



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

---

FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS

**MAPA DE PELIGROS POR FLUJOS DE  
LAVA EN EL VOLCÁN PICO DE ORIZABA:  
FUTUROS ESCENARIOS DE AMENAZA**

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL TÍTULO DE

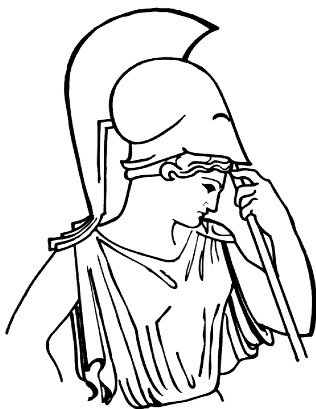
LICENCIADA EN GEOGRAFÍA

P R E S E N T A

VARGAS PAREDES MARIANA

ASESOR

M.C. SERGIO SALINAS SÁNCHEZ



CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX.

2019



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

## **AGRADECIMIENTOS**

Agradezco a mi mamá, María de los Ángeles Vargas Paredes por brindarme siempre su amor, apoyo incondicional, comprensión, por confiar en mí a pesar de todos los tropiezos y por alentarme a seguir siempre mis sueños. Te amo mami.

A mis abuelos, María de los Ángeles Paredes Chávez y Rafael Vargas Bobadilla, por cuidar de mí desde bebé y brindarme su sabiduría y cariño infinito. Les agradezco todo lo que han hecho y siguen haciendo por mí, son un gran ejemplo para seguir, los amo con todo mi corazón.

A mis tíos: Rafael Vargas Paredes, por compartir conmigo su gusto por los fenómenos naturales y ser el precursor de mi fascinación por los volcanes. Gracias por tus enseñanzas, te quiero mucho.

Yolanda Vargas Paredes, por ser mi cómplice de travesuras en las horas que se suponía debía estar dormida, por ayudarme a relajarme en mis momentos de estrés o brindarme un espacio tranquilo en donde poder estudiar. Te quiero mucho tía, gracias por todo.

Laura Vargas Paredes, por siempre impulsarme a lograr grandes cosas y enseñarme a pensar en grande. Te quiero mucho tía.

A mi primo Walter Jesús Narváez, por enseñarme a siempre dar lo mejor de mí y ser un gran ejemplo de perseverancia. Te quiero mucho Chucho.

Al director del presente trabajo: Sergio Salinas por transmitirme parte de sus conocimientos en vulcanología y SIG, por brindarme el apoyo necesario para desarrollar esta tesis, así como trabajos dentro de la carrera y en prácticas de campo. Por permitirme ser parte de su equipo de trabajo; pero, sobre todo, por la infinita paciencia que mostró a lo largo de este trabajo.

A la Dra. Dolors Ferres, por brindarme las herramientas y conocimiento necesarios para realizar las simulaciones de los flujos.

Al Dr. Abraham Navarro Moreno, por el tiempo dedicado para la revisión de esta investigación y sus aportaciones para mejorarla.

A la Maestra Cecilia Gutiérrez Nieto, por sus enseñanzas dentro de la carrera y por las valiosas observaciones realizadas para este trabajo.

Al Dr. Osvaldo Franco Ramos, por aceptar revisar esta investigación y realizar aportaciones al trabajo.

Al Dr. José Juan Zamorano Orozco por las enseñanzas brindadas en las clases de geomorfología y las prácticas de campo.

A las Dras. Pooja Kshirsagar y Lilia Arana Salinas por su apoyo durante la realización de mi servicio social en el Instituto de Geofísica. José Luis Arce por darme la oportunidad de entrar a su clase en el Instituto de Geología y brindarme más conocimientos acerca de la vulcanología.

A mis hermanos de tesis: Daniel Morales, Maryann Ríos, Andrea de San Jorge y Eduardo Salatiel, por compartir su gusto a la geomorfología conmigo y por brindarme su valiosa amistad. Así como a Gustavo Daniel Cruz G., y a Karla Elena Escobar M., por su apoyo en el trabajo de campo.

A Carlos Gordillo, por apoyar mis sueños, motivarme siempre a seguir adelante, por estar a mi lado durante toda la carrera y en el desarrollo de este proyecto.

A mis compañeros de generación: Isaac, Daribel, Álvaro, Jessica, Estela, Karina, Mariam Juan Luis, Manuel, Ángel, Argenis y por todas las aventuras vividas dentro de la carrera.

A mis amigos fuera de la escuela: Billy, Ricardo, Mariana, Cecilia, Rosario Edith, Aliane, Sandra, Liz V, Michelle, Eréndira, Liz L, Jazmín, Alma y Cecilia A, porque siempre fueron un gran apoyo en este proceso.

Por último, quiero agradecer a todas las personas que no mencione pero que significaron un gran apoyo en todo este trabajo. Muchas Gracias a todos.



# Contenido

Capítulo 1.....	6
1.1 INTRODUCCIÓN.....	6
1.2 Objetivo.....	7
Objetivo general.....	7
Objetivos particulares .....	7
1.3 Antecedentes .....	8
1.4 Entorno Geográfico.....	10
1.5 Geología regional .....	16
1.6 Geología local.....	17
Historia eruptiva del volcán Pico de Orizaba .....	19
Lavas recientes del Pico de Orizaba .....	25
Capítulo 2 Metodología.....	30
2.1 Antecedentes .....	30
2.2 Selección y morfometría de flujos de lava.....	30
2.3 Parámetros físicos de los flujos de lava .....	33
2.4 Reconstrucción de curvas de nivel y extracción de volúmenes de flujos.....	35
2.5 Criterios y programas usados para la simulación .....	40
Modelo <i>ELFM</i> .....	42
Capítulo 3. Flujos de lava.....	48
3.1 Tipos de flujos de lava.....	48
3.2 Morfometría de los flujos de lava.....	50
3.3 Aspectos reológicos .....	53
3.4 Tasas de emplazamiento .....	56
Capítulo 4. Escenarios de peligro para flujos de lava.....	58
4.1 Focos emisores.....	58
4.2 Escenarios a partir del cráter .....	61

Escenarios flujos cortos-cráter .....	61
Escenarios flujos intermedios -cráter .....	64
Escenarios flujos largos-cráter .....	71
4.3 Escenarios radiales.....	75
Escenarios flujos cortos-radial .....	75
Escenarios flujos intermedios-radial .....	80
Escenarios flujos largos-radial.....	84
4.4 Escenarios fisuras.....	87
Escenarios flujos cortos-fisura .....	87
Escenarios flujos intermedios-fisura .....	89
Escenarios flujos largos-fisura .....	90
4.5 Mapa de peligros por emplazamiento de flujos de lava del Pico de Orizaba .....	91
Zonas afectadas.....	91
Impacto en las localidades y carreteras.....	96
Conclusiones.....	102
REFERENCIAS.....	104

# Capítulo 1

---

## 1.1 INTRODUCCIÓN

A lo largo de la historia de la humanidad, el relieve ha tenido un papel fundamental en su desarrollo y bienestar. Desafortunadamente, el mal uso del territorio y desconocimiento de fenómenos geológico-geomorfológicos, así como climáticos y tectónicos, han propiciado diferentes escenarios de vulnerabilidad (Lugo e Inbar, 2002; Alcántara-Ayala, 2002). Algunos de estos estudios apuntan a los países en vías de desarrollo, como los lugares en donde se maximizan los daños tanto en infraestructura como en vidas (Alcántara-Ayala, 2002; García Acosta, 2008).

Los volcanes son estructuras que se asocian con zonas montañosas, en algunos casos, nevadas. En el imaginario de las personas no siempre se consideran como focos de fenómenos potencialmente peligrosos (García Acosta, 2008; Limón-Hernández y Macías, 2009). Los volcanes pueden considerarse como uno de los fenómenos geológicos que mayor impacto pueden tener en la sociedad y territorio (Self, 2006).

La actividad volcánica en México se encuentra asociada a la subducción de las placas litosféricas de Cocos-Rivera bajo la placa de Norteamérica. La expresión más clara de este fenómeno se encuentra en el Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), que se extiende desde las costas de Nayarit y Jalisco hasta Veracruz (Macías & Capra, 2005). Dentro de él encontramos diferentes estructuras, como el Volcán de Fuego de Colima, Popocatepetl e Iztaccíhuatl; campos de conos monogenéticos como el de Michoacán-Guanajuato y Chichinautzin, así como calderas (Humeros y los Azufres, entre otras).

El volcán Pico de Orizaba o también conocido como Citlaltépetl por su nombre en náhuatl, se encuentra en el sector oriental del CVM entre los estados de Puebla y Veracruz. Este volcán forma parte de la Cordillera Volcánica Cofre de Perote-

Citlaltépetl (CPC); compuesta por los volcanes Sierra Negra, en el extremo sur de la cordillera, los complejos Las Cumbres y La Gloria en la parte central y el volcán Cofre de Perote al norte (Rodríguez *et al.*, 2006).

A pesar de no mostrar una actividad volcánica evidente, como la emanación de cenizas que presenta el volcán Popocatépetl o los flujos de lava y sismicidad del volcán de Fuego de Colima; el Pico de Orizaba no se considera un volcán extinto, sino en un estado de dormancia, siendo su último evento eruptivo el ocurrido en el año de 1846 (Heller, 1853 citado en Rossotti, 2005; Crausaz, 1994). Los reportes indican que fue una erupción de baja intensidad, que consistió en la emisión de cenizas, que se depositaron cerca del cráter.

De acuerdo con lo anterior es importante reconocer los diferentes productos que ha emitido el volcán. El presente estudio pretende incorporar el fenómeno de flujos de lava al escenario de peligros volcánicos que se ha desarrollado con anterioridad (Sheridan *et al.*, 2002). De esta manera, la presente investigación espera aportar conocimiento al entendimiento de los procesos volcánicos de la región y servir de guía para la planeación de medidas de mitigación y de ordenamiento territorial.

## 1.2 Objetivo

### Objetivo general

Generar un mapa de peligros volcánicos enfocado en el emplazamiento de flujos de lava de composición intermedia y ácida, de esta manera será posible identificar las posibles zonas de afectación de los alrededores al volcán Pico de Orizaba.

### Objetivos particulares

Reconocer el comportamiento de los diferentes flujos de lava del Pico de Orizaba, a partir de su morfología.

Obtener los parámetros morfométricos de los principales flujos de lava del volcán.

Elaborar un mapa de posibles corredores de flujo de lava usando el *Etna Lava Flow Model (ELFM)*, en un Sistema de Información Geográfica (ESRI®).

Generar un mapa de peligros por flujos de lava, escala 1:25,000 y evaluar su posible impacto en la población e infraestructura.

### 1.3 Antecedentes

Estudios realizados sobre los grandes volcanes de México, muestran que los primeros informes acerca de la actividad se encuentran plasmados en códices Náhuatl. En ellos se representan a los volcanes Pico de Orizaba y Popocatepetl como una montaña o cerro con una cima que humea (Macías, 2005). La mayoría de los informes de la Colonia, estaban enfocados al volcán Popocatepetl. A pesar de que Humboldt nunca visitó el Pico de Orizaba, los cálculos que realizó para conocer la altura del volcán fueron los más acertados, a diferencia de otros autores, mismos que sí llegaron hasta su cima (DeZayas, 1989). Entre 1910 y 1911 Waitz (1910-1911) realizó los primeros estudios geológicos del volcán Pico de Orizaba. En las siguientes tres décadas las investigaciones fueron enfocadas hacia estudios biológicos, específicamente a una especie de arácnido endémico de las regiones de encinares en el Pico de Orizaba (Chamberlin, 1923; Hoff, 1944).

Posteriormente, investigaciones geológicas de las inmediaciones del volcán, revelaron que el Pico de Orizaba se encuentra construido sobre una estructura volcánica más antigua (Mooseret *al.*, 1958). Por otro lado, Heine y Heide-Weise (1973) declaran al Pico de Orizaba y Popocatepetl en fase fumarólica, con un nivel de evolución maduro y al Cofre de Perote, La Maliche, Nevado de Toluca y Nevado de Colima en una fase de reposo. A la par se publicaron estudios enfocados en la química de los magmas del CVM mismos que sitúan, a la cadena montañosa formada por el Pico de Orizaba y el Cofre de Perote, como el límite entre las manifestaciones del vulcanismo calci-alcalino y alcalino (Demant, 1978).

Posteriormente Yáñez-García y García-Duran (1982) realizaron los primeros estudios de otras estructuras volcánicas de la región, específicamente en la región geotérmica de los Humeros y las Derrumbadas, entre los estados de Puebla y Veracruz. En el mismo año Robin y Cantagrel (1982) proponen que el volcán es un “complejo andesítico” constituido por domos y lavas de esa composición. Le siguieron Negendank *et al.* (1985), que incrementaron el registro geoquímico y petrológico de los productos del volcán.

En los años 90 Höskuldsson *et al.* (1990), iniciaron la investigación de la historia eruptiva del Pico de Orizaba y plantearon la existencia de cuatro grandes depósitos de avalancha. Carrasco-Núñez *et al.* (1993), reportan una avalancha de escombros que se transformó en un *lahar* debido al incremento de agua por efecto del derretimiento de un glaciar, esto a finales del Pleistoceno. Höskuldsson y Robin (1993) retoman los estudios de su evolución, desde el Pleistoceno tardío hasta el reciente. Después, Höskuldsson y Cantagrel (1994) publican una investigación encaminada al riesgo volcánico, en donde se menciona las poblaciones que pueden ser afectadas por una erupción. Así que, es en los 90 cuando se presenta el primer acercamiento del fenómeno volcánico y su potencial peligro, además de la probabilidad de riesgo.

El trabajo de Crausaz (1994), muestra aspectos geológicos y arqueológicos encontrados en el volcán; también recopila información histórica, geográfica y de rutas para montañismo. Cabe mencionar que, este trabajo, reporta los últimos indicios de actividad del volcán, indica que ocurrieron en el año de 1846, esto con presencia de fumarolas de baja intensidad. Al mismo tiempo Carrasco-Núñez y Ban (1994) publican el primer mapa geológico del Pico de Orizaba, que incluye una descripción de sus distintas etapas de crecimiento. Al siguiente año Carrasco-Núñez y Rose (1995) describen la actividad explosiva del volcán y comparan la composición de los flujos piroclásticos estudiados junto con las lavas emitidas durante el Holoceno. En contraparte, la actividad efusiva del volcán fue estudiada por Carrasco-Núñez (1997), donde presentó la composición de los diferentes flujos de lava, así como sus respectivas edades, volumen, morfología y

tasa de efusión. Este trabajo fue fundamental para la implementación del modelo que se utilizó en la presente investigación.

Dos años más tarde, Carrasco-Núñez (1999) reportó depósitos de flujos de bloques y ceniza y los asocia con el emplazamiento de un antiguo domo en su cima. Estos flujos ocuparon los cauces circundantes y desencadenaron varios lahares. Con la información anterior, De la Cruz-Reyna y Carrasco-Núñez (2002) proponen un método estadístico para estimar la distribución temporal y espacial de los peligros volcánicos y con ello tener una mejor planificación para el uso del suelo alrededor del volcán. En este año, Sheridan y colaboradores (2002) publican el primer mapa de peligros del volcán Pico de Orizaba, en donde utilizaron los programas de cómputo para modelación de fenómenos volcánicos (*FLOW3D*-Kover, 1995; *LAHARZ*-Iverson *et al.*, 1998).

Otros trabajos recientes son los de Díaz-Castellón (2003) y Rossotti (2005); el primero realizó un análisis de la estabilidad de las laderas del flanco oriental de la Sierra Citlaltépetl-Cofre de Perote (CCP); el segundo se enfocó en el estudio de los productos de caída de la secuencia "Pómez Citlaltépetl" emplazados en las laderas este y sureste del volcán.

En esta recopilación de estudios antecedentes del volcán, existe un predominio de investigaciones de los productos piroclásticos, así como de peligros y riesgos volcánicos globales. Se han estudiado los flujos de lava con un enfoque geológico, pero no se han modelado y tampoco se considera su potencial peligrosidad. Esta es una de las razones por la cual se realizó la presente investigación.

## **1.4 Entorno Geográfico**

En este apartado, se dará un panorama general de las características físicas asociadas al objeto de estudio. En este sentido, se describe brevemente la

fisiografía, clima, hidrología y aspectos sociales generales como población y vías de comunicación cercanas al volcán Pico de Orizaba.

El volcán Pico de Orizaba se encuentra dentro de la provincia fisiográfica Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) (Fig. 1a); rasgo orográfico que se formó por el choque de las placas tectónicas de Cocos y Norteamérica. Se extiende desde las costas de Jalisco y Nayarit hasta Veracruz, con más de 1,100 km de longitud (Macías y Capra, 2005). Alberga la mayor cantidad de volcanes en México. Algunas investigaciones (Demant, 1978; Pasquaré et al. 1988; Gómez-Tuena *et al.*, 2005) lo han subdividido en tres porciones que son: Sector Occidental, inicia en las playas de Nayarit y lo limita el *rift* de Colima y las estribaciones de la Sierra Madre Occidental al Este; Sector Central; termina con el sistema de fallas Taxco-Querétaro a la altura de la Sierra de las Cruces; Sector Oriental, se extiende hasta la costa de Veracruz y algunos autores incluyen al complejo volcánico de los Tuxtlas (Ferrari, 2000).

El volcán se localiza al este del país, entre los estados de Puebla y Veracruz, sus coordenadas son 19°01'N, 97°16'W. Tiene una altura de 5,675 msnm, por lo que es el pico más alto del país (Fig. 1b). Su nombre en náhuatl es "Citlaltépetl" que significa "Montaña de la Estrella" (Macías, 2005). De acuerdo con el censo de población realizado por el Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI, 2015a) en el estado de Veracruz, para el año 2015 la cantidad de habitantes en las ciudades aledañas al volcán era de 359,830. Los focos de población más grandes son: Ciudad Serdán, Coscomatepec, Maltrata y Orizaba; mismos que se encuentran entre 15 y 30 km de distancia del cráter actual (Fig. 2). Las localidades más próximas son San José de Llano Grande y Santa Cruz Texmala, que se encuentran a menos de 10 km (Fig. 1b y 2).

Por otra parte, al encontrarse en los 19° de latitud, el clima debería ser tropical, pero por la altitud que alcanza, predominan los climas templados y fríos. Estos últimos se encuentran en áreas reducidas en las partes altas de algunas montañas del país, donde la temperatura media del mes más cálido es < 10°C (INEGI, 2008). Para el caso del volcán Pico de Orizaba, de acuerdo con la



clasificación de Köppen, excede la altitud en la que empiezan los climas fríos  $E(T)H(3,369 \text{ msnm})$ ; la temperatura media anual a esa altitud tiende a ser de  $8.1^{\circ}\text{C}$  (García, 2004).

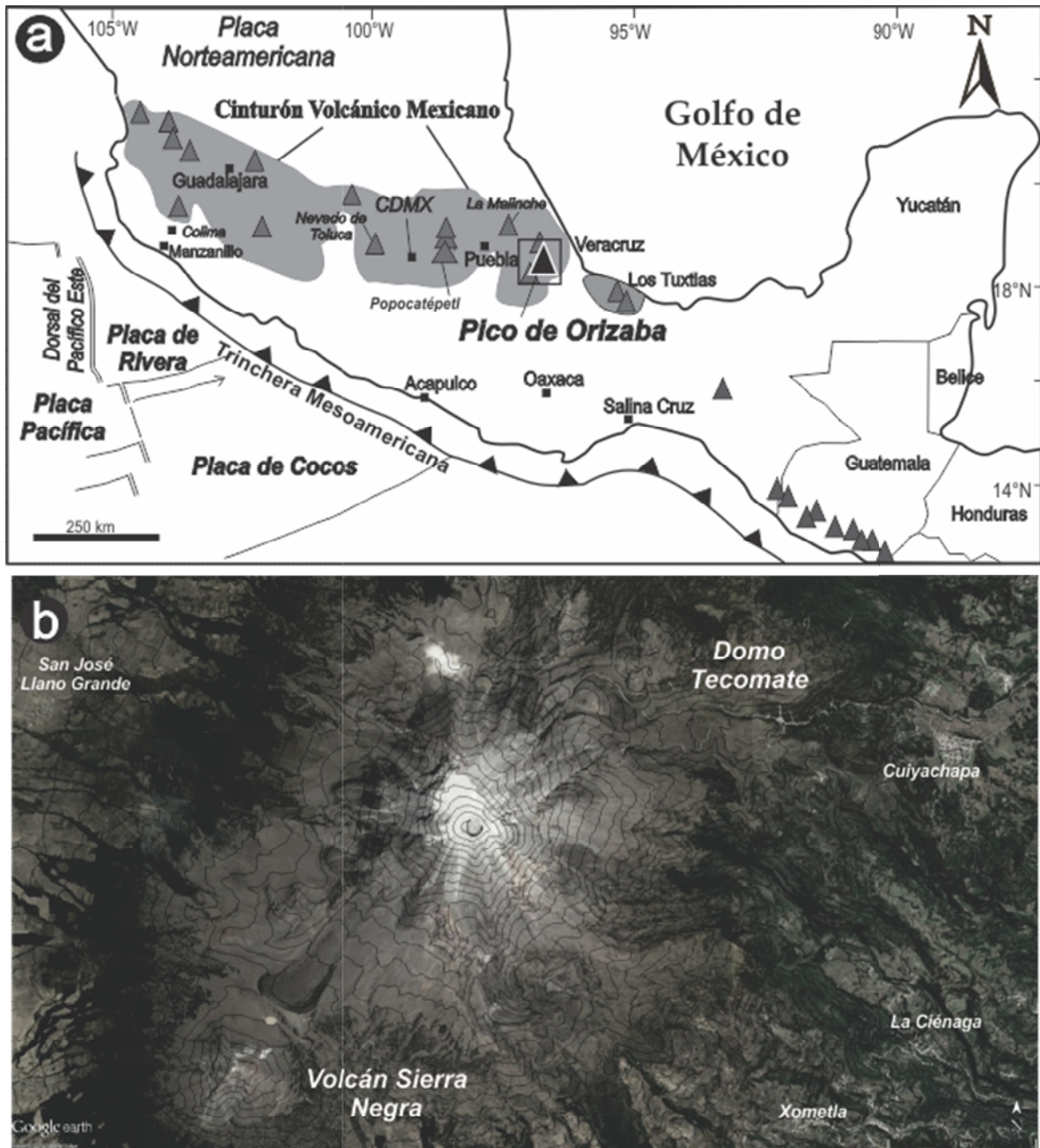


Fig. 1a) Mapa que muestra la orientación del CVM a lo largo de la República Mexicana, además de su marco geodinámico (junto con las ciudades más importantes: CDMX= Ciudad de México). El volcán Pico de Orizaba se localiza en el sector oriental del Cinturón (recuadro = figura inferior). b) Imagen de Satélite de Google Earth (2016), con las curvas de nivel (con intervalo cada 100 m) del Pico de Orizaba, también se muestran otros volcanes y las localidades cercanas.

Se presenta el clima  $C(E)(w2)(w)$ , semifríos subhúmedos en la parte baja del volcán, de hecho lo rodea (Fig. 3). La precipitación en este tipo de climas es  $< 40$  mm en el mes más seco (INEGI, 2000). El mes con la máxima precipitación recibe al menos 10 veces más precipitación que el mes más seco, su temperatura anual ronda los  $5^\circ$  y  $12^\circ\text{C}$  (INEGI, 2000). El subtipo  $C(m)$ , se encuentra al Este del volcán y presenta un clima templado húmedo con lluvias abundantes en verano; su régimen de precipitación es  $> 5\text{mm}$  y  $< 40\text{mm}$ ; la temperatura promedio anual es de  $18.8^\circ\text{C}$  (INEGI, 2000).

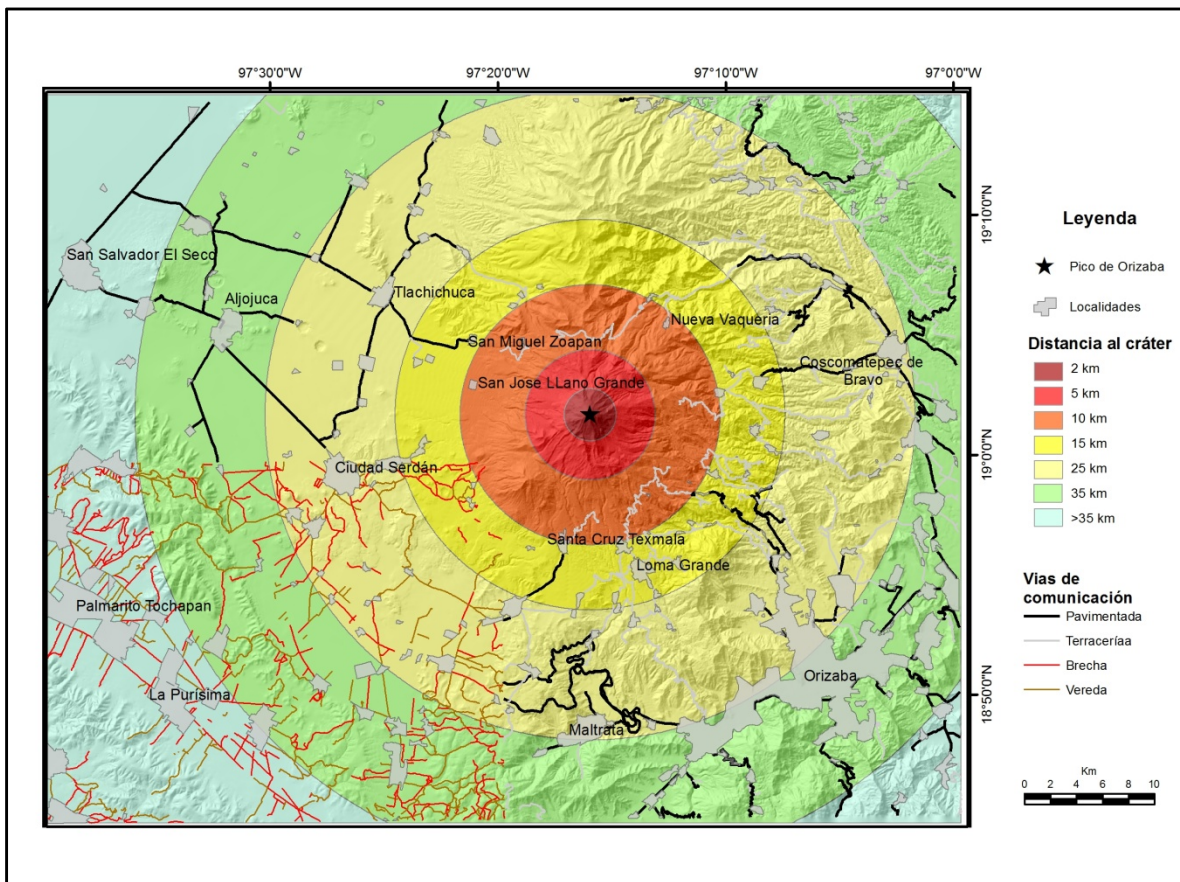


Fig. 2) Mapa de área urbana y carreteras cercanas al volcán. Los núcleos de población alrededor del volcán inician entre los 15 y 25 km de distancia del cráter actual, en cambio existe infraestructura (vías de comunicación) que rodean al edificio desde los 5 km (Mapa elaborado con la información vectorial de INEGI, 2015).

En el sureste (en las proximidades orientales del volcán) hay pequeñas áreas con un clima  $(A)C(fm)$ , semicálidos húmedos con un régimen de lluvias todo el año y abundantes en verano. Su temperatura media anual  $> 18^\circ\text{C}$  (INEGI, 2000). Al sur



se encuentra el clima  $C(w2)(w)$ , templados subhúmedos cuyo régimen de lluvias ocurre en verano y son escasas el resto del año; el grado de humedad es mayor al 55 %, su temperatura media anual ronda los 12° y 18°C (INEGI, 2000).

Al suroeste tenemos clima  $C(w1)(w)$ , templado subhúmedo con lluvias abundantes en verano y escasas el resto del año. Su grado de humedad es menor al  $C(w2)(w)$ , ronda entre 43.2% y 55 %, con una temperatura anual de 12° y 18°C (INEGI, 2000). También al suroeste presenta un clima  $C(w0)(w)$ , templado subhúmedo con una temperatura media anual de entre 12° y 18° C.

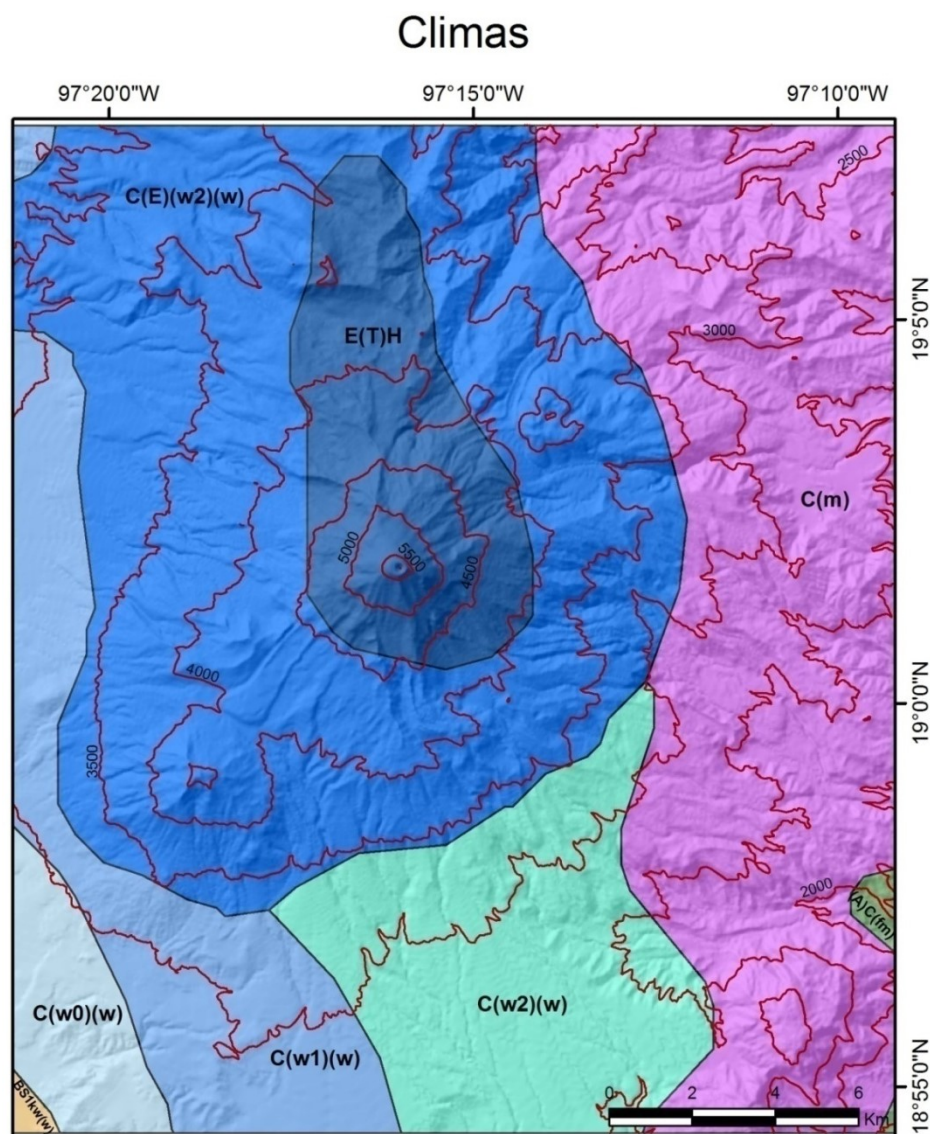


Fig. 3) Mapa de climas del volcán Pico de Orizaba (INEGI,2008).

Su régimen de lluvias ocurre en verano y son escasas el resto del año; el grado de humedad es menor de 43.2%. Por último, tenemos el clima *BS1 kw (w)*, que refiere a los esteparios semisecos con un verano cálido y temperaturas medias anuales  $>22^{\circ}\text{C}$  y del mes más frío  $<18^{\circ}\text{C}$  (INEGI, 2000).

De acuerdo con las condiciones climáticas descritas, es de esperar que el volcán contenga una profusa red hídrica, nutrida por los regímenes pluviales mencionados. La mayoría de sus cauces fluviales son perennes. El volcán en sí es el interfluvio de las regiones hidrológicas Balsas (RH18) y Papaloapan (RH28). La RH18 se localiza al centro-sur de la República Mexicana y está constituida por las cuencas Río Atoyac, Balsas-Zirándaro, Grande de Amacuzac y Cutzamala. El sistema fluvial de la RH28 lo componen las cuencas de los ríos Actopan, La Antigua, Jamapa y el Papaloapan. Dentro del área de estudio, se encuentran las cuencas del río Atoyac como parte de la RH18, y las cuencas de los ríos Jamapa y Papaloapan, de la RH28 (Fig.4):

I Río Atoyac: ocupa la vertiente NW del volcán, se origina de la unión de los ríos San Martín o Frío y Quetzalapa (INEGI, 2000).

II Río Jamapa: ocupa la vertiente NE del edificio y entre sus principales ríos están Jamapa, Cotaxtla y Tilapa. El área total de la cuenca es de  $3,912\text{ km}^2$ , se origina en la barranca de Chocomán (Pereyra Díaz *et al.*, 2010).

III Río Papaloapan: ocupa la vertiente S del volcán; es uno de los ríos con más caudal en el país, con un escurrimiento medio anual de 47,000 millones de  $\text{m}^3$  (Pereyra *et al.*, 2010), sus principales ríos son La Cascada, Metlac y Tenexalapa.

De manera general los cursos fluviales configuran patrones de drenaje radial a la cima del volcán; su patrón de drenaje va de dentríticos, a subdentríticos y en las partes bajas subparalelos sinuosos (Fig. 4).

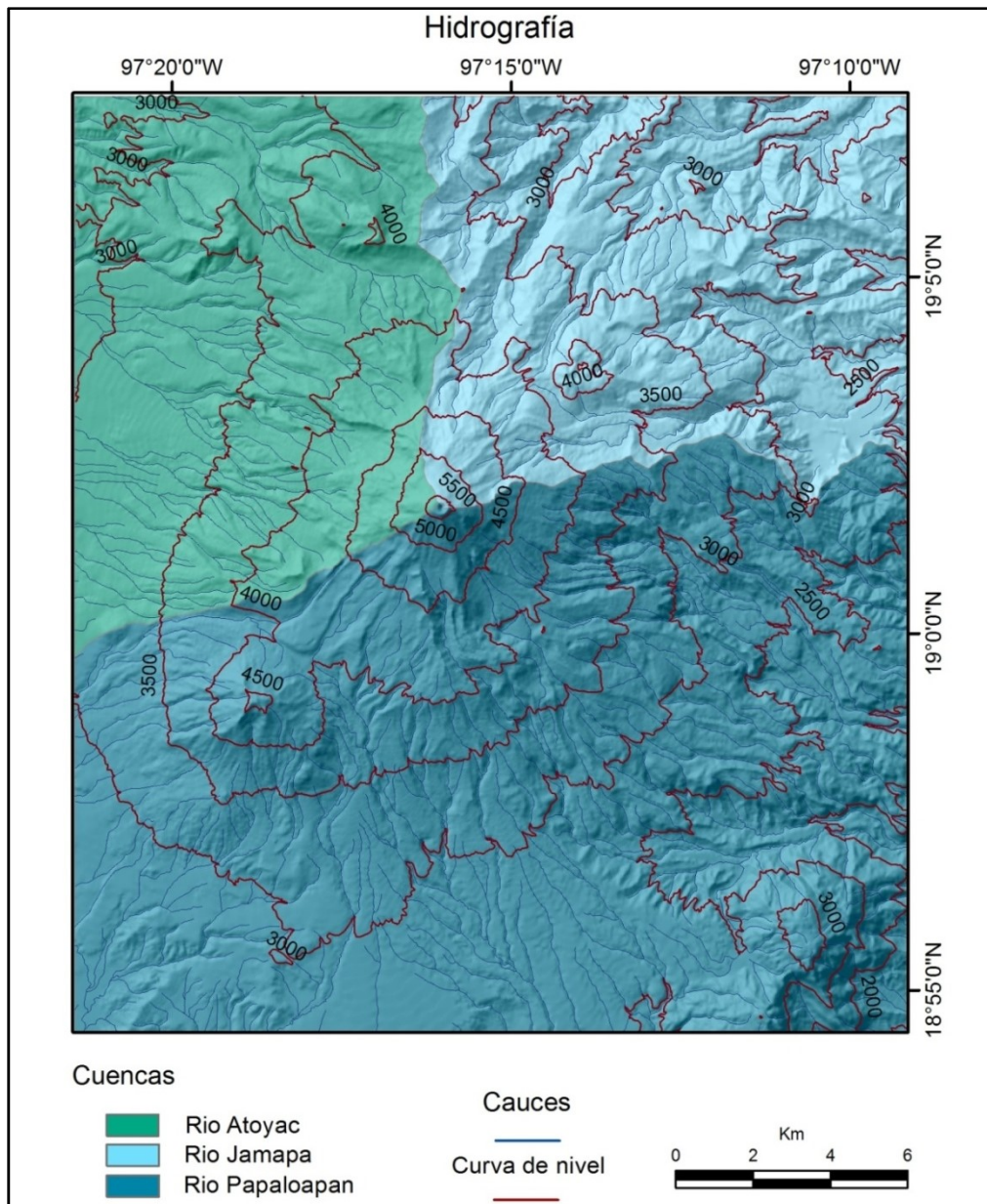


Fig. 4) Mapa de hidrografía del volcán Pico de Orizaba, se muestra la división de las subcuencas (elaboración propia, datos de INEGI, 2010).

### 1.5 Geología regional

El volcán Pico de Orizaba forma parte de una serie de centros eruptivos alineados, con un rumbo N-S. El volcanismo cubre rocas sedimentarias plegadas, producto de un esfuerzo compresivo ocurrido durante el Cretácico

tardío, lo que dio origen a pliegues con rumbo NW-SE, cortados por fallas con rumbo similar (Rodríguez Vargas, 2010).

El Pico de Orizaba se encuentra rodeado por diferentes edificios volcánicos, algunos parcialmente erosionados como son: el Cofre de Perote, que tiene una altura de 4,200 msnm. Esta estructura fue datada por Cantagrel y Robin (1979) en 1,6 Ma y tiene una composición principalmente andesítica. El edificio de Las Cumbres es un complejo volcánico semi-circular de aproximadamente 3,5 de diámetro, constituido de andesitas (Rodríguez, 2005). Al noreste se encuentra un complejo de domos riolíticos llamado las Derrumbadas (Siebe y Verma, 1988); al oeste del Pico de Orizaba se encuentran varios volcanes monogenéticos, así como *maares*, conos de toba y flujos de lava aislados, emplazados en los últimos 30,000 años (Negendank *et al.*, 1985) (Fig. 5). Al suroeste colinda con el volcán Sierra Negra, que tiene aprox. 4,650 msnm y del que se presume entró en erupción durante el Pleistoceno (Robin y Cantagrel, 1982).

