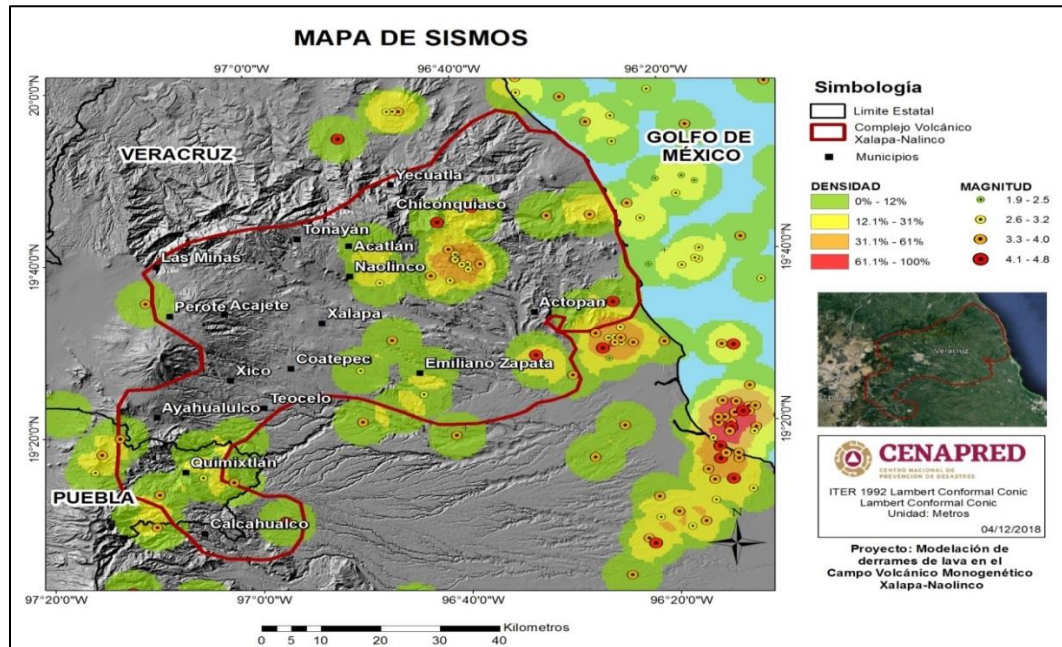


Figura 54 Mapa de ubicación y densidad de sismos históricos

Con relación al índice de juventud (Ij), las estructuras con valores que oscilan de 0.2 a 0.13 (menor preservadas) y las estructuras con valores de 0.20 a 0.26 (mayor preservadas) se distribuyen en todo el campo variando sus concentraciones (Figura 55). En cambio las estructuras con una edad más reciente se distribuyen solo al oeste del campo y las estructuras con una edad más antigua se distribuyen al este (Figura 56).

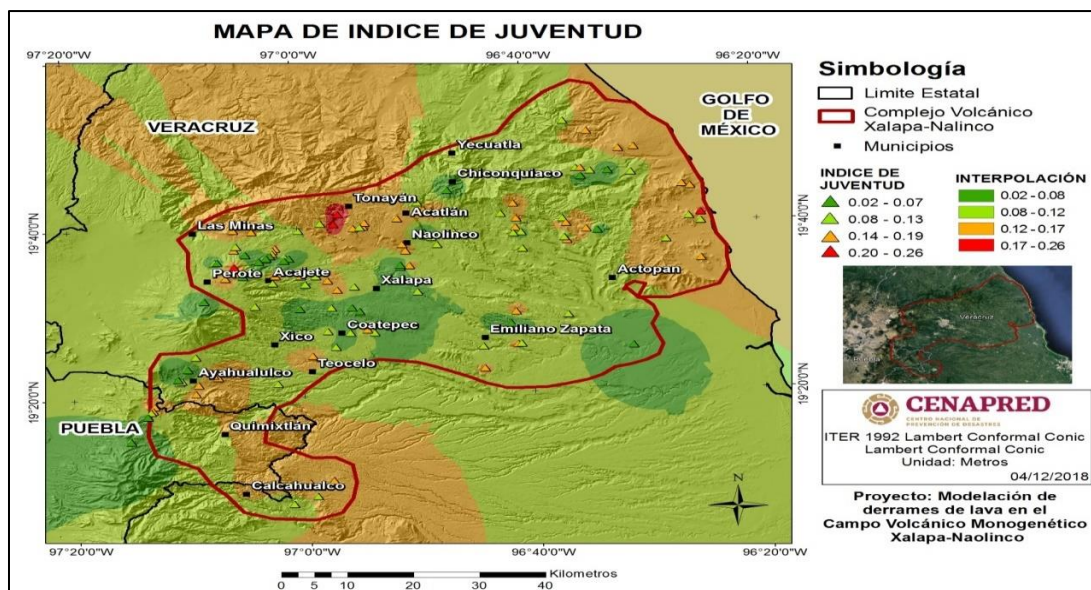


Figura 55 Mapa de interpolación de Índice de juventud

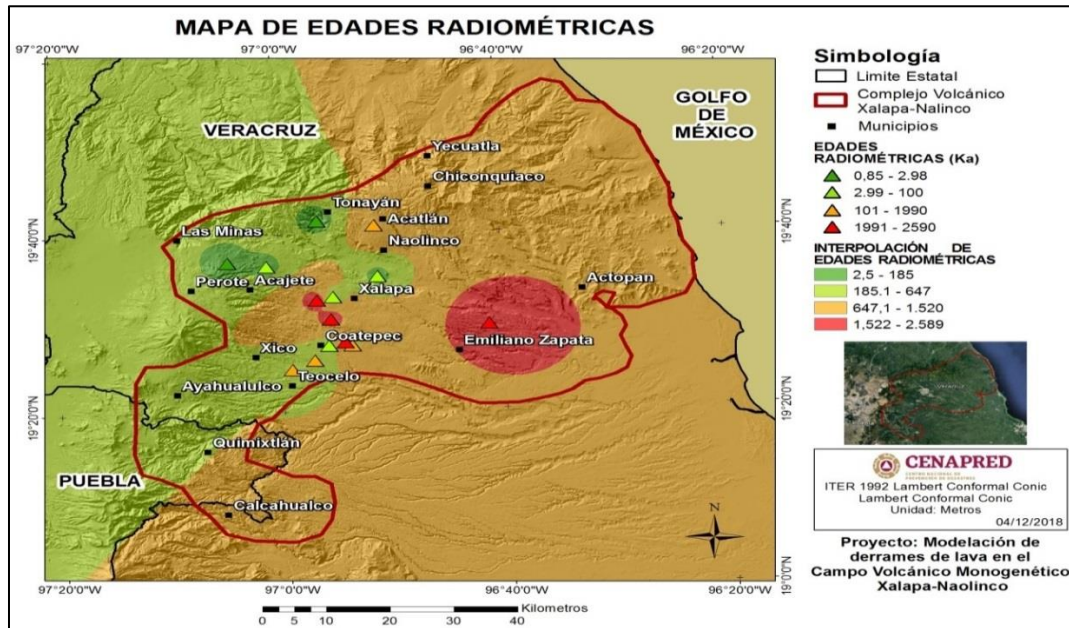


Figura 56 Mapa de interpolación de edades de estructuras

De acuerdo a una gráfica comparativa entre el índice de juventud y la edad radiométrica (Figura 57, Tabla 9), las estructuras arrojan como resultado que la tendencia de valores del Ij crece conforme aumenta la edad, es decir, las estructuras con una edad más reciente están menos preservadas que las estructuras más antiguas. Las condiciones climáticas son factores determinantes para considerar las influencias de la intemperie en la morfología de las estructuras, en el campo prevaleció un clima tropical a clima tropical a subtropical en el Holoceno que por una parte dio paso a una mayor cobertura vegetal y por otra dio inicio a los procesos erosivos en las estructuras (Settle, 1979).

