



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA**

**ESTUDIO DE LA SUSCEPTIBILIDAD A LA
GENERACIÓN DE INUNDACIONES Y LAHARES EN
EL VOLCÁN PICO DE ORIZABA (CITLALTÉPETL),
MÉXICO**

**TESIS QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE MAESTRA EN
CIENCIAS DE LA TIERRA
(GEOLOGÍA)**

**PRESENTA
ANA GABRIELA ZARAGOZA CAMPILLO**

**DIRECTORA DE TESIS
DRA. ANA MARIA LIZETH CABALLERO GARCÍA
FACULTAD DE CIENCIAS**

JURADO EXAMINADOR:
DR. SERGIO RAÚL RODRÍGUEZ ELIZARRARÁS (INSTITUTO DE
GEOLOGÍA)
DRA. LUCÍA CAPRA PEDOL (CENTRO DE GEOCIENCIAS)
DRA. ESPERANZA MUÑOZ SALINAS (ESTACIÓN REGIONAL DEL
NOROESTE, ERNO)
DR. OSVALDO FRANCO RAMOS (INSTITUTO DE GEOGRAFÍA)

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., octubre 2020



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.

Declaratoria ética

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

Gabriela Zaragoza Campillo

AGRADECIMIENTOS

Al posgrado en Ciencias de la Tierra y a CONACyT por la beca otorgada durante el desarrollo de este trabajo. Al Instituto de Geofísica y a los laboratorios del departamento de Vulcanología.

Al comité revisor de esta tesis Dr. Sergio Rodríguez, Dra. Lucia Capra, Dra. Lizeth Caballero, Dra. Esperanza Muñoz y el Dr. Osvaldo Franco por la revisión crítica que mejoró enormemente este trabajo.

Al Dr. Sergio Rodríguez por facilitarme la base de datos ERIC III la cual sirvió para realizar parte del análisis de la precipitación. Al Dr. Damiano Sarocchi y al Dr. Luis Rodríguez por acompañarnos en el trabajo de campo.

Este proyecto fue financiado por el proyecto PAPIIT UNAM IA106317 a cargo de la Dra. Lizeth Caballero.

**ESTUDIO DE LA SUSCEPTIBILIDAD A LA
GENERACIÓN DE INUNDACIONES Y
LAHARES EN EL VOLCÁN PICO DE ORIZABA
(CITLALTÉPETL), MÉXICO**

INDICE GENERAL

| | |
|--|---------------|
| I. INTRODUCCIÓN..... | 1 |
| I.II. Planteamiento del problema..... | 3 |
| I.III. Justificación..... | 3 |
| I.IV. Objetivo general..... | 3 |
| I.IV.1. Objetivos específicos..... | 3 |
| CAPITULO 1. LAHARES..... | 4 |
| 1.1. Clasificación..... | 6 |
| 1.1.1. Flujos hiperconcentrados..... | 7 |
| 1.1.2. Flujo de escombros..... | 8 |
| 1.2. Mecanismos generadores de lahares..... | 8 |
| 1.2.1. Derretimiento de glaciares..... | 9 |
| 1.2.2. Intensas precipitaciones..... | 9 |
| 1.2.3. Precipitaciones por huracanes..... | 10 |
| 1.2.4. Eventos en el Pico de Orizaba desencadenados por huracanes..... | 11 |
| 1.2.5. Lahares disparados por sismos..... | 12 |
| 1.2.6. Por colapso de sector..... | 12 |
| CAPITULO 2. VOLCÁN CITLALTÉPETL O PICO DE ORIZABA..... | 14 |
| 2.1. Localización..... | 14 |
| 2.2. Marco geológico regional..... | 16 |
| 2.3. Evolución geológica del volcán Pico de Orizaba..... | 16 |
| 2.4. Lahares en el volcán Pico de Orizaba..... | 20 |
| CAPITULO 3. METODOLOGÍA INTEGRAL..... | 22 |
| CAPITULO 4. ANÁLISIS MORFOMÉTRICO Y TIPOS DE SEDIMENTACIÓN EN LAS CUENCAS..... | 26 |
| 4.1. Metodología..... | 26 |
| 4.1.2. Definición de los tipos de sedimentación..... | 31 |
| 4.2. Resultados..... | 31 |
| 4.2.1. Análisis morfométrico..... | 31 |
| 4.2.2. Tipos de depósitos volcánico-lásticos en el Pico de Orizaba y dinámica de las barrancas..... | 43 |
| 4.2.2.1. Subcuenca y microcuencas en el sector Este (Estado de Veracruz)..... | 45 |
| 4.2.2.2. Microcuencas delimitadas en el sector Oeste (Estado de Puebla)..... | 63 |
| 4.2.3. Parámetros para el cálculo de la susceptibilidad..... | 77 |
| CAPITULO 5. ESCENARIOS DE PELIGRO POR LAHARES PRIMARIOS..... | 83 |
| 5.1. Metodología..... | 83 |
| 5.2. Resultados..... | 85 |
| 5.2.1. Generación de lahares a partir de la removilización de ceniza..... | 85 |
| 5.2.2. Removilización de material de las corrientes piroclásticas densas (CPD)..... | 87 |
| 5.2.3. Por la fusión del glaciar..... | 89 |
| 5.2.4. Parámetros para el cálculo de la susceptibilidad..... | 92 |