## 1.6 Geolocal

El volcán Pico de Orizaba tiene una historia eruptiva compleja, se define a partir de episodios de destrucción y construcción del edificio. Ha tenido erupciones efusivas como explosivas.

De acuerdo con interpretaciones de campo, Robin y Cantagrel (1982) y después Höskuldsson (1992) propusieron tres fases de construcción del edificio, que posteriormente fueron modificadas por Carrasco-Núñez y Ban (1994); para concluir en que la historia geológica del volcán presenta cuatro fases eruptivas. Estas fases fueron denominadas Cono Torrecillas, Cono Espolón de Oro, Domos silíceos periféricos y Cono Citlaltépetl, de la más antigua a la reciente (Macías, 2005) (Tabla 1).



## Cuenca de Serdán Oriental

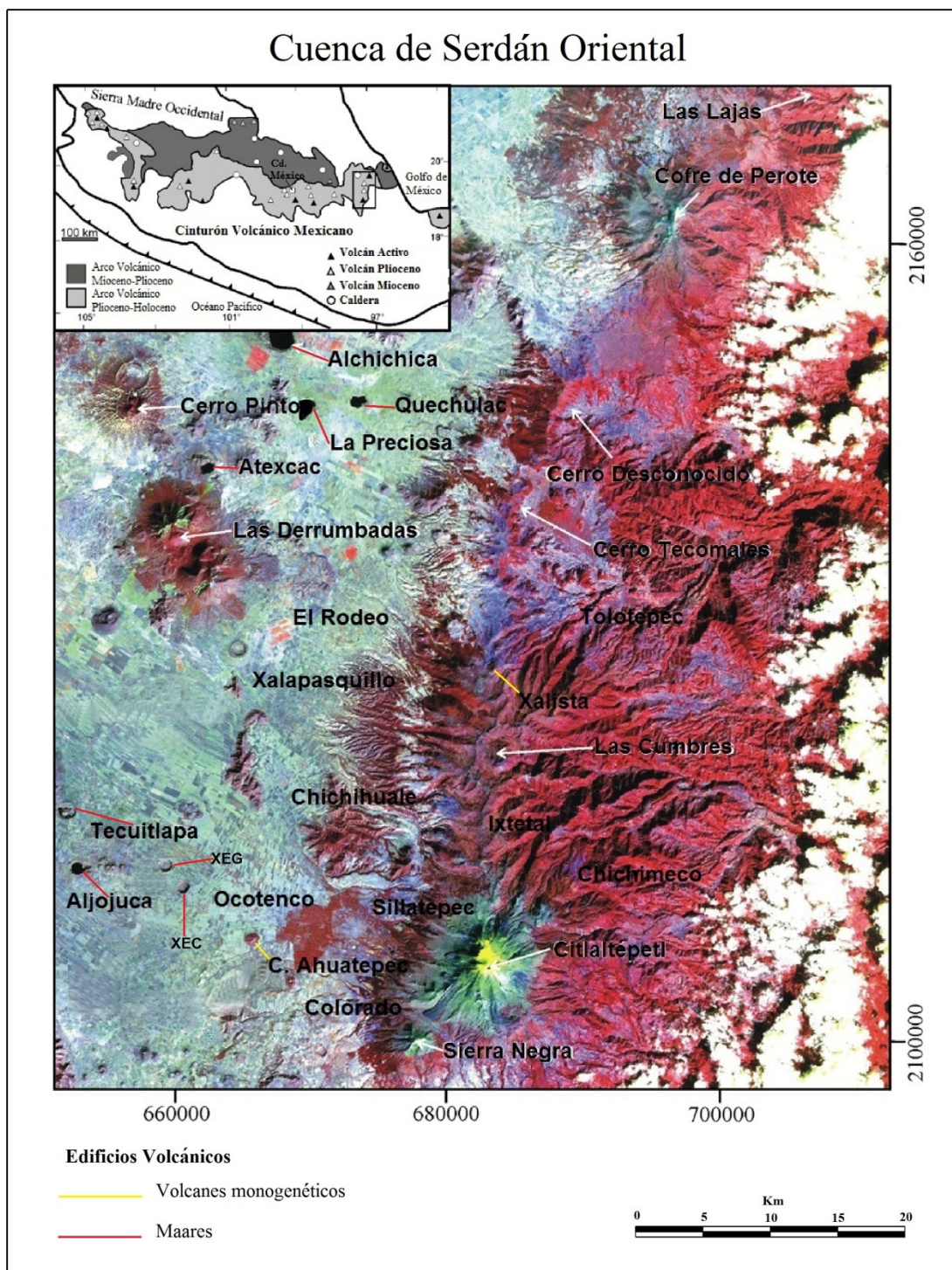


Fig. 5) Imagen de satélite de la zona este del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), muestra los edificios volcánicos alrededor del Pico de Orizaba (XEG= Xalapasco el Grande; XEC= Xalapasco el Chico; tomado de Carrasco-Núñez *et al.*, 2006).

Tabla 1. Resumen de las etapas de formación del volcán Pico de Orizaba (Tomado de Carrasco-Núñez, 1997).

Fase eruptiva	Rango de edad (Ma)	Litología principal	Volumen (km <sup>3</sup> )
Cono Citlaltépetl	< 0.01	Dacita	25
Domos periféricos	0.21-0.008 ó 0.004*	Riodacita-Dacita	35
Cono Espolón de Oro	0.21-0.02	Dacita, andesita basáltica	50
Cono Torrecillas	0.5-0.29	Andesita	270

\* Edades de acuerdo con las reportadas en Carrasco-Núñez 2000.

### Historia eruptiva del volcán Pico de Orizaba

De acuerdo con las fases eruptivas propuestas por Carrasco-Núñez y Ban (1994), la primera, llamada “Torrecillas” (FT), inició su construcción aprox.  $0.65 \pm 0.71$  Ma (Höskuldsson, 1992), por medio de la emanación de lavas de composición basáltico-andesítica con olivino; se denominaron como “Lavas Pilancón” (Fig. 6). Son lavas brechadas que constan de tres partes, la parte basal que llega a medir 3-4 m de espesor, la parte media que es una secuencia de bloques alternados, flujos de lava andesíticos y brechas con un espesor promedio de 80 m en total y la parte superior que se caracteriza por tener espesos flujos de lava andesítica, fracturados y masivos (Carrasco-Núñez, 2000). Después emitió flujos de lavas de composición andesítica y dacítica llamadas “Jamapa”. Dichas lavas tienen una morfología irregular a manera de un macizo de 400 m de espesor que descendió 6 km desde el cráter. La parte superior consiste en una alternancia de rocas dominadas por flujos de lava con una menor proporción de brechas. La fase termina con las lavas “Torrecillas” (Fig. 6) construidas por andesitas con dos piroxenos y dacitas con anfíbol, datadas en  $0.29 \pm 0.5$  Ma (Carrasco-Núñez, 2000).

De esta manera la primera fase, consta de tres episodios efusivos y culmina durante el Pleistoceno medio. La fase finalizó con el colapso del flanco noreste del cono Torrecillas (Macías, 2005), mismo que produjo una avalancha de escombros denominada “Jamapa” (Höskuldsson *et al.*, 1990). Como resultado de este colapso, se formó un cráter a manera de caldera, del cual quedan relictos al sur del edificio actual (Robin y Cantagrel, 1982; Carrasco-Núñez, 1993).



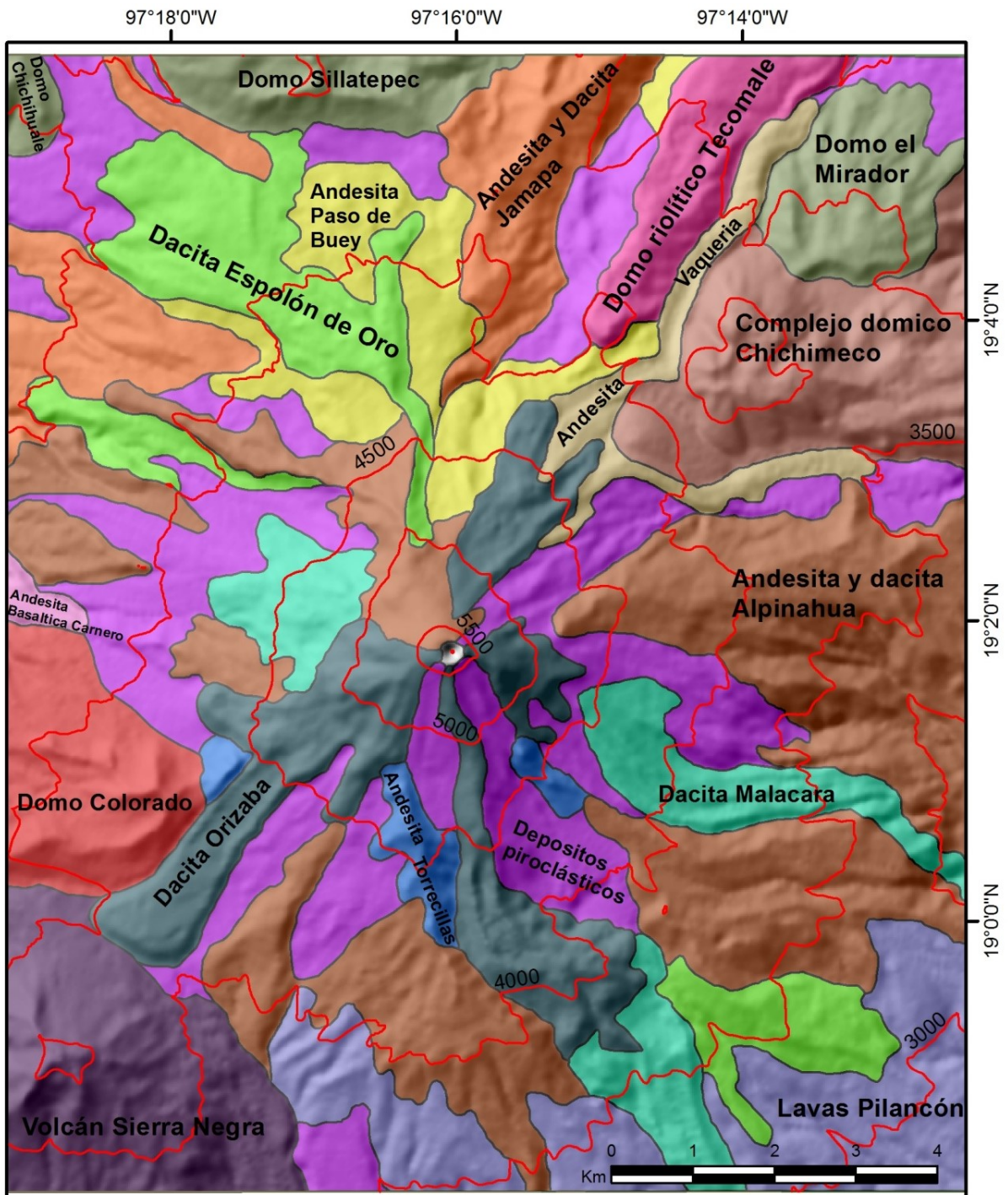


Fig. 6) Mapa geológico del volcán Pico de Orizaba. (Fuente: Carrasco-Núñez, 2000).

La segunda fase llamada “El Espolón de Oro”, inició su formación con la emisión de lavas andesíticas con plagioclasa y anfíbol denominadas “Paso de Buey”. Estas se emplazaron al norte del bordecaldérico dejado por el colapso del cono

Torrecillas. La unidad se divide en dos miembros. El miembro inferior lo forman flujos masivos de lava porfírica y el miembro superior de flujos de lava que contienen plagioclasas y fenocristales de anfíbol. Ambos miembros tienen alrededor de 80 m de espesor y están directamente sobrepuestos a la dacita "Jamapa" (Carrasco-Núñez, 2000). Posteriormente fueron emitidas lavas dacíticas con anfíbol, denominadas "Espolón de Oro" que se extienden por más de 4.5 km desde el cráter y que casi mantienen un espesor constante de 50 m lo que ha dejado una superficie ligeramente plana. Esta unidad se correlaciona con lavas andesíticas y dacíticas con anfíboles de alto contenido de sílice, ubicadas al sureste del cono Espolón de Oro. Las lavas se superponen a las andesitas del "Paso de Buey", a las andesitas y dacitas de "Jamapa" y a la unidad "Pilancón" (Carrasco-Núñez, 2000). Después se emplazaron las lavas basáltico-andesíticas con olivino, emitidas sobre el flanco oeste del cono, denominadas "Carnero". Esta unidad tiene 3 metros de espesor, se correlaciona con la dacita del Espolón de Oro y está cubierta por rocas que se correlacionan con la andesita de "Alpinahua" (Carrasco-Núñez, 2000). Al norte del cono "Espolón de Oro" se reportan secuencias piroclásticas y lavas andesíticas, distribuidas de manera radial al volcán, denominadas "Alpinahua" emitidas hace 0.15 y 0.09 Ma. La parte inferior consiste en una secuencia piroclástica intercalada con un flujo de lava andesítica, la parte superior de la secuencia, de alrededor de 30 m de espesor, es dominada por andesitas afaníticas que, en algunas áreas, están alternadas con brechas. La última andesita consiste en flujos de bloques, con/eveesde 200 m de ancho que fluyeron hasta 8 km del cráter, del cono Espolón de Oro (Carrasco- Núñez, 2000). La segunda fase termina aprox. 16,500 años AP con el colapso del edificio y al igual que con el cono Torrecillas, esto produjo una avalancha de escombros, que posteriormente se convirtió en un lahar cohesivo que recorrió cerca de 85 km desde su punto de origen; el depósito cubrió un área de 143 km<sup>2</sup> (Carrasco *et al.*, 1993).

La tercera fase consistió en la formación de cinco domos periféricos que se emplazaron durante la construcción del cono Espolón de Oro y el cono Citlaltépetl. El primer domo llamado "Tecomate" está formado por al menos cinco

flujos de lavas riolíticas de obsidiana que alcanzaron los 200 m de espesor y una longitud máxima de unos 5.5 km (Carrasco-Núñez, 2000). Una unidad de flujo tiene una capa basal de obsidiana masiva intercalada con capas finas abundantes y discontinuas de vidrio desvitrificado. En la parte media del flujo algunas veces, presenta una brecha de obsidiana en bloques y en la parte superior se tiene una capa de riolita pedregosa (Carrasco- Núñez, 2000). El segundo fue llamado domo “Colorado” y lo conforman lavas dacíticas porfiríticas y varios flujos de bloques y ceniza. Carrasco-Núñez (2000) identificó al menos 2 unidades de flujo piroclástico diferentes, donde la parte superior cuenta con 8 m de espesor y la inferior con 2 m. Estos flujos son el resultado de la destrucción explosiva del domo Colorado y se superponen a las rocas de las formaciones “Carnero” y “Alpinahua” por lo cual deben ser menores de 0.09 Ma (Carrasco-Núñez, 2000). Al NW del cráter, se emplazaron los domos dacíticos “Sillatepec” que se componen de dacitas porfiríticas con voluminosos flujos de bloques y ceniza asociados, aparentemente, con depósitos de avalanchas de escombros (Carrasco-Núñez, 2000). El domo “Chichihuale” produjo dacitas porfiríticas masivas, flujos piroclásticos y tefra que se dispersaron hacia la zona oeste del volcán (Carrasco-Núñez, 2000). La fase termina con el emplazamiento del complejo de domos “Chichimeco”. Se trata de cuatro domos asociados con flujos de lava. Las lavas basales se componen de andesitas con anfíboles que alcanzaron los 300 m de espesor y fueron emitidas en al menos dos pulsos diferentes. Las primeras lavas viajaron alrededor de 9 km sobre la pendiente, lo que permitió el desarrollo de levees prominentes a lo largo de los canales. Los flujos de lava más recientes viajaron solo 3.5 km desde el cráter (Carrasco-Núñez, 2000). Tienen composición andesítica con anfíboles y fueron cubiertos por flujos piroclásticos fechados en  $8\ 630 \pm 90$  años AP (Carrasco-Núñez, 1993), por lo que se presume que esta fase inició aproximadamente hace 210 ka y terminó hace 8.6 ka (Tabla 1).

La última fase es en la que formó al actual volcán. El cono Citlaltépetl (Pico de Orizaba) se encuentra sobre los remanentes del cono Espolón de Oro y comenzó su formación aprox. 16,500 años AP, con la emanación de lavas dacíticas de

hornblenda denominadas “Malacara”emplazadas en el flanco sureste del volcán, mismas que alcanzaron los 13 km de longitud. Sobre esta unidad se encuentran las dacitas de Orizaba que tienen de 200 a 500 m de ancho y 20 a 80 m de espesor (Carrasco- Núñez, 2005) (Fig. 6 y 7).En la parte noreste del cráter se emplazaron lavas de composición andesítica de baja viscosidad llamadas “Vaquería”. Un aspecto llamativo es el desvío tomado en el contacto con el complejo de domos “Chichimeco” por lo tanto su edad se estima másjovende 8,600 años B.P.Presenta/evees de unos 20 m de altura y la parte central del flujo está cubierta por flujos de escombros.Su etapa de construcción termina con la emisión de lavas espesas de composición dacítica emplazadas en los flancos sureste y noreste del volcán, denominados “Orizaba”.

Al suroeste del volcán existe un flujo, morfológicamente distinto, ya que lo forma una sucesión de ocho flujos individuales estospresentan/evees y cuenta con 110 m de espesor por 0,6 km de ancho en la parte superior y 1,3 km en la zona basal, flujo desde el cráter y alcanzó 5,5 km de longitud. Las lavas siguientes alcanzaron 3 km de longitud, hacia el oeste y cubrieron las rocas más antiguas del cono “Torrecillas”. Presumiblemente los tres flujos de lava más recientes del cono Citlaltépetl, son dacitas en bloques emplazadas al oeste del borde del cráter y desviadas hacia el sur por lavas anteriores. Hacia el flanco sur los flujos en bloque descienden por un canal que previamente era llenado por lavas de la dacita “Malacara” (Carrasco-Núñez, 2000).años aproximadamente (Siebeet *al.*, 1993; Carrasco-Núñez, 1999).

Alternando con las lavas mencionadas anteriormente, existen registros de tres eventos explosivos mayores. El primer evento se dio en el sector oriental hace aproximadamente 13,000 años y produjo flujos de pómez (Macías, 2005). El segundo ocurrió entre 8,500 y 9,000 años, llamado “Pómez Citlaltépetl”, compuesto por diversas capas de caídas de pómez y flujos piroclásticos (Carrasco-Núñez y Rose, 1995) y el tercero compuesto por flujos de bloques y ceniza emplazados en el flanco oeste y sureste, ocurridos hace 4,100 años.



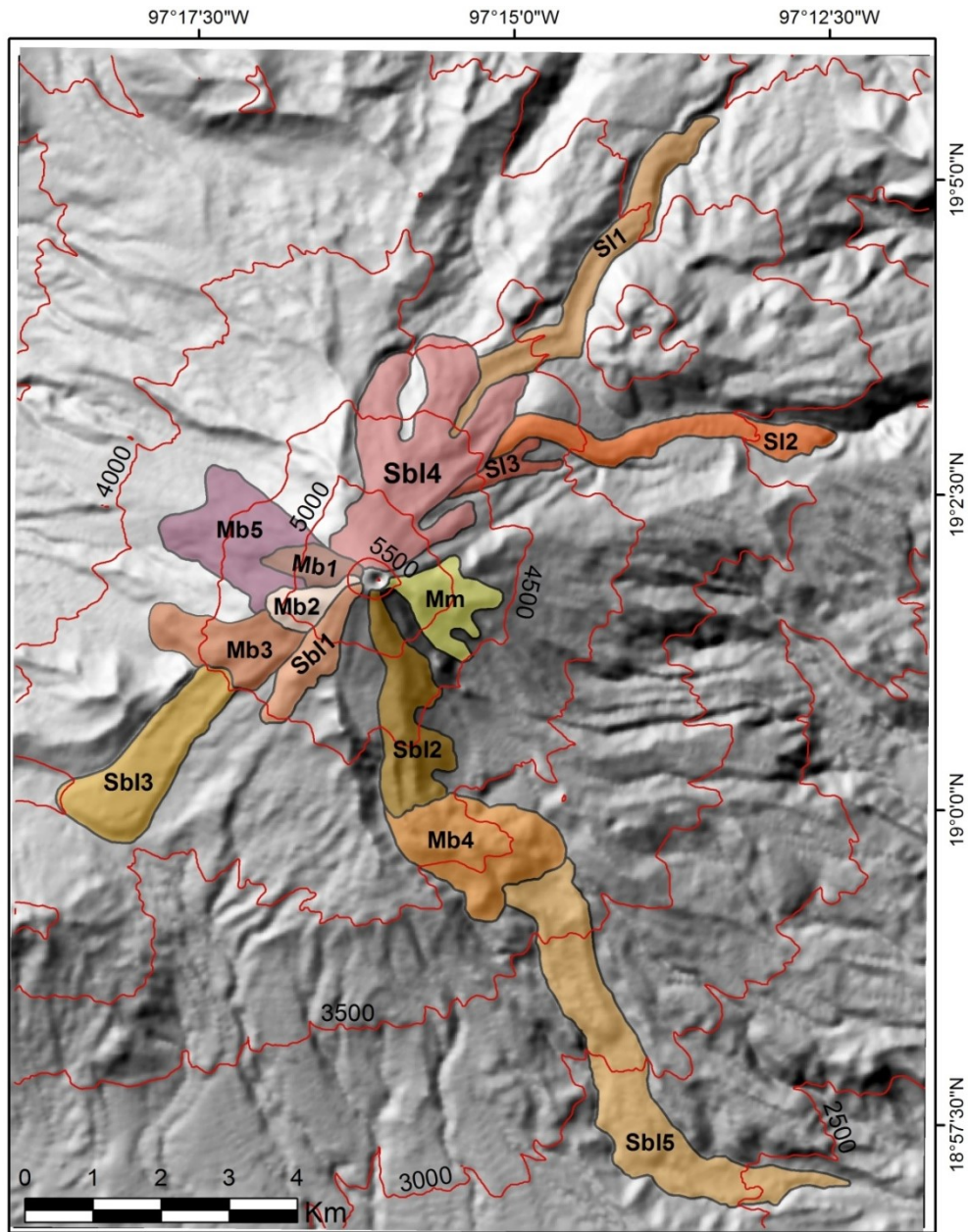


Fig. 7) Mapa de falso relieve sombreado del Pico de Orizaba, en donde se muestran los últimos flujos de lava emitidos, de acuerdo con Carrasco (1997). Clave: Sl= flujo simple; Sbl= Flujo en bloques simple con levees laterales; Mb= Campo de flujos múltiple en bloques; Mm= Campo de flujo masivo en bloques (Tomado de Carrasco, 1997).

Existen reportes de actividad que han sido atribuidos al Pico de Orizaba para los años 1537, 1545, 1566 y 1613 (Crausaz, 1994). Carrasco- Núñez (1997) correlaciona estos “eventos” a emanaciones de flujos de lava.

## Lavas recientes del Pico de Orizaba

Las lavas recientes o “históricas” del Pico de Orizaba, presentan rasgos primarios y preservan morfología y características de superficie prístinas (Fig. 8), por lo que sus dimensiones han sido fáciles de obtener. Por esta razón Carrasco-Núñez (1997) las estudio a detalle con el objetivo de interpretar la evolución reciente del campo de flujos de lava. En su estudio dividió a los flujos de acuerdo con su lugar de emplazamiento en Norte y Sur (Fig. 9); de acuerdo con sus relaciones estratigráficas, las lavas forman parte de las unidades “Dacita Orizaba”, “Andesita Vaquería” y “Dacita Malacara” (Carrasco-Núñez, 2000) (Fig. 6).



Fig. 8) Fotografía del Pico de Orizaba, en donde se observa los *levees* del flujo Sbl1 (al centro) y la superficie en bloques con ausencia de vegetación.

De acuerdo con su distribución, morfología y relaciones estratigráficas, Carrasco (1997) interpretó cuatro episodios eruptivos; cada uno iniciado por la emanación de un “flujo simple” y seguido por el emplazamiento de “flujos múltiples”. El tiempo entre uno y otro se desconoce.

Sin embargo, si los correlaciona con los registros históricos (Crausaz, 1994), es posible interpretarlos como cuatro erupciones efusivas, ocurridas durante los siglos XVI y XVII, estos flujos aparentemente se canalizaron en el flanco Sur y representa las últimas etapas eruptivas. De acuerdo con Crausaz (1994; en

Carrasco-Núñez, 1997), el registro de erupción de 1613 puede corresponderían con las lavas *Sb11*, *Sb12* y/o *Mb1* (Fig. 7); en cambio los reportes de erupción de 1537, 1545 y 1566 pueden ser las lavas *Sb13*, *Mb3* y *Mb2* (Fig. 7), respectivamente.

Un estudio reciente muestra que las lavas tienden a ser, considerablemente, más longevas. Alcalá-Reygosa y colaboradores (2018) presentan dataciones cosmogénicas, dendrocronológicas y liquenométricas para las lavas ISO-1 y CS-1 (*Lava flow A* y *B*). Sus resultados muestran que la lava ISO-1 se encuentra entre el rango de 3.4 a  $2.6 \pm 0.6$  y 0.5 mil años con edades medias (aritméticas de  $^{36}\text{Cl}$ ) de 3.03 a  $2.9 \pm 0.7$  a 0.3 mil años; mientras que para la lava CS-1 la edad reportada es de 1.6 a  $1.2 \pm 0.2$  mil años, con edades medias de  $1.4 \pm 0.3$  a 0.1 mil años. Las edades dendrocronológicas solo ponen en evidencia que el flujo ISO-1 ya estaba emplazado hace 1178 DC. Las edades obtenidas por liquenometría no van más allá de los 1.13 mil años (Alcalá-Reygosa *et al.*, 2018). Morfológicamente las edades muestran consistencia con la secuencia de emplazamiento, aunque Alcalá-Reygosa *et al.* (2018), reporta que la lava ISO-1 está cubierta parcialmente por depósitos piroclásticos, mismos que no fueron vistos en el trabajo de campo llevado a cabo en esta tesis. Además, indican que ambos flujos tienen superficies proluvial-diluviales, cuando son flujos de lava en bloques con morfologías prístinas que no contienen depósitos de retrabajo en su interior. Por último, extrañamente muestran un “falso” domo emplazado sobre la parte media del flujo de lava que ellos llaman “A”. El presente trabajo no encontró domo alguno, emplazado sobre las laderas del edificio. En cambio, junto con Carrasco-Núñez (1997), interpretamos que esa protuberancia se debe al desborde del flujo superior hacia el oeste (flujo *Mb3* o *CSO-4*).

En el presente trabajo, se redelimitaron los flujos de lava de acuerdo con las imágenes de satélite de Google Earth (2006, 2009 y 2012) y la interpretación de mapas topográficos; de esta manera se encontraron todos los flujos que postula Carrasco-Núñez (1997).



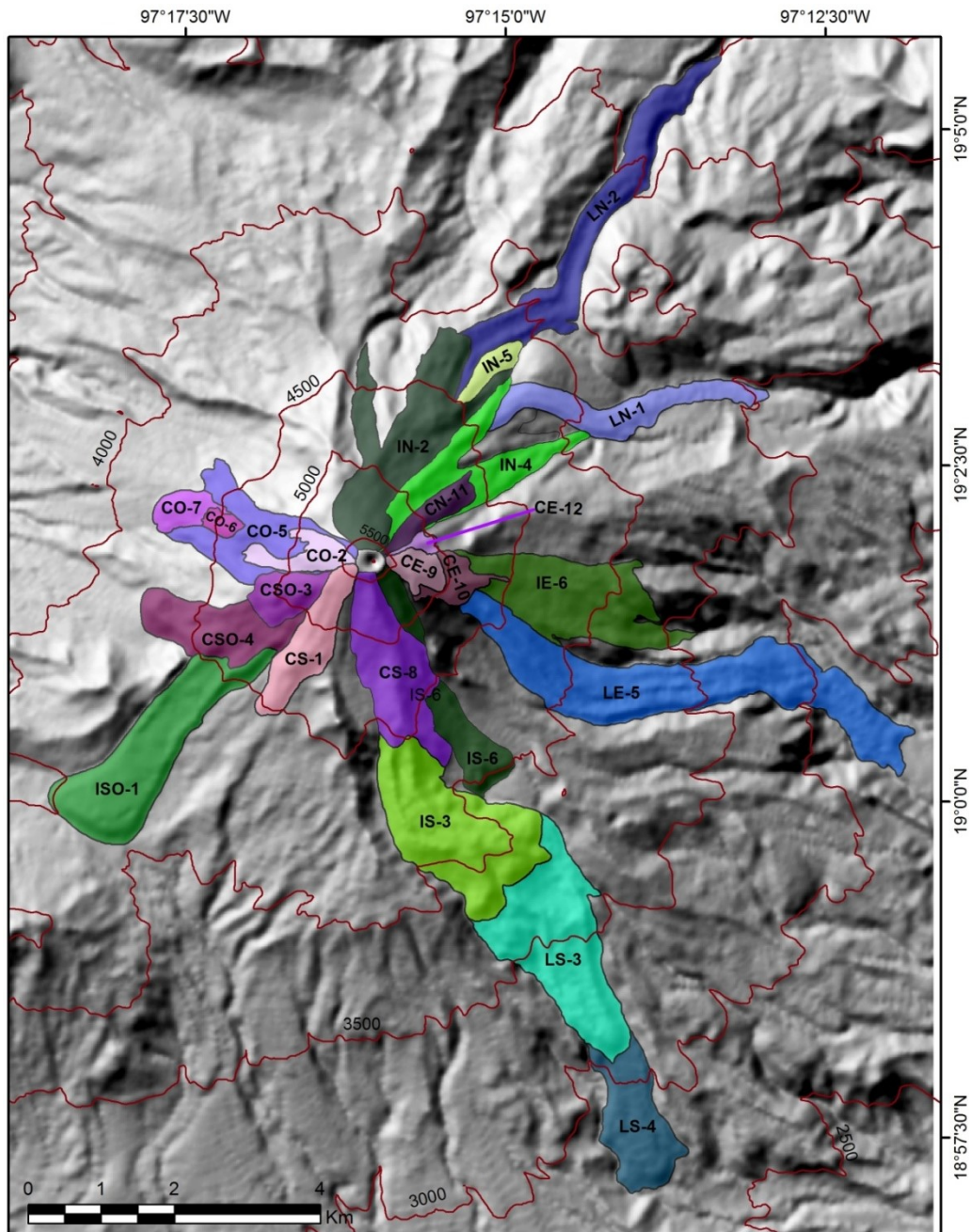


Fig. 9) Mapa de falso relieve sombreado del Pico de Orizaba, con la propuesta de flujos de lava realizada en este trabajo. C= Flujo corto; I= Flujo intermedio; L= Flujo largo; N= Norte; E= Este; S= Sur; O= Oeste.

Además se proponen algunos flujos nuevos, ya que en algunos casos se extendieron los flujos un poco más al Oriente (Ej.: el flujo *Mm*[CE-9 y 10] y el flujo *Sbl4* en IN-2 y 5 CN-11 ; Fig. 9) y se fragmentó la Dacita Malacara (en CE-12, IE-6 y LE-5; Fig. 9), también se propone la continuidad de la Dacita Malacara a lo



largo del cráter (CE-12; Fig. 9); se incorporó la parte proximal de un flujo de lava que forma parte de la “Andesita Vaquería” al Norte (IN-4; Fig. 9) y también se reporta otro flujo de lava, también asignado a la misma temporalidad que él anterior (IS-6) al Sur; se fragmentaron los lóbulos del grupo *Mb5* (CO-5, 6 y 7; Fig. 9) asignado por Carrasco-Núñez (1997).

Otro aspecto fue el acortamiento de los flujos largos (*Sbl5* y *SI1*= LS-3 y 4, así como LN-2 respectivamente; Fig. 9); esto debido a que morfológicamente no se reconocen características primarias de continuidad en las imágenes de satélite.

Respecto a la secuencia temporal, se propone que los flujos *Sbl1* y *Mb1* fueron los últimos emitidos y se piensa que ocurrieron en fases efusivas distintas y no de forma simultánea, aunque no se presenta evidencia que favorezca esta hipótesis. Antes de esta erupción y por los rasgos morfológicos vistos en las imágenes y la interpretación de sobreposición de flujos de lava se propone que la actividad efusiva ocurrió después de la actividad registrada hace 1.7 mil años, esto como parte de la actividad registrada por Heine (*en* Carrasco-Núñez y Rose 1995), mientras que la actividad ocurrida entre los 3.4 y 4.2 mil años (Höskuldsson y Robin, 1993) sea la correlativa a los flujos *Mb2* y *Mb3* (equivalencias de clave del trabajo de Carrasco-Núñez, 1997 y este estudio en la Tabla 2).

**Tabla 2. Equivalencia de claves de la propuesta de Carrasco-Núñez (1997) y la propuesta**

Carrasco 1997	Presente estudio	Propuesta temporal
<b>Sbl1</b>	CS-1	Histórico (¿1613 o 1566?)
<b>Mb1</b>	CO-2	Histórico (¿1566?)
<b>Mb2</b>	CSO-3	Histórico (¿1545-1537?)
<b>Mb3</b>	CSO4	Histórico (¿1545-1537?)
<b>Sbl3</b>	ISO-1	+ 1 kyr
<b>Sbl4</b>	IN-2	+ 1 kyr
<b>Mb5</b>	CO-5, 6 y 7	2-1 kyr
<b>Sbl2</b>	CS-8	3-2 kyr
<b>Sbl4, Mm</b>	CE-9 y 10	4-3 kyr
<b>Mb4</b>	IS-3	4.5 a 3 kyr
<b>Sbl4, SI1, SI2</b>	CN-11, IN-4 y 5; LN-1 y 2	4.5 a 3 kyr
<b>s/e</b>	IS-6	4.5 a 4 kyr
<b>Sbl5</b>	LS-3 y 4	9 a 8.5 kyr
<b>Malacara</b>	CE-12	9 a 8.5 kyr
<b>Malacara</b>	IE-6 y LE-5	9 a 8.5 kyr
Abreviaturas: s/e= Sin equivalente; L= flujo largo, I= Intermedio, C= Corto; N= Norte, S= Sur, SO= Suroeste; E= Este		

La actividad registrada en tiempos recientes, como la ocurrida en 1613 podría interpretarse como la actividad fumarólica (reportada por Crausaz, 1994); no obstante, el presente trabajo no tiene evidencias para comprobar esta hipótesis. La nueva propuesta, tiene como base el hecho de que los flujos Sbl2 y Mm aparentan haber sido emanados desde el cráter; si esto fuera cierto, se debió formar un lago de lava y mantener inundado al cráter, en cambio los flujos al Sureste y Norte parecen (por la morfología de sus proximidades) haber sido extruidos por un domo lateral (posiblemente alimentado por diques que brotaron fuera del cráter mismo). Situación que pudo haber ocurrido entre las erupciones de 8.5-9 mil y 4.1 mil años (Höskuldsson y Robin, 1993; Siebeet *al.*, 1993; Carrasco-Núñez y Rose 1995 y Macías, 2005).

En el mapa de flujos de lava utilizado en el presente trabajo se puede observar las distintas variaciones temporales que se proponen. Infortunadamente, para dilucidar esta disyuntiva, es necesario el conjunto de más fechamientos de los flujos, ya sea por Carbono 14, Ar/Ar o paleointensidad magnética, objetivo que va más allá del fin de este trabajo.

## Capítulo 2 Metodología

---

### 2.1 Antecedentes

Para realizar el mapa de peligros volcánicos por inundación de flujo de lava, se realizó, en primer lugar, una búsqueda bibliográfica que aborda estudios geológicos, de flujos de lava en general (Carracedo y Pérez-Torrado, 2015) y otros que presentan los límites de los flujos de lava en el Pico de Orizaba (Carrasco-Núñez, 1997; Carrasco-Núñez, 2000; Macías, 2005). También se utilizaron otros estudios de flujos de lava para comparar los parámetros morfométricos obtenidos (Stevens *et al.*, 1999; Soto y Sjöbohm, 2005) e identificar la morfología de otras lavas históricas (Gómez-Tuena *et al.*, 2005). Además, se compiló información acerca de los modelos de flujos de lava, como los hechos en el Mt. Etna con los modelos *ELFM* (*Etna Lava Flow Model*; Damiani *et al.*, 2006) y *MAGFLOW* (Del Negro *et al.*, 2008); y otros que no especifican el nombre del modelo, pero sí su cálculo utilizados en las islas Canarias, particularmente en Lanzarote (Felpeto *et al.*, 2001), en el Miyakejima, Izu-Oshima y otros volcanes en Japón (Ishihara *et al.*, 1990).

A continuación, se describen los pasos que se siguieron para definir los flujos a simular, seleccionar las variables que permitieran comparar la actividad efusiva del Pico de Orizaba con otros volcanes (como su viscosidad), precisar las características elementales del simulador utilizado (*ELFM*) y se presenta la selección de los flujos específicos manipulados para calibrarlo.

### 2.2 Selección y morfometría de flujos de lava

Para poder simular flujos de lava, de acuerdo con muchos simuladores, solo se requiere un foco emisor y un mapa de relieve o modelo digital de elevación. Pero para poder definir los alcances, focos emisores y rutas de emplazamiento es muy

importante recrear algunos de los flujos reales. Por esta razón fue necesario reconocer los flujos recientes y definir sus características morfométricas elementales.

Para crear el mapa de flujos de lava del volcán Pico de Orizaba fueron empleadas las cartas topográficas de Coscomatepec, Orizaba, Cd. Serdán y San Salvador el Seco (Claves: E14B46, E14B56, E14B55, E14B45, respectivamente; INEGI, 2015). Para tener un manejo eficiente de la información vectorial se unieron los mapas topográficos, por medio de la herramienta "*Merge*" y se creó un polígono que delimitó la zona de estudio, en donde se tomó en cuenta los flujos más distales al centro emisor con lo cual se incluyó a la estructura completa, todo esto en el Sistema de Información Geográfico (SIG) ArcGis (Esri®; con licencia adquirida por la UNAM por parte del Instituto de Geofísica). Para eliminar la parte sobrante de las cartas topográficas se utilizó la herramienta "*Clip*" (módulo en el SIG que permite extraer la información de un polígono cualquiera).