El Cerro Macuiltepetl, es considerado como de edad Holocenica, pero las características climáticas presentes en la zona y el uso agrícola provocan que su edad aparente sea mayor (Rodríguez et al., 2010).

Hasta este punto con el análisis de los factores anteriores, se determinó que la mayor probabilidad de aparición de un nuevo evento volcánico a futuro es en la zona oeste del campo.



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

Tabla 9 Valores correspondientes a la Edad & Ij del CVXN

Estructuras volcánicas	Edades	Indice de Juventud
El Volcancillo	0,85 ^a	0,07
Rincón de Chapultepec	2,98 ^a	0,20
Mocho	30,00 ^b	0,08
La joya 1	40,60 ^a	0,13
C. Grande	80,00 ^b	0,09
Macuiltepetl	100,00 ^a	0,12
Las Lomas	220,00 ^b	0,09
Acamalin	320,00 ^b	0,16
Zimpizahua	350,00 ^b	0,10
Acatlán	1200,00 ^c	0,16
Pacho Viejo	1990,00 ^b	0,04
Malinche	2110,00 ^b	0,16
Colorado 3	2130,00 ^b	0,16
Estropajo	2590,00 ^b	0,15

^a Siebert, L. y Carrasco- Núñez, G., 2002; ^b Rodríguez, S. R., Morales, W., Layer, P., Gonzales, E., 2010; ^c López, M., 1991 ^d Generado en el presente proyecto

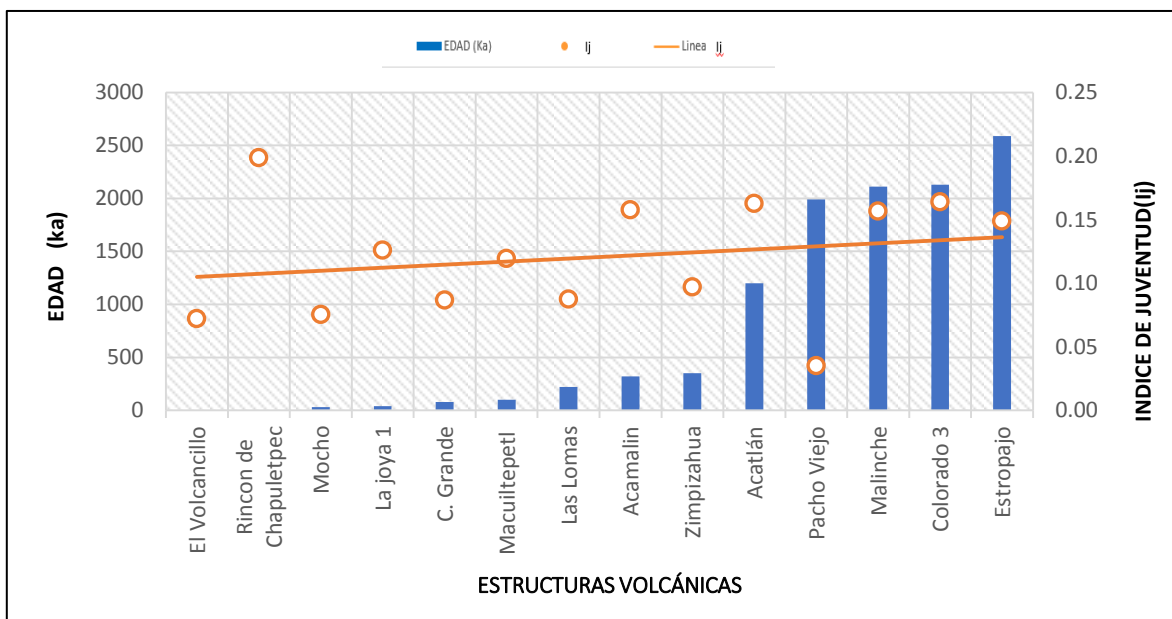


Figura 57 Gráfica comparativa entre el índice de juventud (Ij) y edad

ZONA DE INTERÉS: Como resultado del análisis geoespacial, geológico-estructural, hipsométrico, de pendientes, sismológico, de índice de juventud, radiométrico, gravimétrico, magnetométrico y tomando en cuenta la concentración urbana e infraestructura, se definió una zona de interés,. Dicha zona, ubicada al oeste del campo, cubre un área de 594,575 km², alberga la mayor concentración de estructuras así como las edades más recientes, comprende los municipios de Coatepec, Tlalnahuayocan, Xalapa, Banderilla,

Jilotepec, Naolinco, Coacoatzintla, Tlacolulan, Las Vigas de Ramírez y Acajete (Figura 58).

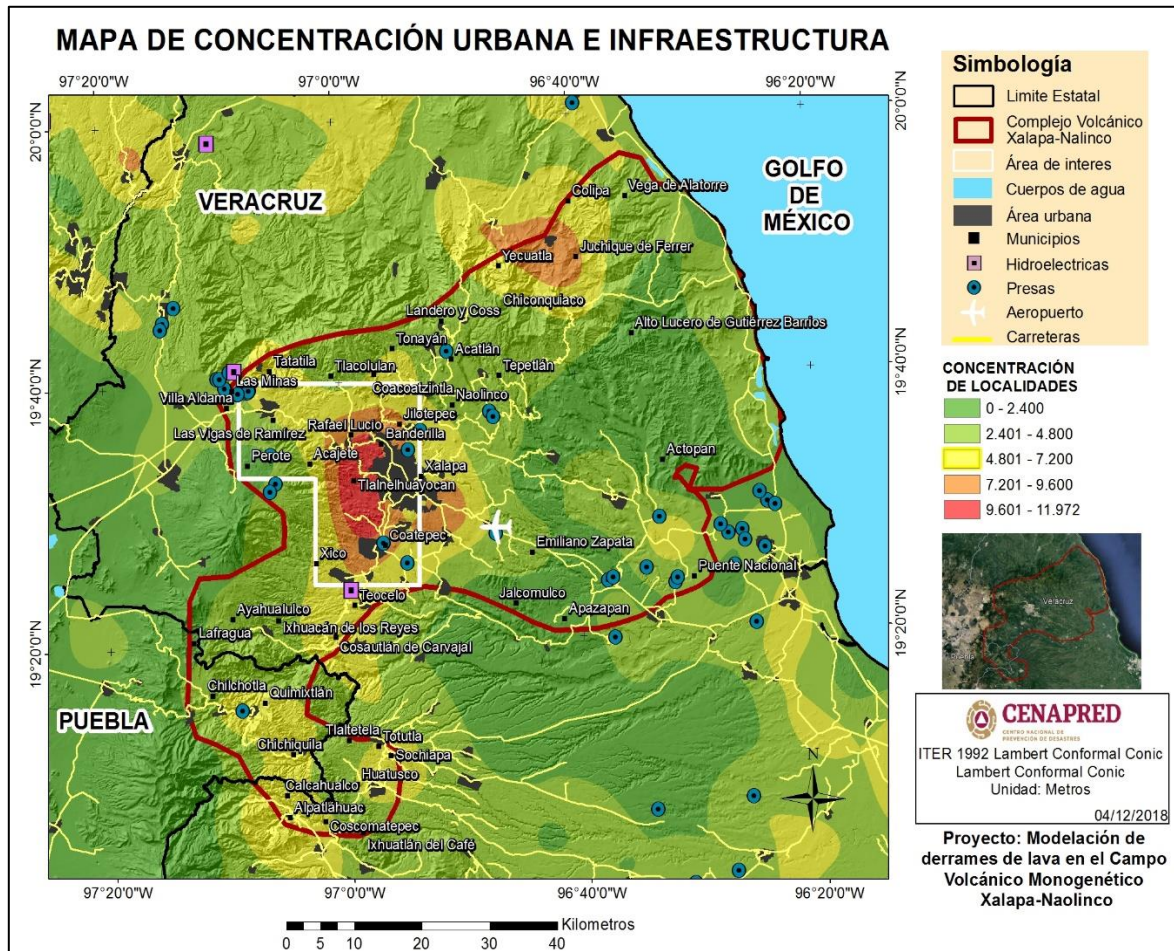


Figura 58 Mapa de densidad de localidades y zonas de interés a simular derrames de lava.