| | |
|---|------------|
| CAPITULO 6. ESCENARIOS DE PELIGRO POR LAHARES SECUNDARIOS | 95 |
| 6.1. Metodología..... | 95 |
| 6.2. Resultados... .. | 96 |
| 6.2.1. Geología..... | 96 |
| 6.2.2. Edafología. | 98 |
| 6.2.3. Vegetación y uso de suelo..... | 100 |
| 6.2.4. Procesos de Remoción en Masa (PRM)..... | 102 |
| 6.2.5. Lahares a partir de la transformación de una avalancha de escombros a un flujo de escombros..... | 107 |
| 6.2.6. Parámetros para el cálculo de la susceptibilidad | 109 |
| CAPITULO 7. MECANISMOS DISPARADORES | 112 |
| 7.1. Metodología. | 112 |
| 7.2. Resultados... .. | 116 |
| 7.2.1. Análisis de la precipitación | 116 |
| 7.2.2. Análisis de la precipitación diaria..... | 120 |
| 7.2.3. Precipitaciones durante los huracanes | 123 |
| 7.2.4. Precipitación dentro de las microcuencas | 126 |
| 7.2.5. Distribución espacial de la precipitación | 126 |
| 7.2.6. Periodo de retorno para precipitaciones en el Pico de Orizaba | 128 |
| 7.2.7. Sismos..... | 133 |
| 7.2.8. Parámetros para el cálculo de la susceptibilidad | 136 |
| CAPITULO 8. ANÁLISIS DE LA SUSCEPTIBILIDAD..... | 137 |
| 8.1. Metodología | 137 |
| 8.2. Resultados | 144 |
| 8.2.1. Mapa de susceptibilidad a lahares primarios..... | 144 |
| 8.2.2. Mapa de susceptibilidad a lahares secundarios | 147 |
| CAPITULO 9. DISCUSIÓN | 150 |
| 9.1. Análisis morfométrico y tipos de sedimentación dentro de las cuencas..... | 150 |
| 9.2. Escenarios de peligro por lahares primarios | 157 |
| 9.3. Escenarios de peligro por lahares secundarios | 158 |
| 9.4. Mecanismos disparadores | 160 |
| 9.5. Análisis de la susceptibilidad..... | 162 |
| CAPITULO 10. CONCLUSIONES | 168 |
| REFERENCIAS | 170 |
| GLOSARIO | 182 |
| ANEXO I. ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO..... | 183 |
| ANEXO II. PERIODO DE RETORNO | 190 |