Una vez delimitada la zona de estudio se procedió a crear un Modelo Digital de Elevación (MDE) con la herramienta "*Topo toRaster*"; con el fin de obtener la base para extraer las variables morfométricas. Posteriormente se realizó un modelo sombreado de falso relieve, por medio de la herramienta "*Hillshade*". Con los datos vectoriales y el apoyo del mapa de flujos de lava publicado por Carrasco (1997) se delimitaron los flujos de lava; además se tomaron en cuenta los rasgos morfológicos típicos (ej. Margen, frente de lava, *levees*, crestas de compresión, geometría lobular, etc.) (Fig. 9).

De acuerdo con Carrasco-Núñez (1997), el volcán presenta 14 unidades, definidas como sucesión de flujos de lava, clasificados en flujos simples y masivos (algunos en bloques y en campos). De estos flujos y de acuerdo con los parámetros de selección y en concordancia con los nuevos límites propuestos (Fig. 9), descritos anteriormente (véase apartado -Lavas recientes del Pico de Orizaba), se seleccionaron cuatro unidades de flujo (SI1, SI2, Sbl3 y el Sbl1 de acuerdo con la clasificación de Carrasco, 1997; LN-1 y LN-2, ISO-1 y el CS-1 de acuerdo con el

presente estudio, respectivamente) dos largos, localizados al Norte y Noreste del cráter, uno intermedio al Suroeste y uno corto emplazado al sur(Fig. 8 y 9).

Después de trazar todos los flujos de lava reportados en la literatura científica y los interpretados con las imágenes de satélite, se seleccionaron aquellos con las características necesarias para realizar el trabajo. Dichas características fueron (las últimas 3 se midieron a partir del SIG y en trabajo de campo):

- Edad: Se pretendió escoger los flujos emitidos en tiempos recientes (Pleistoceno Medio; Carrasco-Núñez, 1997). Ya que en ellos la delimitación a partir de rasgos morfológicos primarios es más sencilla y clara.
- Composición: El simulador de flujos de lava a utilizar en el presente trabajo, ha mostrado buenos resultados en emisiones de composición intermedia (Micheli, 2003). Esto no significa que sólo se puede utilizar de acuerdo con una composición; para nuestra utilidad se seleccionó flujos de lava con datos geoquímicos publicados.
- Cubierta o modelado: Se seleccionaron los flujos que no tuvieran una potente cobertura de ceniza o que hayan sido modelados de forma considerable. Es decir, flujos con rasgos superficiales primarios.
- Longitud: Los flujos de lava del Pico de Orizaba han sido muy estudiados, pero algunos de los límites conocidos no son tan claros (Carrasco-Núñez, 1997). Por tal motivo, fue difícil considerar un rango o promedio en sus longitudes. De acuerdo con el objetivo del trabajo, se planteó presentar futuros escenarios de amenaza, por lo que se determinó simular flujos de corto alcance (ca. 3 km), alcance intermedio (ca. 5 km) y de largo alcance (<10 km).
- Espesores: Se seleccionaron flujos con espesores mayores a 10 m (aunque el promedio de espesor encontrado en los flujos fue > 40 m), la principal razón de este valor fue que la resolución espacial mínima de los datos de INEGI es de 15 m, por ende, flujos con espesores menores no aparecen de forma clara en el MDE.

- Amplitud: Es la longitud perpendicular a la dirección del flujo. En los flujos de corto alcance se tienen amplitudes que van de 400 a 800 m, siendo la parte distal del flujo más ancha. En cambio, para los flujos de largo alcance la amplitud es prácticamente constante, con valores que van de los 300 a 540 m.

### 2.3 Parámetros físicos de los flujos de lava

La morfología de los flujos de lava y su emplazamiento dependen de múltiples factores internos como externos. Las dimensiones y rasgos morfológicos en los flujos de lava son usados comúnmente para inferir las propiedades reológicas del material emitido (Chevrelet *al.*, 2013). Para comprender este postulado, es importante saber que el magma no se comporta como un fluido Newtoniano, es decir, no se comporta como un fluido en el cual su gradiente de velocidad depende directamente del estrés aplicado (Rutherford y Gardner 2000). Es necesario rebasar un umbral de estrés inicial mayor a “x” para que inicie su movimiento, este estrés es generado por el empuje o presión que ejerce la tasa de ascenso del magma. Esta tasa de ascenso está en función de la presión de la zona dealmacenamiento, propiedades físicas del magma como densidad y viscosidad, diámetro del conducto y la resistencia a fluir por el conducto que conecta a la cámara magmática con la superficie (Rutherford y Gardner 2000). El contenido de gases o burbujas y el grado de cristalización pueden variar en el fundido debido a la velocidad de ascenso (rápido o lento). La transición de actividad explosiva a efusiva puede deberse a la pérdida de gases por exsolución, durante el ascenso del magma (Jaupart y Allègre, 1991). Esta desgasificación, también puede incrementar la cantidad de cristales en el magma; magmas ricos en cristales son comúnmente más viscosos, lo que modificará el avance (Rowland y Walker, 1988) y determinará el tipo de flujo de lava y demás texturas morfológicas (Kilburn, 2000).

Para obtener estos parámetros, fue necesario compilar la información geoquímica publicada (en Carrasco-Núñez 1997) de los flujos de lava recientes. El rango de

composición en los flujos va de 60.15 a 65.88% SiO<sub>2</sub>. Existen otras publicaciones que muestran datos geoquímicos, como el de Robin y Cantagrel (1982), Carrasco-Núñez (2000) y Schaaf y Carrasco-Núñez (2010). Sólo fueron requeridos los datos de las lavas delimitadas en este trabajo (Fig. 9). Respecto a la cristalinidad de las lavas, en promedio tienen 33% de volumen de fenocristales (promedio obtenido restando los valores máx. y min.), de acuerdo con los datos reportados por Carrasco-Núñez (1997) (Tabla 3). Algunos valores se encuentran por debajo de la media para flujos de lava de composiciones acidas, pero la mayoría cae dentro del promedio (<5% basaltos y riolitas, 30 a 50% andesitas y dacitas; Griffiths, 2000).

Tabla 3. Porcentaje de cristales y pendiente sobre la que se emplazaron las lavas recientes del Pico de Orizaba (Completado de los valores obtenidos por Carrasco, 1997).

Unidad de flujo*	Unidad de flujo*	SiO <sub>2</sub> (wt%)	Vol % fenocristales*	Volumen (m <sup>3</sup> ) x10 <sup>-6*</sup>	Volumen* (m <sup>3</sup> )x10 <sup>-6</sup>	Pendiente (°)
SI1	LN-2	60.15	11	73	73 (124*)	14
SI2	LN-1	60.50	15	35	35	13
SI3	Nd	62.40	19	4	4	17
Sbl1	CS-1	63.02	28	38	38 (63*)	25
Sbl2	CS-8	63.15	40	33	33	25
Sbl3	ISO-1	63.37	47	130	130 (200*)	11
Sbl4	IN-2	62.82	42	46	46 (81*)	19
Sbl5	LN-3 y 4	63.03	39	406	406	13
Mb1	CO-2	64.03	30	6	6 (14*)	33
Mb2	CSO-3	62.54	31	52	52 (27*)	22
Mb3	CSO-4	63.85	29	275	275 (53*)	16
Mb4	IS-3	64.97	36	319	319	18
Mb5	CO-5, 6 y 7	64.10	40	84	84	21
Mm	CE-9 y 10	65.88	52	48	48	31

nd= no dato

• (Pendiente máx) y promedio por la que fluyó la lava, obtenida de la paleo-topografía realizada en este trabajo.

\* Datos publicados por Carrasco-Núñez, 1997.

\* Presente estudio.

La viscosidad y densidad de los flujos de lava se calcularon por medio del programa "Magma" de Ken Wohletz disponible en <http://www.ees1.land.gov/Wohletz/Magma.htm>, basado en el modelo de Bottinga y Weill (1972). Este programa también determina la densidad y temperatura del magma. Estos parámetros son útiles al momento de interpretar la velocidad del flujo de lava y la

tasa de emisión, aspectos importantes al momento de discutir distintos escenarios de peligros del tipo: flujos de lava.

Por otra parte, al asumir que los flujos de lava se comportan como un fluido de tipo Bingham (fluido viscoso que posee una tensión de cizalla que debe excederse antes de fluir -Oxford, 2013), es posible usar el ancho del flujo y sus *levees* para calcular la tensión de cizalla del fluido (Hulme, 1974). Para obtener el valor de tensión de cizalla se utilizó la fórmula utilizada por Pyle y Elliot (2006):

$$Y=hg\rho(\text{sen}\alpha)$$

En donde,  $h$  es el espesor,  $\alpha$  es la pendiente y  $\rho$  es la densidad total. Es posible descartar el ángulo y obtener el valor  $Y$  si se toma el ancho ( $W$ ) del *levee*:

$$Y= \rho gh^2/W$$

El resultado de los cálculos obtenidos para los flujos de lava estudiados se presenta en el siguiente capítulo.

## **2.4 Reconstrucción de curvas de nivel y extracción de volúmenes de flujos.**

Para calibrar el simulador de flujos de lava, primero hay que reconstruir con el mayor detalle, un flujo conocido emitido por el volcán a estudiar, para esto es necesario reconstruir la topografía que tenía antes de ser ocupado por el flujo. Por esta razón, una vez seleccionados los flujos de lava, se pasó a extraer las curvas de nivel al interior de cada flujo, con el fin de recrear la paleo-topografía de emplazamiento. Para este proceso fue necesario cortar el interior de las curvas de nivel de los flujos seleccionados ("*cut polygons*" con los límites del flujo seleccionado y extracción con la herramienta "clip"), así se tuvieron curvas de nivel sin el flujo LN-1 y 2, otro sin el ISO-1 y un último sin el CS-1 (Fig. 9). De esta manera se obtuvieron mapas con curvas de nivel de todo el volcán, pero sin las curvas de los flujos seleccionados.



Para la recreación de la paleo-topografía, se siguieron algunos criterios:

- En primer lugar, se selecciona la curva cortada, con el fin de identificar el inicio y fin de reconstrucción de cada curva (Fig. 10).
- No exagerar los rasgos o la rugosidad del relieve, por lo que corresponde guardar una continuidad morfológica y/o geométrica con el relieve circundante (Fig. 11).
- La curva recreada debe invertir la topografía actual; es decir, cuando se presenta una geometría convexa en la realidad, se reconstruye una geometría ligeramente cóncava (Fig. 12).
- La curva de reconstrucción nunca debe exceder la topografía real; es decir, no se debe incrementar el relieve en la reconstrucción topográfica (Fig. 13).

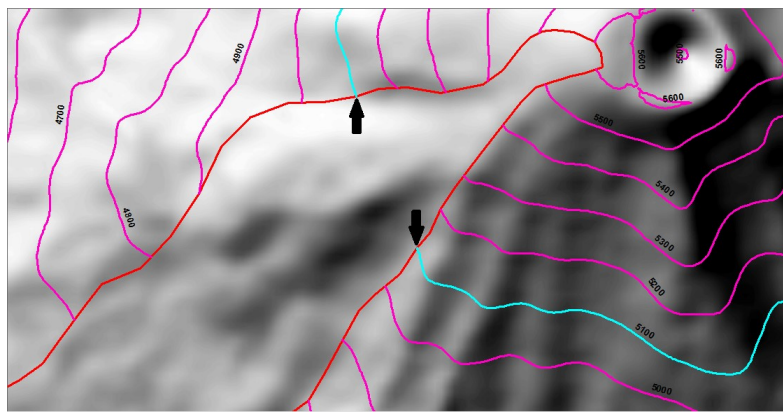


Fig. 10) Modelo Digital de Elevación (MDE) que muestra el flujo seleccionado (ISO-1) sin las curvas de nivel y la selección de la curva a reconstruir.

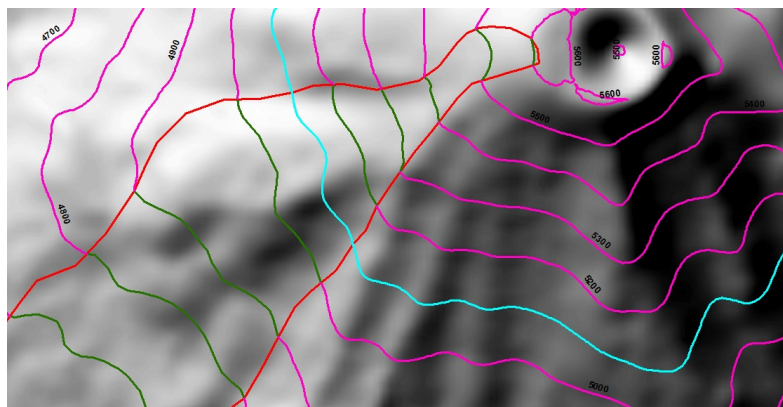


Fig. 11) MDE que muestra el paleorelieve de ISO-1 en color verde y el relieve circundante en color rosa. Se respetó la continuidad morfológica de la curva señalada en color turquesa.

- Cada curva de nivel debe tener una continuidad en sus características elementales vertidas en la tabla de datos del mapa. Es decir, hay que asignar el valor de altura de la curva con la que se conecta (Fig. 14).

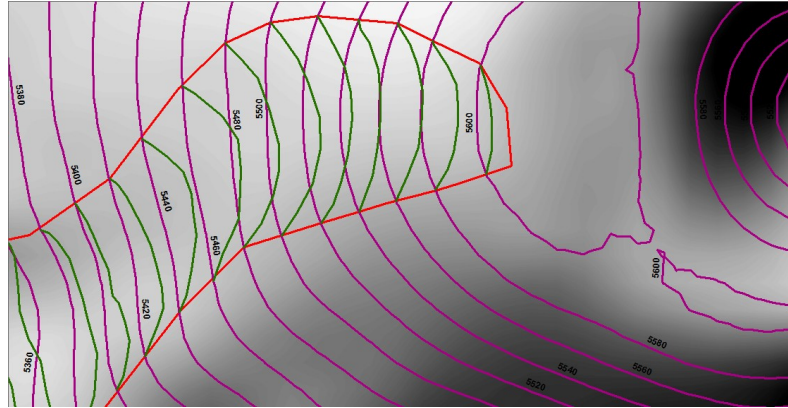


Fig. 12) Inicio de la lava ISO-1 muestra las curvas del paleorelieve en verde invertidas a las de la topografía que se encuentra actualmente.

- Como el objetivo es reconstruir una topografía por donde se emplazó un fluido, se intenta forzar la presencia de concavidad y no de convexidad. Es decir, se reconstruye la topografía por donde el flujo pueda descender y no detenerse o bifurcarse. Por esta razón, cuando el relieve actual demanda una geometría positiva, se decidió asignar una geometría recta o plana (Fig. 15).

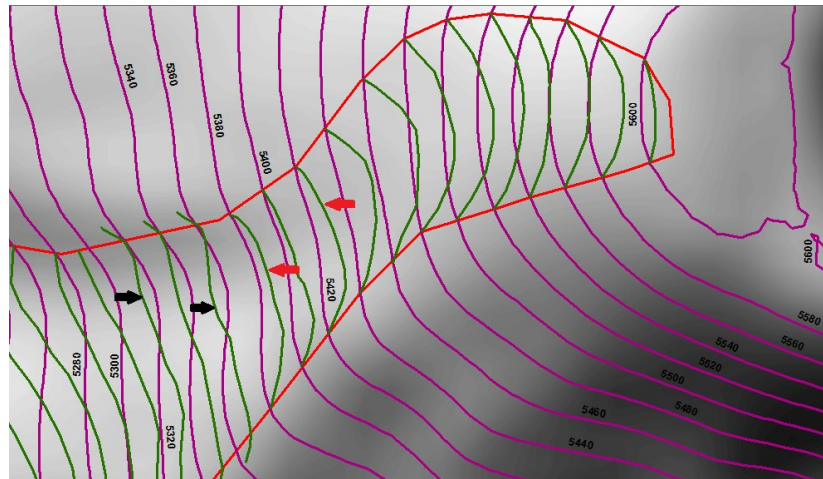


Fig. 13) Se muestra con flechas negras como la topografía recreada rebasa a la actual lo cual provocará que el terreno se eleve y no permita el paso de la lava. Con flechas rojas se muestra la topografía de forma correcta.

- En algunos casos, para no tener que “imaginar” como fue la topografía, se seleccionaron tramos o sectores de curvas de nivel periférico, mismos que se superpusieron a los espacios vacíos y se usaron como guía (Fig. 16).

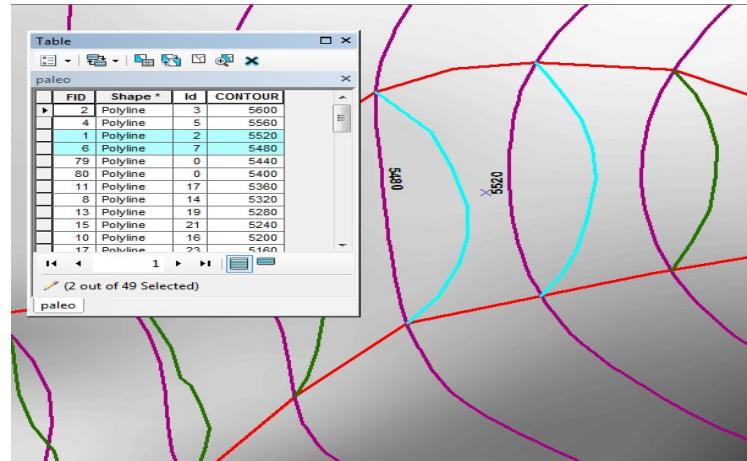


Fig. 14) Dentro de la tabla de atributos se escribe el valor que tiene la curva preexistente en la curva creada.

- La reconstrucción debe partir del trazo de guías, en este caso se reconstruyeron en primer lugar las curvas maestras (cada 100 m). El orden de reconstrucción siempre fue de las curvas con menor altitud a las de mayor (Fig. 17).

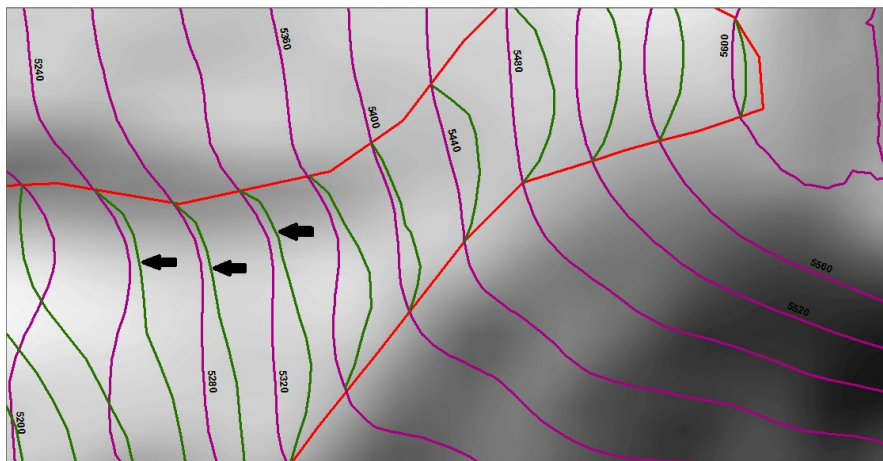


Fig. 15) Las flechas en negro muestran el paleorelieve de forma plana en zonas donde la topografía actual da una forma convexa.



- En algunos casos, es útil el trazo de una línea que una el inicio y fin de la curva a reconstruir. De esta manera se tiene una línea de referencia para la reconstrucción. Otro aspecto importante es que siempre se usan dos mapas de curvas de nivel, 1 con las curvas reales; 2 sin las curvas del flujo o curvas de reconstrucción (Fig. 17).

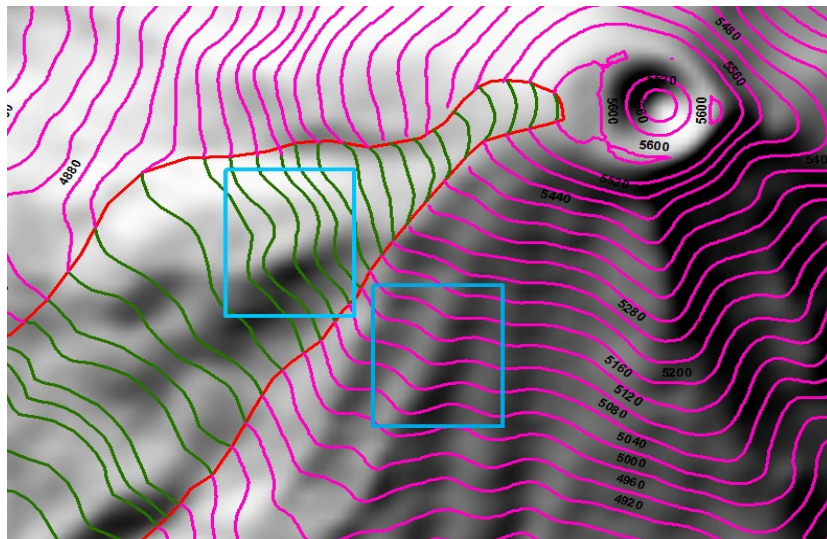


Fig. 16) Los rectángulos azules muestran las curvas en rosa que se usaron de guía para la construcción del paleorelieve en verde.

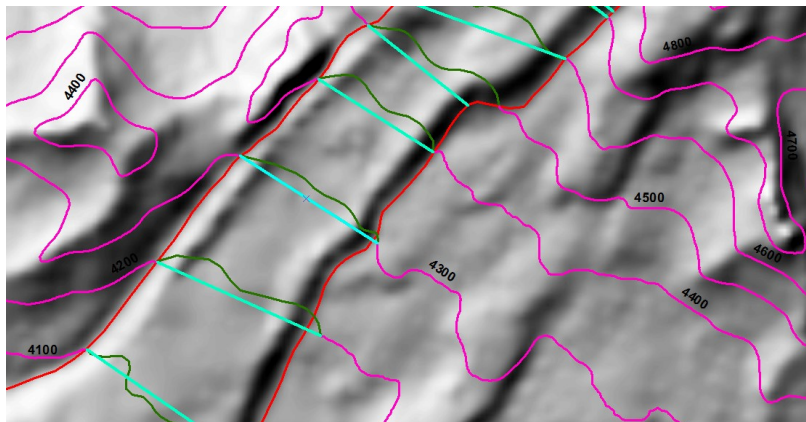


Fig. 17) Las líneas en color verde claro muestran la línea guía, así como el principio y final de la curva a reconstruir; también se muestran las dos capas a utilizar, en verde la capa de reconstrucción y en rosa las curvas del relieve circundante.

Para el cálculo de volúmenes de los flujos de lava, se decidió contrastar los valores por medio de los dos métodos más prácticos: el volumen de un

paralelepípedo y la resta de los mapas topográficos. El primer método requiere darle una forma geométrica elemental, al flujo de lava de este modo es posible emplear la siguiente fórmula:

$$V=L *H*W$$

En donde L= largo; H= altura y W= ancho. Debido a que no se tiene una homogeneidad a lo largo del flujo en los valores del ancho y el espesor, se requiere fragmentar la lava en cada zona donde existe un cambio en los valores, de este modo el volumen total de las coladas es la suma de los volúmenes parciales (Gho-Inzunza, 2013).

El método de cálculo de volumen por sobreposición de mapas topográficos se realiza comúnmente en cualquier SIG. En este trabajo se siguieron los pasos reportados en Guilbaudet *al.* (2012), y Chevrelet *al.* (2015), que usan el módulo “*Surface Difference*” a partir de modelos tipo TIN (*Triangular Irregular Networks*, por sus siglas en inglés), en los casos que se tengan reconstrucción de curvas de nivel.

## 2.5 Criterios y programas usados para la simulación

El simulador utilizado en el presente trabajo es *ELFM* (Damiani *et al.*, 2006), que como se mencionó anteriormente solo requiere un modelo digital de elevación y la información geológica detallada de las erupciones pasadas.

Para alimentar este simulador fueron necesarios de acuerdo con Micheli (2003) son mapas en formato *GRID* y los focos emisores en formato *ASCII*. Por esta razón una vez reconstruidas las curvas de nivel se transformaron en formato *ASCII* y se eliminan los decimales obtenidos de las celdas.

- El archivo *shape* del paleorelieve generó un MDE, con una resolución de 20 m al pixel.

- El MDE obtenido fue transformado a un GRID. Con la herramienta *File/ ExportRaster and Elevation Data/ ExportSurferGrid (v6)*. En este paso se eliminaron los decimales y de este modo se obtuvieron filas y columnas, mismas que nos servirán posteriormente para localizar los focos de emisión de las lavas.
- Para poder abrir el archivo en el programa *ArcGis* y transformar el tamaño de la celda, se convirtió el archivo *GRID* a *Arc ASCII*.
- Por último y para asegurar que el *ASCII* final no tenga decimales, con el programa *ArcGis* se transforma el archivo *Arc ASCII* a *raster* con las herramientas *Conversion Tools/ ToRaster/ ASCII toRaster*; la última casilla debe permanecer en la opción *INTERGER* (Fig. 18). El *raster* resultante se convirtió a un nuevo *ASCII* pero se le dio formato *.txt* para emplearse en el simulador, esto a partir de la siguiente ruta: *Conversion Tools/ FromRaster/ Raster to ASCII* (Fig. 19).

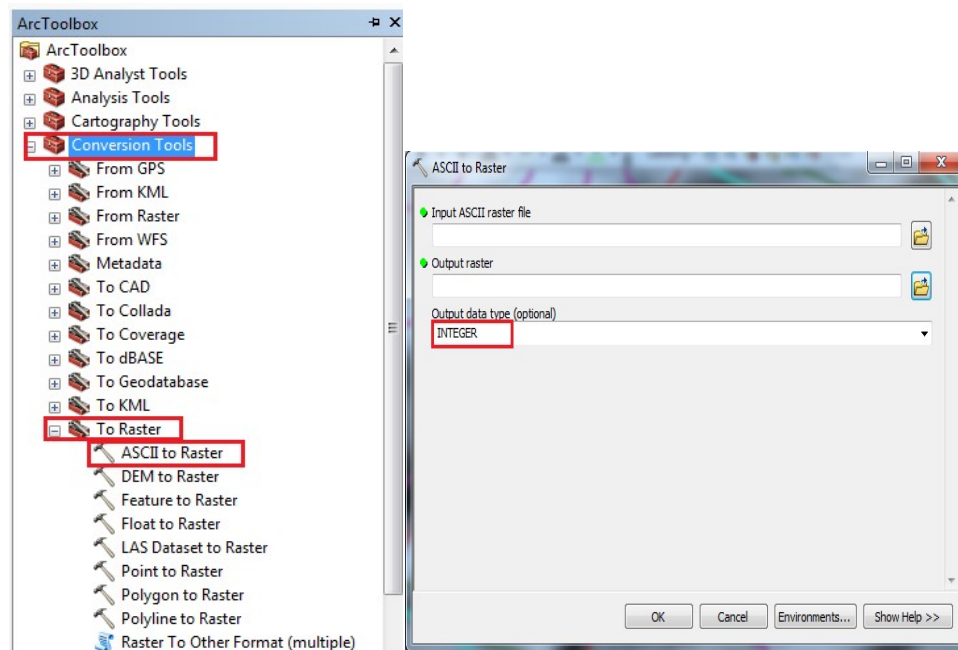


Fig. 18) Herramientas usadas en el programa Arcgis para la transformación de *ASCII* a *raster* y se deja la última casilla con la opción *INTERGER*.

## ModeloELFM

El modelo de simulación *Etna Lava Flow Model (ELFM)* por sus siglas en inglés fue creado para simular el avance de un flujo de lava a través de las laderas del volcán Etna (Damiani *et al.*, 2006). El ELFM tiene como base el trabajo de evaluación de peligros por flujos de lava aplicado al volcán Lanzarote, por Felpeto y colaboradores (2001); el cual es un modelo probabilístico a partir de un cálculo de rejilla por efecto de cercanía con el foco de emisión, por describirlo muy simplemente. El modelo consiste en crear un escenario en el cual un flujo de lava se encauza sobre alguno de los valles o cañadas del edificio, lo que lo hace fuertemente dependiente de la topografía (Damiani *et al.*, 2006).

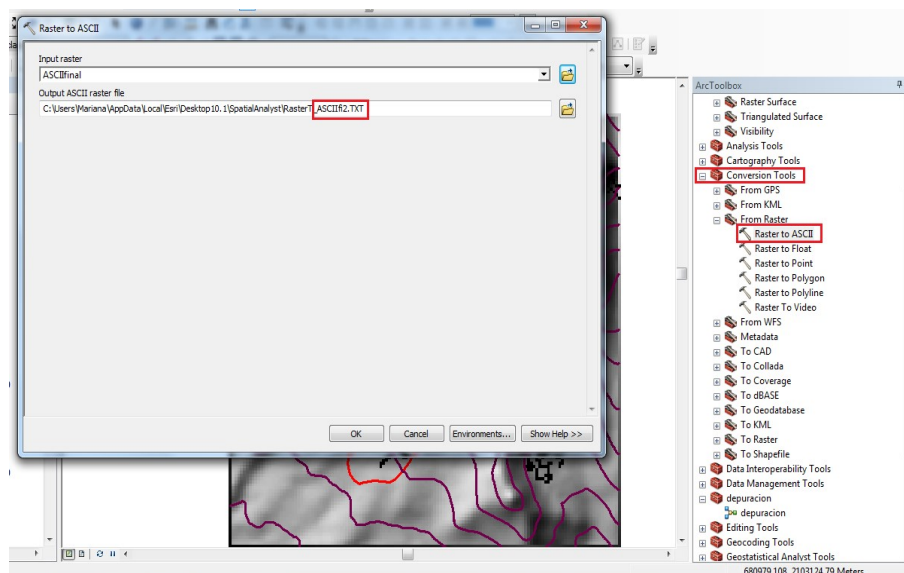


Fig. 19) Conversión del *raster* a *ASCII.TXT* para poder emplearse en el programa *ELFM*.

Los requerimientos, descritos por Damiani *et al.* (2006), son 1- Adquisición y organización de la información topográfica; 2- Software en el que se implementa el algoritmo; y 3- Validación de modelo. El algoritmo que utiliza el ELFM está basado en el software *Gravit* (Felpeto *et al.*, 2001) y calcula una serie de rutas por las que es posible que descienda un flujo de lava, para posteriormente asignar a cada punto de esa región, una probabilidad de que sea invadido por un flujo por efecto de la cantidad de iteraciones que presentan valor de ocupación. La lava se

propaga desde la celda que conforma el punto emisor y la siguiente celda se selecciona asignando primero una probabilidad dependiente de la pendiente a las ocho celdas vecinas y luego seleccionando al azar una de las celdas candidatas para que ese valor sea positivo.

El cálculo de la ruta termina cuando uno de los casos siguientes:

- la altura de la celda cubierta por la lava flujo es menor que la altura de las dieciséis celdas circundantes.
- se ha calculado un número máximo de celdas
- el procesamiento de la vía de transmisión es impedido (por ejemplo, la ruta ha alcanzado el borde del mapa).

Para inicial para correr el simulador *ELFMse* necesita definir una fuente de emisión, para esto, se utilizó el programa *Arcgis*, en donde se creó un nuevo archivo *shape* de puntos. El foco emisor por excelencia es el cráter. Para obtener las coordenadas en metros del centro del punto creado, se requirió la herramienta *Identify*(Fig. 20). El mapa en formato *GRID* se despliega para obtener una rejilla, en donde se localiza la coordenada más cercana al punto obtenido en *ArcGis*(Fig. 21); cabe mencionar que se toman los valores más cercanos.

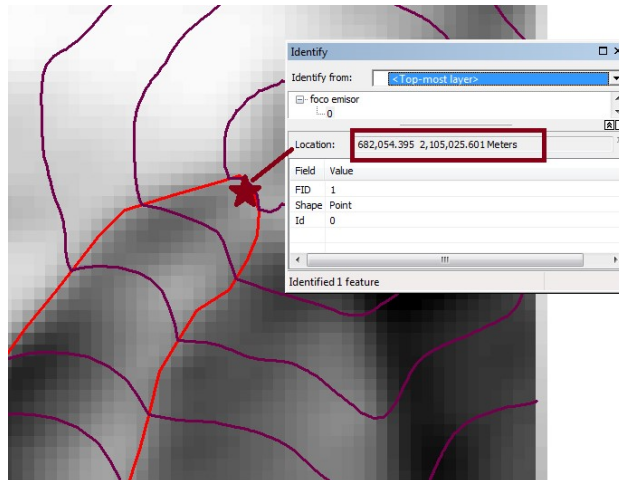


Fig. 20) Localización en metros del punto emisor en el programa *Arcgis*.



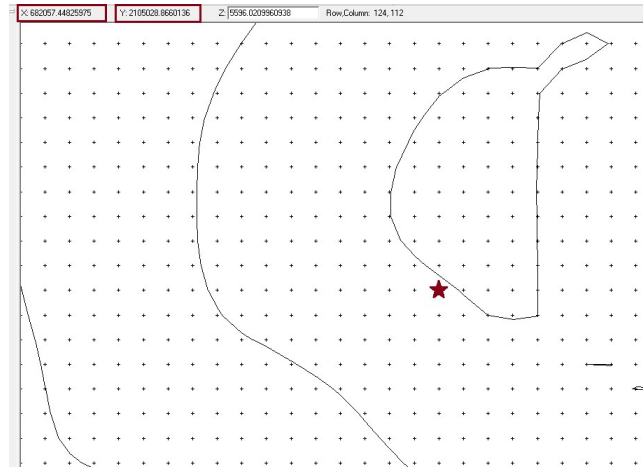


Fig. 21) Matriz de cruces desplegada en el mapa formato GRID. Los recuadros rojos muestran las coordenadas “X” y “Y” del punto emisor propuesto, las cuales cambian un poco con respecto a las coordenadas obtenidas en Arcgis.

Debido a que el simulador, reconoce el punto inicial en una matriz de datos no georeferidos, se vuelve necesario una vez localizado el punto emisor, coleccionar los valores de fila y columna (*RowyColumn*). Esto se hizo al restar el número total de cruces en fila contra su valor total (Fig. 22).

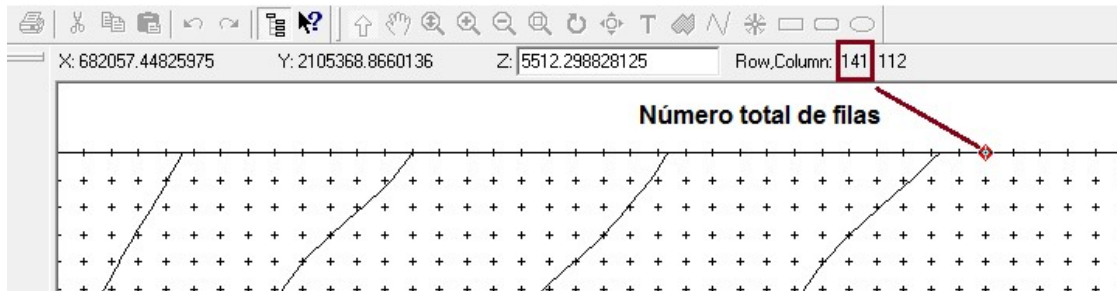


Fig. 22) Para obtener el número total de filas se pone el cursor en la última fila de cruces del mapa y se toma el valor que aparece en la parte de arriba. A este valor se le resta el valor de *Row* del punto emisor por lo tanto la operación fue la siguiente:  $141 - 124 = 17$  el resultado se plasmó en la ecuación como el nuevo valor de “Y”.

El resultado es el nuevo valor de “y”, de este modo se puede computar el foco y se guarda el documento para posteriormente poder correr el simulador, por medio de la siguiente ruta de programación:

```
C:\SIMULATOREETNA2\etna_DOS.exe [-h 40] [-l 1000] [-m 160] [-o 5picoSbl1.asc] [-p 2] [-x 112] [-y 17] -i pico_ascii.txt
```

En donde, de acuerdo con Micheli (2003) **-h-** es la altura o espesor promedio del flujo de lava seleccionado, **I-** indica el número de caminos a calcular durante la simulación, **m-** indica el número de celdas que puede ser cruzado durante la iteración, **o-** indica el nombre con el que se guarda esa prueba en formato ASCII, **p-** “proporcionalidad”, valor que modela el incremento de la cota (altura) de crecimiento del frente de lava en las celdas (el programa acepta tres valores posibles: 0 factor correlativo constante; 1 factor correlativo variable a un incremento lineal; 2 factor correlativo variable a un incremento logarítmico), **x- y-** coordenadas métricas en una matriz de datos ASCII, **i-** archivo de entrada (modelo digital de elevación en formato *ASCII*).

El documento creado con el simulador *ELFM* despliega un mapa en donde se computó el número de ocasiones en las que los pixeles cumplen con la probabilidad de que fluya la lava a partir de la pendiente. El mapa al tener el valor de 0 como la probabilidad más baja, se muestra en una capa en negro. Para poder ver si el modelo encajo el flujo en los valles deseados, se despliega la información modificando la simbología y se pide que estreche el rango de valores de acuerdo con el número de iteraciones utilizado (Fig. 23).

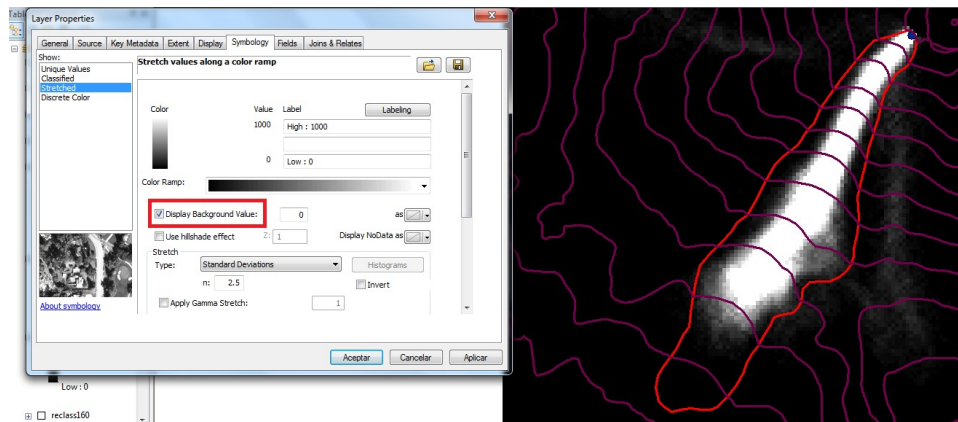


Fig. 23) Se muestra el resultado del modelo obtenido en el *ELFM*, el mapa resultante no permite ver el modelo sombreado por lo que es necesario activar las opciones “*Stretched*” y “*Display Background Value*” para tener una gama de negro a blanco para los pixeles donde corrió el programa.