ESCENARIOS DE SIMULACIÓN DE LAVAS. En la zona de interés establecida se eligió un sitio a manifestar actividad volcánica futura, localizado entre los municipios de Acajete y Banderilla, en el estado de Veracruz, en las coordenadas (709877,2169068 UTM).

En el sitio se generaron simulaciones por medio de Q_Lavha con las funciones Maximum Length y FLOWGO. Los resultados obtenidos arrojan las posibles áreas afectadas o de inundación.

En la zona correspondiente se simuló con parámetros por tasa de emisión de 3, 5 y 7 m³/s (Tabla 10). Para una tasa de emisión de 3 m³/s, alcanzó a cubrir un área de ~1.2134 km² con una extensión de ~1.116 km. Para 5 m³/s cubre un área de ~1.886 km² con una extensión de ~1.54 km. Para la simulación de 7 m³/s

cubrió un área de $\sim 2.269 \text{ km}^2$ con una extensión de $\sim 1.700 \text{ km}$: todas las simulaciones tienen una dirección preferencial al este (Figura 59).

Tabla 10. Parámetros tomados para las simulaciones

Parámetros tomados para las simulaciones		
Volcán	Espesor (m)	Alcance (km)
Tezoyuca	7 a	2.1
S Tesoyuca	4 a	1.25
Tetillas	5 a	4.7
Aholo	3 a	1.7
Cuatepel	3 - 5 m a	10
Mezontepec	2.7 a	2.1
Pelado	15 b	1.25
Coatzontle	2 a	4.7

a: Jaimes-Viera et al., 2018; **b:** Siebe et al., 2004.

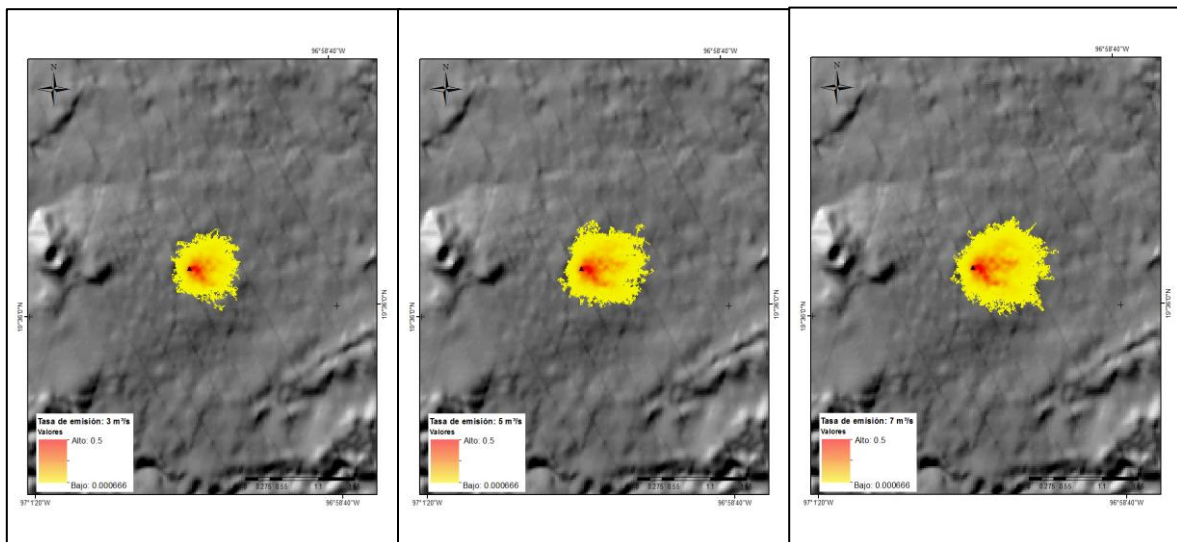


Figura 59 Escenarios por tasa de emisión en la zona oeste del CVXN con simulaciones de 3, 5 y 7 m³/s.

En la zona correspondiente se simuló con parámetros por tasa de emisión de 3, 5 y 7 m³/s (Tabla 10). Para una tasa de emisión de 3 m³/s, alcanzó a cubrir un área de $\sim 1.2134 \text{ km}^2$ con una extensión de $\sim 1.116 \text{ km}$. Para 5 m³/s cubre un área de $\sim 1.886 \text{ km}^2$ con una extensión de $\sim 1.54 \text{ km}$. Para la simulación de 7 m³/s cubrió un área de $\sim 2.269 \text{ km}^2$ con una extensión de $\sim 1.700 \text{ km}$: todas las simulaciones tienen una dirección preferencial al este.

La simulación por alcance se consideró usar los parámetros de 2, 4, 6, 8, 10 y 12 km (Tabla 11), con lo cual se obtuvo que, para la simulación de 2 km, cubrió un área de $\sim 1.075 \text{ km}^2$, generando una extensión máxima de 1.14 km; la simulación de 4 km cubrió un área aproximada de $\sim 2.377 \text{ km}^2$ generando una extensión máxima de 1.7 km; la simulación de 6 km cubrió un área aproximada de ~ 3.801



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

km² generando una extensión máxima de 2.2 km; la simulación de 8 km cubrió un área aproximada de ~5.725 km² generando una extensión máxima de 2.7 km; la simulación de 10 km cubrió un área de ~7.547 km² generando una extensión máxima de 3.1 km; por último, la simulación de 12 km cubrió un área de ~10.752 km² generando un alcance máximo de 3.7 km, la dirección preferencial del derrame es al este (Figura 60).

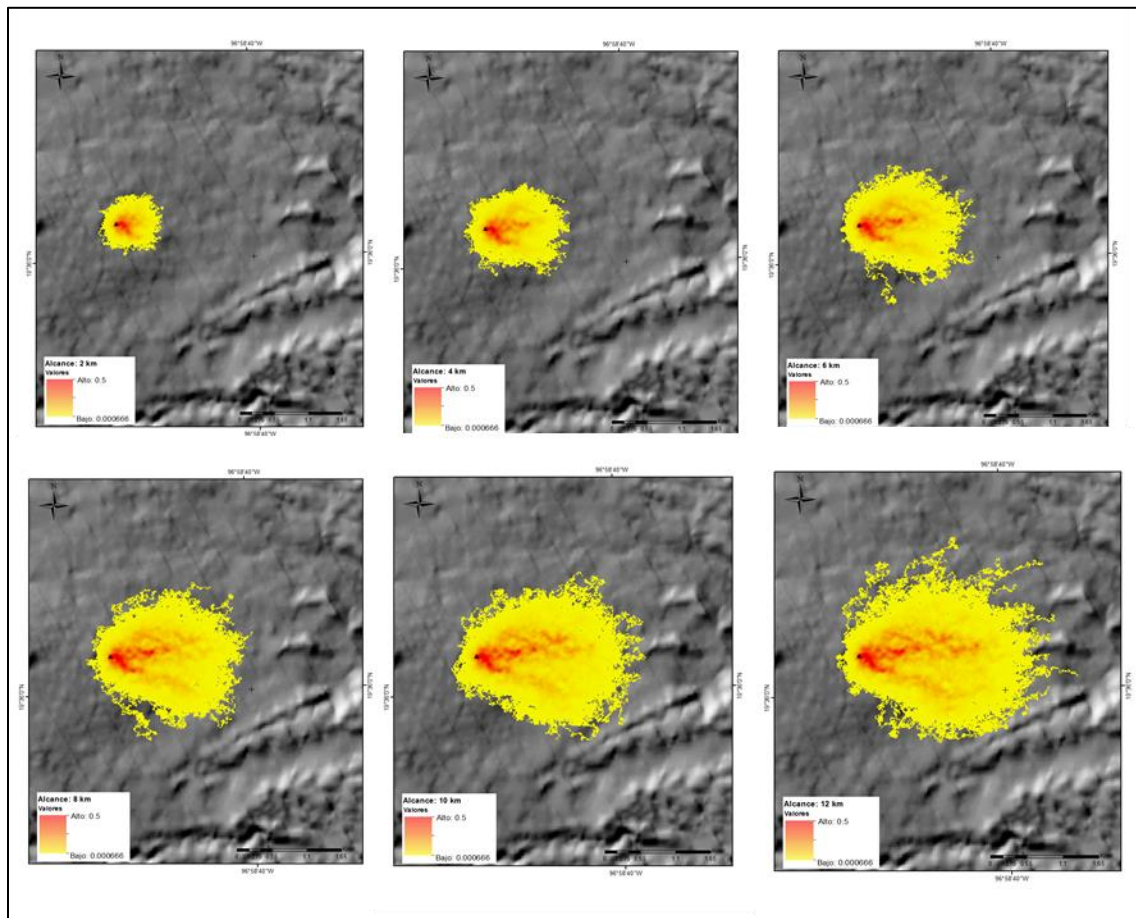


Figura 60 Escenarios por alcance en la zona oeste del campo con simulaciones de 2 a 12 km

Acorde con lo anterior, se procedió a realizar la propuesta de zonas de afectación por derrames, por tasa de emisión de 5 m³/s y por alcance ingresado máximo de 12 km, contemplando radios de afectación de 5, 10 y 30 km abarcando un área ~78.5 km², ~314.1 km² y ~2,827 km (Figura 61 y 62).



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

Mapa de derrame de lava en la zona del Municipio de Acajete

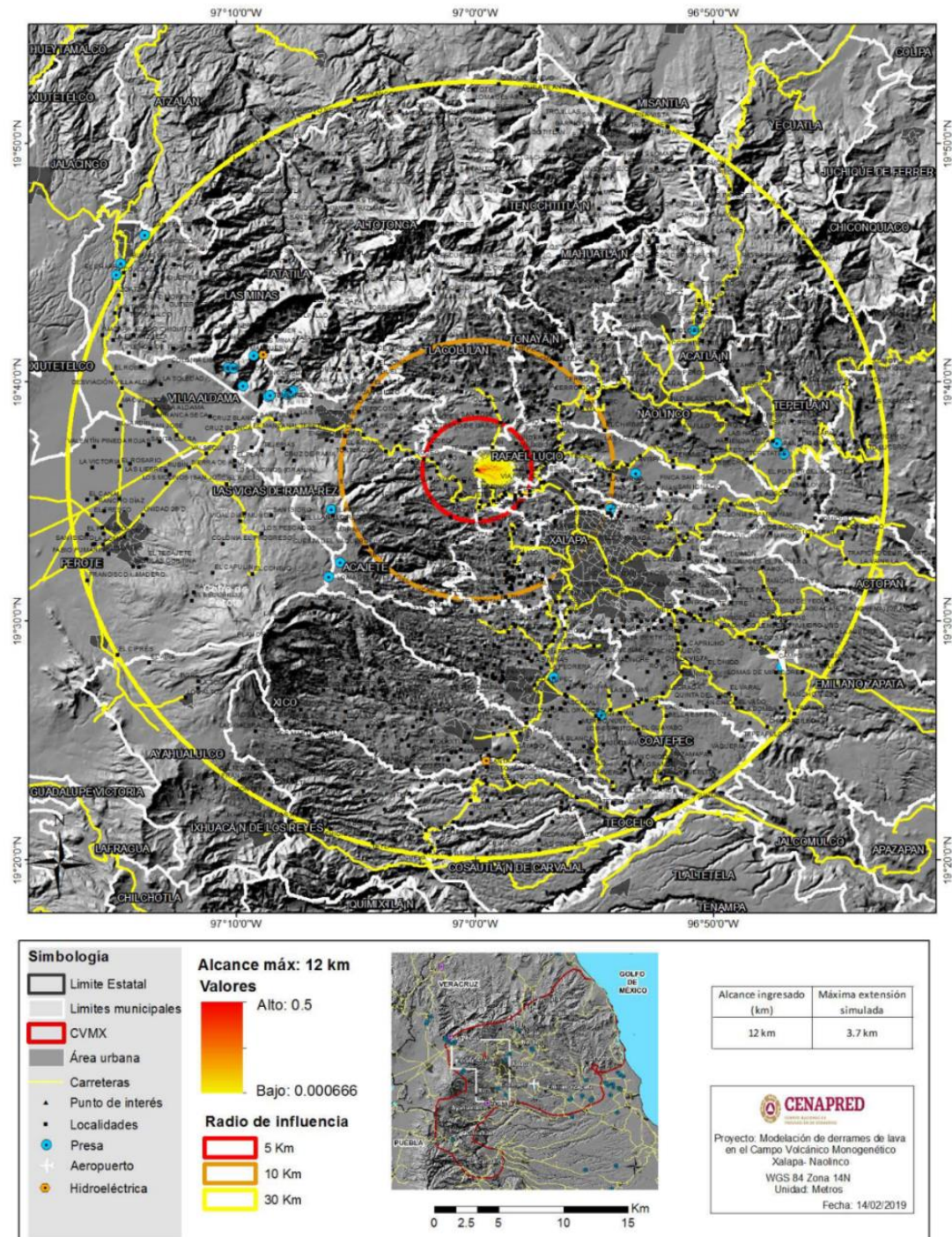


Figura 61 Mapa de afectación por derrame simulado por alcance máximo de 12 km en el municipio de Acajete, Veracruz