Por último, se comprueba si el modelo encaja con los flujos reconstruidos y si no es el caso se corrigen las curvas de nivel en donde no encaja el modelo y se repite toda la operación las veces que sean necesarias (Fig. 24).

Una vez obtenida la simulación deseada se realiza una depuración de los datos, y se estableció un rango del 0.5% de iteraciones en donde fue removida la zona que tuviera un valor igual o menor a 5 esto con el fin de no incluir aéreas sobreestimadas en los resultados y que el modelo sea lo más exacto posible (Damiani *et al.*, 2006; Martin del Pozzo *et al.*, 2017).

Para esto se usó la opción *Conversiontools/ toraster/ ASCII toraster*. Una vez obtenido se reclasifican los valores en *3D Analysttools/ Rasterreclass/ reclassify*, se coloca el *ASCII* convertido a formato *raster* y se le asignan los valores deseados.

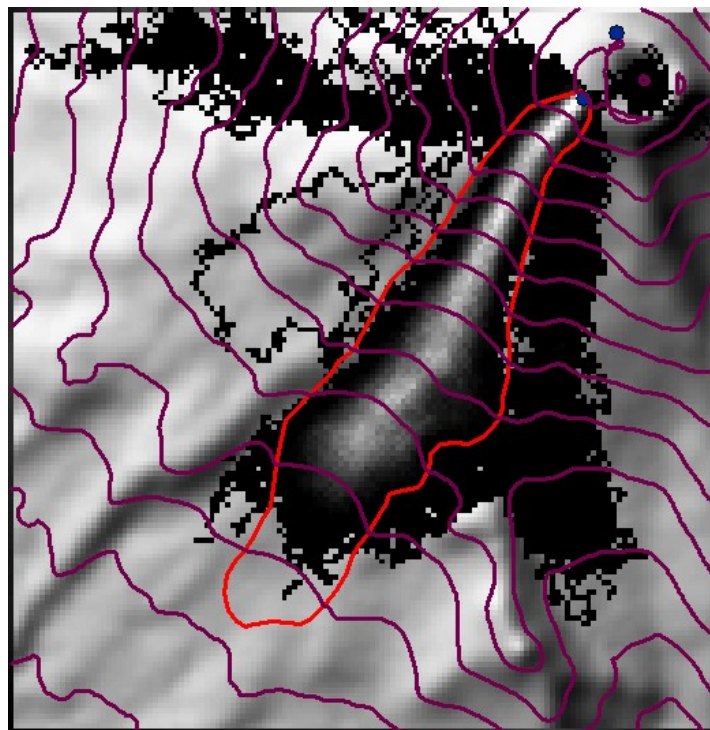


Fig. 24) Mapa con el modelado del flujo de lava CS-1. Los píxeles en negro nos muestran las zonas por donde el nuevo flujo de lava descendió desde el cráter por lo que al no encajar en la zona que teníamos delimitada en color rojo se repitieron los pasos anteriores corrigiendo las curvas de nivel.

Este procedimiento se realizó en los tres flujos recientes seleccionados, con el objetivo de calibrar el simulador y modificar las variables mencionadas anteriormente. Esto con el fin de reproducir lo más fielmente, los flujos conocidos. Una vez obtenidas las variables para cada escenario (flujo corto, intermedio y largo), se dio paso a correr el simulador a partir de distintos focos emisores.

## Capítulo 3. Flujos de lava

### 3.1 Tipos de flujos de lava

Los flujos de lava se clasifican de acuerdo con su morfología final, esto depende del lugar de emplazamiento, la topografía, composición química, viscosidad del magma y el volumen de material emitido. La clasificación de flujos de lava está dividida en cuatro principales que son: pahoehoe, a'a, lava en bloques y lavas almohadilladas (Carracedo & Pérez-Torrado, 2015) (Tabla 4). Para el caso de magmas ricos en sílice y alta viscosidad existen los domos, divididos en endógenos y exógenos (Macías y Capra, 2005).

Tabla 4. Principales grupos de morfología de lavas (tomada de Carracedo & Pérez-Torrado, 2015).

Ambiente de emplazamiento	Morfología	Composición del magma
Subacuático	Almohadillada	Todas las composiciones
Subárea	Pahoehoe	Básicos
	A'a	Básicos
	En bloque	Intermedios y ácidos

Las lavas del Pico de Orizaba son de composición intermedia, entre andesitas y dacitas. Son flujos con una morfología en bloques, los cuales se caracterizan por tener una superficie fragmentada en bloques que alcanzan más de 2 metros de diámetro (Carracedo & Pérez-Torrado, 2015). Para el caso del Pico de Orizaba, los bloques son sustancialmente mayores (Fig. 25).

Debido a que la viscosidad es mayor en las lavas en bloques que en las lavas A'a o *pahoehoe*, estas son de corto alcance, pero gran espesor; sin llegar a formar tubos volcánicos como las lavas *pahoehoe*, en cambio forman paredes laterales conforme avanza el flujo conocidos como *levees* (Carracedo & Pérez-Torrado, 2015) producto del empuje de la brecha frontal o de un efecto de “*squeeze-up*” al centro del flujo mismo.

Los flujos de lava del Pico tienen un patrón de distribución particular. Las lavas que Carrasco-Núñez (1997) clasifica como de tipo simple y renombradas aquí como flujos Largos Norte(LN-1 y LN2) descendieron a través de valles que se acuñaron en su fondo, lo que les permitió formar diques laterales prominentes (*levees*) que alcanzan más de 25 m de altura. Esto hace que los flujos tengan un perfil donde la parte media, en relación con sus flancos, se muestra hundida (Fig. 26).



Fig. 25) Típica morfología en bloques de las lavas del Pico de Orizaba, fotografía del frente sur del flujo CS-1 (se muestra a 4 personas -con colores café, negro, rojo y azul- al centro). Los bloques que constituyen el frente del flujo tienen tamaños mayores a los 5 m.

Los flujos simples que dividen la Dacita Malacara, aquí nombrados flujos Corto 12 y Largo 5 al Este(CE-12 y LE-5), así como el flujo Intermedio 6 al Sur (IS-6), descendieron por barrancos profundos que aparentemente, lo incrementaban conforme descendían por las laderas del volcán. Los flujos de bloques simples Cortos 1 y 2, e Intermedio 1 del Sur(CS-1 y 2, ISO-1) que corresponde a el pulso Dacita Orizaba, junto con los flujos Largo 3 y 4 emplazados en el mismo flanco (LS-3 y 4), muestran sus característicos *levees*, con una superficie muy rugosa y un frente de flujo más ancho (Fig. 27).

Por otro lado, los flujos de bloques simples IN-2, IN-5 Y CN-11 descendieron por el flanco Norte. Los campos de flujo de bloque múltiples CO-2, CSO-3, CSO-4



CO-5, 6 y 7, IS-3 se encuentran en las zonas proximales al cráter del flanco Sur y Oeste (Fig. 28); Carrasco-Núñez (1997) reporta que estos flujos están parcialmente cubiertos por hielo glacial, así como el flujo que corresponde a la Andesita Vaquería (IN-4) localizado en el flanco Norte. Los campos de flujo múltiples masivos CE-9 y 10, formaron una secuencia de lavas que fueron emanadas aparentemente en un sólo episodio eruptivo (Carrasco-Núñez, 1997).

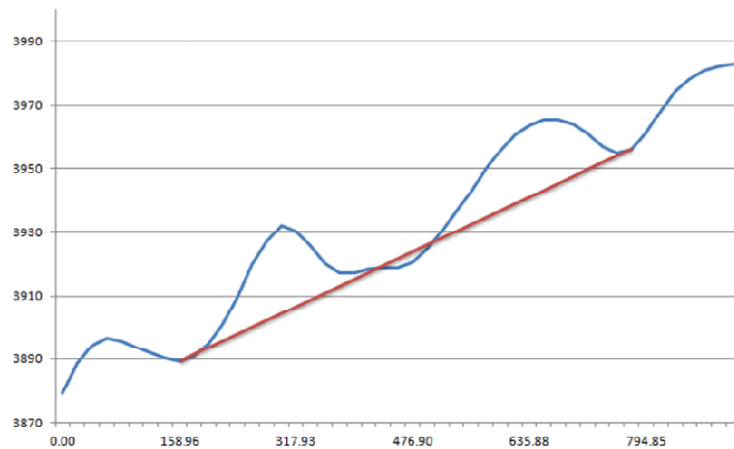


Fig. 26) Perfil transversal de la parte media del flujo LN-2, en donde se pone de manifiesto el incremento de altura de los flancos del flujo, con respecto a su centro aparentemente hundido (línea roja une los límites del flujo). El eje y tiene valores de metros sobre el nivel del mar y el eje x, distancia en metros.

### 3.2 Morfometría de los flujos de lava

Se calcularon algunas de las características métricas más elementales de los flujos de lava estudiados. En primer lugar, se obtuvo la longitud, siendo la medición en línea recta desde el hipotético foco emisor, hasta la parte distal del flujo; el trazo se realiza siempre por el centro del flujo (Tabla 5). Para la obtención del espesor del flujo de lava fue necesario trazar perfiles cada 500m, se consideró que abarcaran una pequeña zona fuera del flujo. Los datos fueron exportados a Excel en donde se sacaron los valores de “Z”, el valor por celda y un promedio de cada perfil. Al final se elaboró un nuevo promedio con los datos

anteriores, lo que dio el espesor para los flujosa estudiar, que en este caso fueron 3 uno para cada escenario.

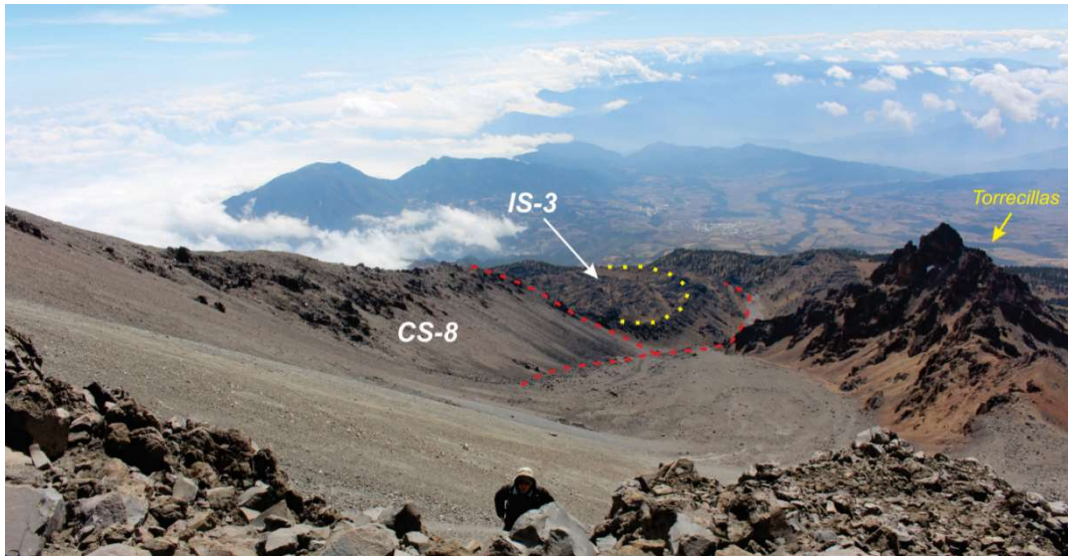


Fig. 27. Fotografía tomada desde el margen oriental del flujo CS-1, en donde se muestra el relicto de una antigua estructura volcánica denominada como Andesita Torrecillas y los flujos Corto sur 8 (CS-8) y el Intermedio Sur 3 (IS-3), la línea punteada roja define los límites de los flujos y la línea punteada amarilla la cresta del *levee*.



Fig. 28) Margen oriental del flujo CSO-3, visto desde la cresta occidental del flujo CS-1 (el manchón blanco en el sector derecho superior, mide aprox. 5 m).



La amplitud fue obtenida por medio de la medición perpendicular a la dirección del flujo, se realizó el trazo en el punto más ancho del flujo. Otro rasgo importante fue la variación altitudinal de ocurrencia del flujo, para esto se colecto el punto más alto y bajo de los flujos delimitados, posteriormente se hizo la resta del valor menor al mayor. Con los valores de longitud del flujo y espesor se consiguió la relación de aspecto o “*aspect ratio*” propuesto por Walker (1973), esta medida expresa las dimensiones relativas de los flujos, sus valores varían de 2 hasta 1000.

Tabla 5. Resumen de los parámetros morfométricos elementales para algunos flujos de lava del Pico de Orizaba.

FLUJO	CLAVE	L (m)	h (m)	AMPLITUD (m)	RANGO DE ALT. (msnm)	DIF. ALT. (m)	L/h
LARGO	LN-1	6608.4	n.c.	492.9	5600-3420	2180	n.c.
LARGO	LN-2	8598.8	28.6	748.4	5600-3000	2600	300
LARGO	LS-3	7746.6	n.c.	1679.9	5600-3040	2560	n.c.
LARGO	LS-4	9668.8	n.c.	1048.5	5600-2680	2920	n.c.
LARGO	LE-5	8327.9	n.c.	819.1	5600-2640	2960	n.c.
INTERMEDIO	ISO-1	5343.3	40.1	1333.7 (841 <sup>x</sup> )	5580-4040	1540	133
INTERMEDIO	IN-2	3236.6	n.c.	481.5	5600-4100	1500	n.c.
INTERMEDIO	IS-3	5142.1	n.c.	1756.5	5600-3720	1880	n.c.
INTERMEDIO	IN-4	3364.4	n.c.	915.3	5600-3860	1740	n.c.
INTERMEDIO	IN-5	3560.2	n.c.	347.0	5600-4020	1580	n.c.
INTERMEDIO	IS-6	3319.1	n.c.	787.7	5600-3900	1700	n.c.
INTERMEDIO	IE-6	4446.5	n.c.	1114.9	5600-3280	2320	n.c.
CORTO	CS-1	2463.4	29.2	623.9 (319 <sup>x</sup> )	5580-4420	1160	84
CORTO	CO-2	1582.7	n.c.	583.6	5580-4660	920	n.c.
CORTO	CSO-3	1522.4	n.c.	726.9	5580-4760	820	n.c.
CORTO	CSO-4	3314.2	n.c.	862.3	5580-4180	1400	n.c.
CORTO	CO-5	2620.9	n.c.	1067.8	5580-4140	1440	n.c.
CORTO	CO-6	2202.7	n.c.	340.3	5580-4380	1200	n.c.
CORTO	CO-7	2834.4	n.c.	571.9	5580-4100	1480	n.c.
CORTO	CS-8	2935.8	n.c.	1070.1	5600-4100	1500	n.c.
CORTO	CE-9	907.8	n.c.	610.0	5600-5020	580	n.c.
CORTO	CE-10	1758.0	n.c.	477.9	5600-4500	1100	n.c.
CORTO	CN-11	1697.9	n.c.	382.2	5600-4540	1060	n.c.
CORTO	CE-12	763.6	n.c.	369.2	5600-4960	640	n.c.

<sup>x</sup> Medido en campo  
n.c. = no calculado

Para los flujos dentro del grupo de Flujos largos, los valores de distancia recorrida fueron 9.6 km para el LS-4 como la distancia máxima, el promedio ronda los 8.16 km, el flujo con menor distancia tiene 6.6 km. La amplitud obtenida para este grupo tiene valores de 1.6 hasta 0.49 km, con un promedio de 0.9 km. La variación o caída altitudinal de los flujos, evidentemente, es la mayor de los tres

grupos, con un valor máximo de 2.96 km, con un promedio de 2.6 km y un mínimo de 2.18 km. La relación de aspecto también muestra el valor más elevado con 300 para el flujo LN-2.

Para el grupo de los flujos intermedios, los valores de longitud fueron de 5.3 km como máximo, 3.2 km para el mínimo y un promedio de 4.06 km. La amplitud presenta variaciones considerables que van desde los 347 m para el flujo IN-5 y 1756 m para el flujo IS-3, el promedio ronda los 950 m. La distancia vertical recorrida tiene un máximo de 2320 m, mínimo de 1500 m y un promedio de 1750 m. La relación de aspecto es de 133.

Para el grupo de los flujos cortos, los valores de distancia horizontal recorrida fueron, en promedio de 2.3 km. Se tienen dos flujos, CE-12 y CE-9, que no alcanzan el kilómetro de distancia, siendo el valor menor el de 763 m. El valor máximo de longitud fue el presente en el flujo CSO-4 con 3.3 km. La amplitud de los flujos cortos también muestra una gran variación, teniendo flujos con 319 y 390 m (CO-6 y CS-1), pero con un promedio de 615 m y un máximo de 1070 m (CS-8). El desnivel altitudinal recorrido, en promedio es de 1108 m, pero con extremos de 540 a 1500 m. La relación de aspecto bajó a 84.

### **3.3 Aspectos reológicos**

Muestras de rocas reportadas por Carrasco-Núñez (2000) van desde andesitas basálticas hasta riolitas, las más abundantes son andesitas y dacitas. El contenido de sílice reportado por Carrasco-Núñez (2000), para las lavas va de 63% a 66% (Tabla 6). De acuerdo con estos datos geoquímicos, se identificaron las muestras que pueden pertenecer a las lavas analizadas en el presente trabajo (Carrasco-Núñez 2000, no informa las coordenadas de colecta, por lo que sólo se puede presumir que pertenecen a algunas lavas de acuerdo con su Fig. 3). De esta manera, se usaron los datos químicos para las lavas LN-2, CSO-4, ISO-1, CS-8 y LS-3 (Tabla 6). Esta información fue vertida en el programa "MAGMA" de Wohletz para obtener algunos parámetros reológicos importantes, como densidad

y viscosidad. Para tener un mejor acercamiento a estos valores que condicionan el movimiento del flujo, también se utilizó el contenido de cristales reportado por Carrasco-Núñez (1997, Tabla 2). Las lavas presentantexturas, en su mayoría,porfiríticascon presencia de varias fases cristalinas. Tienen una asociación común de cristales de plagioclasa, anfíbol y clinopiroxeno, con ortopiroxeno en menor medida, dentro de una matriz vítrea (Carrasco-Núñez, 2000).

Tabla 6. Análisis químico de elementos mayores para rocas total, de muestras del volcán Pico de Orizaba, reportadas por Carrasco-Núñez (2000).

Núm. muestra	21	43	34	40	72	79	17	18
Unidad	Vaq.	Ori.	Ori.	Ori.	Mal.	Chi.	Chi.	Chi.
Equiv.	<b>LN-2</b>	<b>CSO-4</b>	<b>ISO-1</b>	<b>CS-8</b>	<b>LS-3</b>	s.e.	s.e.	s.e.
SiO <sub>2</sub>	62.82	64.02	64.07	65.27	64.54	62.87	64.16	64.71
TiO <sub>2</sub>	0.63	0.57	0.57	0.57	0.55	0.58	0.59	0.53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.87	16.87	16.81	16.68	16.78	17.56	17.19	17.22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.59	4.18	4.22	4.09	4.12	4.04	3.96	3.92
MnO	0.08	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07
MgO	1.67	1.42	1.64	1.37	1.35	1.34	1.47	1.48
CaO	5.27	5.11	4.82	4.99	4.79	5.37	5.50	5.35
Na <sub>2</sub> O	4.45	4.66	4.62	4.33	4.46	4.52	4.63	4.80
K <sub>2</sub> O	2.15	2.08	2.22	2.04	2.19	1.86	1.87	1.67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.17	0.18	0.17	0.17	0.22	0.23	0.20
Total	99.33	99.15	99.23	99.49	99.33	99.11	99.67	99.95

PO= Pico de Orizaba; Vaq= Vaquería; Ori= Orizaba; Mal= Malacara; Chi= Chichimeco; Equiv. = Equivalencia con la clasificación del presente trabajo; s.e. = sin equivalencia.

Los resultados obtenidos a partir del cálculo propuesto por Bottinga y Weil (1972), muestran que la viscosidad efectiva para un magma porfirítico tiene un máximo en el flujo Intermedio (ISO-1) con  $9.93 \times 10^4 \text{ Pa}\cdot\text{s}$  (*Pascal-segundo = kg/(ms)*) es mayor en los flujos cortos con un máximo de  $8.41 \times 10^4 \text{ Pa}\cdot\text{s}$ , para el flujo CS-8 (Tabla 7). El valor más bajo de viscosidad lo tiene el flujo LS-2 con  $2.10 \times 10^4 \text{ Pa}\cdot\text{s}$  (Tabla 7). La densidad muestra un ligero incremento conforme se incrementa la viscosidad y la temperatura obtenida no muestra variación significativa.

Tabla 7. Viscosidad efectiva, densidad y temperatura obtenida por medio de sus datos químicos y de cantidad de fenocristales, calculado por medio del modelo de Bottinga y Weill (1972, con el programa "MAGMA").

Muestra	Unidad	Equiv.	Densidad total (kg/m <sup>3</sup> )	Viscosidad Eff. (Pa*s)	Temperatura (°)
21	Vaq	LN-2	2527	$2.10 \times 10^4$	1084
43	Ori	CSO-4	2578	$5.04 \times 10^4$	1088
34	Ori	ISO-1	2630	$9.93 \times 10^4$	1088
40	Ori	CS-8	2597	$8.41 \times 10^4$	1080
72	Mal	LS-3	2599	$8.22 \times 10^4$	1083

La viscosidad obtenida, en su mayoría, muestra valores similares a las reportadas para las lavas históricas emitidas por el volcán Santorini (Pyle y Elliot, 2006). Un caso particular es la lava Larga al Norte (LN-2) la cual tiene mayor concordancia con la última lava emitida por el Parícutin (pulsos 18 al 21, reportados por Larrea et al., 2017).

Aunado a estos valores, también se calcularon tres medidas de tensión interna o de cizalla del fluido; fueron obtenidos con la fórmula de Pyle y Elliot (2006) por medio de los resultados de densidad total, espesor, vertidos en las tablas 7 y 8. Para obtener este parámetro fue necesario calcular “W” o amplitud de *levee* (Fig. 29). Para los flujos CS-1 e ISO-1, la medida fue tomada en campo, por medio de coordenadas (52.5 y 109-90 m, respectivamente), para el flujo LN-2 el dato fue tomado directamente del MDE (68-52 m). Los valores de tensión interna son los siguientes: Flujo corto  $41.37 \times 10^4 \text{Pa}$ ; Flujo Intermedio  $46.1 \text{ a } 38.0 \times 10^4 \text{Pa}$ ; Flujo largo  $38.9 \times 10^4 \text{Pa}$ . Estos resultados son similares a los obtenidos para el flujo de lava emitido por el volcán Santorini emitido en 1940 (Tabla 7 en Pyle y Elliot 2006).

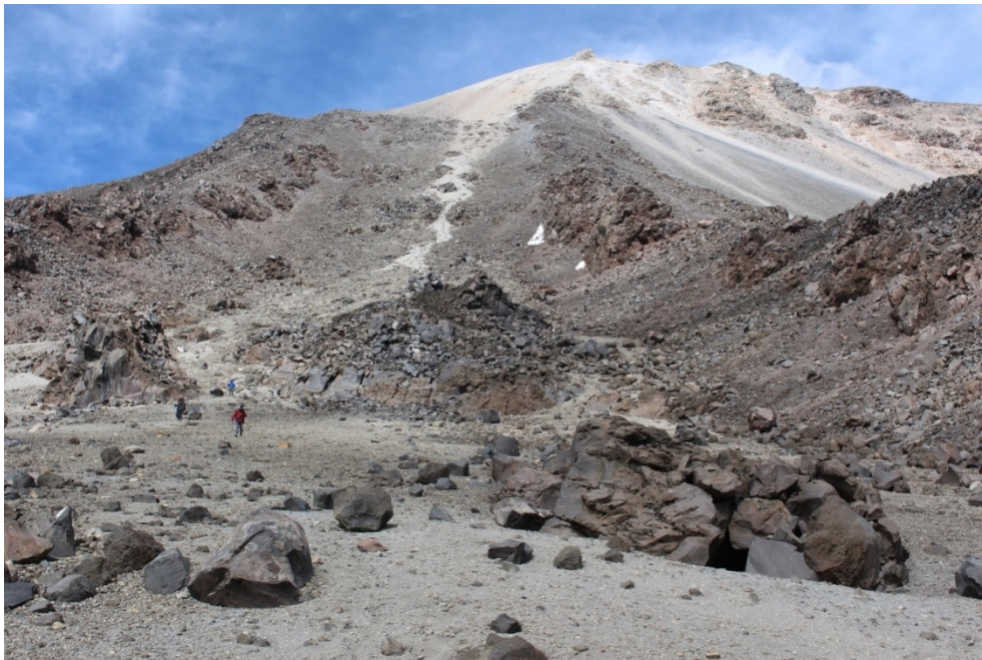


Fig. 29) Fotografía tomada desde la parte central del flujo CS-1, en donde se muestran de forma clara los *levees* en ambos márgenes y un *tumuli* central (personas de escala).

### 3.4 Tasas de emplazamiento

El significado de estos valores obtenidos radica en que ayudan para proponer tasas de emplazamiento, es decir, cuánto tardaron los flujos en alcanzar su longitud máxima. Bajo el entendido de que la viscosidad es la propiedad de un fluido que causa la resistencia a fluir o moverse, altos valores resultan en bajas tasas de movimiento (Carrigan, 2000). Con estos resultados es posible proponer que el flujo Largo emplazado al Norte (LN-2) al tener tan baja viscosidad (comparada con los otros flujos) pudo moverse relativamente rápido, en cambio el flujo Intermedio (ISO-1) debió tardar más tiempo en recorrer la distancia de 5 km. A la vista de los datos (Tabla 8) es posible pronosticar que el flujo que más tiempo estuvo en movimiento fue el LS-3, ya que su viscosidad es alta y la distancia total recorrida fue de 7.7 km. De esta manera, se colectaron valores de tasas de efusión calculados para la lava emitida por el volcán Santorini en 1940 (Pyle y Elliot, 2006) y los últimos pulsos efusivos del volcán Paricutin (Larrea et al., 2017). Aunque es posible obtener tasas de efusión por medio de las dimensiones del campo de flujos de lava, junto con el modelo de límite de enfriamiento conductivo (Pinkerton & Sparks, 1976; Kilburn & Lopes 1991), este ejercicio ya fue realizado por Carrasco-Núñez (1997), por lo que los datos propuestos aquí, tienen el objetivo de contrastar los ya publicados.

Al considerar las tasas de efusión del volcán Santorini y Paricutin, por similitud de viscosidad y tensión interna, se seleccionaron los valores de 0.7, 1.5, 3 y 3.6 m<sup>3</sup>/s. Al saber cuánto material es expulsado en un tiempo determinado, se procedió a conocer el volumen total emitido para cada unidad de flujo, sólo se calcularon algunos valores de volumen (Tabla 3), dando como resultado un rango de duración de emisión de lavas. La Tabla 8 muestra que al comparar los datos con otros flujos de lava históricos y extrapolar esa información, se observa que los flujos cortos tienen un rango de duración de 1 a 7 meses, en su mayoría, aunque el flujo CS-1 pudo ser emplazado a lo largo de 15 meses. Para los flujos intermedios se tiene un rango mayor, de 8 a 21 meses, con un máximo de hasta 4.9 años para el flujo ISO-1 (Fig. 30). El único flujo largo considerado aquí pudo

ser emplazado a lo largo de 1 a 2 años con 7 meses. En contraste, los valores reportados por Carrasco-Núñez (1997), muestran un máximo para el flujo Corto CSO-3 con 17 años y un mínimo para el flujo largo LN-2 con 2.4 meses de duración, mientras que los flujos intermedios tienen una longevidad de 16 meses, en promedio.

Tabla 8. Tiempo de emplazamiento para algunos flujos del Pico de Orizaba, al considerar unatasa de emisión de 0.7 a 3.6 m<sup>3</sup>/s.

Unidad de Flujo	Duración meses
CS1 (Corto Sur 1)	6 – 15
CO-2	1.5 – 3
CSO-3	2.8 – 7
CSO-4	1 – 5
ISO-1 (Intermedio Sur Oeste)	21 – 49
IN-2	8 – 20
LN-2 (Largo Norte 2)	13 – 31

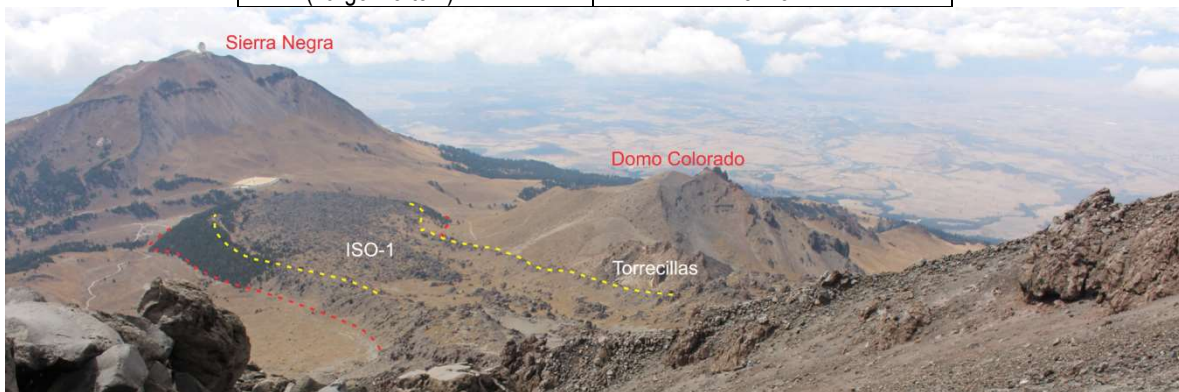


Fig. 30) Fotografía que muestra la morfología prístina del flujo Intermedio ISO-1, la línea punteada roja es el límite inferior y la amarilla muestra el claro levee.

Bajo el contexto de peligro por emplazamiento de lavas y al considerar los datos anteriores, se considerará un rango de tiempo de aprox. 7 meses de duración para los flujos cortos, 21 meses para los intermedios y 2 años para el largo. Al calcular estos parámetros en los flujos estudiados, es posible tener una noción de que tan peligroso pueden ser los flujos de lava emitidos por el Pico de Orizaba. De acuerdo con sus aspectos reológicos y su comparación con otros flujos de lava históricos emitidos por otros volcanes, los flujos más rápidos tardarían cerca de 1 mes en recorrer los 3 km de distancia.



## Capítulo 4. Escenarios de peligro para flujos de lava

---

Con el fin de crear un escenario futuro de emplazamiento de flujos de lava para el Pico de Orizaba, se realizó una serie de simulaciones de emplazamiento de flujos. Conocer el comportamiento pasado de los volcanes es fundamental para comprender su funcionamiento actual y de este modo obtener la base para la elaboración de un mapa de peligros volcánicos (Macías y Capra, 2005); se realizó la reconstrucción del relieve sobre el que se emplazaron las lavas CSO-1 ISO-1 y LN-2 de esta manera fue posible conocer el tipo de morfología sobre el que descendieron las lavas y relacionarlas con la topografía actual, para de esta forma proponer un escenario futuro. Parte inicial de la simulación de los flujos de lava, una vez realizada la calibración, fue definir los puntos de emisión.

### 4.1 Focos emisores

La propuesta de puntos de emisión de lava es una parte fundamental para la correcta evaluación de la peligrosidad, por esta razón se replicaron los criterios estipulados en otros trabajos, siendo: anteriores puntos de emisión o focos históricos, bordes caldericos, traza de diques, fallas principales o potenciales u caminos hipotéticos de intrusión magmática a través de los reportes de campos de esfuerzos en el volcán (Crisciét *et al.*, 2004; Cappelloet *et al.*, 2015; Jiménez *et al.*, 2018). Para la localización de los posibles focos emisores se colectó información tectónico-volcánica y se trazaron los principales morfolineamientos (Carrasco-Núñez y Ban, 1994; Carrasco-Núñez, 2000; Concha-Dimas *et al.*, 2005) esto con ayuda del modelo sombreado de falso relieve. Se cotejaron los trazos realizados con información precedente de Ramos-Aguilar *et al.* (2015), el cual toma en cuenta a las barrancas Ojo Salado y Seca como fallas laterales (líneas en rojo de la Fig.31). Además, Pérez (2012) y Concha-Dimas *et al.* (2005), reportan la falla Orizaba (Fig. 31). Para diferenciar la información encontrada se colocaron en la Fig. 31, con línea continua de color naranja a las fallas, mientras que los

lineamientos van de color amarillo, las líneas discontinuas señalan rasgos inferidos.

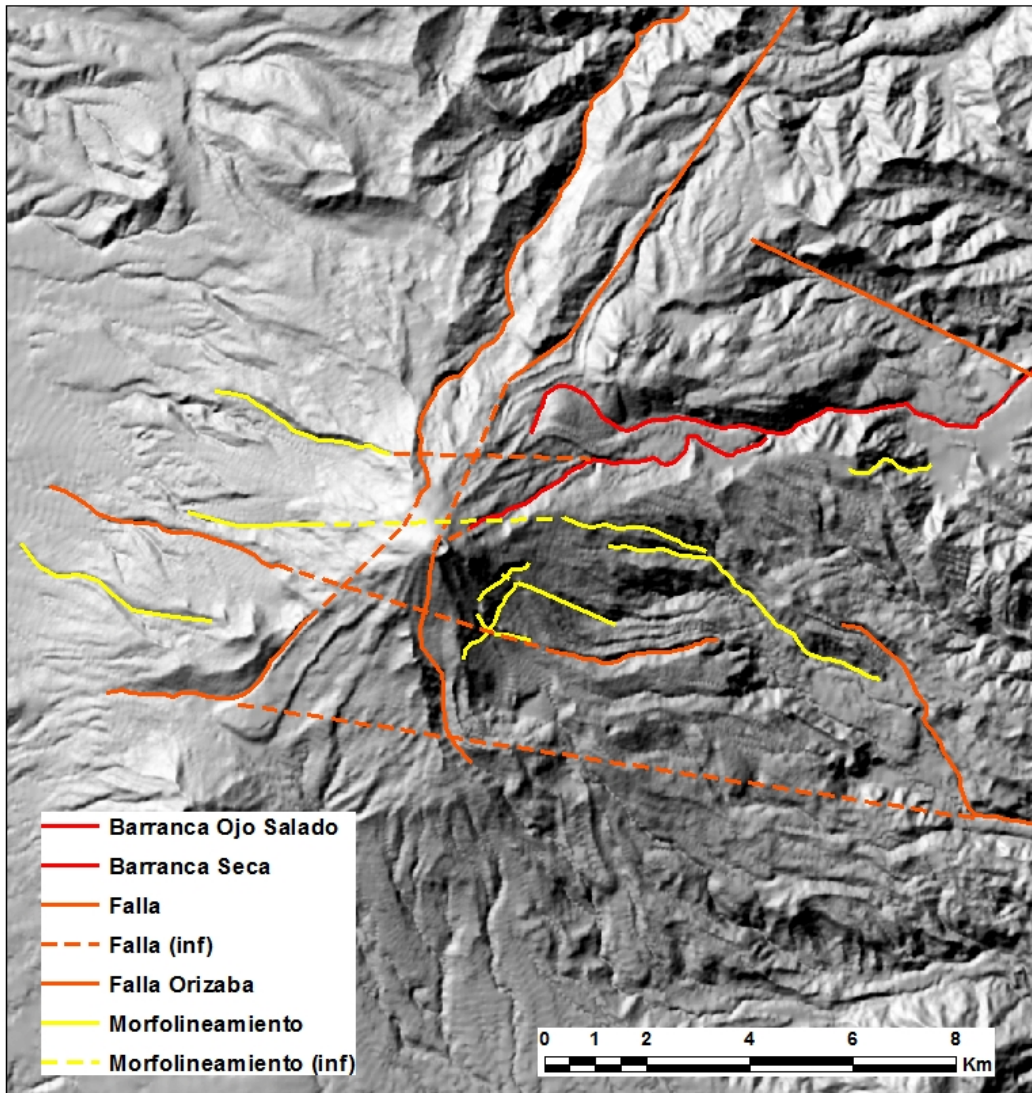


Fig. 31) Mapa de falso relieve sombreado en donde se muestra el trazo de las posibles fallas y los principales morfolineamientos usados para reconocer a hipotéticos focos emisores.

Una vez obtenido el mapa en formato “*shape*” de fallas se realizó un *buffer* que sirvió para identificar los posibles focos emisores de lava en los flancos del volcán. Las líneas que se cruzaban fueron marcadas y se tomaron las coordenadas de dichos puntos para realizar la simulación. Se comenzó el trabajo con los focos



marcados en el cráter ya que los flujos más recientes emanaron de esa zona y se respetó la continuidad de las emisiones. En total fueron seleccionados 2 focos distintos directamente sobre el centro del cráter, 3 puntos en el borde del cráter y 7 más en las laderas del volcán (así como dos focos más, simulados como potenciales aberturas fisurales). La razón de marcar los focos en el borde del cráter se justifica debido a que las lavas al sur y suroeste posiblemente fueron emitidas desde ese punto. Esto ya que, es inequívoco decir que el cráter actual es resultado de una explosión de gran magnitud. Por lo que las lavas recientes no deberían haber sido emitidas desde el cráter mismo, ya que lo hubieran sepultado o estaría ocupado por un domo central.

De los 12 puntos marcados, se realizaron dos simulaciones desde el centro del cráter. Una de ellas con la topografía actual (una depresión de 100 m de profundidad) y otro con un cráter ocupado por un domo hipotético (con altura de 5600 msnm). Después se efectuaron las simulaciones desde los focos a la orilla del cráter. Debido a que las simulaciones se dirigían al interior del cráter y lo inundaba, se tuvieron que recorrer los focos un poco más abajo, pero sobre la marca de las fallas. Una vez obtenidos los modelos de esas zonas se siguió con los focos en las partes más bajas (con 7 focos), denominados en este trabajo como focos radiales. Para cada foco se realizaron simulaciones con los parámetros de la lava corta CS-1, intermedia ISO-1 y larga LN-2 (véase Fig. 9).

Una vez realizadas las simulaciones, se decidió realizar 2 nuevos modelos en donde se propone que las lavas no se emitan desde un punto, en cambio se emitan desde una fisura. Para este hipotético caso, donde ocurra una erupción fisural, se trazaron 3 focos continuos sobre la traza de falla o lineamiento y se ejecutaron las simulaciones por el foco central. En total se realizaron 9 simulaciones de una zona fisural; 3 en escenario corto 3 en escenario intermedio y 3 en escenario largo.