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

Mapa de derrame de lava en la zona del Municipio de Acajete

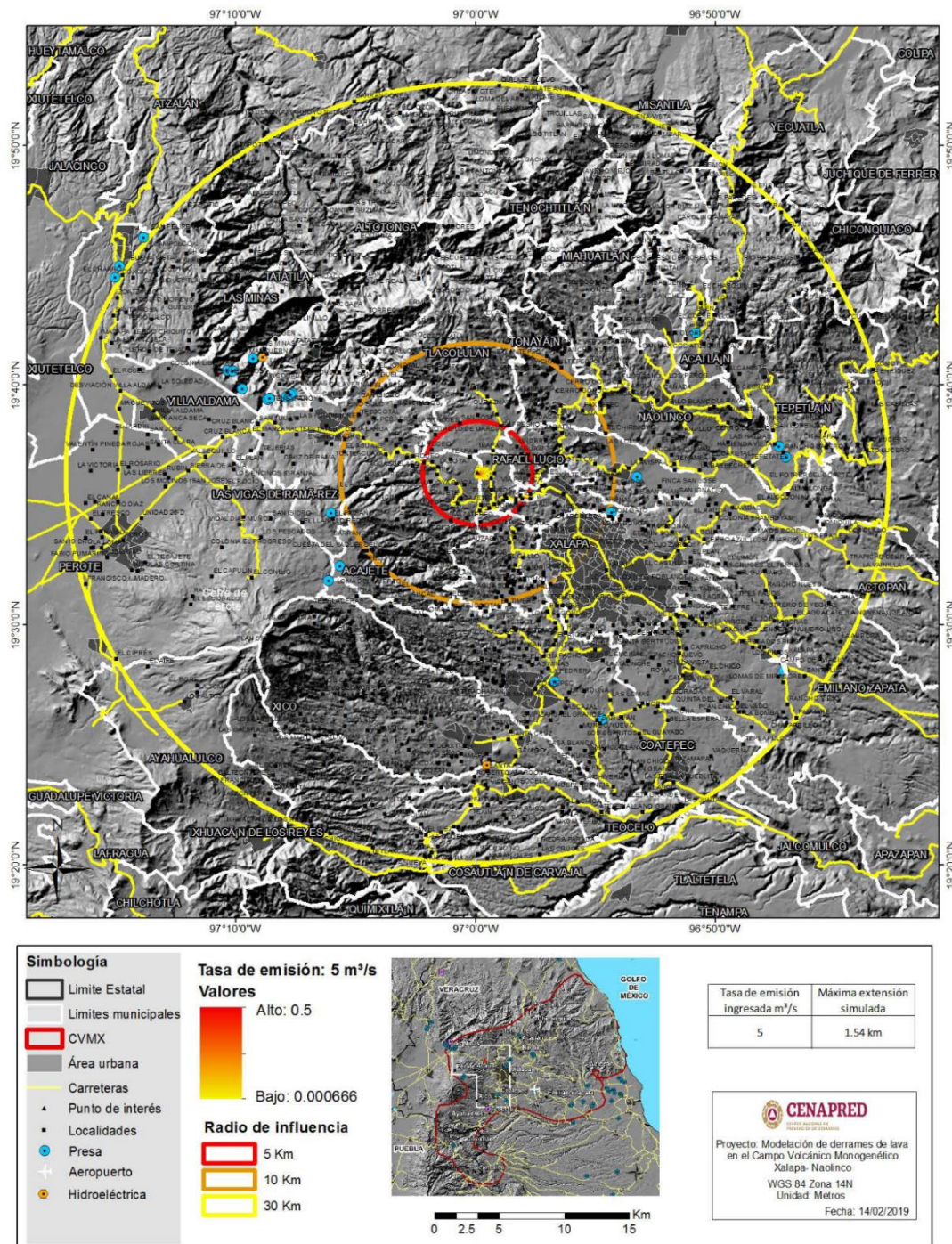


Figura 62 Mapa de afectación por derrame simulado por tasa de emisión de 5m³/s en el municipio de Acajete, Veracruz



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

Tabla 11 Resultados de escenarios de simulación

PARÁMETROS INGRESADOS Y RESULTADOS OBTENIDOS			
Por tasa de emisión		Por alcances	
Tasa de Emisión ingresada (m ³ /s)	Máximo alcance obtenido (km)	Alcance ingresado (km)	Máximo alcance obtenido (km)
3.00	1.24	2	1.14
5.00	1.55	4	1.7
7.00	1.70	6	2.2
		8	2.7
		10	3.1
		12	3.7

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES:

Para la realización del presente proyecto se analizaron las regiones de los campos monogenéticos y se obtuvieron posibles área de interés; dentro de cada área se escogieron coordenadas (hipotéticas) de una posible aparición de actividad magmática, de donde se procedió a simular los derrames de lava tomando en cuenta espesores y alcances máximos y mínimos, así como la tasa de emisión, parámetros que fueron definidos por las características geológicas del área circundante en cada región.

Para el caso de Michoacan-Guanaguato es claro que la zona 1 es la de mayor probabilidad en presentar nuevamente actividad. Mientras que para el Valle de Santiago hay que tomarla con reserva, por el hecho que la región es más propensa a una actividad hidromagmatica.

En el caso de Chichinautzin, es muy marcado en las zonas 1 y 3, sin embargo la zona 2 se consideró debido a la frecuencia de sismos en esa región durante el último semestre de 2018, cabe mencionar que es posible la presencia de esos sismo por la cercanía del volcán Popocatepetl debido a la perturbación de los esfuerzos generados por el S19, sin embargo con el apoyo de la anomalía magnética se considera la zona.

Para el campo Xalapa hay que considerar que actualmente no se cuenta con mucha información, principalmente de los valores de Ij, para tal caso el presente proyecto aplicó la metodología de Wood (1980) y Hopper (1995), obteniendo los valores de Ij en gabinete usando curvas de nivel a cada 5 metros con imágenes de resolución de 5 m. El área obtenida para este campo es en el municipio de Acajete, muy cerca de la estructura el volcancillo.

Por otra parte el resultado de las simulaciones de los tres campos se vio restringida, la primera observación fueron las limitaciones de los valores físico-químicos en la función FLOWGO, debido a que no hay estudios específicos



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

sobre la reología de las lavas. Se considerando una tasa de emisión de 3, 5 y 7 m³/s, se estimó la tasa por medio del volumen y el tiempo de emplazamiento de los derrames de lava para los puntos de interés por cada campo monogenético.

El segundo es debido a que la simulación se realizó en un punto específico con una topografía suave como lo describe (Damiani et al 2006), donde detalla que en caso de que la simulación sea en un respiradero sobre la base del terreno y propagado en pendientes suaves, la probabilidad del flujo observado son menores que los parámetros ingresados, debido a la diversidad de rutas posibles. Por su parte, Tarquini y Favalli (2013) sugieren que la distribución de un derrame de lava es también dependiente de la elevación del centro eruptivo. Lo que nos lleva al tercer punto, como ya mencionó, los resultados que arroja son por mucho muy cortos respecto a los valores reales que se usaron para la simulación. Para este caso es necesario la validación de los derrames de lava (no se llevó a cabo), donde se tiene que considerar los parámetros de FI true positive y FI false positive y el bajo FI false negative para calibrar el valor real del flujo, para ello se continuara mejoran los escenarios en futuros trabajos complementarios.

Cabe retomar que el caso más documentado es el Parícutín en donde la actividad precursora y la evolución de su erupción fueron bien registrados, por ello debemos tomar en cuenta los parámetros precursores. Por otra parte las afectaciones a la población e infraestructura fueron muy evidentes, tanto que los derrames de lava lograron enterrar la población de San Juan Parangaricutiro, recordemos que las lavas ejercen una enorme presión sobre la misma debido a la acreción de los frentes de avance o levées.

Por otra parte es recomendable el uso de estudios indirectos como el procesamiento de datos gravimétricos y magnetométricos para fortalecer el análisis cuantitativo a nivel local, logrando esto, con estudios más puntuales de campo y aéreo.

Finalmente los escenarios propuestos de actividad efusiva, tienen la finalidad de evaluar futuras erupciones (mapa de peligro), principalmente para derrames de lava, con ello coadyuvar en el mejoramiento de evaluación del riesgo y manejo de crisis; la vigilancia y monitoreo, medidas de protección de los habitantes, sus propiedades y la infraestructura por medio de desarrollo de planes para uso de suelos (Tilling, 1989). Además se evaluó por radios de afectación de 5, 10 y 30 km.



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

TRABAJO FUTURO:

Continuando con la labor de evaluación de los campos monogenéticos es necesario resaltar que las zonas de interés, las simulaciones y los mapas de los radios de afectación, son por ahora posibles escenarios que servirán para realizar mapas de peligro volcánico en campos monogenéticos. Esta metodología se llevara a cabo con el resto de los campos considerados activos según el Diagnóstico de los Volcanes Activos (CENAPRED, 2015). Además es necesario reproducir las erupciones con mayor detalle, por medio de simulación, modelación y animación computacional.

AGRADECIMIENTOS

La subdirección de Riesgos Volcánicos extiende su agradecimiento a la Subdirección de Riesgos Sísmicos por proporcionar la sección de la metodología cualitativa de magnetometría, que sirve de sustento para la toma de decisión de los puntos de interés a simular dentro de los campos monogenéticos.

REFERENCIAS

- Ban M., Hasenaka T., Delgado-Granados H., Takaoka T. K – Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacan-Guanajuato volcanic field, Mexico. *Geofísica Internacional*, Vol 31, No 4 (1992) Bloomfield, K. (1975). A late Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico: *Geologische Rundschau*, 6, 476-497.
- Balmforth NJ, Burbidge AS, Craster RV, Salzig J, Shen A. 1999. Visco-plastic models of isothermal lava domes. *J. Fluid Mech.* In press
- Balmforth NJ, Craster RV. 1999. A consistent thin-layer theory for Bingham fluids. *J. Non-Newtonian Fluid Mech.* 84. In press
- Bartolini, S., Cappello, a, Martí, J., Del Negro, C., 2013. QVAST: a new Quantum GIS plugin for estimating volcanic susceptibility. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 13, 3031–3042
- Blake, S., 1990. Viscoplastic models of lava domes. In: Fink, J.H. *Lava Flows and Domes*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 88 – 126.
- Bonne, K., Kervyn, M., Cascone, L., Njome, S., Van Ranst, E., Suh, E., Ayonghe, S., Jacobs, P., Ernst, G., 2008. A new approach to assess long-term lava flow



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

- hazard and risk using GIS and low-cost remote sensing: the case of Mount Cameroon, West Africa. *Int. J. Remote Sens.* 29, 6539–6564.
- Bottinga, Y., and D. F. Weill 1970. Densities of silicate systems calculated from partial volumes of oxide components. *Am. J. Sci.* 272, 438-75
- Bryant, E. A. *Natural Hazards*. Cambridge University Press, Cambridge, 1991.
- Carrasco-Núñez, G., Siebert, L., Díaz-Castellón, R., Vázquez-Selem, L. y Capra, L., 2009, Evolution and hazards of a long-quiescent compound shield-volcano: Cofre de Perote, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: *J. Volcanol. Geotherm. Res.* (2009), doi: 10.1016/j.jvolgeores.2009.08.010
- Cano-Cruz M. y Carrasco-Núñez G. Evolución de un cráter de explosión (maar) riolítico: Hoya de Estrada, campo volcánico Valle de Santiago, Guanajuato, México. *Rev. Mex. Cienc. Geol* Vol.25 Núm.3 México dic. 2008
- Cas, R. y Wright, J. (1996). *Volcanic successions-modern and ancient*: Londres, Chapman & Hall, p. 528.
- CENAPRED, 2014 *Diagnostico de volcanes*. Subdirección de Riesgos Volcánicos
- Chester, D. K. Duncan, A.M., Guest, J.E. and Kilburn, R.J., 1985. *Mount Etna: the Anatomy of a Volcano*. Chapman and Hall, London, 404 pp.
- Chevrel, M., Siebe, C., Guilbaud, M.N., Salinas, S., 2015. The AD 1250 El Metate shield volcano (Michoacán): Mexico's most voluminous Holocene eruption and its significance for archaeology and hazards. *The Holocene*, vol 26 (3), pp. 471–488.
- Corona-Chávez, P., Reyes-Salas M., Garduño-Monroy V., Israde-Alcántara I., Lozano-Santa Cruz R., Morton-Bermea O. y Hernández-Álvarez E., Asimilación de xenolitos graníticos en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato: el caso de Arócutin Michoacán, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 23, núm. 2, 2006, p. 233-245
- Damiani, M.L., Groppelli, G., Norini, G., Bertino, E., Gigliuto, A., Nucita, A., 2006. A lava flow simulation model for the development of volcanic hazard maps for Mount Etna (Italy). *Comput. Geosci.* 32, 512–526. doi:10.1016/j.cageo.2005.08.011



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

- Damiani, M.L., Groppelli, G., Norini, G., Bertino, E., Gigliuto, A., Nucita, A., 2006. A lava flow simulation model for the development of volcanic hazard maps for Mount Etna (Italy). *Comput. Geosci.* 32, 512–526
- De Cserna, Z. et al. (1988) Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México: Boletín del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, México, v. 104, p. 1–71.
- Delgado, et al. (1998). Geology of Xitle in southern Mexico City, a 2000 year old monogenetic volcano in an urban area: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, V. 15, p. 115-131
- Dobson, P., Volcanic stratigraphy and geochemistry of the Los Azufres geothermal Center, Mexico. Master of Science Thesis, 1985.
- Dragonì M. 1989. A dynamical model of lava flows cooling by radiation. *Bull. Volcanol.* 51:88–95.
- Earth Magnetic Anomaly Grid (2-arc-minute resolution), National Center for Environmental Information, National Oceanic and Atmospheric Administration doi:10.7289/V5H70CVX
- Espinasa-Pereña, R., 2008, XII Symposium of Vulcanospeleology Field Trip Guidebook: in Espinasa-Pereña R. and Pint, J. (Eds.), *Proceedings of the X, XI and XII International Symposia on Vulcanospeleology*: Bull. 19, Association for Mexican Cave Studies & Bol. 7, Sociedad Mexicana de Exploraciones Subterráneas, p. 275-305.
- Felpeto, V. Araña, R. Ortiz, M. Astiz and A. García (2001) Assessment and Modelling of Lava Flow Hazard on Lanzarote (Canary Islands). *Natural Hazards* 23: 247–257, 2001. Kluwer Academic Publishers. Printed in the Netherlands. pg 247
- Felpeto, A., Martí, J., Ortiz, R., 2007. Automatic GIS-based system for volcanic hazard assessment. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 166, 106–116.



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

- Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco-Esquivel, Ma. T., Petrone, Ch. M., Jacobo-Albarrán, J. and López-Martínez, M., 2005, Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: The Eastern Alkaline Province revisited: J. Volcanol. Geotherm. Res., Vol. 146, p. 284-306.
- Flores, T., 1943. El Parícutín. Estado de Michoacán. Imprenta Universitaria, pp. 4.
- Fries, C. (1960). Geología del Estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología Boletín, V. 60, 236 p.
- Furbish DJ (1997) Fluid physics in geology: an introduction to fluid motions on Earth surface and within its crust. Oxford University Press, Oxford
- Fundamentos de Geofísica - Agustín Udías – Julio Mezcua -Alianza Universidad Textos -199
- García-Palomo, A., Macías, J. and Garduño, H. (2000). Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico. Tectonophysics, 318, 281-302.
- García-Quintana A., Goguitchaichvili A., Morales J., Cervantes-Solano M., Osorio-Ocampo S., Macías J., y Urrutia-Fucugauchi J., 2016. Datación magnética de rocas volcánicas formadas durante el Holoceno: caso de derrames de lava alrededor del Lago de Pátzcuaro (campo volcánico Michoacán-Guanajuato). Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, vol 33, núm. 2, pp. 209-220.
- Griffiths R. W. The Dynamics of Lava Flows Research School of Earth Sciences, The Australian National University, Canberra, Australia; 0200 ACT. García A.V., Suárez R.G., 1996. Los sismos en la Historia de México (México, D.F) Ediciones Científicas Universitarias, pp 132-134.
- Guilbaud, M.N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., 2012. Reconstruction of the volcanic history of the Tacámbaro-Puruarán area (Michoacán, México) reveals high frequency of Holocene monogenetic eruptions. Bulletin of Volcanology 74, pp. 1187-1211.



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

- Gilbaud, M.N., Siebe C., Paul L., Salinas S., Castro-Govea R., Garduño Monroy, V., Le Corvec N. Geology, geochronology, and tectonic setting of the Jorullo Volcano region, Michoacán, México. - J Volcanol Geotherm Res. 201. 97-112 (2011).
- Guillermo C. M.y Denis R. Avellán L. (2018). paricutin el pasado y el presente: Simulación de derrames de lava con Q-LavHa Instituto de Geofísica Unidad Morelia, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Harris, A.J.L., Rowland, S.K., 2001. FLOWGO: a kinematic thermo-rheologica model for lava flowing in a channel. Bull. Volcanol. 63, 20–44.
- Harris A., Rowland S. K., Lava Flows and Rheology The Encyclopedia of Volcanoes, 2015.
- Hasenaka, T. and Carmichael, I.S.E., 1985a, The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate: J. Volcanol. Geotherm. Res., Vol. 25, p. 105-124.
- Hasenaka, T., 1994. Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Central Mexico. Journal of Volcanology and Geothermal Research 63, 13–31.
- Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E., 1985. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. J. Volcanol. Geotherm. Res. 25, 105–124.
- Hasenaka, T., 1986, The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: Berkeley, CA, University of California, Tesis doctoral, 171 p.
- Hasenaka, T., Carmichael, I. 1987. The cinder cones of Michoacán- Guanajuato, central México –petrology and chemistry: Journal of Petrology, 28, 241-269.
- Herault, A., Vicari, A., Ciraudo, A., Del Negro, C., 2009. Forescating lava flow hazard during the 2006 Etna Eruption: using the MAGFLOW celular autómatas model. Comput. Geodcie. 35, 1050-1060.