Los parámetros utilizados para correr las simulaciones fueron: para el flujo largo LN-2, una longitud máxima de 8.59 km y variación altitudinal, desde el cráter (a

5600 msnm), de 2600 metros (debido a que desciende hasta los 3000 msnm); particularmente este flujo, inundó la traza de la falla Orizaba. Su amplitud es constante a lo largo del flujo con 748.4 m, aunque la parte proximal se encuentra sepultada por la lava IN-2; aun así, se asumió que fue emitida desde el norte del cráter, al igual que todas las lavas de la zona norte y este.

La lava ISO-1 tiene una longitud máxima de 5.34 km y se propone que desciende desde un punto elevado de la ladera suroeste y no del cráter, como la mayoría de los flujos del norte, aproximadamente a la altura de 5560-5580 msnm. Este flujo alcanza la cota de los 4040 msnm, pasa junto al Domo Colorado y casi consigue llegar al volcán Sierra Negra. Su amplitud varía conforme desciende, pero se hace más ancho en la parte distal, con 1333.7 m.

La lava CS-1 tiene una longitud máxima de 2.46 km, al igual que la lava ISO-1, aquí se propone que proviene del borde del cráter, por lo que inicia en los 5580 msnm y desciende por el trazo de la falla Orizaba, hasta los 4420 msnm. Su amplitud varía y en la zona media del flujo se encuentra su máximo con 623.8 m. A continuación, se describen los resultados de las simulaciones.

## **4.2 Escenarios a partir del cráter**

### Escenarios flujos cortos-cráter

Los parámetros utilizados para simular los flujos de lava cortos provenientes del cráter fueron los obtenidos para la lava CS-1. La primera simulación tuvo como foco emisor el fondo del cráter. Se colocaron los parámetros obtenidos para CS-1, el resultado se muestra en la Fig. 32. Los valores obtenidos de la simulación van de 0 a 1000 (leyenda del mapa de la Fig. 32), en donde 0 es la probabilidad nula de que fluya y se acumule lava a partir del foco emisor seleccionado y 1000 es el foco emisor con una ocurrencia de ser ocupada por el flujo propuesto (arbitraria, ya que lo decide el usuario del simulador) de 100 %. Como el simulador evalúa todas las celdas alrededor del foco emisor y de acuerdo con Damiani *et al.* (2006)

se despreciaron los pixeles con una ocurrencia de ser ocupado por un flujo con valores de 1 a 5 veces, por esta razón en los mapas de las simulaciones los valores de 0-5 de la leyenda no se muestran (Fig. 32 y siguientes).

Para la lava corta emitida desde el centro del cráter se obtuvo una longitud de 870.8 m; la simulación de inicio inundó la zona del cráter y después se desbordó por 3 caminos, uno hacia el flanco NE y 2 al SE (Fig. 32). Las lavas hipotéticas, fluyeron desde una altura de 5500 msnm y avanzaron hasta los 4900 msnm pero tuvieron que remontar cerca de 100 m, su amplitud máxima fue de 321.5 m. Un aspecto interesante de esta simulación fue que el flujo modelado no remontó el borde más alto del cráter (hacia el W).

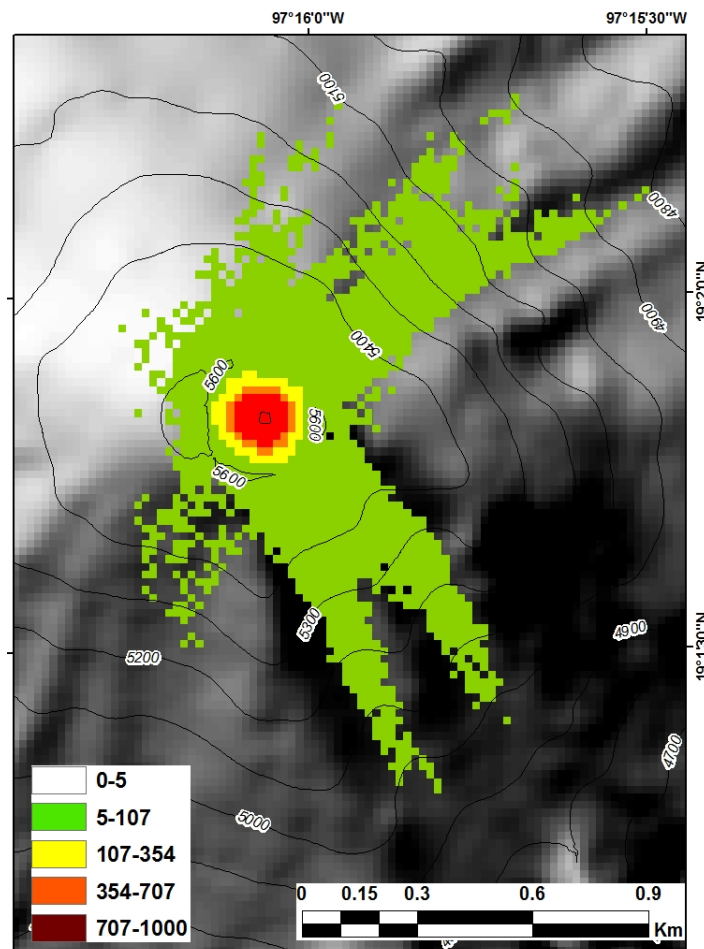


Fig. 32) Mapa resultado de la simulación con los parámetros de la lava corta (CS-1) emitida desde el cráter actual (con una profundidad de 100 m).

La segunda simulación también fue realizada desde el cráter, pero en este caso se rellenó la depresión y se colocó un valor de altura de 5600 msnm (Fig. 33) en su punto central (esto bajo la hipótesis de que el cráter puede ser ocupado por un domo antes de que se desborde la lava). El resultado fue el descenso de 6 ramales que rellenaron zonas escarpadas en los sectores NE y SE; los valores con una certidumbre intermedia de ser ocupados por un flujo se encuentran en la barranca Ojo Salado hasta llegar a los 4400 msnm.

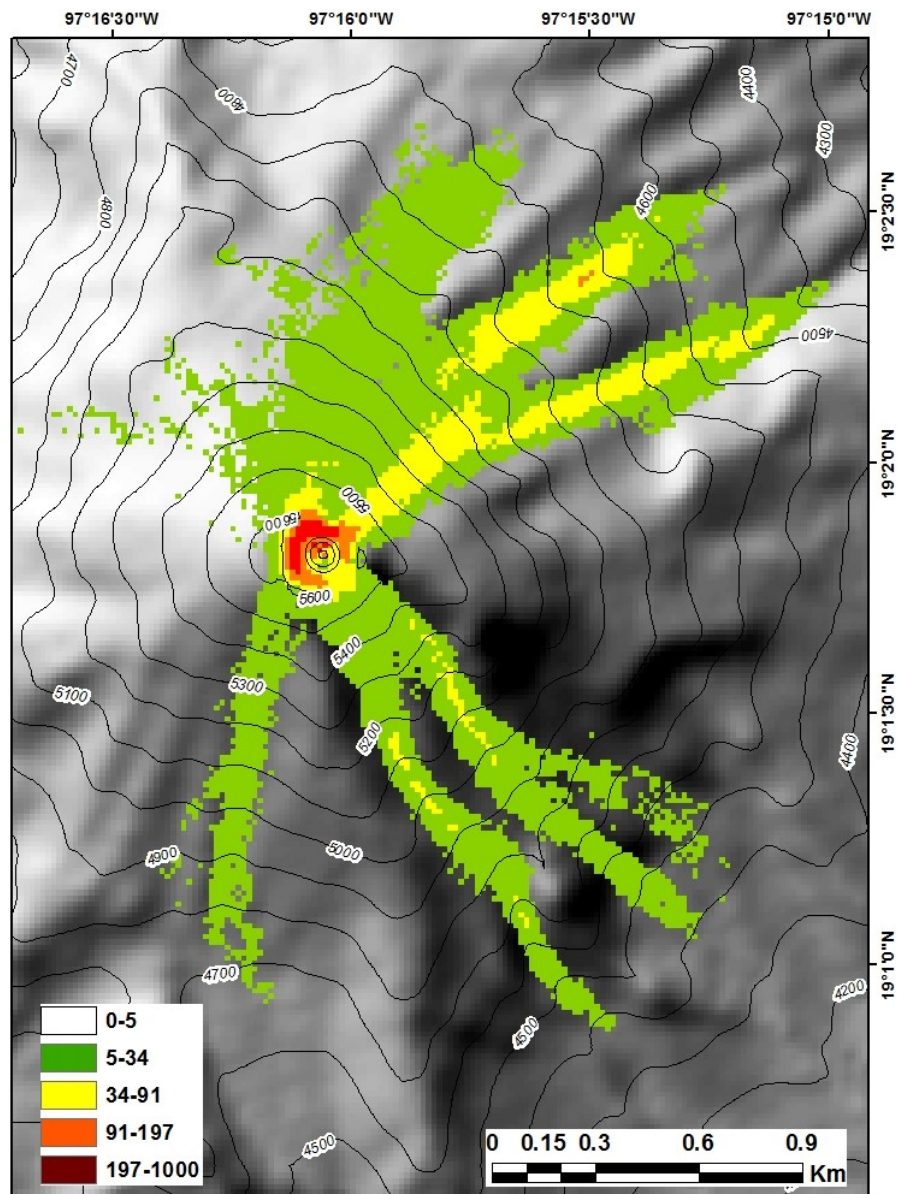


Fig. 33) Mapa resultado de la simulación con los parámetros de la lava corta (CS-1) emitida desde un hipotético domo emplazado sobre el cráter (desde una altura de 5600 msnm).

Al rebasar la línea del cráter, la simulación dividió los recorridos en 5 lóbulos robustos y diferentes (Fig. 33). La amplitud máxima encontrada se reporta en la barranca al NE con 628.7 m. Es muy clara la diferencia de avance y longitud que tiene la simulación, cuando el cráter se encuentra hipotéticamente rellenado por un domo.

La simulación de lava corta emitida desde el borde Norte presentó una longitud de 2052.9 m (Fig. 34); al descender se divide en 2 ramales y uno de estos baja por la traza de la falla Orizaba, mientras que el segundo pasa junto a la Barranca Ojo Salado. Su foco de emisión se encuentra a los 5580 msnm y llegó hasta los 4300 msnm, la mayor amplitud del flujo la tiene en la parte media, justo antes de dividirse en 2 y mide 530.7 m.

El flujo corto emanado desde el borde NE, al igual que el flujo del borde Norte se divide en 2 al encontrarse con una zona convexa en las laderas del Pico, por lo que el lóbulo NE descende toma el camino de la barranca Ojo Salado (Fig. 35). Tiene una longitud de 2185.6 m e inicia a los 5580 msnm y llega hasta los 4200 msnm, su amplitud máxima se encuentra en aproximadamente los 4980 msnm y mide 478.2 m.

El tercer foco propuesto en el borde del cráter se encuentra al Sur; el flujo simulado presentó una longitud de 1,860.9 m (Fig. 36). A diferencia de los flujos del norte este se mantiene en un solo lóbulo que descende sobre la traza de la falla Orizaba y pasa junto a la lava CS-1. Inicia a los 5580 msnm y la parte distal alcanza los 4540 msnm. Su amplitud es variada ya que, en la zona proximal, es estrecha y va haciéndose más ancha conforme descende, con 448.4 m como máximo.

#### Escenarios flujos intermedios -cráter

Los escenarios intermedios fueron realizados de acuerdo a los parámetros obtenidos del flujo ISO-1. Se simularon los mismos puntos de emisión tomados

con los flujos cortos, pero se incrementó el espesor y el valor de  $m$  (número de celdas que puede ser cruzado durante la iteración en la simulación).

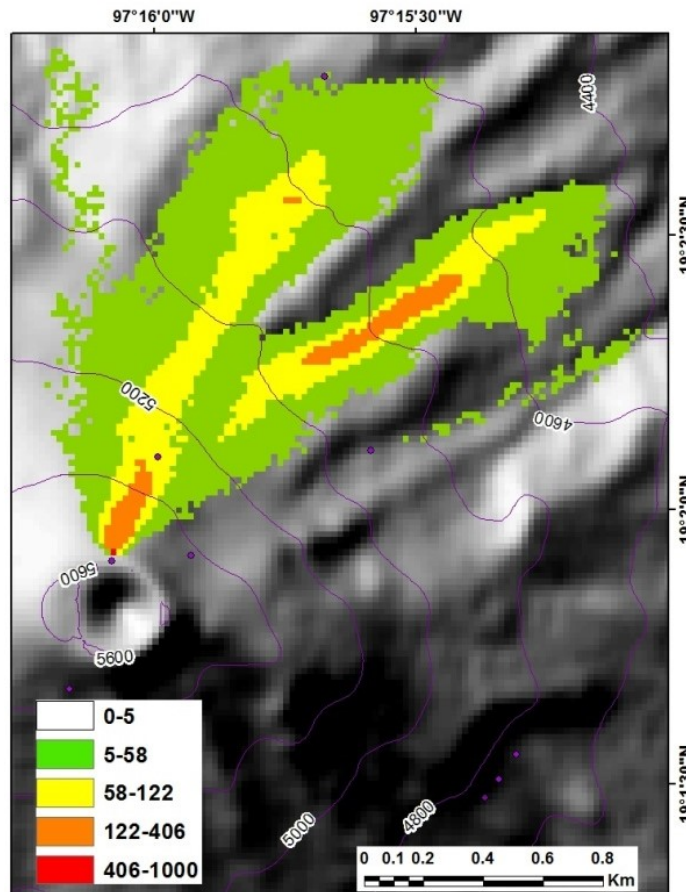


Fig. 34) Mapa resultado de la simulación con los parámetros de la lava corta (CS-1) emitida desde el borde N del cráter.

La primera simulación con el flujo intermedio emitido desde el centro del cráter tuvo una longitud de 5017.1 m (Fig. 37) y recorrió parte de la falla Orizaba, así como las barrancas Ojo Salado y Seca; se dividió en 6 lóbulos. La emisión inició desde los 5500 msnm y avanzó hasta los 3600 msnm, el máximo valor de amplitud fue de 481.5 m. Al igual que la simulación corta, el cráter presenta los máximos valores de probabilidad de inundación y reproduce de manera marginal (con rangos muy bajos) los lóbulos desbordados.

Otro aspecto interesante es la coalescencia o unión de flujos en las laderas inferiores del volcán, por debajo de los 4200 msnm. Los resultados mostrados por



la simulación son consistentes con los puntos más bajos del cráter, ya que los valores menores se encuentran el sector oriental.

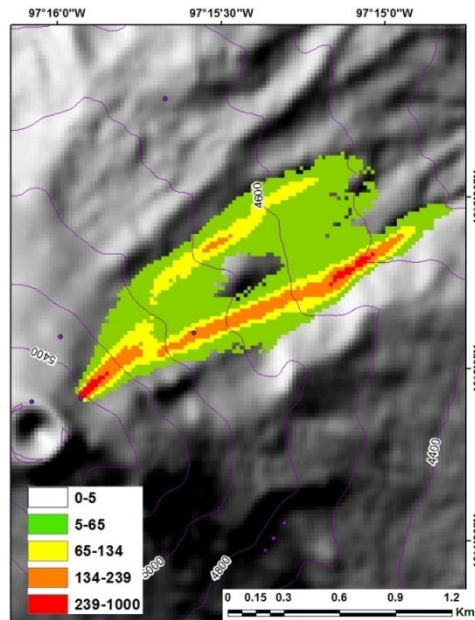


Fig. 35) Mapa resultado de la simulación con los parámetros de la lava cortada (CS-1) emitida desde el borde NE del cráter.

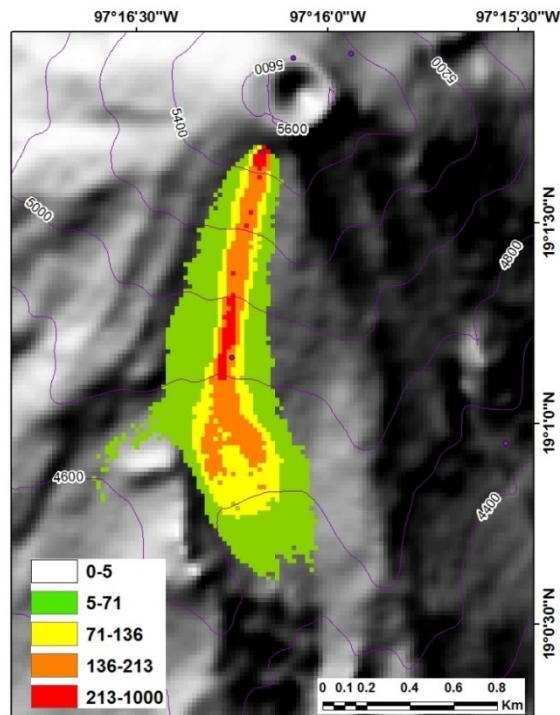


Fig. 36) Mapa resultado de la simulación con los parámetros de la lava cortada (CS-1) emitida desde el borde S del cráter.

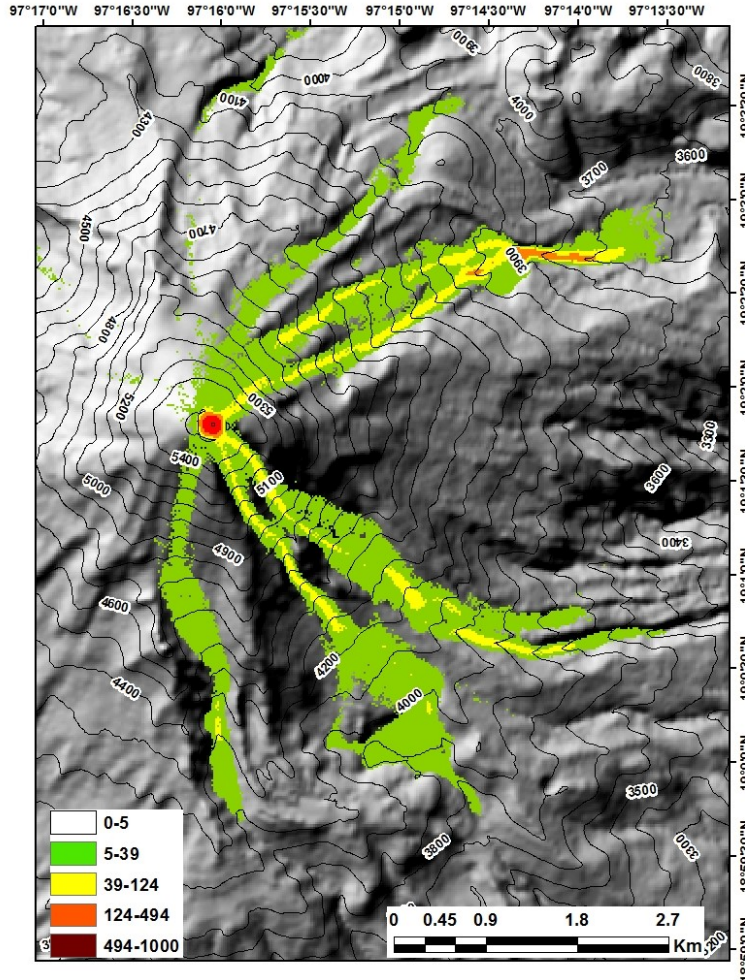


Fig. 37) Mapa resultado de la simulación con los parámetros de la lava intermedia (ISO-1) emitida desde el cráter actual (con una profundidad de 100 m).

El flujo intermedio emitido desde un hipotético domo emplazado en la cima del volcán a los 5600 msnm (Fig. 38) tuvo una longitud de 6,130.0 m, se bifurcó en 6 lóbulos que avanzaron hacia las zonas NE y SE; rodearon parcialmente la lava LN-2 y descendieron hasta cerca de los 3100 msnm. El lóbulo más amplio se encuentra junto a la zona distal del flujo LN-2 y presenta una amplitud de 879.7 m. Los valores de ocurrencia a ser ocupado por un flujo, son claramente altos en el foco emisor, pero se incrementan sustancialmente en los barrancos más profundos al Norte y Sureste del volcán.

Debido a que el cálculo de avance y acumulación de lava inicia desde cero se tienen zonas dentro de la simulación que no tienen una continuidad de lóbulo (Fig. 38).

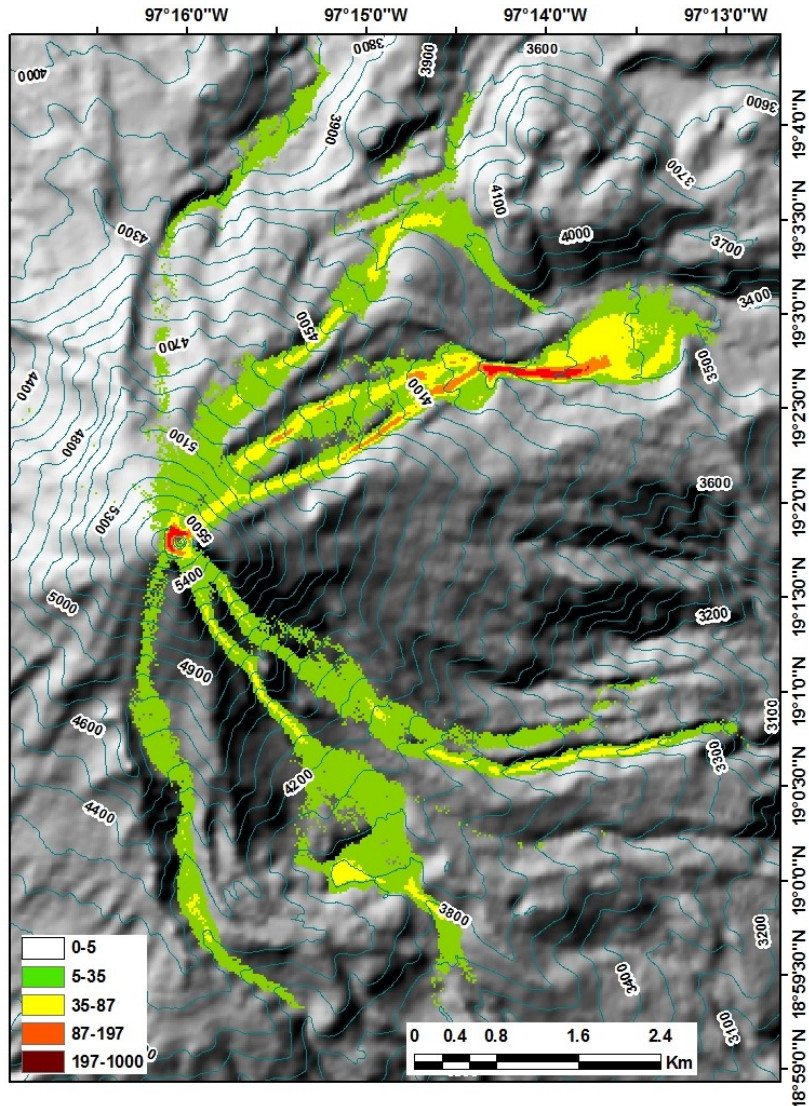


Fig. 38) Mapa resultado de la simulación con los parámetros de la lava intermedia (ISO-1) emitida desde un hipotético domo emplazado sobre el cráter (desde una altura de 5600 msnm).

La lava intermedia emitida desde el borde Norte presenta una longitud de 5751.6 m y al igual que la lava corta emitida desde este foco, se divide en 2 lóbulos (Fig. 39). La simulación desciende por la vertiente noroccidental de la falla Orizaba hasta una altura de 4800 msnm en donde se direcciona hacia el Oriente y alcanza a la barranca Seca. La simulación inicia a los 5580 msnm y avanzó hasta los 3480



msnm. La zona más amplia del flujo mide 735.5 m, se encuentra en la parte distal, en donde inunda una zona entre la barranca Ojo Salado y el flujo LN-2.

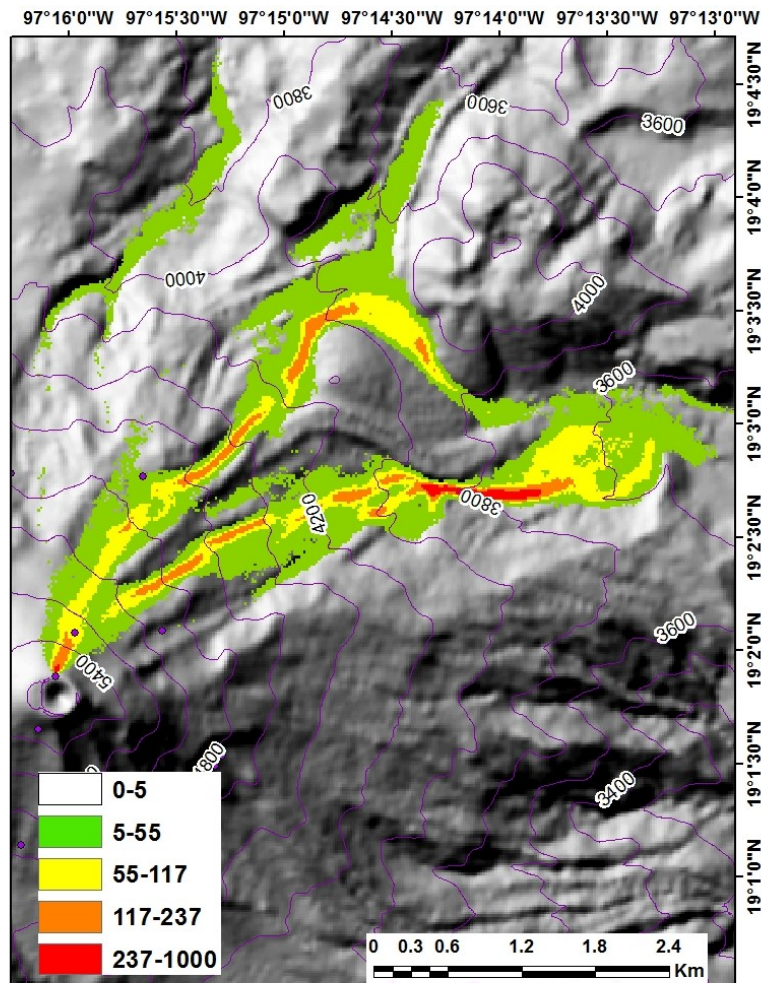


Fig. 39) Mapa resultado de la simulación con los parámetros de la lava intermedia (ISO-1) emitida desde el borde N del cráter.

El flujo emitido por el borde NE que replica los parámetros de la lavade alcance intermedia presenta una longitud máxima de 5544.1 m (Fig. 40). Inicia a los 5580msnm, se divide en 2 lóbulos y conforme desciende entre el flujo IN-4 y la barranca Ojo Salado se vuelve a unir, a una altitud de 4140 msnm, en su camino desciende sobre la barranca Ojo Salado y llega a la cota de los 3400msnm. Su amplitud varía manteniéndose como un flujo delgado en las zonas altas, alcanza su mayor amplitud en la misma zona que el flujo norte con 737.7 m.

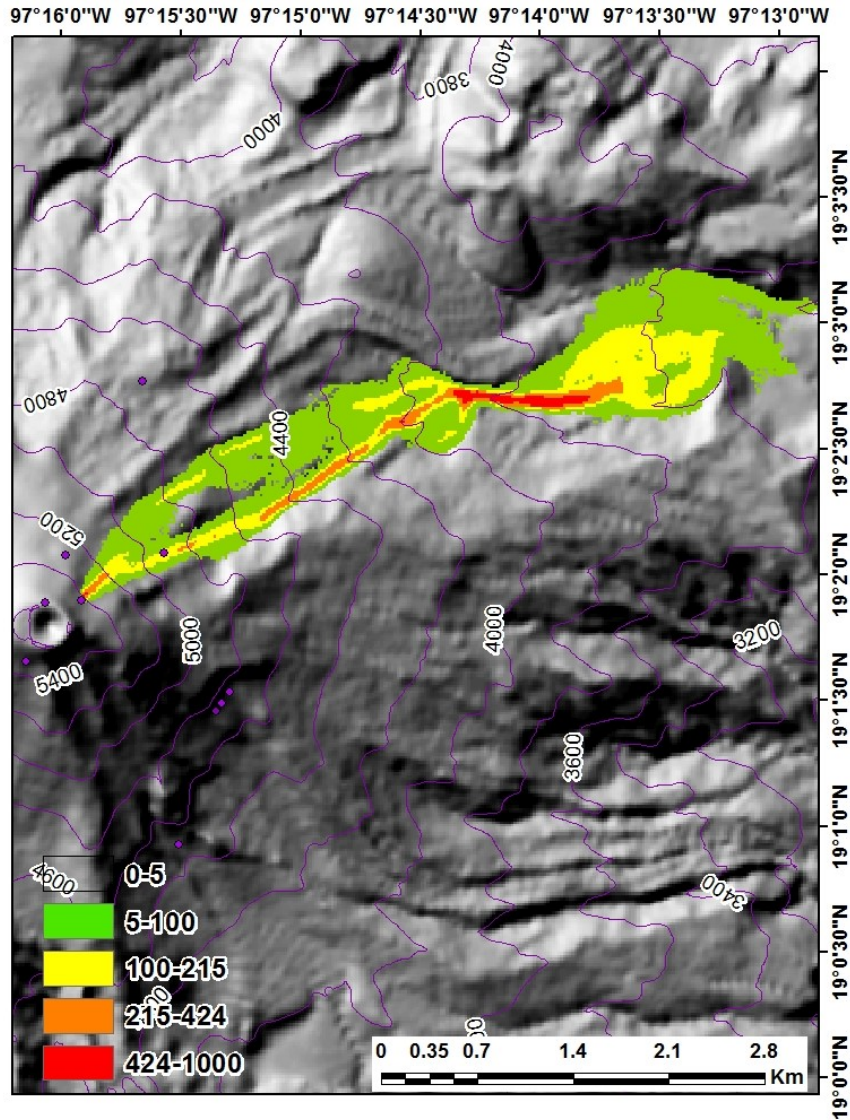


Fig. 40) Mapa resultado de la simulación con los parámetros de la lava intermedia (ISO-1) emitida desde el borde NE del cráter.

El flujo intermedio emitido desde el borde Sur del cráter desciende entre la unidad geológica denominada como “Andesita Torrecillas” y los flujos CS-8, IS-3 y LS-3 (véase Figs. 6 y 9). La simulación avanza sobre el trazo de la falla Orizaba y tiene una longitud máxima de 5659.9 m (Fig. 41). El flujo inicia a una altura de 5580 msnm y su parte distal alcanza la cota de 3620 msnm. Curiosamente, esta simulación tiene su amplitud máxima en el sector medio del flujo, con 370.6 m.

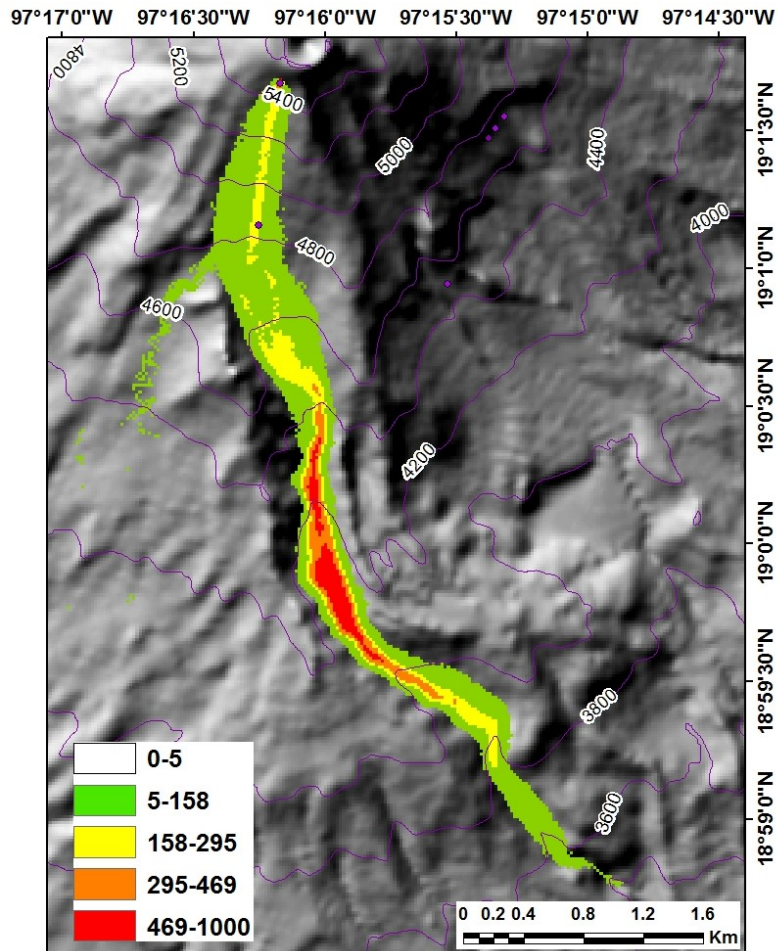


Fig. 41) Mapa resultado de la simulación con los parámetros de la lava intermedia (ISO-1) emitida desde el borde S del cráter.

### Escenarios flujos largos-cráter

Los parámetros largos se tomaron de acuerdo con las variables calculadas para el flujo de lava LN-2. Los flujos categorizados como largos normalmente tienen amplitudes menores a la de los flujos descritos anteriormente, llegan a incrementar este valor en zonas donde existe una geometría sub-horizontal de poca pendiente.

El primer escenario largo tuvo como punto emisor el centro del cráter (Fig. 42). Se colocaron los parámetros obtenidos de la lava LN-2, por lo tanto, al correr la simulación, al igual que los flujos cortos e intermedios, el modelo inició con la



inundación del cráter y después vertió los datos hacia las laderas NE, SE y S, específicamente sobre las barrancas Ojo Salado y Seca, la falla Orizaba y las zonas escarpadas asociadas con el flujo LE-5 (véase Fig. 9). Su longitud máxima fue de 8,381.1 m e inicio a los 5600 msnm y termina cerca de los 2600 msnm, su máxima amplitud fue 1016.2 m.

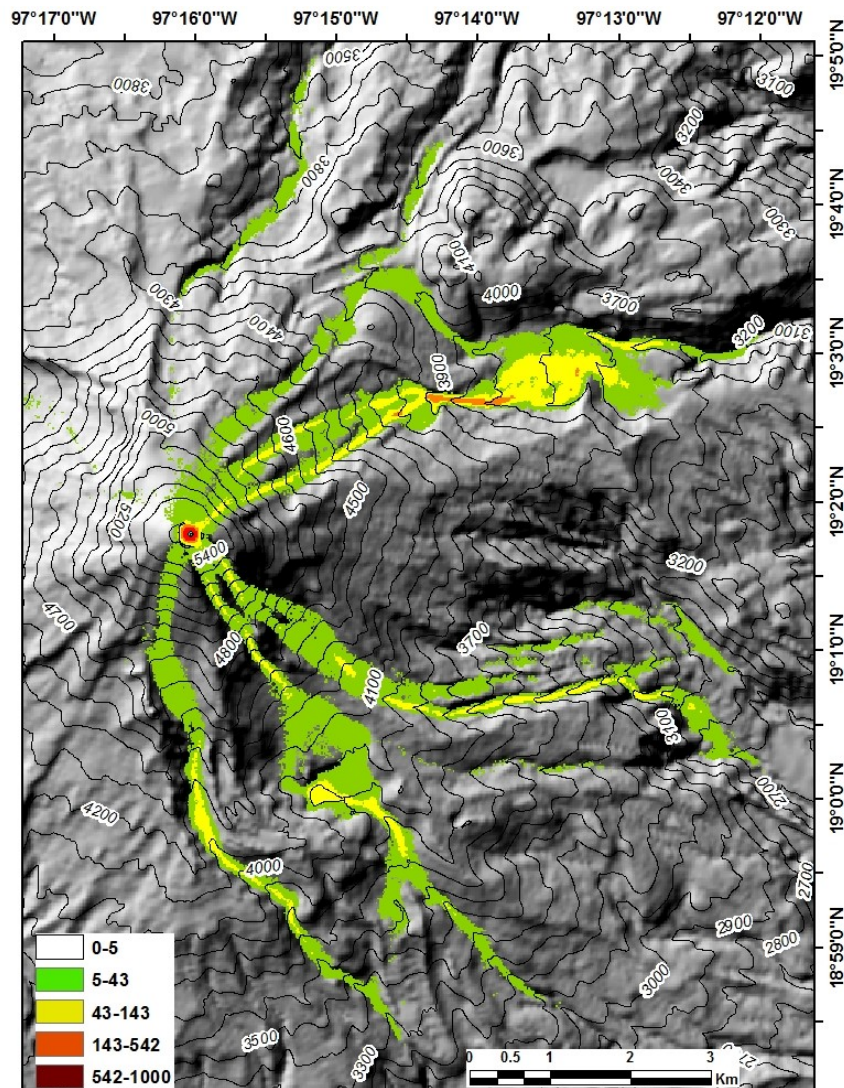


Fig. 42) Mapa resultado de la simulación con los parámetros de la lava larga (LN-2) emitida desde el cráter actual (con una profundidad de 100 m).

El flujo largo emitido desde el domo central a 5600 msnm alcanzó una longitud máxima de 8,880.8 m (Fig. 43), inundó zonas escarpadas en las laderas NE y SE, continuó el mismo trazo que los flujos intermedios, hasta las barrancas Ojo Salado

y Seca, para llegar a la cota de 2500 msnm. Su máxima amplitud fue de 1016.0 m, justo en la parte más próxima al complejo dómico Chichimeco (véase Fig. 6).