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

- Hooper, D.M., 1995, Computer-simulation models of scoria cone degradation in the Colima and Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 34, p. 321–340.
- Hulme, G., 1974. The interpretation of lava flow morphology. *R. Astron. Soc. Geophys. J.*, 39: 361–383.
- Jaimes-Viera et al. (2018). Timing the evolution of a monogenetic volcanic field: Sierra Chichinautzin, Central Mexico. *Journal of Volcanology and geothermal research*. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2018.03.013
- Jeffreys, H., 1925. The flow of water in an inclined channel of rectangular section. *Philos. Mag.*, 49:794 - 807.
- Johnson, C. and Harrison, C. (1990). Neotectonics in Central Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 64, 187-210.
- Larrea, P., Salinas, S., Widom, E., Siebe, C., & Abbitt, R. J. (2017). Compositional and volumetric development of a monogenetic lava flow field: The historical case of Parícutin (Michoacán, México). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 348, 36-48.
- Lozano-García MS, Sánchez Dzib Y, Ortega-Guerrero B (2011) Dinámica ambiental holocénica en el lago cráter La Alberca, Tacámbaro: evidencias palinológicas. Conference abstract, annual meeting of the Mexican Geophysical Union (UGM).
- Macdonald G. A. (1953). Pahoehoe, AA and Block Lava. *American Journal of Science*, Vol 251. Pg 169-191.
- Maciel-Peña R., Goguitchaichvili A., Marie-Noëlle G., Ruíz Martínez V. C., Calvo Rather M, Sánchez L., Claus S., Aguilar Reyes B. y Morales J. Estudio paleomagnético de variación secular sobre derrames de lava fechados por ar-ar del área de tacámbaro (michoacán, México); primera evidencia volcánica de la excursión geomagnética intra-jaramillo. *Latinmag Letters*, Volume 3, Special Issue (2013), OD05, 1-6. Proceedings Montevideo, Uruguay.
- Maciel Peña, R., Goguitchaichvili A., Garduño Monroy V.H., Ruiz Martinez V. C., Aguilar Reyes B., Alva-Valdivia L., Caballero Miranda C. y Urrutia-Fucugauch



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

- J. Paleomagnetic and rock-magnetic survey of Brunhes lava flows from Tancitaro Volcano, Mexico. *Geofís.* 2009, Vol.48, n.4, pp.375-384.
- Márquez, A., Verma, S., Anguita, F., Oyarzun, R. y Brandle, J. L. (1999). Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the Central Trans-Mexican Volcanic belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93, 125-150.
- Márquez-González, A. (1998). Relaciones tecto-volcánicas en el centro del Cinturón Volcánico Mexicano-El campo volcánico de Sierra Chichinautzin: Madrid, España, Universidad Complutense, Facultad de Ciencias Geológicas, Tesis Doctoral, 247 p. (inédita).
- Martin del Pozzo, A.L. (1982). Monogenetic volcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico.
- Martínez Reyes, J., Nieto Samaniego, A.F., 1990.Efectos geológicos de la Tectónica reciente en la parte central de México. *Universidad Autónoma de México* 9 (1), 38-39.
- McBirney, A. R., Taylor, H. P., & Armstrong, R. L. 1987. Paricutin re-examined: a classic example of crustal assimilation in calc-alkaline magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(1), 4-20.
- McGehee, R. (1976). Structures of the Xitle Volcano and the lavas of the Pedregal de San Angel, Mexico, D.F.: Geological Society of America, Abstracts with Programs, p. 55. (Abstract).
- McGuire, W. J. Solana, M. C., Kilburn, C. R. Sanderson, D., 2009. Improving communication during volcanic crises on small, vulnerable islands. *J. Volc. Geotherm. Res.* 183, 63-75
- Mei, C.C., Yuhi, M., 2001. Slow flow of a Bingham fluid in a shallow channel of finite width. *J. Fluid Mechanics* 431, 135-60
- Mooser, F., et al., (1974). Paleomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks, VIII. A paleomagnetic and petrologic study of volcanics of the Valley of Mexico.



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

- Morgan, H. A., Harris, A. J. L., Gurioli, L., 2013. Lava discharge rate estimates from thermal infrared satellite data for Pacaya Volcano during 2004-2010. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 264, 1-11.
- Mossoux, S., Saey, M., Bartolini, S., Poppe, S., Canters, F., & Kervyn, M. 2016. Q-LAVHA: A flexible GIS plugin to simulate lava flows. *Computers & Geosciences. Research*, 97 (98-109).
- Negendank, J.F.W., Emmermann, R., Krawczyk, R., Mooser, F., Tobschall, H. and Werle, D., 1985, Geological and geochemical investigations on the Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: *Geofis. Int.* Vol. 24 No.4, p. 477-575.
- Newton A. J, Metcalfe S., Davies S., Cook G., Barker P., Telford R., Late Quaternary volcanic record from lakes of Michoacán, central Mexico, *Quaternary Science Reviews*, Volume 24, Issues 1-2, 2005, Pages 91-104
- Nichols, R. L. 1939. Viscosity of lava. *Jour. Geology*. V. 47. P 290-302.
- Nieto, A. y Martín del Pozzo, A. (2019). Spatio-Temporal hazard assessment of a monogenetic volcanic field, near México City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.01.006>
- Ownby S., Delgado Granados H., Lange R., Hall C. M, Volcán Tancítaro, Michoacán, Mexico, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints on its history of sector collapse, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 161, Issues 1-2, 2007, Pages 1-14,
- Pinkerton H, Sparks RSJ. 1978. Field measurements of the rheology of lava. *Nature* 276:383-85
- Proietti, C., Coltelli, M., Marsella, M., Fujita, E., 2009. A quantitative approach for evaluating lava flow simulation reliability: LavaSIM code applied to the 2001 Etna eruption. *Geochem., Geophys. Geosyst.* 10, 1-17.
- Rodríguez, S.R., Morales-Barrera, W., Layer, P. y González-Mercado, E., 2009, A quaternary monogenetic volcanic field in the Xalapa región, Eastern Trans-Mexican volcanic belt: Geology, distribution and morphology of the volcanic vents: *J. Volcanol. Geotherm. Res.* (2009), doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.08.003



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

- Rodríguez-Lara, V. (1997). Evolución del conjunto volcánico Guespalapa y del volcán Chichinautzin, Distrito Federal – Morelos, México: México, D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Tesis Profesional, 124 p. (Inédita).
- Rosas Elguera, J., Urrutia Fucugauchi, J. 1992. Magnetoestratigrafía volcánica de la zona geotérmica Ixtlán de los Hervores-Los Negritos, Michoacán, México: Resultados preliminares. *Geofísica Internacional* 31 (4), pp. 432-434.
- Scandone, R. 1979. Effusion rate and energy balance of Paricutin eruption (1943–1952), Michoacán, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 6(1-2), 49-59.
- Settle, M., 1979. The structure and emplacement of cinder cone fields. *Am. J. Sci.* 279, 1089–1107.
- Shaw, H., 1972. Viscosities of magmatic silicate liquids: an empirical method of prediction. *Am. J.*, 870 – 893.
- Shaw, H.R., 1972. Viscosities of magmatic silicate liquids: an empirical method of prediction. *Am. J. Sci.*, 272: 870-893.
- Siebe, C., Rodríguez, V., Schaaf, P. y Abrams, M. (2004). Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City: implications for archaeology and future hazards. *Bull Volcanol*, 66, 203-225.
- Siebert, L. and Carrasco-Núñez, G., 2002, Late-Pleistocene to precolumbian behind-the-arc mafic volcanism in the Eastern Mexican Volcanic Belt; implications for future hazards: *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol. 115, p. 179-205.
- Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J., 2015. *The encyclopedia of volcanoes* second. ed.. Fedor, John, USA.
- Sonder, I., B. Zimanowski, and R. Bttner (2006), Non-Newtonian viscosity of basaltic



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

- Swinamer, R. (1989). The geomorphology, petrography, geochemistry and petrogenesis of the volcanic rocks in the Sierra de Chichinautzin, México: Kingston, Ontario, Canada, Queen's University, Master of Sciences, Thesis, p. 212 (Unpublished).
- Tarquini, S., Favalli, M., 2013. Uncertainties in lavaflow hazard maps derived from numerical simulations: the case study of Mount Etna. J. Volcanol. Geotherm. Res. 260, 90–102. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.04.017>
- Tilling R. I. Punongbayan R. S. 1989. Apuntes para un curso breve sobre Los peligros volcánicos. Traducción por Beate B. (1993). Pub. Org. Mundial de Observatorios vulcanológicos con el apoyo de UNESCO Paris, USAID y USGS.
- Tarquini, S., Favalli, M., 2013. Uncertainties in lava flow hazard maps derived from numerical simulations: the case study of Mount Etna. J. Volcanol. Geotherm. Res. 260, 90–102.
- Uribe-Cifuentes R. M. y Urrutia-Fucugauchi J. Paleomagnetic study of the Valle de Santiago volcanics, Michoacán-Guanajuato volcanic field, Mexico. Vol 38, No 4 (1999)
- Urrutia, J. y Martín del Pozzo (1993). Implicaciones de los datos paleomagnéticos sobre la edad de la Sierra de Chichinautzin, Cuenca de México. Geofísica Internacional, 32(3), 523-533.
- Valdés González y colaboradores 2018. Registros obtenidos por la red de observación sísmica del CENAPRED y de la RACM del temblor del 19 de septiembre de 2017 ocurrido en Puebla-Morelos (Mw 7.1), Reunión Anual Geofísica Mexicana (RAUGM).
- Vázquez-Sánchez, E. y Jaimes-Palomera, R. (1989). Geología de la Cuenca de México. Geofis. Int. 28, 133–189.
- Velasco, F. y Verma, S. (2001). Estado actual de la investigación geoquímica en el campo monogenético de la Sierra de Chichinautzin: análisis de información y perspectivas. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 18(1), 1-36.



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

Walker, G.P.L. (1973) Lengths of Lava flows. Geology Department, Imperial College, London SW7 2BP, Print in Great Britain Phil.Trans. R. Soc. Lon. A. 274, pg 107-118.

Williams, H. y McBirney, A.R. 1979: Volcanology. San Francisco: Freeman, Cooper and Company. 397 pp. Wood C. A. 1980. Morphometric evolution of cinder cones. J. Volcanol. Geotherm Res. 7, 387-413.

CARTAS

Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática 1973. Carta Geológica escala 1:50 000, Abasco F-14-C-72, Acambaro F-14-C-84, Agamacutiro F-14-C-81, Apaseo el Alto F14-C-75, Celaya F14-C-64, Cortazar F-14-C-74, Ecuandureo F-13-D89, Irapuato F-14-C-62, La Barca F-13-D-78, La Piedad de Cabadas F-13-D-79, Manuel Doblado F-14-C-61, Morelion F-14-C-83, Presa Solis F-14-C-85, Queretaro F-14-C-65, Valle de Santiago F-14-C-73 y Villa Chavinda F13-D88. México D.F.

Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática 1978. Carta Geológica escala 1:50 000, Ario de Rosales E14A41, Cheran E14A21, Coeneo de la Libertad E14A12, Ciudad Hidalgo E14A25, Cuitzeo E14A13, Los Reyes E13-B28, Maravatio E14A15, Morelia E14A23, Paracho E13-B29, Patzcuaro E14A22, Tacambaro E14A42, Tarecuato E13-B18, Taretan E14A31, Tzitzio E14A24, Villa Escalante E14A32, Zacapu E14A11, Zamora E13-B19, Zinepecuaro E14A14. México D.F.

Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática 1979. Carta Geológica escala 1:50 000, Villa Madero E14A33. México D.F.

Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática 1983. Carta Geológica escala 1:50 000, Apatzingan E13B48, Tancitaro E13-B38. México D.F.

Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática INEGI (1975). Carta geológica. E14A38, Toluca, Escala 1:50,000. Carta geológica. E14A48, Tenango del Valle, Escala 1:50,000, Carta geológica. E14A49, Milpa Alta, Escala 1:50,000. Carta geológica. E14A59, Cuernavaca, Escala 1:50,000.



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

Carta geológica. E14A58, Tenancingo, Escala 1:50,000. Carta geológica. E14A69, Jojutla de Juárez, Escala 1:50,000.

Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática INEGI (1978). Carta geológica. E14A39, Ciudad de México, Escala 1:50,000

Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática INEGI (1979). Carta geológica. E14B41, Amecameca, Escala 1:50,000

Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática INEGI (1983). Carta geológica. E14B51, Cuautla, Escala 1:50,000

Servicio Geológico Mexicano 1996. Carta Geológico- Minera escala 1:50 000, Misantla E14-B17. Veracruz.

Servicio Geológico Mexicano 1997. Carta Geológica-Minera escala 1:50 000, Acuyo E14-A-53 y La Huacana E14-A51. Pachuca, Hgo.

Servicio Geológico Mexicano 2002. Carta Geológico- Minera escala 1:250 000, Veracruz E14-3. Veracruz, Puebla y Tlaxcala.

Servicio Geológico Mexicano 2007. Carta Geológico- Minera escala 1:50 000, Perote E14-B26, Xalapa E14-B27. Veracruz y Puebla.

Servicio Geológico Mexicano 2010. Carta Geológico- Minera escala 1:50 000, Coatepec E14-B37. Veracruz y Puebla.

Servicio Geológico Mexicano 2014. Carta Geológico- Minera escala 1:50 000, Ciudad Cardel (José Cardel) E14-B38. Veracruz.

Servicio Geológico Mexicano 2015. Carta Geológico- Minera escala 1:50 000, Actopan E14-B28. Veracruz.

Servicio Geológico Mexicano.1999. Carta Geológica-Minera escala 1:250 000, Colima E13-3, Guadalajara F13-12, Morelia E14-1, Querétaro F14-10. Pachuca, Hgo.

Servicio Geológico Mexicano.1999. Carta Geológica-Minera escala 1:50 000, Nueva Italia E13-B49. Pachuca, Hgo.

Servicio Geológico Mexicano.2007. Carta Geológica-Minera escala 1:50 000, Zárata E14-A52. Pachuca, Hgo.



SEGURIDAD

SECRETARÍA DE SEGURIDAD
Y PROTECCIÓN CIUDADANA



CENAPRED

CENTRO NACIONAL DE
PREVENCIÓN DE DESASTRES

WEBGRAFÍA

<https://www.mimorelia.com/inauguran-muestra-fotografica-nacimiento-del-paricutin-macaz/>

<https://arqueologiamexicana.mx/mexico-antiguo/la-erupcion-del-xitle-y-su-afectacion-cuicuilco>

Elaboraron: Ariadna Hernández Osoy, Elizabeth Castañeda Bastida y Ramón Espinasa Pereña