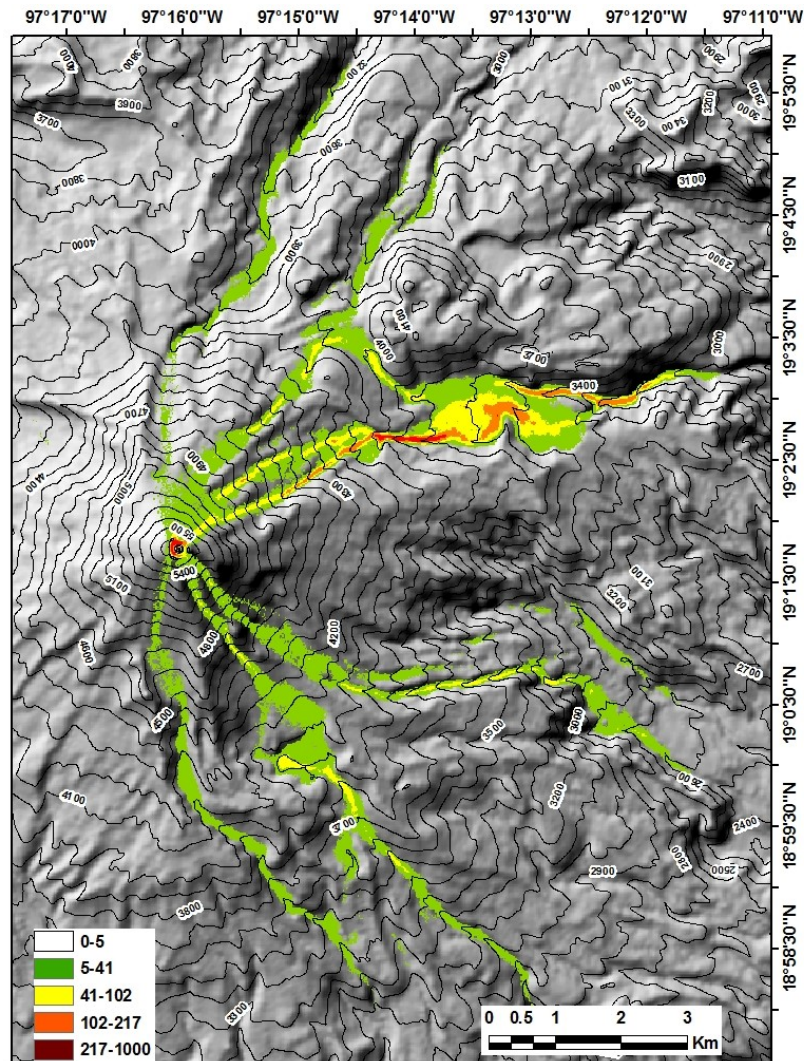


Fig. 43) Mapa resultado de la simulación con los parámetros de la lava larga (LN-2) emitida desde un hipotético domo emplazado sobre el cráter (desde una altura de 5600 msnm).

El flujo largo emitido por el borde Norte presenta una longitud de 10070.7 m (Fig. 44), inicia a una altura de 5580 msnm y se bifurca en 2 ramales. La simulación engolfa la lava LN-2 y parte del complejo dómico el Chichimeco (véase Figs. 6 y 9) uniéndose en la cota de los 3680 msnm. Desciende sobre las barrancas Ojo Salado y Seca, llega hasta los 2920 msnm. Tiene una amplitud máxima de 1013.0 m, entre los 3500 y 3600 msnm.



El flujo emitido desde el borde NE del cráter alcanza los 8725.2 m de longitud e inicia a los 5580 msnm, llega a los 2920 msnm (Fig. 45). Descendió por la ladera NE e inunda a la barranca Ojo Salado y parte de la barranca Seca; su valor de amplitud máxima es de 945.8 m.

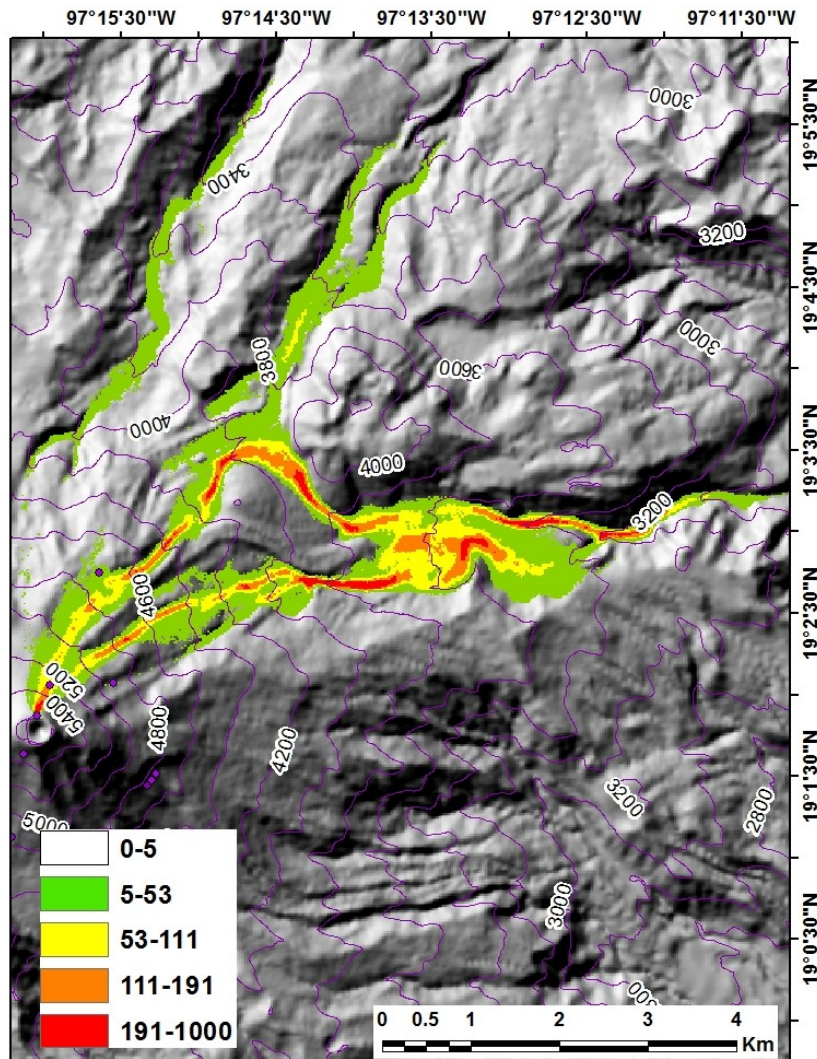


Fig. 44) Mapa resultado de la simulación con los parámetros de la lava larga (LN-2) emitida desde el borde N del cráter.

Para el escenario de flujo largo emitido desde el borde Sur, el valor de longitud fue de 8839.0 m (Fig. 46). Descendió por la traza de la falla Orizaba, desde los 5580 msnm, hasta los 2860 msnm. Su amplitud máxima fue de 370.6 m. Extrañamente, esta simulación muestra, en la parte distal, que el flujo remonta la topografía, esto debido a la pérdida de continuidad del flujo lateral.

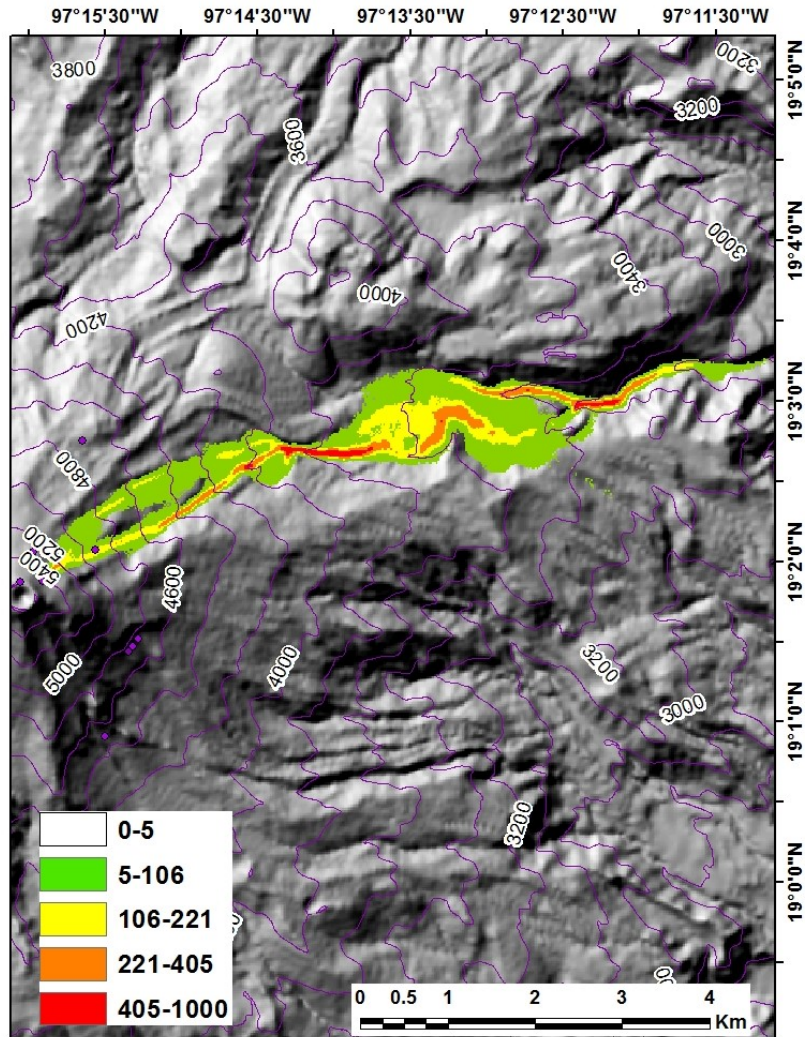


Fig. 45) Mapa resultado de la simulación con los parámetros de la lava larga (LN-2) emitida desde el borde NE del cráter.

### 4.3 Escenarios radiales

#### Escenarios flujos cortos-radial

Se propusieron siete focos emisores localizados en las laderas del volcán. Los nombres asignados a cada potencial foco emisor dependieron del sector en donde se localiza (Norte o Sur), su altitud y la unidad geológica por donde se postula que aparezcan.

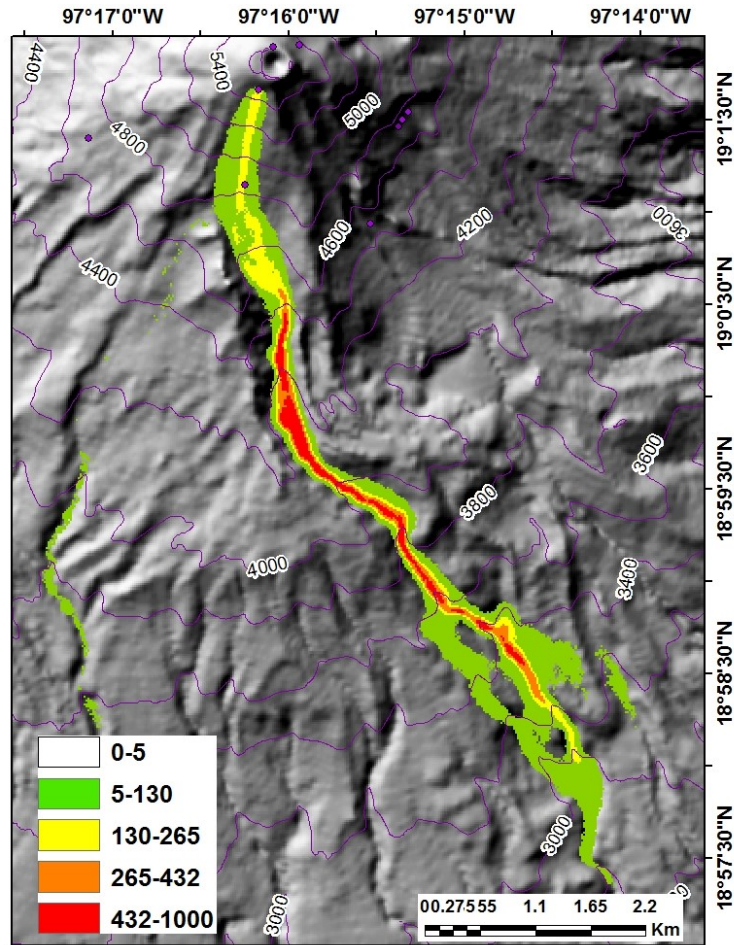


Fig. 46) Mapa resultado de la simulación con los parámetros de la lava larga (LN-2) emitida desde el borde S del cráter.

De esta forma, se tienen dos focos emisores radiales en la ladera superior Norte (Fig. 47), llamados Foco Norte cercano a los 4900 (n49) y a los 5300 msnm (n53). Dos más en la ladera inferior norte (entre los 4700 msnm) del volcán (Fig. 48), uno que tentativamente aparece sobre la unidad Espolón de Oro (nEO) y otro sobre la Dacita Orizaba (nDO). Los restantes tres localizados en la ladera Sur del volcán (Fig. 49), denominados como: Foco radial Sur (rS), Foco radial Este (rE), Foco radial Oeste (rO).

Los flujos simulados con los parámetros de CS-1, a partir de los focos localizados en la ladera superior al Norte del volcán, siguieron la dirección NE cerca de las barrancas Ojo Salado y Seca (Fig. 47).



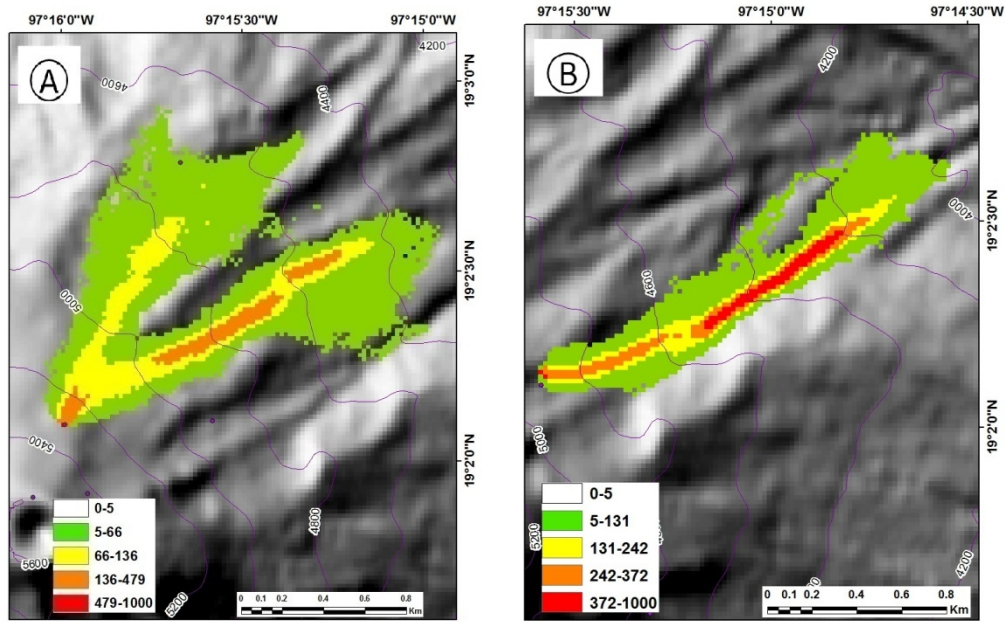


Fig. 47) Mapas resultado de la simulación de flujos de lava con los parámetros reportados para CS-1, emitidos desde los focos radiales superiores al N. A) Foco de emisión al Norte cerca de los 5300 msnm (n53). B) Foco de emisión Norte cerca de los 4900 msnm (n49).

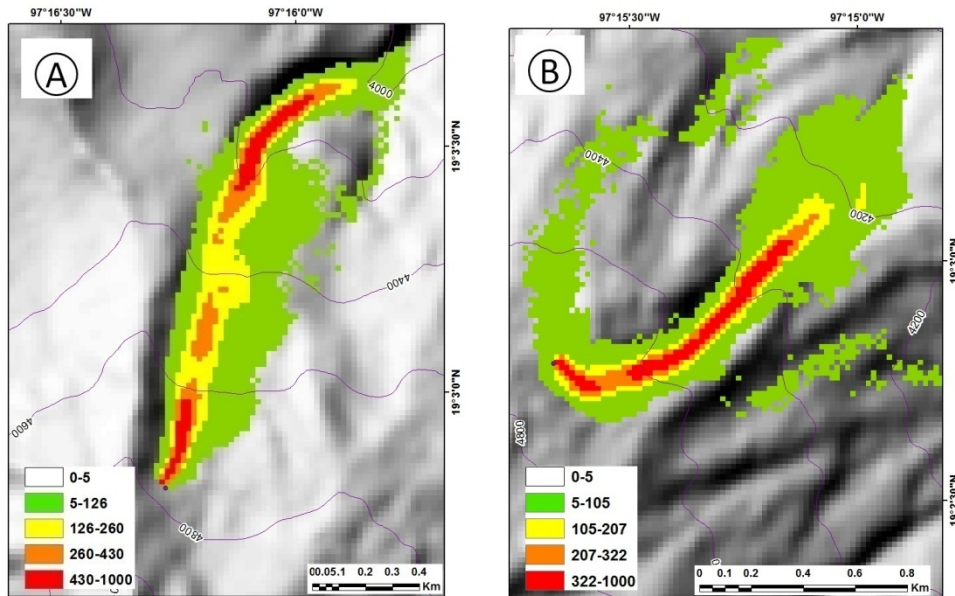


Fig. 48) Mapas resultados de la simulación con los parámetros de la lava corta (CS-1) emitidos desde los focos radiales inferiores en la ladera Norte del Pico de Orizaba. A) Foco emisor Norte sobre el Espolón de Oro (nEO). B) Foco emisor Norte sobre la Dacita Orizaba (nDO).



El primer flujo recorrió una longitud de 1925 m y se dividió en 2 (Fig. 47A), al encontrarse con la lava IN-4 (véase Fig. 9), el lóbulo que desciende por la barranca del N se canalizó entre los escarpes marcados por las lavas IN-2 e IN-4. En cambio, el lóbulo que desciende un poco más hacia el Este siguió la franja de las lavas CN-11 e IN-4 (véase Fig. 9).

El foco emisor n53 alcanzó la cota de los 4360 msnm (Fig. 47A). Su amplitud máxima se encuentra en la parte proximal al foco con 502.5 m. El flujo simulado desde el foco n49 surge dentro de la barranca Ojo Salado (Fig. 47B) y desciende hasta la cota de los 4000 msnm. Tiene una longitud de 2003.9 m y mantuvo su amplitud constante a lo largo de la barranca hasta la altitud de los 4260 msnm en donde consiguió una amplitud máxima de 248.4 m. Para el caso de los escenarios simulados con focos radiales inferiores al norte con los parámetros de lava corta, muestran una longitud máxima de 1912.7 m para el simulado desde nEO y 1749.5 m para aquel simulado desde el foco nDO y (Fig. 48A y B). La primera simulación, desde el foco nEO, desciende sobre la dacita Espolón de Oro, inicia a los 4760 msnm y llega hasta los 3980 msnm, tiene una amplitud máxima de 276.9 m (Fig. 48A). La zona distal de esta simulación continúa por el camino marcado entre la dacita espolón de Oro y la andesita Paso de Buey.

El segundo flujo corto simulado, desde el foco nDO, recorrió parte de la barranca Seca a una altura de 4720 msnm y llegó hasta los 4080 msnm (Fig. 48B). Su amplitud varía conforme avanza el flujo haciéndose mayor en la parte distal con 398.4 m, curiosamente no sigue el escarpe marcado entre las lavas IN-5 y el complejo dómico Chichimeco, si no que parece rebasar el límite de esa lava y queda parcialmente encima de ambas estructuras.

En el sector sur se proponen 3 focos emisores. El flujo simulado desde el foco radial sur Este (rO), muestra una longitud de 1596.5 m (Fig.49A). Su dirección dominante fue SW, el foco rE se localiza sobre la lava CSO-4 a una altura de 4700 msnm y alcanza la cota de los 4400. La simulación se divide en 3 lóbulos. El lóbulo central que se mantuvo sobre la lava preexistente (CO-6 y 7 de la Fig. 9), mientras que los otros 2 se movieron a los costados sepultando parcialmente a la

“Andesita y Dacita Alpinahua”, hasta alcanzar la cota de los 4140 msnm. Su amplitud es variada, inicia de manera estrecha y consigue su mayor amplitud en la parte media del flujo con 530.3 m.

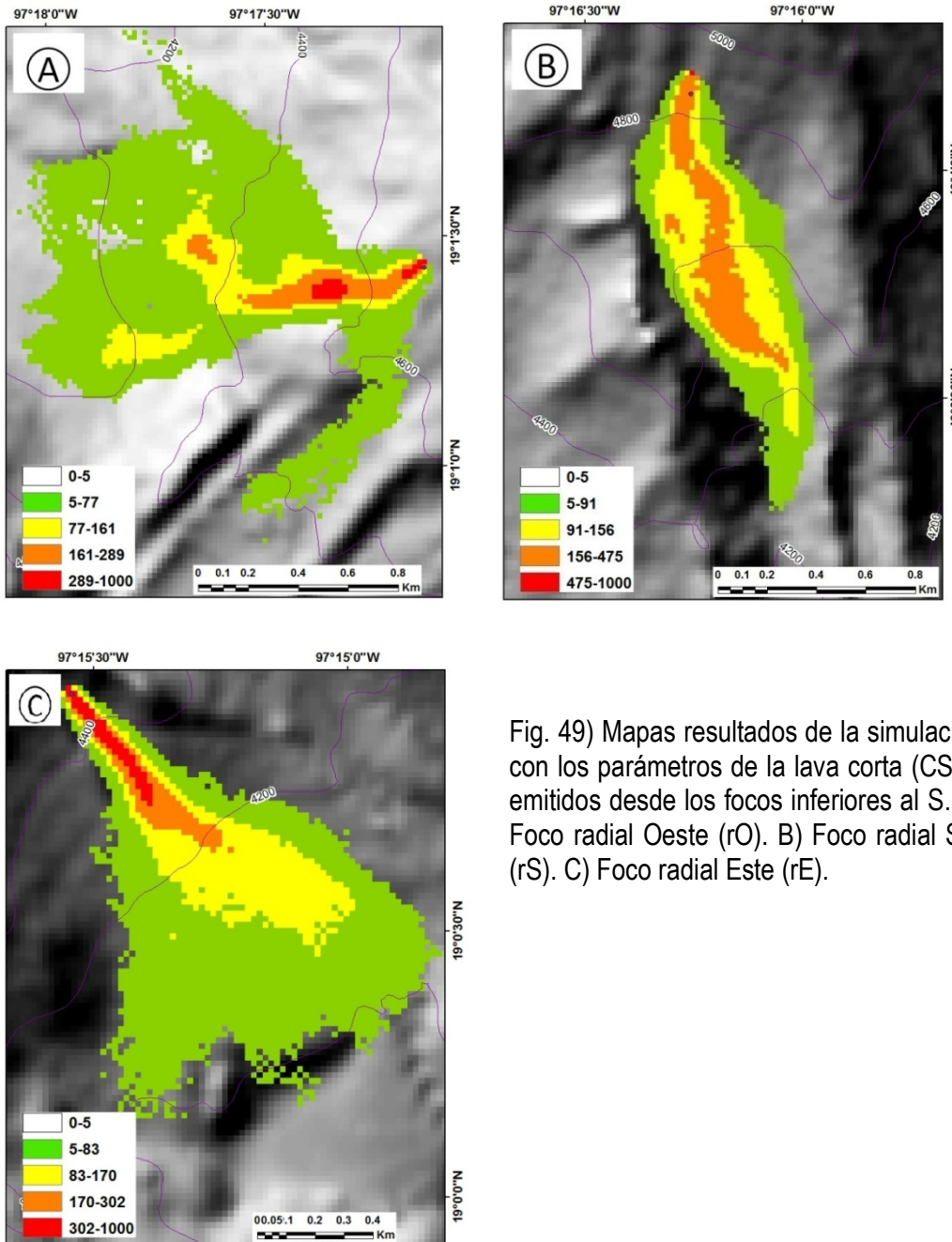


Fig. 49) Mapas resultados de la simulación con los parámetros de la lava corta (CS-1) emitidos desde los focos inferiores al S. A) Foco radial Oeste (rO). B) Foco radial Sur (rS). C) Foco radial Este (rE).

La simulación para el flujo emanado desde el foco rS, localizado sobre la falla Orizaba, muestra una longitud de 1777.8 m e inicia a una altitud de 4840 msnm

(Fig.49B). Descendió por la traza de la falla entre la “Andesita Torrecillas” y las lavas IS-3 y CS-8, hasta los 4260 msnm. En la zona próxima a la fuente el flujo es estrecho y conforme avanza se vuelve amplio, su valor máximo es de 354.8 m y mantiene su forma hasta los 4480 msnm en donde vuelve a hacerse estrecho en su parte distal (Fig. 49B). La simulación que emana del flanco SE del volcán, a partir del foco rE, entre la “Andesita Torrecillas” y la lava IS-6, alcanzó una longitud de 1407.0 m (Fig. 49C). Conforme descendió su amplitud se incrementó hasta alcanzar un máximo de 739.6 m. Cabe mencionar que al llegar a los 4200 msnm el frente de la lava IS-6 parece perderse lo que permitió a la simulación, quedar por encima.

#### Escenarios flujos intermedios-radial

Los flujos intermedios emplazados sobre la ladera superior N, tienen una dirección preferencial NE. La simulación que emanó desde una altura de 5300 msnm tuvo una longitud de 8656.2 m (Fig. 50A). El flujo de lava descendió sobre la lava IN-2, hasta llegar a una cresta formada por la lava IN-4 que provocó que el flujo se dividiera en 2 lóbulos, mismos que la bordearon. Posteriormente la lava se adentró en las barrancas Ojo Salado y Seca; encerró de manera parcial al domo Chichimeco y la lava LN-1, hasta detenerse en la cota de los 3500 msnm. Conforme descendió cambio en su amplitud, manteniendo una forma delgada en las zonas de barrancos y expandiéndose en zonas planas, donde presentó una amplitud de 981.0 m.

La simulación emitida desde el foco n49, descendió hasta los 3400 msnm, con una longitud de 8323.7 m (Fig. 50B); recorrió la traza de la barranca Seca hasta inundar la zona de menor pendiente, justo en el frente de la lava LN-1. Esto le permitió entrar en la barranca Ojo Salado, aproximadamente a una altura de 3480 msnm. En esa zona se encuentra su mayor amplitud con 943.9 m, la parte proximal al foco y la parte distal, peculiarmente, son estrechas.

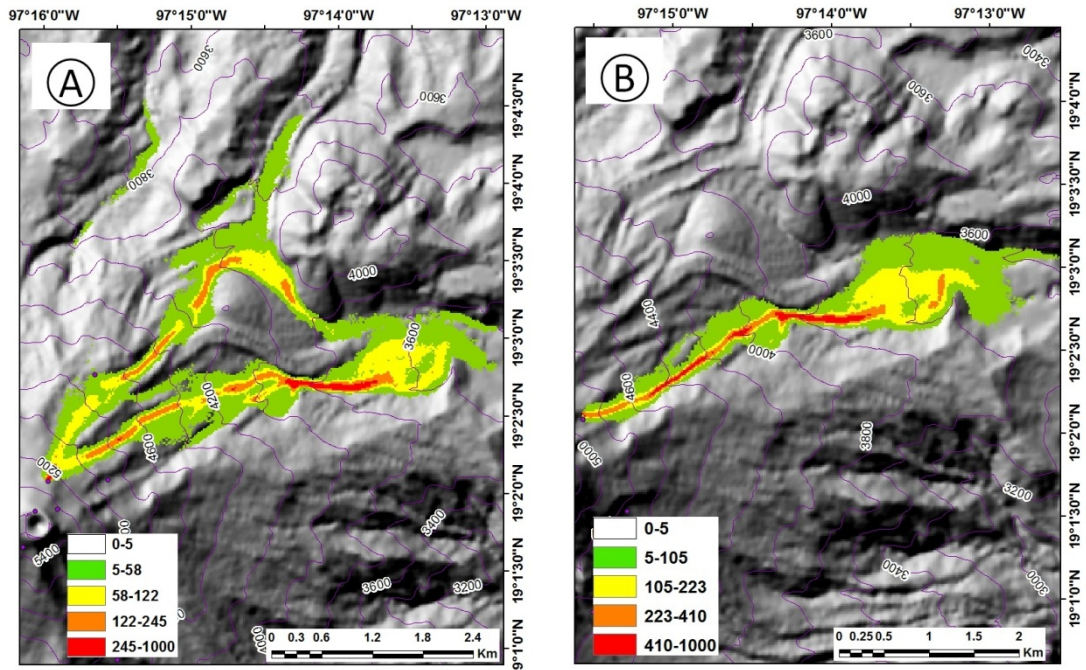


Fig. 50) Mapas resultados de la simulación con los parámetros de la lava de alcance intermedia (ISO-1), emitidos desde los focos radiales superiores al N. A) Foco emisor Norte, cercano a los 5300 msnm (n53). B) Foco emisor cercano a los 4900 msnm (n49).

El flujo simulado en el foco nEO, desciende desde los 4760 msnm, hasta los 3320 msnm, por lo que su longitud es de 5251.1 m (Fig. 51A), se encauza sobre la falla que se encuentra al Oeste del flujo IN-2. Su amplitud es variada, con un máximo de 479.1 m. El flujo se ensancha entre los 3900 msnm. La simulación obtenida para el flujo de lava de alcance intermedio para el foco nDO presenta una longitud de 4804.6 m (Fig. 51B). Emanó desde una altura de 4720 msnm y descendió a través de la barranca Seca hasta llegar a cerca de los 3600 msnm. Su amplitud máxima fue de 436.0 m. El flujo simulado primero remonta el flujo LN-2 (véase Fig. 9) por lo que le permite sepultarlo parcialmente. Además, la simulación muestra una bifurcación aproximadamente a la altura de los 3900 msnm, lo que permite rodear al Complejo de domos Chichimeco.



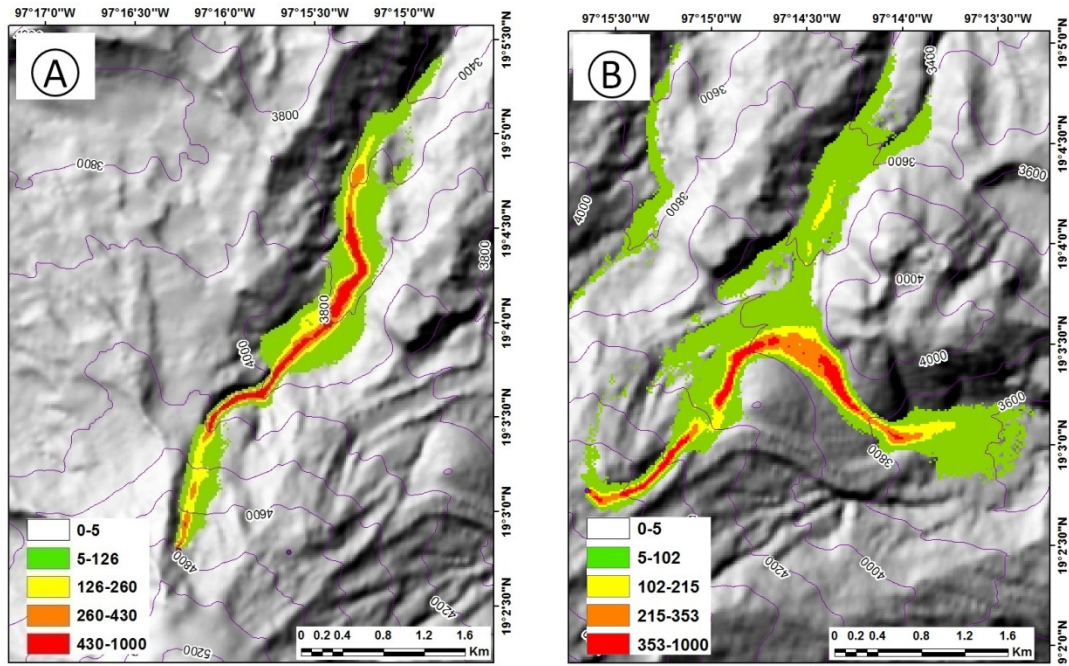


Fig. 51) Mapas resultados de la simulación con los parámetros obtenidos para la lava intermedia (ISO-1) emitidos desde los focos radiales inferiores al N del Pico de Orizaba. A) Foco emisor Norte sobre la Unidad Espolón de Oro (nEO). B) Foco emisor Norte sobre la Dacita Orizaba (nDO).

Para los flujos intermedios simulados en los focos radiales de las laderas inferiores al Sur, se obtuvieron longitudes de 5571.0 m para el foco rO (Fig. 52A), 5199.8 m para el foco rS (Fig. 52B) y 5362.1 m para el foco rE (Fig. 52C). La simulación que inicia en el foco rO avanza sobre la lava CSO-4 a una altitud de 4700 msnm (Fig. 52A). Rodea el frente de la lava CS-4 y continúa descendiendo por la barranca del sector W, hasta alcanzar la rampa de piroclastos en donde se encuentra su máxima amplitud con 850.9 m; como referencia de alcance máximo podemos decir que llega al frente de la andesita basáltica Carnero a 3320 msnm.

La simulación de lava que avanzó hacia el sur desde el foco rS, bordea la “Andesita Torrecillas” y continua a lo largo de la falla Orizaba, hasta alcanzar el escarpe de la lava LS-3 a 3480 msnm (Fig. 52B). La amplitud de la simulación es constante, pero se hace más ancha en la parte proximal con 354.8 m.

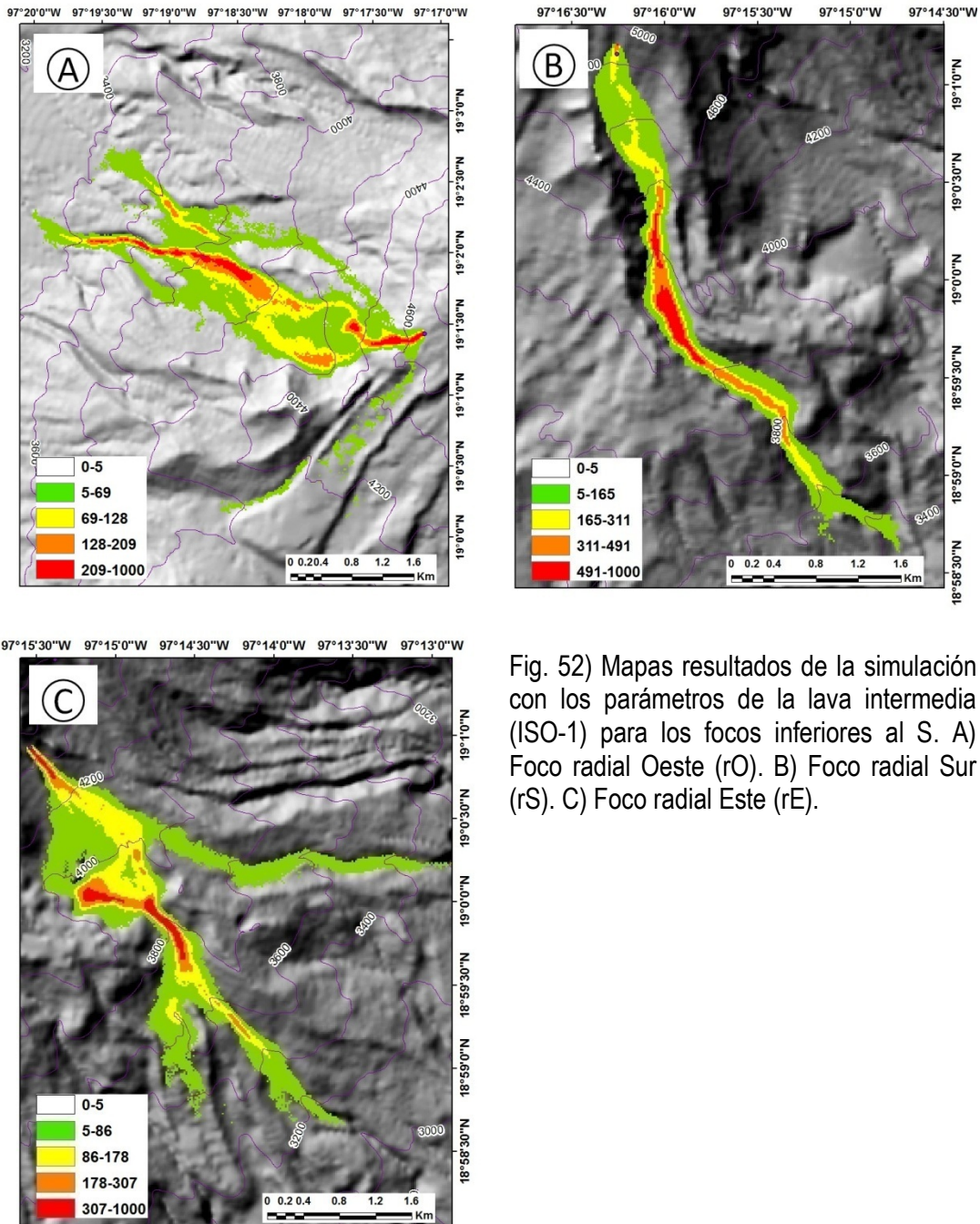


Fig. 52) Mapas resultados de la simulación con los parámetros de la lava intermedia (ISO-1) para los focos inferiores al S. A) Foco radial Oeste (rO). B) Foco radial Sur (rS). C) Foco radial Este (rE).

Para la simulación que inició desde el foco rE, se observa que los valores máximos de amplitud de flujo (940.0 m) los alcanza al llegar a los 4220 msnm (Fig. 52C), donde una pequeña parte del flujo remonta la lava IS-6, dejando una isla. Posteriormente se encauza entre el borde norte de la lava IS-3, hasta la altitud de 3100 msnm.



## Escenarios flujos largos-radial

Los escenarios largos, simulados en las laderas inferiores al norte, guardan una similitud en cuanto a forma con las lavas intermedias, pero evidentemente tienen mayor alcance. La primera simulación, con los parámetros de flujo largo, que inicia en las laderas superiores al norte se parece en forma y dirección a la que tomaron los flujos inferiores, pero su longitud es de 8652.2 m (Fig. 53A). El flujo se dividió en 2 lóbulos y al igual que el flujo intermedio rodeo parte del complejo de domos, se encauzó sobre la Barranca Seca (Fig. 53A), mientras que el lóbulo contrario avanzó por el borde de la lava CN-11 hasta llegar a la barranca Ojo Salado. Engolfo la lava LN-1 e inundo la zona plana, donde obtuvo su amplitud máxima de 981.0 m, continuo su avance hasta llegar a la altitud de 2920 msnm.

El flujo que inició dentro de la barranca Ojo Salado en el foco n49, avanzó hasta los 2880 msnm (Fig. 53B). Su longitud máxima fue de 8323.7 m. El flujo desciende sobre la zona de depósitos piroclásticos en las laderas inferiores y logra su mayor amplitud (943.9 m) a los 3600 msnm.

La simulación emitida desde el foco nEO tiene una longitud de 8160.6 m (Fig. 54A). Emanó desde los 4760 msnm y llegó hasta los 2880 msnm. Mantuvo su amplitud constante a lo largo de la traza de la falla propuesta entre las lavas “Dacita Espolón de Oro” y “Andesita y dacita Jamapa”, donde su máximo fue de 479.1 m, justo entre las cotas de 3900 y 3800 msnm.

El lóbulo simulado a partir del foco nDO tiene 7952.8 m de longitud (Fig. 54B). Cuando llega al Complejo de domos Chichimeco se divide en 2 lóbulos, el que se dirige al norte desciende por la Barranca Seca, rodea una parte del complejo y al llegar a la altura de 4000 msnm inunda el centro de la lava LN-2 hasta los 3620 msnm en donde vuelve a ocupar el margen del flujo.

El lóbulo del Este ocupa la barranca Ojo salado hasta llegar a los 3000 msnm, donde muestra su mayor amplitud (1007.6 m), posteriormente se encauza entre el límite de la lava LN.1 (véase Fig. 9).

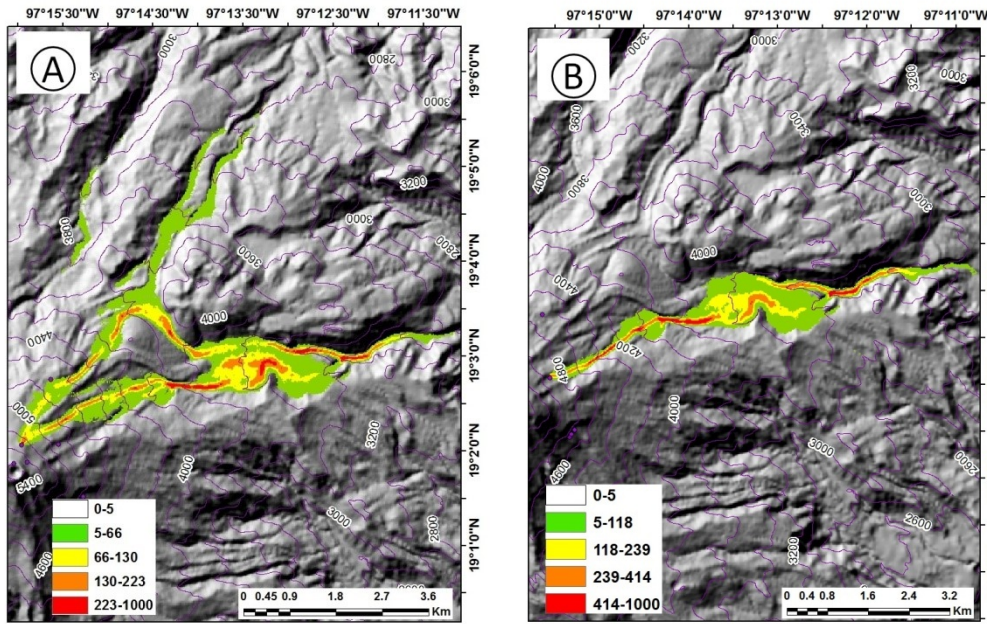


Fig. 53) Mapas resultados de la simulación con los parámetros de la lava larga (LN-2) emitidos desde los focos radiales superiores al N. A) Foco emisor Norte, cercano a los 5300 msnm (n53). B) Foco emisor cercano a los 4900 msnm (n49).

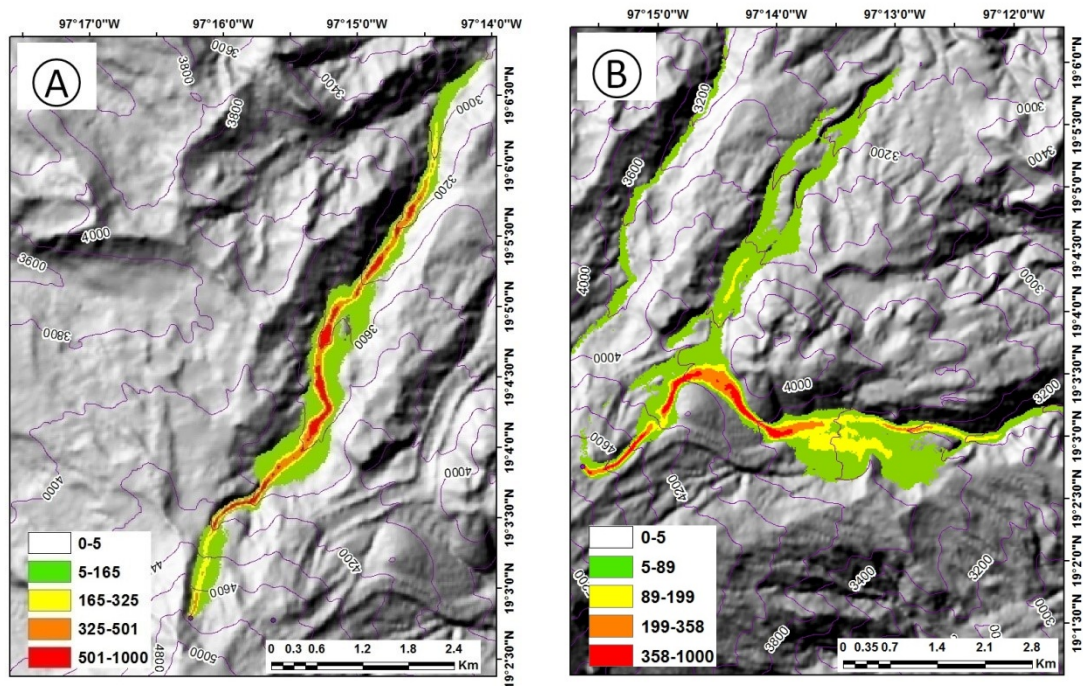


Fig. 54) Mapas resultados de la simulación con los parámetros de la lava larga (LN-2) emitidos desde los focos radiales inferiores al N del pico de Orizaba. A) Foco emisor Norte sobre la Unidad Espolón de Oro (nEO). B) Foco emisor localizado sobre la Dacita Orizaba (nDO).



En los flujos largos emitidos desde el sur, tenemos longitudes de 7308.7 m para el foco rO (Fig. 55A), 8393.5 m para el foco rS (Fig. 55B) y 8901.1 m para el foco rE (Fig. 55C).

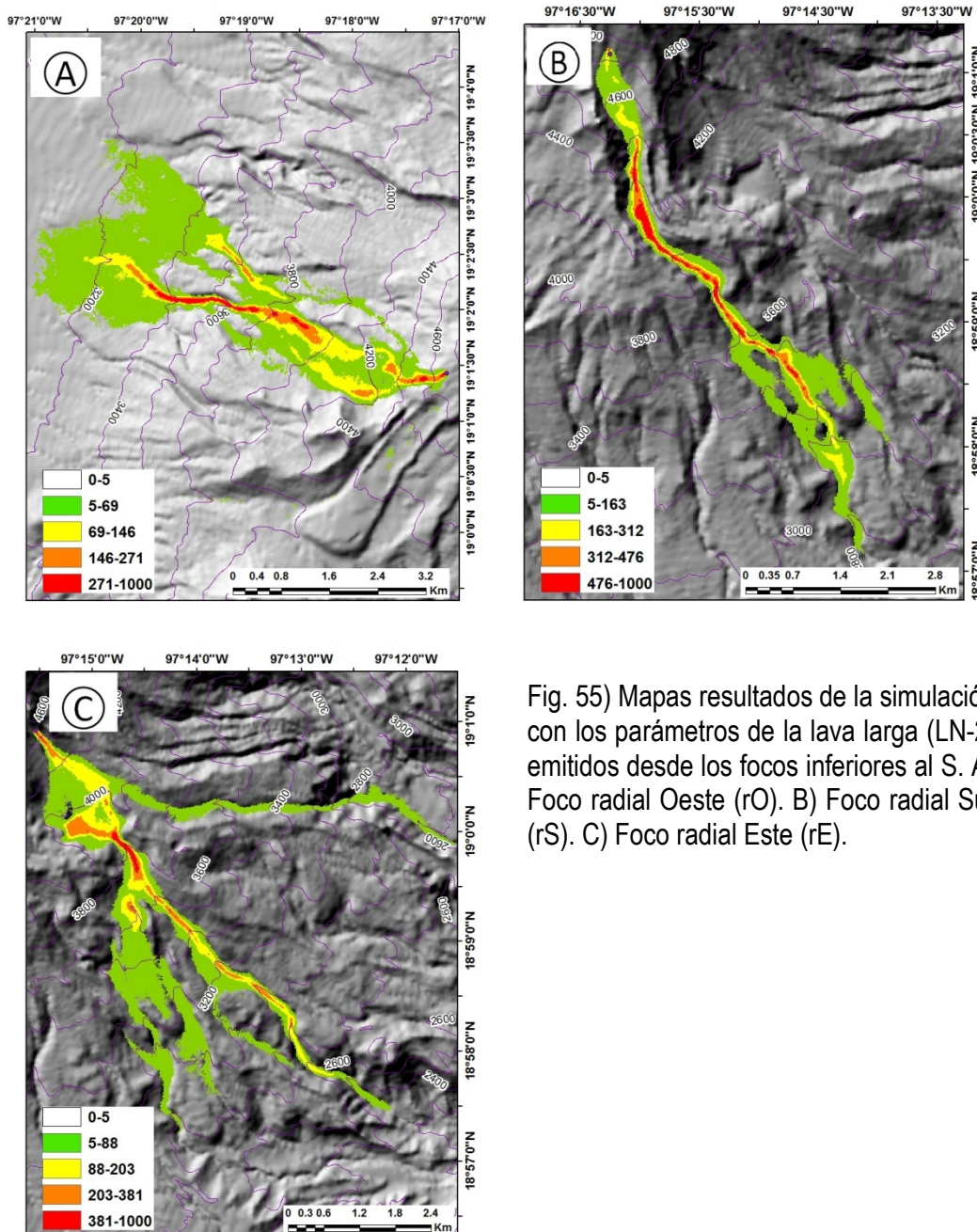


Fig. 55) Mapas resultados de la simulación con los parámetros de la lava larga (LN-2) emitidos desde los focos inferiores al S. A) Foco radial Oeste (rO). B) Foco radial Sur (rS). C) Foco radial Este (rE).

El flujo emitido desde rS inició a una altura de 4840 msnm y siguió la traza de la Falla Orizaba junto a los escarpes de las lavas “Andesita Torrecillas” y la “Andesita

y dacita Alpinahua”, hasta llegar a la altura de 2780 msnm (Fig. 55B). Al entrar en una zona con barrancos profundos la lava no cambia mucho en su amplitud por lo que en la zona proximal al foco muestra el valor máximo en 427.5 m.

Para el flujo emitido desde rE se tiene una altura de 4660 msnm de inicio, desciende sobre los depósitos piroclásticos de la ladera Sur y en la parte distal del flujo IS-3, rebasa su frente, por lo que una parte de la simulación comienza a inundar la zona central de la lava LS-3. Otro sector del flujo continúa hasta los 2260 msnm sobre la “Dacita Espolón de Oro” y las “Lavas Pilancón”. La mayor amplitud del flujo se encuentra entre los 3900 msnm y los 4000 msnm, con 940.0 m (Fig. 55C).

El flujo emitido desde rO comienza a una altitud de 4700 msnm sobre la lava CSO-4, la cual queda parcialmente sepultada por la simulación. Continúa hacia el Oeste por encima de los depósitos piroclásticos y pasa por los costados de la “Andesita-basáltica Carnero”, la engolfa y avanza hacia un relieve sub-horizontal localizado a una altitud de 3120 msnm (Fig. 55A). La parte distal del flujo es la que mayor amplitud tiene con 1130.9 m.

## **4.4 Escenarios fisuras**

### **Escenarios flujos cortos-fisura**

Para los escenarios donde la posible efusión de lava fuese emitida desde un rasgo lineal, fue necesario definir 3 focos emisores contiguos, para de esta forma poder obtener una zona donde la simulación pareciera fisural. Se seleccionaron dos sectores, contrapuestos para estos casos, denominados Fisura Oeste (FO) y Fisura Este (FE) (Fig. 56, 57 y 58). Debido a que se conglomeraron varias simulaciones para representar la posible emanación de una fisura, los valores de celda ocupada por la iteración fueron reclasificados, los valores de 0 a 5 fueron removidos y se dividieron los resultados para ser agrupados en valores “a” y “b” siendo el primero los valores menores de ocupación y los segundos los mayores.

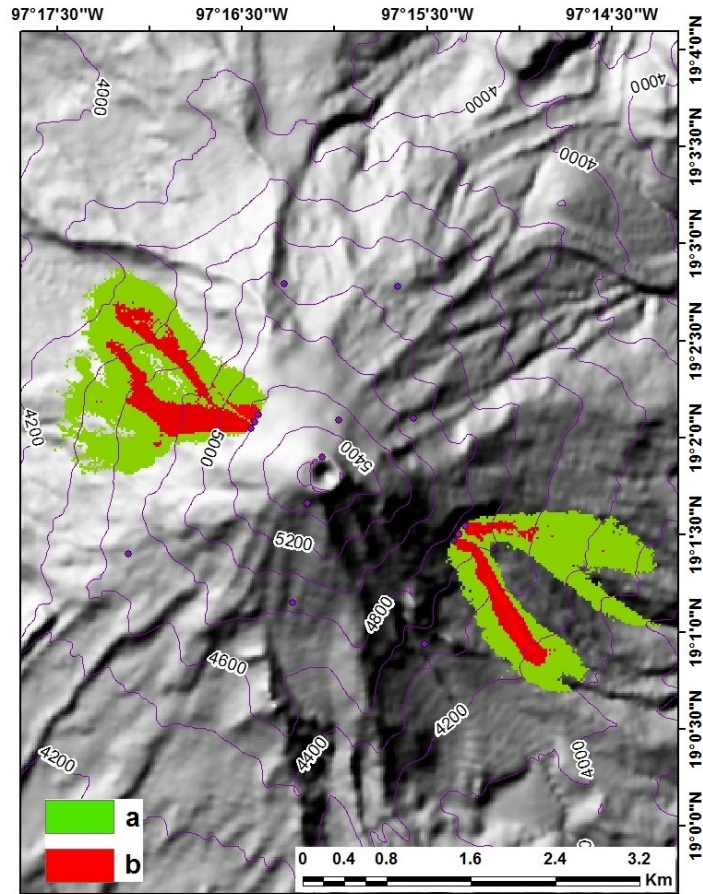


Fig. 56) Mapas resultado de la simulación con los parámetros de la lava corta (CS-1) emitida desde los focos fisurales al Oeste (FO) y al Este (FE).

Para el caso de las lavas con parámetros cortos emitidos desde la FO se tuvo una longitud máxima de 1985.6 m (Fig. 56); desciende desde la cota de los 5220 msnm, entre las lavas IN-2 y CO-5. Debido a la geometría de la ladera occidental del volcán, la simulación engolfa y sepulta parcialmente a la “Dacita Malacara”. En la parte distal se forman 4 lóbulos que alcanzan los 4160 msnm. La amplitud máxima combinada es de 1247.8 m y se localiza en la parte intermedia (a los 4820 msnm).

La simulación que emana en el contacto entre las lavas CE-10 y la LE-5 (véase Fig. 9), inicia a una altura de 4740 msnm (Fig. 56), se bifurca en 2 lóbulos desde la zona proximal, los cuales bordean a la lava LE-5. Por debajo de la cota de los 4300 msnm la lava que avanza sobre el flujo IE- 6 y se divide en un lóbulo angosto y otro robusto. El lóbulo inferior desciende sobre la “Andesita Torrecillas” y los



“Depósitos piroclásticos” del edificio, hasta los 3820 msnm; su mayor amplitud está cercana al foco emisor y es de 547.5 m.

#### Escenarios flujos intermedios-fisura

Para el caso de la simulación con los datos del flujo intermedio emitido desde FO, se observa una longitud de 5653.0 m, descendiendo desde los 5220 msnm y sepulta parcialmente la lava CO-5 (Fig. 57). Al llegar a los 4560 msnm se divide en 2 lóbulos de los cuales, el que se encuentra a la sur se emplaza sobre la lava CO-7, continúa su avance sobre la unidad “Depósitos piroclásticos” del edificio y sepulta a la “Andesita-basáltica Carnero”. El lóbulo superior avanza por la franja marcada por la “Dacita Espolón de Oro” y la “Andesita y dacita Alpinahua” hasta llegar a cubrir una parte de la “Andesita y dacita Jamapa” a los 3340 msnm. Al dividirse en 2 su amplitud varia, pero la mayor se encuentra en el lóbulo superior con 803.6 m.

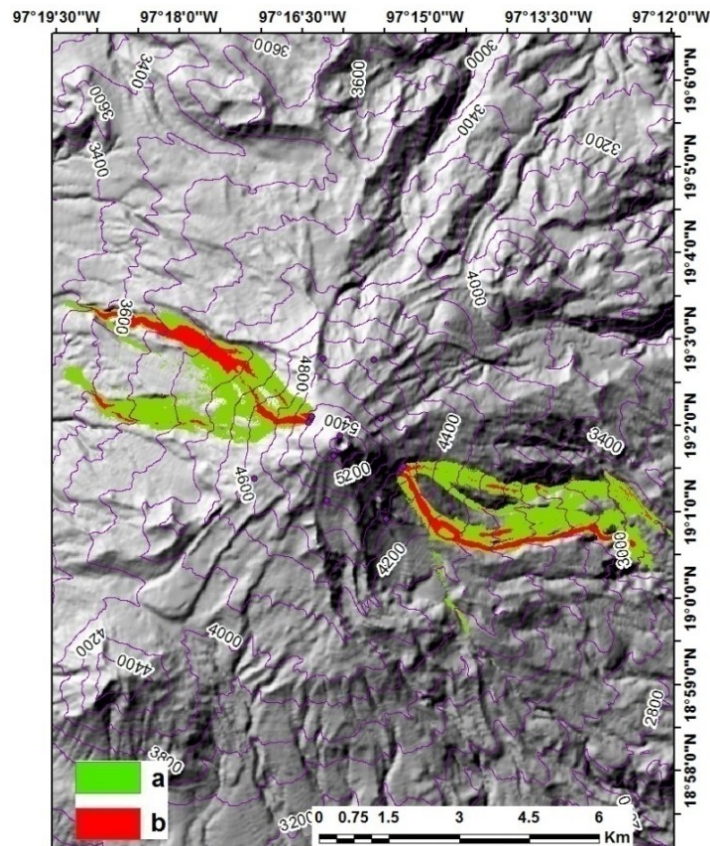


Fig. 57) Mapa resultado de la simulación con los parámetros de la lava intermedia (ISO-1) emitida desde los focos fisurales al Oeste (FO) y al Este (FE).



El flujo intermedio que surge del foco FE aproximadamente a los 4740 msnm y desciende hasta alcanzar una longitud de 6331.2 m (Fig. 57). La simulación se divide en 3 lóbulos que a su vez se dividen en otros más pequeños, la parte más amplia del flujo se encuentra cercana al foco emisor y mide 547.5 m. Pasa sobre un sector de la lava IE-6y LE-5, ese encauza sobre el borde de esta última lava y alcanza a la unidad “Andesita y dacita Alpinahua” para detenerse en los 2780 msnm.

### Escenarios flujos largos-fisura

Por último, las simulaciones realizadas con los parámetros de la lava larga LN-2 dieron como resultado lavas con una longitud de 7707.3 m en el flujo emitido desde FO y 8726.3 m para FE (Fig. 58). En el caso de la primera simulación inicia a los 5220 msnm para dividirse en 2 lóbulos, sepulta parcialmente a la lava CO-7. El flujo emitido desde FE mantiene el curso hacia la “Dacita Espolón de Oro” pero avanza hasta alcanzar los 3160 msnm. Su mayor amplitud de encuentra en la zona de planicie cerca del frente basal y es de 699.5 m.

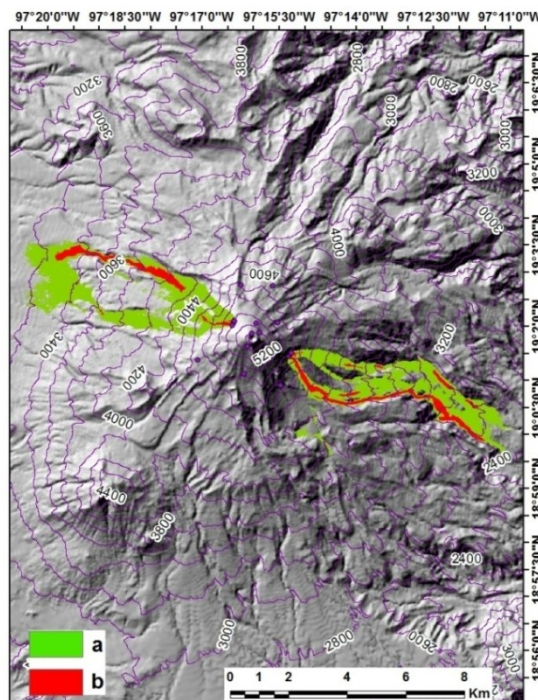


Fig. 58) Mapa resultado de la simulación con los parámetros de la lava larga (LN-2) emitida desde los focos fisurales al Oeste (FO) y al Este (FE).

El flujo largo que inicia desde el este a los 4740 msnm engolfa la lava LE-5 hasta alcanzar los 2480 msnm (Fig. 58). El lóbulo sepultó parcialmente la lava IE-6 y LE-5, continua su descenso hasta unirse de nuevo con lóbulo contiguo, esto da como resultado la parte más amplia del flujo con 1062.7 m.

## **4.5 Mapa de peligros por emplazamiento de flujos de lava del Pico de Orizaba**

### Zonas afectadas

El mapa de peligros por emplazamientos de flujos de lava, muestra en rojo, amarillo y verde, zonas en donde la simulación ocupó con distintos valores de ocurrencia las posibles superficies afectadas en caso de ocurrir una erupción efusiva que emane desde el cráter (Fig. 59). Por esta razón, se decide asignar el nombre de zonas susceptibles a ser ocupadas por flujos de lava o susceptibles de peligro por lava y se dividen de acuerdo con los parámetros de proximidad y de alcance de flujo en corto, medio y largo.

Las zonas con color rojo muestran el área potencial a ser sepultadas por flujos de lava de acuerdo con los ocurridos en el volcán, pero con un alcance corto; cubren un área de 3.4 km<sup>2</sup> y se localizan entre los 5600 y 4220 msnm. Descendieron principalmente hacia la ladera norte del volcán y una pequeña porción hacia el S. Las zonas susceptibles de peligro a ser ocupadas bajo un escenario de flujo de lava intermedio ocupan los barrancos más pronunciados, cubren un área de 7.8 km<sup>2</sup>. Los flujos son estrechos y se localizan en el rango de altitud de 5600 y 3200 msnm (Fig. 59).

Las zonas susceptibles de peligro a ser ocupadas bajo un escenario de flujo de lava de mayor avance, ocupan las barrancas Ojo Salado y Seca al N, mientras que al sur continuaron su avance entre los límites de los flujos de lava LE-5, LS-3, LS-4 y la “Dacita Malacara” (véase Figs. 6 y 9), cubre un área de 11.5 km<sup>2</sup>.



97°18'0"W 97°17'0"W 97°16'0"W 97°15'0"W 97°14'0"W 97°13'0"W 97°12'0"W 97°11'0"W

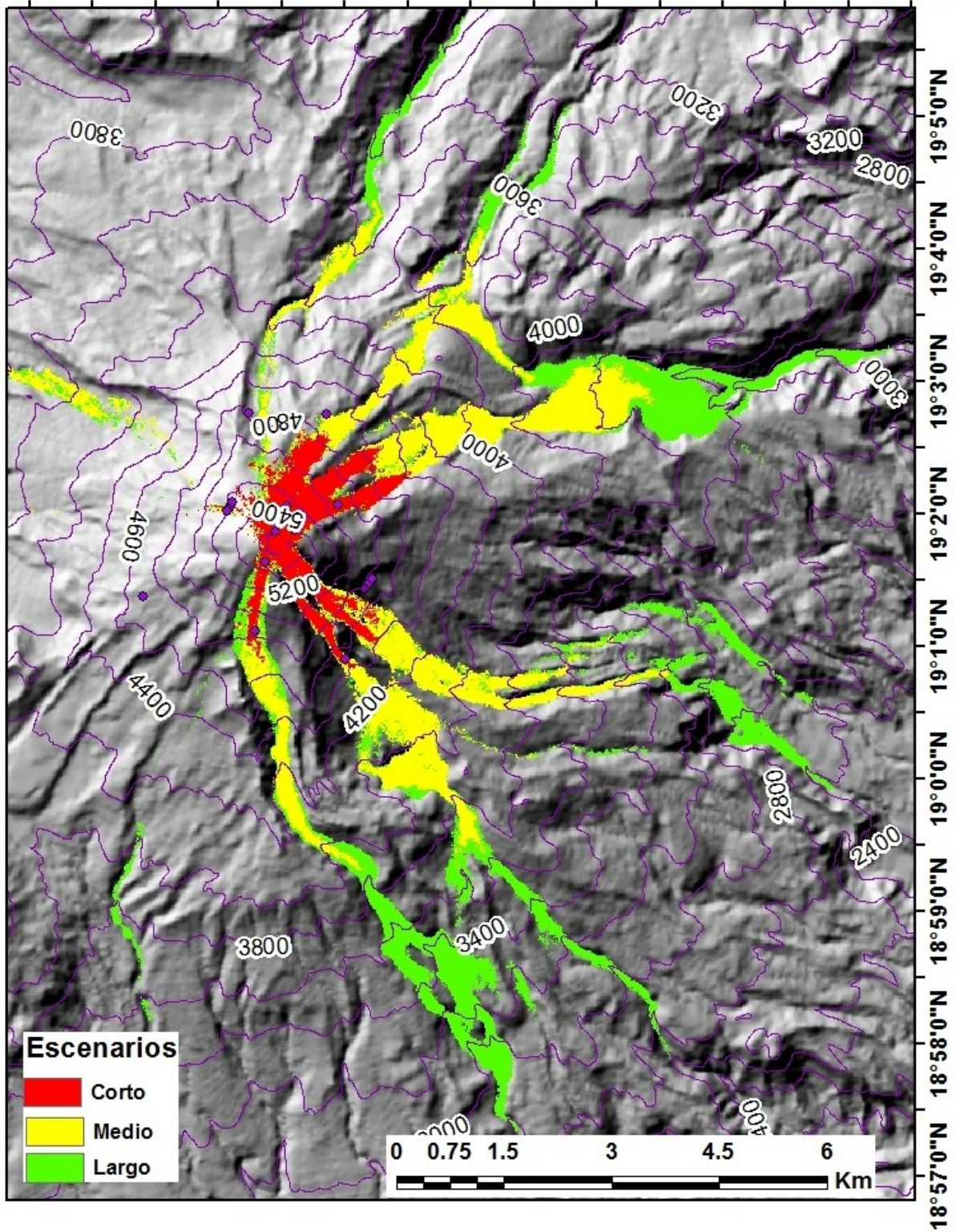


Fig. 59) Mapa de susceptibilidad de áreas a ser ocupadas por un flujo lava del Pico de Orizaba, para los flujos emitidos desde el cráter, al considerar los escenarios largos, medio y cortos.

Al igual que las zonas susceptibles de peligro intermedio, estos flujos son estrechos y emanaron desde los 5600 msnm para llegar hasta los 3000 msnm (Fig. 59). Un aspecto interesante es el de que las lavas actuales, emitidas desde el cráter, tienen direcciones preferenciales al SW, SE, E y NE, en cambio las lavas simuladas presentan una marcada combinación de direcciones al NE y SE.

Para el caso de los flujos radiales se realizó el mismo ejercicio que el mapa anterior, dando como resultado zonas susceptibles a ser ocupadas por flujos de acuerdo con sus parámetros de simulación en cortos, medio y largos (Fig. 60). Las áreas susceptibles a ser ocupadas por flujos de corto alcance cubren 3.4 km<sup>2</sup>, ocupan principalmente los flancos NE, S y W, sepultan la lava IN-4 y entran en el escarpe de la Dacita Espolón de Oro, la barranca Ojo Salado y la falla Orizaba. Pasan por los bordes de las lavas CS-8 e IS-8 y cubren parte del flujo CSO-4 (véase Fig. 9). Las zonas susceptibles a ser ocupadas por flujos intermedios cubren un área de 11.0 km<sup>2</sup>, se encuentran entre las altitudes 4120 y 3400 se movilizan sobre los contactos de las lavas CS-8, IS-3, LS-3 y la unidad "Dacita Espolón de Oro" (véase Fig. 9). Descienden sobre las laderas del edificio que presentan "Depósitos piroclásticos" en los sectores SE y W e inundan las barrancas Ojo Salado y Seca, así como parte de la falla Orizaba.

En el caso de las áreas a ser ocupadas por flujos largos tienen una superficie de 21 km<sup>2</sup>. Los flujos que se encuentran en los sectores W y NE son más amplios, inundan las zonas definidas por los "Depósitos piroclásticos" y las Barrancas Ojo Salado y Seca, mientras que los flujos más estrechos están en los escarpes de las unidades "Dacita Espolón de Oro", "Andesita Torrecillas" y de las lavas IS-3 y LS-3.

Para el caso hipotético en donde los flujos de lava salen de una fisura en el edificio volcánico, se decidió usar las zonas susceptibles a ser ocupadas por flujos de acuerdo con los escenarios de flujos cortos y largos (Fig. 61). Esto debido a que las zonas intermedias son ocupadas también, por los flujos largos



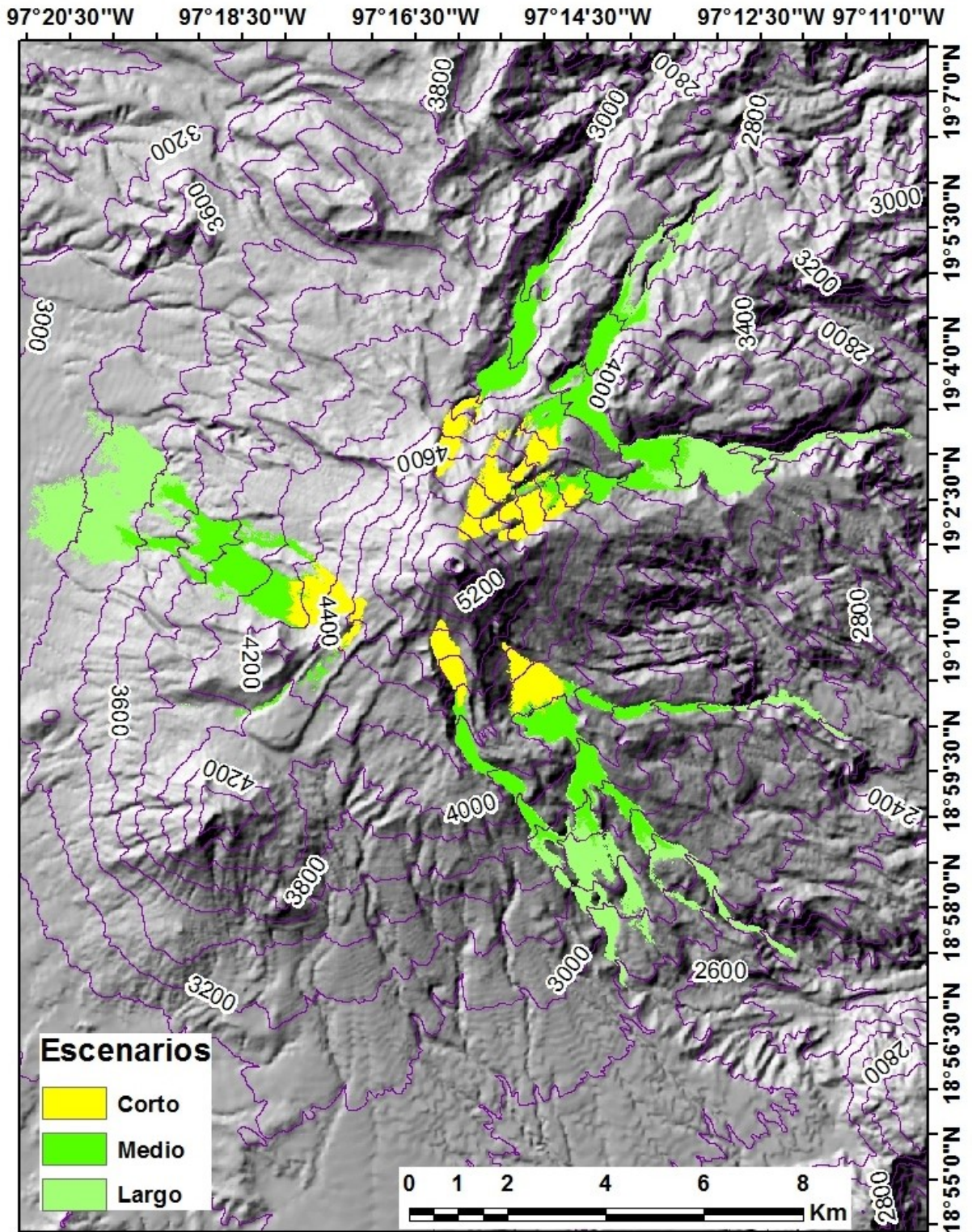


Fig. 60) Mapa de peligros por flujos de lava del Pico de Orizaba, para los flujos emitidos desde sus laderas.



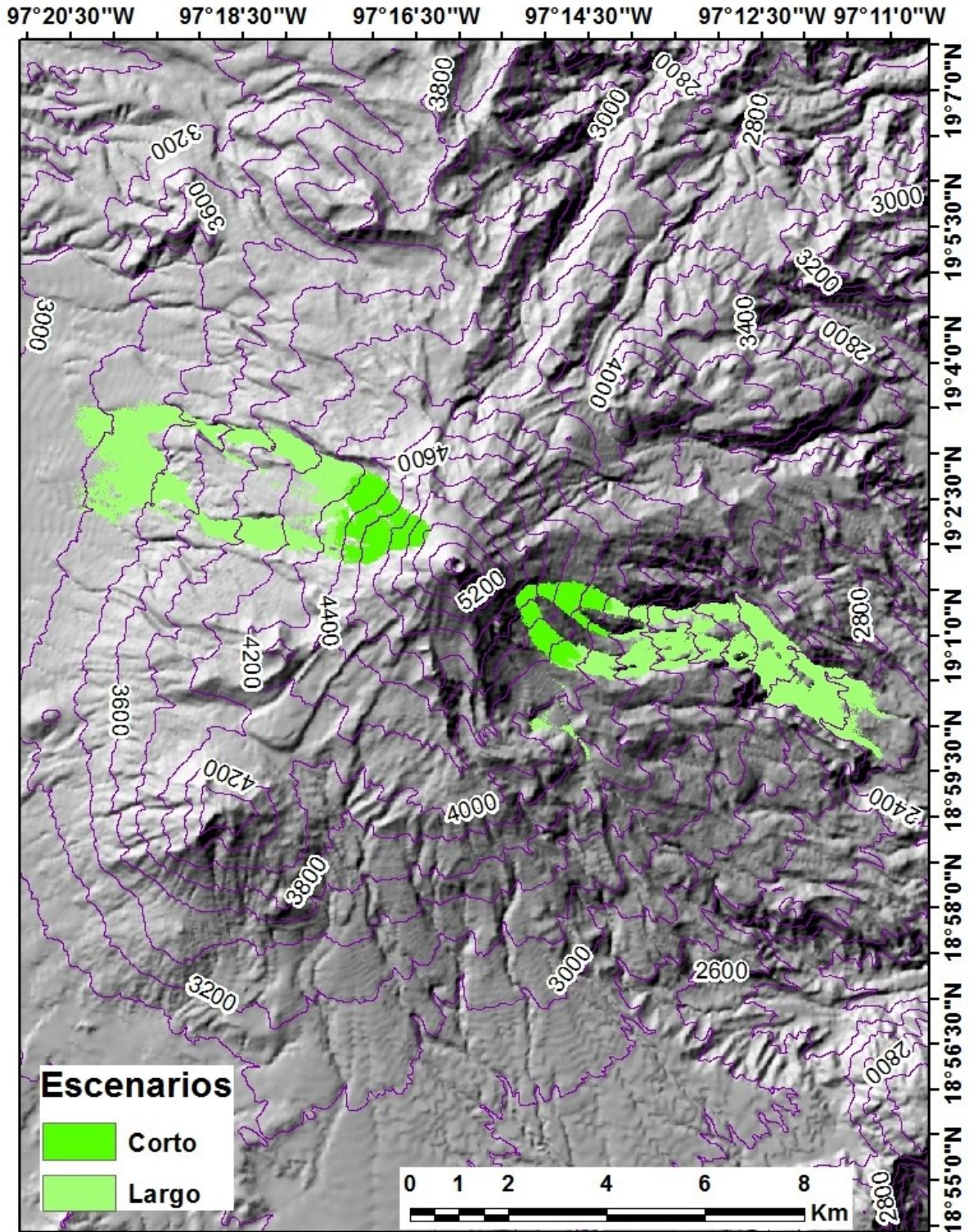


Fig. 61) Mapa desusceptibilidad de inundación por flujos de lava del Pico de Orizaba, para los flujos emitidos desde fisuras.

Las zonas para ser inundadas por flujos de corto alcance ocupan un área de 2.5 km<sup>2</sup>, se encuentran en los sectores W y E. En el sector W las lavas preexistentes CO-5 y CO-7 llegaron casi a la misma altitud entre los 4240 y los 4120 msnm, al realizar la simulación ocupó una porción de la lava CO-5 y cubrió parte de la unidad “Andesita y Dacita Alpinahua” hasta alcanzar los 4160 msnm. Del sector E la simulación avanzó sobre los bordes de las lavas IE-6 y LE-5.

Para poder contener a las zonas a ser inundadas por flujos largos se realizó una unión de los flujos intermedios y largos emitidos desde las fisurales. El área que ocupan es de 9.2 km<sup>2</sup> (Fig. 61). Las zonas que cubren principalmente es la de los bordes de la lava LE-5, de las unidades “Dacita Malacara” y “Andesita y Dacita Alpinahua” en el sector E, mientras que por el sector W los flujos avanzaron hasta las mesetas o llanos volcánicos que se localizan sobre los depósitos piroclásticos del edificio y entre la “Dacita Espolón de Oro”.

#### Impacto en las localidades y carreteras

Al tomar en cuenta los diferentes alcances de los flujos de lava del Pico de Orizaba, es posible revisar qué localidades pueden ser afectadas en caso de una futura erupción. Para esto se asignó el término de escenarios de peligros por lava para los casos de alcance largo, medio y corto. Los flujos de lava de corto alcance tienen un radio de afectación que va de los 1.6 km a los 2.5 km del cráter o foco emisor (Tabla 9 y Fig. 62).

Al sobreponer la capa de infraestructura y localidades al mapa de zonas susceptibles a ser inundadas por lava, no se tiene registrada localidad dentro del radio ocupado para los flujos de lava cortos (Fig. 62). Como era de esperarse la única afectación real se presenta en el refugio Fausto González Gomar al Sur del cráter, además de las rutas de ascenso (que no se tienen cartografiadas).

**Tabla 9. Resultados del emplazamiento de los flujos de lava y sus parámetros.**

<b>Origen</b>	<b>Flujo</b>	<b>Longitud (m)</b>	<b>Variación vertical</b>	<b>Amplitud máxima</b>
Cráter Centro	corto	870.83	5500-5100	321.58
	intermedio	5,017.15	5500-3520	481.57
	largo	8,381.17	5500-2660	1016.22
Domo centro	corto	2,097.02	5600-4400	628.71
	intermedio	6,130.01	5600-3260	879.78
	largo	8,880.83	5600-2600	1016.01
Borde norte	corto	2,052.94	5580-4440	530.78
	intermedio	5,751.64	5580-3480	735.53
	largo	10,070.72	5580-2920	1013.03
Borde noreste	corto	2,185.62	5580-4220	478.28
	intermedio	5,544.16	5580-3480	737.74
	largo	8,725.24	5580-2920	945.81
Borde sur	corto	1,860.95	5580-4540	448.47
	intermedio	5,659.93	5580-3620	370.64
	largo	8,839.09	5580-2860	370.64
Radial inferior N	corto (A)	1,912.73	4760-3980	276.93
	intermedio (A)	5,251.19	4760-3400	479.14
	largo (A)	8,160.65	4760-2880	479.14
	corto (B)	1,749.58	4720-4080	398.41
	intermedio (B)	4,804.69	4720-3600	436.09
	largo (B)	7,952.88	4720-3000	1007.60
Radial superior N	corto (A)	1,925.00	5300-4360	502.55
	intermedio (A)	5,583.43	5300-3480	718.92
	largo (A)	8,652.29	5300-2920	981.03
	corto (B)	2,003.90	4900-4000	248.42
	intermedio (B)	5,176.98	4900-3460	772.42
	largo (B)	8,323.73	4900-2880	944.00
Radial inferior S	corto (A)	1,596.58	4700-4140	530.39
	intermedio (A)	5,571.09	4700-3320	850.96
	largo (A)	7,308.78	4700-3120	1130.91
	corto (B)	1,777.84	4840-4260	354.88
	intermedio (B)	5,199.89	4840-3480	354.88
	largo (B)	8,393.53	4840-2780	427.55
	corto (C)	1,407.04	4660-4020	739.67
	intermedio (C)	5,362.12	4660-3160	940.07
Radial fisural W	corto	1,985.61	5220-4160	1247.81
	intermedio	5,953.09	5220-3340	803.60
	largo	7,707.37	5220-3160	699.58
Radial fisural E	corto	1,988.74	4740-3820	547.51
	intermedio	6,331.24	4740-2780	547.51
	largo	8,726.38	4740-2480	1062.71



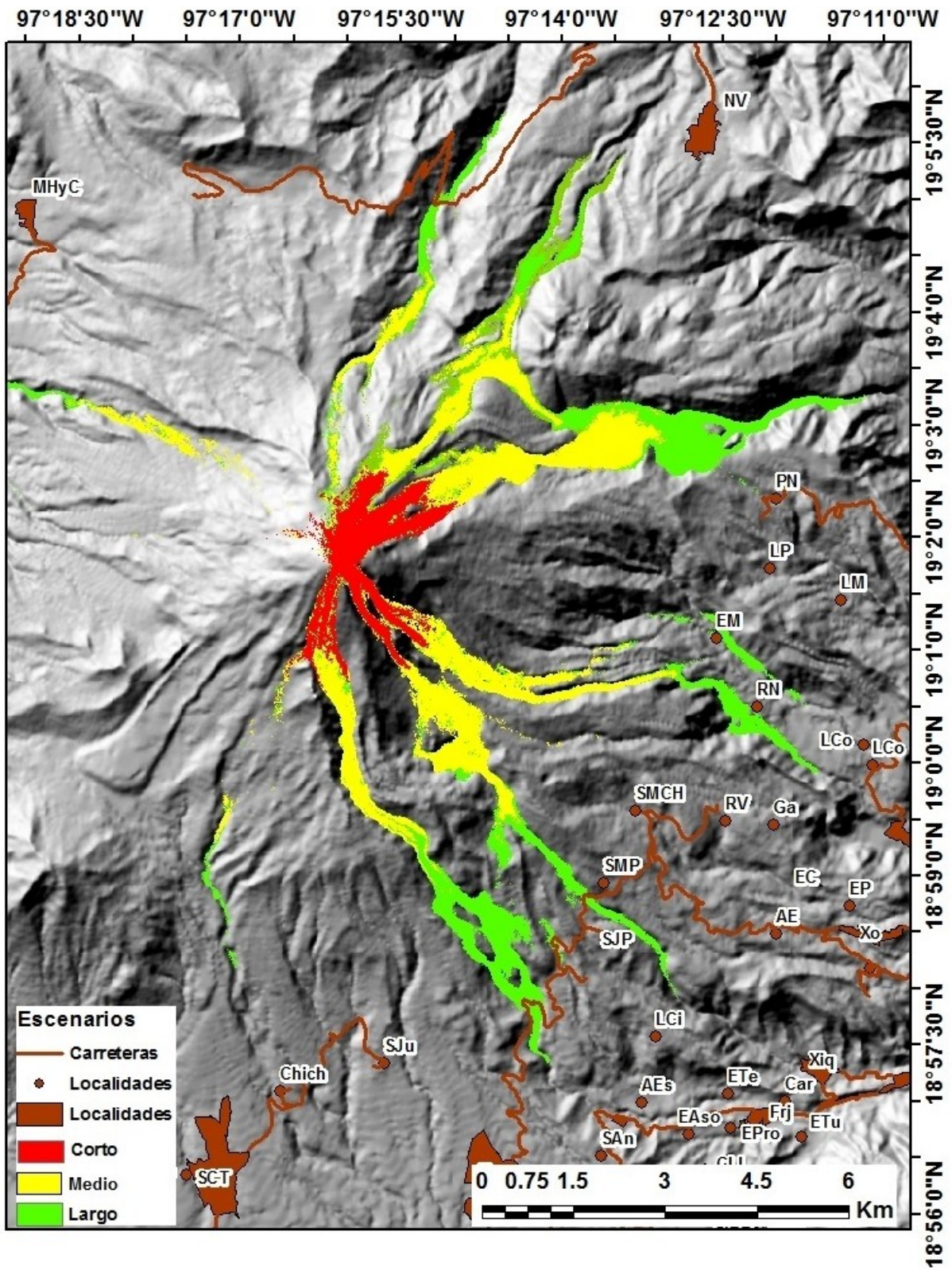


Fig. 62. (Pie de figura, página siguiente.)



◀Fig. 62) (Página anterior) Mapa de peligro por susceptibilidad a ser inundado por flujos de lava para los tres escenarios. Se muestran las principales localidades y carreteras que resultarían afectadas (Xo= Xometla; EC= El Comal; SJP= San José Pilancón; LCi= La Cieneguilla; AE= Agua Escondida; EP= El Paso; SMP= San Miguel Pilancón; Ga= Galicia; RV= Rancho Viejo; SMCH= San Miguel Chinela; NV= Nueva Vaquería; EM= El Minero; LM= La Mata; LP= La Paloma; PN= Potrero Nuevo; RN= Rancho Nuevo).

Para el caso de las zonas susceptibles a ser inundadas por lava de alcance medio, tampoco se presentan localidades o carreteras que puedan ser afectadas. Esto debido a que las trayectorias rondan los 5.2 y 5.7 km desde la fuente y no rebasan los 3260 msnm. Las carreteras principales comienzan a rodear al volcán cerca de los 3200 msnm, por lo tanto, quedan fuera de su alcance.

Los flujos de lava de largo alcance sí muestran que algunas localidades y carreteras, pueden ser afectadas (Fig. 62). Esta zona muestra un radio de alcance de 6.2 km a 9.3 km y desciende hasta la cota de los 2600 msnm. En el sector sur las lavas pueden llegar a impedir el paso a las poblaciones de San Miguel Pilancón y San José Pilancón (SMP y SJP en Fig. 62), otras localidades que podrían resultar incomunicadas son San Miguel Chinela y Rancho Viejo. Un aspecto peculiar se observa en las localidades de Rancho Nuevo y El Minero, donde los flujos pueden acercarse demasiado, pero parece que, por su posición morfológica del lugar de los asentamientos, no serían alcanzados. El flujo que se encuentra al Norte y que se emplaza sobre la “Dacita Espolón de Oro” afectaría la brecha que comunica a la localidad de Nueva Vaquería, desde el Oeste (Fig. 62).

En el caso hipotético, pero no por eso menos importante, de que un flujo de lava pudiera provenir de un sector de las laderas del edificio o de manera fisural en el edificio volcánico, el área afectada se incrementa, ya que los flujos pueden alcanzar zonas más bajas y, por lo tanto, más localidades. La zona con menor afectación se encuentra en el sector W, muestra que las localidades Cuatepasole y Pedro Vázquez Marín serían parcialmente afectadas (Cu y PVM en Fig. 63). Los flujos emplazados al SE causarían los mismos problemas que los flujos de alcance medio y largo emitidos desde el cráter, pero en esta ocasión también tienen el potencial de dañar a la localidad de La Ciénega (Fig. 63). Los flujos radiales que desciende desde el E, en esta ocasión, sepultarían la localidad de El

Minero, encerrarían a la localidad de Rancho Nuevo y podría causar el desalojo de la localidad de La Coyotera.

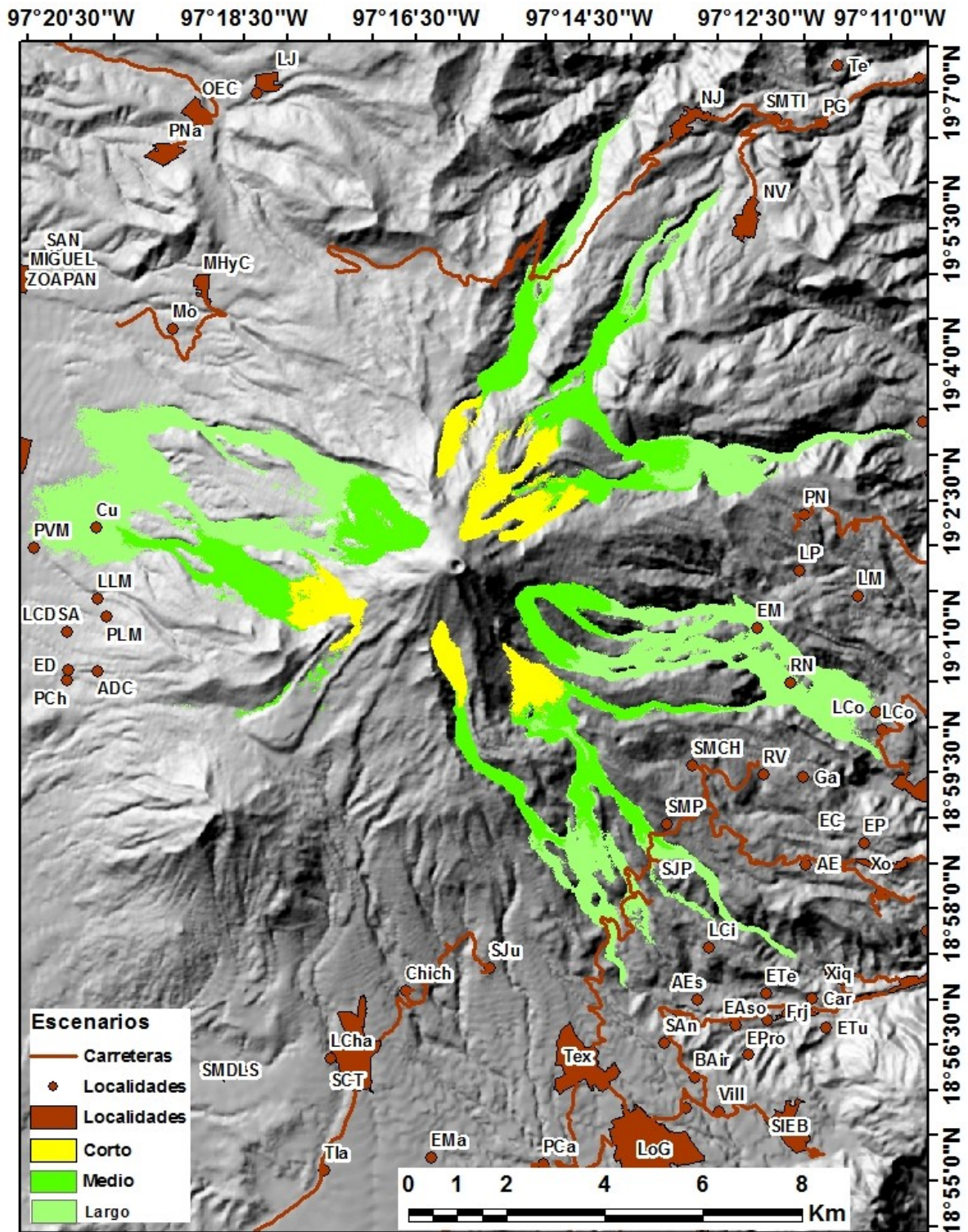


Fig. 63. (Pie de figura, página anterior.)

◀Fig. 63) (Página siguiente) Mapa de zonas susceptibles a ser inundadas por flujos de lava para los escenarios radiales y fisurales, que muestra a las principales localidades y carreteras localizadas alrededor del volcán (LJ= La Jícara; MHyC= Miguel Hidalgo y Costilla; OEC= Oyamecalco el Cajón; PNa= Puerto Nacional; NJ= Nuevo Jacal; NV= Nueva Vaquería; EM= El Minero; LCo= La Coyotera; LM= La Mata; LP= La Paloma; Mo= Moralillos; PG= Palo Gacho; PN= Potrero Nuevo; RN= Rancho Nuevo; SMTI= San Miguel Tlacotiopa; Te= Tepetlapa; SMDLS= San Miguel de la Sierra; SCT= Santa Cruz Texmalaquilla; Xo= Xometla; EC= El Comal; SIEB= San Isidro el Berro; LoG= Loma Grande; SJP= San José Pilancón; Tex= Texmola; Xiq= Xiquila; RLV= Rodolfo Lozada Vallejo; Frj= Frijolillo; Tla= Tlacotal; PCa= Paso Carretas; EMA= El Marín; Vill= Villahermosa; BAir= Buenos Aires; LCha= Los Chávez; CLL= Colonia la Libertad; San= San Antonio; EAso= El Asoladero; ETu= El Tuzal; EPro= El Progreso; Aes= Agua Escondida; Chich= Chichipica; Car= Carbonera; ETe= El Telar; SJu= San Juanero; LCi= La Cieneguilla; AE= Agua Escondida; EP= El Paso; SMP= San Miguel Pilancón; Ga= Galicia; RV= Rancho Viejo; SMCH= San Miguel Chinela; LCo= La Coyotera; PVM= Pedro Vázquez Marín; PLM= Potrero la Mora; PCh= Pastorías Chipés; LLM= Laguna la Millo; LCDSA= La Cuchilla de San Antonio; ED= El Dominado; Cu= Cuatepasole; ADC= Agua del Carbonero).

## Conclusiones

Se reconocieron por medio de rasgos morfológicos 24 unidades de flujos de lava, catalogadas como recientes, que no presentan una edad mayor a los 10 mil años, a partir del presente. Comparadas con las 14 unidades encontradas por Carrasco-Núñez (1998), la presente clasificación dividió a los productos efusivos de acuerdo con su alcance, lo que dio como resultado 5 unidades de largo alcance, 7 de longitud intermedia y 12 de corto recorrido.

Los resultados de viscosidad que se obtuvieron por medio de los datos químicos y el contenido de cristales en las lavas, con el programa MAGMA, dieron para la lava ISO-1 un máximo de  $9.93 \times 10^4 \text{ Pa}\cdot\text{s}$ , siendo la mayor viscosidad encontrada en las lavas analizadas por Carrasco-Núñez (2000); la lava con menor viscosidad es la LS-2 con  $2.10 \times 10^4 \text{ Pa}\cdot\text{s}$ . A partir de comparaciones relativas con otras lavas emitidas por otros volcanes, se encontró una concordancia de los valores de viscosidad y tensión interna con las lavas históricas emitidas por el volcán Santorini y la última lava del volcán Parícutin, reportadas por Pyle y Elliot (2006) y Larrea *et al.* (2017), respectivamente. Al tomar en cuenta la viscosidad y la tensión interna en similitud con los datos de Santorini y Parícutin, se consideraron sus valores de emisión, con datos de 0.7, 1.5, 3 y  $3.6 \text{ m}^3/\text{s}$ . Al calcular el volumen total emitido para cada flujo se pudo pronosticar una tasa de emplazamiento. Los resultados dieron para las lavas de corto alcance una duración de 1 a 7 meses, para las intermedias el rango fue de 8 a 21 meses y en las largas el resultado fue de 1 a 2 años con 7 meses.

La reconstrucción de la topografía de tres lavas tipo, con alcances corto, intermedio y largo, permitieron calibrar la simulación de flujos de lava con el *software*ELFM. De estas simulaciones, los flujos que fueron emitidos desde el cráter son los que más se asemejan al escenario futuro próximo. Con el fin de que los flujos tuvieran un mayor alcance, se realizó la simulación en donde los focos emisores se encontraran en el edificio y dos propuestas más de actividad “fisural”.



Se realizaron en total 36 simulaciones, con los parámetros corto intermedio y largo, obtenidos de las lavas preexistentes, emitidas desde el cráter actual, desde un hipotético “domo” emplazado en el cráter, desde el borde, en las laderas (donde ocurrió el cruce de 2 sistemas de fallas) y por último desde “fisuras” en el edificio. El alcance máximo para los flujos cortos fue de 2 km, de 5 km para los intermedios y 8 km en los largos. La mayoría de los flujos simulados ocuparon los sectores N, S y E, solamente el foco “rO” y el FW emanaron de dicho sector; todos los flujos que salieron del sector NE inundaron las barrancas Ojo Salado y Seca.

Por último, los mapas de susceptibilidad de peligro por inundación por lava fueron interpretados junto con las localidades y las carreteras que podrían resultar afectadas, en caso de una futura erupción efusiva. Estos nos muestran un amplio alcance de peligrosidad. Las localidades que se encuentran al SE del volcán tienen más probabilidad de resultar afectadas, las localidades de Rancho Nuevo, El Minero, San José Pilancón, San Miguel Pilancón y la carretera que comunica a ambas quedarían sepultadas o incomunicadas en caso de una erupción efusiva, así como la carretera que conecta a Vaquerías desde el Oeste. El peor escenario que se podría tener es de una erupción que emane desde el borde SE del cráter y cumpla con las características de un flujo largo. Para este escenario, es importante recalcar que, al tener velocidades bajas de avance, la población y carreteras podrían ser evacuadas y acordonadas con suficiente tiempo de antelación (meses). Ya que se espera el arribo de la lava a las localidades o carreteras entre 8 meses y un año de iniciado el desbordamiento desde el cráter. Aunque era lógico de imaginar, las rutas de ascenso por alpinistas son las que inequívocamente, se verían más afectadas desde el primer momento en el que la lava desborde el cráter, incluso, de acuerdo con la viscosidad, tensión interna, composición y temperatura de la lava emitida, el refugio Fausto González Gomar podría ser destruido por el desarrollo de flujos piroclásticos desencadenados por colapsos del frente de los supuestos flujo emitidos, esto durante el primer mes de actividad.

## REFERENCIAS

Alcalá-Reygosa, J., Palacios, D., Schimmelpfennig, I., Vázquez-Selem, L., García-Sancho, L., Franco-Ramos, O., Villanueva, J., Zamorano, J.J., ASTER Team (Aumaitre, G., Bourles, D., Keddadouche, K.), 2018. Dating late Holocene lava flows in Pico de Orizaba (Mexico) by means of in situ-produced cosmogenic  $^{36}\text{Cl}$ , lichenometry and dendrochronology. *Quaternary Geochronology* 47, 93-106.

Alcántara-Ayala, I., 2002. Geomorphology, natural hazards, vulnerability and prevention of natural disasters in developing countries: *Geomorphology*, 47 (2), 107-124.

Bottinga, Y., Weill, D.F., 1972. The viscosity of magmatic silicate liquids: A model for calculation: *American Journal of Sciences*, v. 272, 438-475.

Cantagrel, J. M., Robin, C., 1979. K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks; relations between the andesitic and the alkaline provinces: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 55(1), 99-114.

Cappello, A., Geshi, N., Neri, M., Del Negro, C., 2015. Lava Flow hazards-An impending threat at Miyakejima volcano, Japan: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 308, 1-9.

Carracedo, J.C. y Pérez- Torrado, F.J., 2015. Peligros asociados a coladas de lava: *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 23(1), 49-58.

Carrasco-Núñez, G., 1993. Structure, eruptive history and some major hazardous events of Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), México: Ph.D. dissertation, Michigan Technological University, U.S.A. 182 pp.

Carrasco-Núñez, G., 1997. Lava flow growth inferred from morphometric parameters—a case study Citlaltépetl volcano: *Geological Magazine*, 134 (2), 151-162.

Carrasco-Núñez, G., 1999. Holocene block-and-ash flows from summit dome activity of Citlaltépetl volcano, eastern México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 88, 47-66.

Carrasco-Núñez, G., 2000. Structure and proximal stratigraphy of Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), México: En H. Delgado-Granados, G. Aguirre-Díaz, J.M. Stock (Eds.). *Cenozoic tectonism and volcanism of Mexico*. Geological Society of America Special Paper, 334, 247-262.

Carrasco-Núñez, G., Ban, M., 1994. Geologic map and structure sections of the summit area of Citlaltépetl volcano, México with summary of the geology of the Citlaltépetl volcano summit area., México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México Instituto de Geología, *Cartas Geológicas y Mineras*, vol. 9, 1 mapa, texto explicativo.

Carrasco-Núñez, G., Rose, W.I., 1995. Eruption of a major Holocene pyroclastic flow at Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), México, 8.5-9.0 ka: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 69, 197-215.

Carrasco-Núñez, G., Díaz-Castellón, R., Siebert, L., Hubbard, B., Sheridan, M.F., Rodríguez, S.R., 2006. Multiple edifice-collapse events in the Eastern Mexican Volcanic Belt: the role of sloping substrate and implications for hazard assessment: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158, 151-176.

Carrasco-Núñez, G., Vallance, J.W., Rose, W.I., 1993. A voluminous avalanche-induced lahar from Citlaltépetl volcano, México: Implications for hazard assessment: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 35-46.

Carrigan, C.R., 2000. Plumbing systems. En: H. Sigurdsson (Ed.) *Encyclopedia of volcanoes*. California, USA: Academic Press, 207-217.

Chamberlin, J.C., 1923. New and little known pseudoscorpions, principally from the islands and adjacent shores of the Gulf of California: *Proceedings of the California Academy of Sciences*, 353-387.

Chevrel, M.O., Platz, T., Hauber, E., Baratoux, D., Lavallée, Y., Dingwell, B.D., 2013. Lava flow rheology: A comparison of morphological and petrological methods: *Earth and Planetary Sciences Letters* 384, 109-120.

Chevrel, M.O., 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 archeology and hazards: *The Holocene*. Oct 13. doi:10.1177/0959683615609757.

Concha-Dimas, A., Cerca, M., Rodríguez, S.R., Watters, R., 2005. Geomorphological evidence of the influence of pre-volcanic basement structure on emplacement and deformation of volcanic edifice at the Cofre de Perote-Pico de Orizaba, chain and implication for avalanche generation: *Geomorphology* 72, 19-39.

Crausaz W., 1994. Pico de Orizaba or Citlaltépetl: Geology, archeology, history, natural history and mountaineering routes: *Geopress International*, Ohio. USA. 594 pp.

Crisci, G.M., Rongo, R., Di Gregorio, S., Spataro, W., 2004. The simulation model SCIARA: the 1991 and 2001 lava flows at Mount Etna: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 132, 253-267.

Damiani, M.L., Gropelli, 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). *Computers & Geosciences*, vol. 32. 512-526.

De la Cruz-Reyna, S., Carrasco-Núñez, G., 2002. Probabilistic hazard analysis of Citlaltépetl (Pico de Orizaba) Volcano, eastern Mexican Volcanic Belt: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113, 307-318.

De Zayas, R., 1989. *Clásicos de la Economía Mexicana*. Secretaria de Fomento, Colonización e Industria de la República Mexicana. Facultad de Economía. México. 489 pp.

Del Negro, C., Fortuna, F., Herault, A., Vicari, A., 2008. Simulation of the 2004 lava flow at Etna volcano by the MAGFLOW cellular automata model: *Bulletin of Volcanology*, 70, 805-812.

Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: *Instituto de Geología, UNAM*, Vol. 2, 172-187.

Díaz-Castellón, R., 2003. Análisis de la estabilidad de edificios volcánicos del flanco oriental de la Sierra de Citlaltépetl-Cofre de Perote: Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra. 135 pp.

Felpeto, A., Araña, V., Ortiz, R., Astiz, M., García A., 2001. Assessment and Modelling of Lava Flow Hazard on Lanzarote (Canary Islands): *Natural Hazards*, 23, 247-257.

Ferrari, L., 2000. Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. LIII, 84-92.

García, E., 2004. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen: Instituto de Geografía, UNAM, México, 90 pp.

García Acosta, V., 2008. Historia y desastres en América Latina: Centro de Investigaciones y Estudios Superiores en Antropología Social/Red de Estudios Sociales en Prevención de Desastres en América Latina (La Red), 3, 358 pp.

Gho- Inzunza, R.A., 2013. Determinación de parámetros eruptivos de flujos de lava del Complejo Volcánico Lonquimay (38°s), Andes del Sur. Tesis de Licenciatura. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 123 pp.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., Ferrari, L., 2005. Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LVIII, núm, 3, 227-283.

Griffiths, R.W., 2000. The dynamics of lava flows: *Annual Review of Fluid Mechanics*, 32, 477-518.

Guilbaud, M.-N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., 2012. Reconstruction of the volcanic history of the Tacámbaro-Puruarán area (Michoacán, México) reveal high frequency of Holocene monogenetic eruptions: *Bulletin of Volcanology*, 74, 1187-1211.

Heine, K., Heide-Weise, M., 1973. Jungquartäre Fördertolgen des Malinche-vulkans und des Popocatepetl (Sierra Nevada, México): En: Cantagrel, J. M., Gourgand, A., Robin, C., 1984. Repetitive Mexing events and Holocene pyroclastic activity at Pico de Orizaba and Popocatepetl (Mexico). *Bulletin of Volcanology*, 47, 735-748.

Hoff, C.C., 1944. New pseudoscorpions of the subfamily Lamprochernetidae: *American Museum Novitates*, 1-12.

Höskuldsson, A., 1992. Le complexe volcanique Pico de Orizaba-Sierra Negra-Cerro Las Cumbres (Sud-Est Mexicain): Structure, dynamisme eruptifs et evaluations des aleas: Ph.D. Thesis. Clermont Ferrand, Blaise Pascal University, Clermont Ferrand, Blaise Pascal University, 210 pp.

Höskuldsson A., Cantagrel J.M., 1994. Volcanic hazards in the surroundings of Pico de Orizaba, Eastern Mexico: *Natural Hazards*, 197-219.

Höskuldsson, A., Robin, C., 1993. Late Pleistocene to Holocene eruptive activity of Pico de Orizaba, eastern México: *Bulletin of Volcanology*, 55, 571-587.

Höskuldsson, A., Robin, C., Cantagrel, J.M., 1990. Repetitive debris avalanche events at Volcano Pico de Orizaba, México, and their implications for future hazard zones: *International Volcanological Congress*, Mainz, Germany, Resumen. 47 pp.



- Hulme, G., 1974. The interpretation of lava flow morphology: *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 39, 361-383.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2000. Base de datos geográficos, Diccionario de datos climáticos. México 65 pp.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2008. Carta climática, Conjunto de datos vectoriales escala 1:1 000 000: México. D.F., 1 mapa.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2010. Cartas hidrológicas: RH18-Balsas y RH28-Papaloapan, Red hidrográfica escala 1:50 000 edición 2.0: México. D.F.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2015. Cartas topográficas: San Salvador el Seco E14-B45; Coscomatepec E14-B46; Ciudad Serdán E14-B55 y Orizaba E14-B56; escala 1:50,000: México. D.F.
- Ishihara, K., Iguchi M., Kamo, K., 1990. Numerical Simulation of Lava Flows on Some Volcanoes in Japan: *IAVCEI Proceedings in Volcanology*, 2, 174-207.
- Iverson, R.M., Schilling, S.P., Vallance, J.W., 1998. Objective delineation of lahar inundation hazard zones: *Geological Society of America Bulletin*, 110, 972-984.
- Jaupart, C., Allègre, C.J., 1991. Gas content, eruption rate and instabilities of eruption regime in silicic volcanoes: *Earth and Planetary Science Letters* 102, 413-429.
- Jiménez, D., Becerril, L., Bartolini, S., Martí, J., 2018. Spatio-temporal Hazard estimation in San Miguel volcano, El Salvador: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* Vol. 358, 171-183.
- Kilburn, C.R.J., 2000. Lava flow and flow fields. En: H. Sigurdsson (Ed.), *Encyclopedia of volcanoes*. San Diego California, USA. Academic Press, 291-305.
- Kilburn, C.R.J., Lopes, R., 1991. General patterns of flow field growth: Aa and blocky lavas. *Journal of Geophysical Research* 96, 19721-19732.
- Kover, T., 1995. Application of a digital terrain model for the modelling of volcanic flows: a tool for volcanic hazard determination: MA thesis, Buffalo State, University of New York, 62 pp.
- Larrea, P., Salinas S., Widom, E., Siebe, C. Abbytt, R., 2017. Compositional and volumetric development of a monogenetic lava flow field: The historic case of Parícutin (Michoacán, Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.10.016>
- Limón-Hernández, C., Macías, J.L., 2009. Volcanic hazards and risk perception at the “Zoque” community of Chalpultenango: El Chichónvolcan, Chiapas, México: *Geofísica Internacional*, 48(1), 113-132.
- Lugo Hubp, J., Inbar, M., 2002. Desastres naturales en América Latina: Fondo de Cultura Económica, España, 501 pp.
- Macías, J. L., 2005. Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 3, 379-424.

Macías, J. L. y Capra, L., 2005. Los volcanes y sus amenazas: Fondo de Cultura Económica. México, 159 pp.

Martin del Pozzo, A.L., Alatorre Ibarguengoitia, M., Arana Salinas, L., Bonasia, R., Capra Pedol, L., Cassata, W., Cordoba, G., Cortés Ramos, J., Delgado Granados, H., Ferrés López, M.D., Fonseca Álvarez, R., García Reynoso, J.A., Gisbert, G., Guerrero López, D.A., Jaimes Viera, M.C., Macías Vázquez, J.L., Nieto Obregón, J., Nieto Torres, A., Paredes Ruiz, P.A., Portocarrero Martínez, J., Renne, P., Rodríguez Espinosa, D.M., Salinas Sánchez, S., SiebeGrabach, C., Tellez Ugalde, E., Estudios geológicos y actualización del mapa de peligros del volcán Popocatepetl. Memoria técnica del mapa de peligros del volcán. Monografías 22, Instituto de Geofísica, UNAM. México. 166 pp.

Micheli, A.M., 2003. Metodo per valutare la pericolosità vulcanica sul monte Etna: Corso de Laurea in Informatica, Università Degli Studi di Milano, Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali, 111 pp.

Mooser, F., Meyer A.H., y McBirney A.R., 1958. Catalogue of active volcanoes of the world; Part VI: Central America. Internal Volc. Assoc., Naples 36 pp.

Negendank, J.F.W., Emmerman, R., Krawczyk, R., Mooser, F., Tobschall, H., Werle, D., 1985. Geological and geochemical investigations on the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Geofísica Internacional, 24 (4), 477-575.

Oxford, 2013. Dictionary of Geology & Earth Sciences. M. Allaby (Ed.) Fourth Edition, Oxford University Press, UK. 644 pp.

Pasquaré, G., Garduño, V., Tibaldi, A., Ferrari, M., 1988. Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt: Tectonophysics, 146, 353-364

Pereyra Díaz, D., Pérez Sesma, J.A., Salas Ortega, M. del R., 2010. Hidrología. En: E. Florescano y J. Ortiz Escamilla (Coord.). Atlas del Patrimonio Natural Histórico y Cultural de Veracruz. Tomo 1. Patrimonio Natural. 1ª Edición. México, D.F. 280 pp.

Pérez, D.E., 2012. Estudio sismo tectónico y peligro geológico de la porción comprendida entre los volcanes Pico de Orizaba y Cofre de Perote, Estados de Puebla y Veracruz: Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura Instituto Politécnico Nacional, México. Tesis de Maestría, 102 pp.

Pinkerton, H., Sparks, R.S.J., 1976. The 1974 sub-terminal lavas Mt. Etna: A case history of the formation of a compound flow field. Journal of Volcanology and Geothermal Research 1, 167-182.

Pyle, D.M., Elliot, J.R., 2006. Quantitative morphology, recent evolution, and future activity of the Kameni Islands volcano, Santorini, Greece: Geosphere, 2, 253-268.

Ramos-Aguilar, R., Máximo-Romero, P., Soto-Cruz, B.S., Alcántara-Iñiesta, S., Vázquez-García, M. de la C., Tlacuatl-Sanchez, A., Reyes-Galicia, A., González-Franco, L., 2015. Aplicación fotogramétrica para el análisis dinámico de barrancas. Caso barrancas Ojo Salado y Seca, en el Volcán Citlaltépetl, México: Investigaciones Geográficas, 50, 89-104.

Robin, C., Cantagrel, J.M., 1982. Le Pico de Orizaba (Mexique): Structure et evolution d'un grand andésitique complexe: Bulletin volcanologique, 45, 299-315.

Rodríguez, S.R., 2005. Geology of Las Cumbres Volcanic Complex, Puebla and Veracruz states, Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 22 (2), 181-199.

Rodríguez, S.R., Mora-González, I., Murrieta-Hernández, J.L., 2006. Flujos de baja concentración asociados con lluvias de intensidad extraordinaria en el flanco sur del volcán Pico de Orizaba (Citlaltépetl), México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 2, 223-236.

Rodríguez Vargas, J.L., 2010. Edad y caracterización sedimentológica de los depósitos recientes de avalancha y flujo de escombros del volcán Cofre de Perote, Veracruz, México: Tesis de Maestría: Centro de Geociencias, Campus Juriquilla. México. 105 pp.

Rossotti, A., 2005. Reconstrucción de la historia eruptiva de la "pómez Citlaltépetl" (volcán Pico de Orizaba): Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias Campus UNAM, Juriquilla, Tesis de doctorado México. 175 pp.

Rowland, S.K., Walker, G.P.L., 1988. Mafic-crystal distributions, viscosities, and lava structures of some Hawaiian lava flows: Journal of Volcanology and Geothermal Research 35, 55-66.

Rutherford, M.J., Gardner, J.E., 2000. Rates of magma ascent. En: H. Sigurdsson (Ed.) Encyclopedia of volcanoes. California, USA: Academic Press, 207-217.

Schaaf, P., Carrasco-Núñez, G., 2000. Geochemical and isotopic profile of Pico de Orizaba (Citlaltépetl) volcano, Mexico: Insights for magma generation processes: Journal of Volcanology and Geothermal Research 197, 108-122.

Self, S., 2006. The effects and consequences of very large explosive volcanic eruptions: Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 364 (1845), 2073-2097.

Sheridan, M.F., Carrasco-Núñez, G., Hubbard, B.E., Siebe, C., Rodríguez-Elizarrarás, S., 2002. Mapa de peligros del Volcán Citlaltépetl (Pico de Orizaba), escala 1:25 000: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 1 mapa.

Siebe, C., Verma, S.P., 1988. Major element geochemistry and tectonic setting of Las Derrumbadas rhyolitic domes, Puebla, Mexico: Chemie der Erde, 48, 177-189.

Siebe, C., Abrams, M., Sheridan, M.F., 1993. Major Holocene block and- ash fan at the western slope of ice-capped Pico de Orizaba volcano, México. Implications for future hazards: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 59, 1-33.

Soto, G. J. y Sjöbohm, L., 2005. Sobre el mapeo de los peligros volcánicos del Arenal (Costa Rica) como una herramienta para la planificación del uso del suelo y la mitigación de desastres. Memoria VIII Seminario de Ingeniería Estructural y Sísmica, 26 pp.

Stevens, N. F., Wadge, G., Murray, J. B., 1999. Lava flow volume and morphology from digitised contour maps: a case study at Mount Etna, Sicily: *Geomorphology*, 28, 251,261.

Yáñez García, C., García Durán, S., 1982. Exploración de la región geotérmica de Los Humeros–Las Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz: México D. F., Comisión Federal de Electricidad, Reporte Técnico 96 pp.

Walker, G.P.L., 1973. Lengths of lava flows: *Philosophical Transaction of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* 274, 107-118.

Waitz, P., 1910-1911. Observaciones geológicas acerca del Pico de Orizaba: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67-76.

### ***Páginas web y programas de cómputo***

ESRI® ArcMap™ 10.1., 1999-2012. ESRI Inc. [www.esri.com](http://www.esri.com)

Google, s.f. Imagen de satélite del volcán Pico de Orizaba. Recuperado el 19 de diciembre, 2016.

INEGI, 2015a. Cuéntame de México. Número de habitantes, recuperado en marzo de 2017 de: <http://cuentame.inegi.org.mx/monografias/informacion/ver/poblacion/>

INEGI, 2015. Topografía. Descarga de archivos digitales de las cartas topográficas, conjunto de datos vectoriales escala 1:50,000. Series III: E14B45 (San Salvador El Seco); E14B46 (Coscomatepec); E14B55 (Ciudad Serdán); E14B56 (Orizaba). Recuperado en junio, 2016, de: [http://buscador.inegi.org.mx/search?q=%22Cartas+Topogr%C3%A1ficas%22&client=ProductosR&proxystyle=ProductosR&num=10&getfields=\\*&sort=date:D:S:d1&entsp=a\\_inegi\\_politica\\_p72&lr=lang\\_es%7Clanguage\\_en&oe=UTF-8&ie=UTF-8&ip=10.187.2.255&entqr=3&filter=0&site=ProductosBuscador&tlen=1404](http://buscador.inegi.org.mx/search?q=%22Cartas+Topogr%C3%A1ficas%22&client=ProductosR&proxystyle=ProductosR&num=10&getfields=*&sort=date:D:S:d1&entsp=a_inegi_politica_p72&lr=lang_es%7Clanguage_en&oe=UTF-8&ie=UTF-8&ip=10.187.2.255&entqr=3&filter=0&site=ProductosBuscador&tlen=1404)