INDICE DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Figura 1. Esquema en sección longitudinal de las partes de un lahar (Iverson, 1997; Pierson y Scott, 1985; Pierson y Costa, 1987)..... | 5 |
| Figura 2. Comportamiento reológico para distintos tipos de flujos (Pierson et al., 1987). | 6 |
| Figura 3. Tipos de flujos basados en las proporciones de agua y sedimento (Pierson y Costa, 1987; Smith y Lowe, 1991)..... | 7 |
| Figura 4. Mapa de localización del área de estudio y perfiles transversales del volcán Pico de Orizaba que muestran el contraste del relieve del Altiplano Central y la Llanura Costera del Golfo por el basamento de calizas inclinado hacia el Este. | 15 |
| Figura 5. Mapa geológico del volcán Pico de Orizaba, en donde se muestra cada fase de construcción del volcán (Modificado de Carrasco-Núñez et al., 1993)..... | 18 |
| Figura 6. Diagrama que esquematiza la metodología general llevada a cabo en este trabajo. CDP: corrientes de densidad piroclástica; ISFV: Índice de Susceptibilidad a Flujos Volcaniclásticos, Wn: Peso del factor n; In: Índice de clase (Abbattista et al., 2005)..... | 22 |
| Figura 7. Diagrama de los escenarios que se tomaron en cuenta en este estudio. | 24 |
| Figura 8. Delimitación de las microcuencas del volcán Pico de Orizaba..... | 33 |
| Figura 9. Mapa de pendientes. | 35 |
| Figura 10. Gráficas de las curvas hipsométricas para cada microcuenca y subcuenca | 39 |
| Figura 11. Mapa hipsométrico..... | 40 |
| Figura 12. Mapa de orientación de laderas..... | 42 |
| Figura 13. Mapa con la ubicación de los puntos de muestreo, en donde se levantaron columnas y se hicieron perfiles longitudinales y transversales. | 44 |
| Figura 14. Depósito de flujo de escombros generado en el 2012, en la parte alta de la barranca de Jamapa (Foto: Ernesto Figueroa). | 45 |
| Figura 15. A 3600 msnm el material proveniente de cotas más altas se deposita formando un abanico con clastos de diversos tamaños desde material fino hasta grandes bloques (Foto: Ernesto Figueroa). | 46 |
| Figura 16. Mapa con la ubicación de las barrancas de la subcuenca de Jamapa y perfiles transversales y longitudinal..... | 47 |
| Figura 17. Fotografías que muestran el interior de la barranca seca a) dinámica fluvial que erosiona las calizas y lutitas del basamento y b) material erosionado dentro del cauce. | 48 |
| Figura 18. Fotografías que muestran el depósito del lahar Tetelzingo a) sobre la carretera a 1940 msnm sobre el puente Tetelzingo (altura 100 m) se puede observar el espesor del depósito y b) sobre el depósito Tetelzingo de manera discordante se encuentran los depósitos de la pómez Citlaltépetl. | 49 |
| Figura 19. Depósito del lahar Tetelzingo e histograma granulométrico. | 50 |
| Figura 20. A 65 km del volcán se describieron tres unidades de flujos de escombros e hiperconcentrados, sobre las cuales está asentada la comunidad de Santa Rosa (FH: Flujo hiperconcentrado, F: Fluvial). | 51 |
| Figura 21. Mapa con la ubicación de las barrancas de la microcuenca del río Tliapa y perfiles transversales y longitudinal. En esta parte afloran las calizas y lutitas del basamento lo que les confiere características distintas a las barrancas. | 52 |

| | |
|---|----|
| Figura 22. Histograma granulométrico donde se observa una distribución unimodal. | 53 |
| Figura 23. Depósito PO 19-34 A que corresponde a un flujo hiperconcentrado con una distribución unimodal y PO 19-34 B que corresponde a un flujo de escombros con una distribución multimodal. | 54 |
| Figura 24. Fotografías de la barranca Metlac a) Puente Metlac, desde donde se observa el Pico de Orizaba y la profundidad de la barranca y b) Depósitos de lahar sobre los cuales se encuentra asentada la comunidad de Fortín de las Flores. | 55 |
| Figura 25. Mapa con la ubicación de las barrancas de la microcuenca del río Metlac y perfiles transversales y longitudinal. Esta barranca es muy profunda aún a 40 km de distancia, en la localidad del Puente Metlac. T1: Terraza 1 y T2: Terraza 2 | 56 |
| Figura 26. Fotografías e histograma del depósito PO 19.36 que pertenece a un flujo de escombros no cohesivo. El histograma muestra una distribución multimodal. | 57 |
| Figura 27. El desborde del río Orizaba en el 2012 y 2017 destruyó el puente que comunica a la comunidad de Mariano Escobedo. Las intensas precipitaciones registradas en esta zona hacen que el río se desborde continuamente dejando a su paso depósitos de flujos diluidos e hiperconcentrados. | 58 |
| Figura 28. Mapa con la ubicación de las barrancas de la microcuenca del río Orizaba y perfiles transversales y longitudinal. | 59 |
| Figura 29. Fotografías de la barranca del Muerto, río Chiquito a) afloran calizas y lutitas del basamento plegadas y estratificadas sobre ellas se observan depósitos fluviales y b) sobre el cauce se encuentran grandes bloques redondeados posiblemente por la erosión sufrida en el transporte desde cotas más altas hasta este punto. | 61 |
| Figura 30. Mapa con la ubicación de las barrancas de la microcuenca del río Chiquito y perfiles transversales y longitudinal. El río Chiquito tiene una elevada carga de sedimentos que van siendo depositados a lo largo del cauce. T1: Terraza 1, T2: Terraza 2, T3: Terraza 3, T4: Terraza 4, DC: Depósitos de caída, P: Paleosuelo. | 62 |
| Figura 31. Fotografías de la secuencia piroclástica PO 19-39 con sus respectivos histogramas. | 64 |
| Figura 32. Fotografías de la barranca Tecajete, a) secuencia piroclástica y colapso de la pared de la barranca, b) cima de la secuencia piroclástica en donde se observan depósitos de oleadas piroclásticas en la cima, en esta zona la barranca es muy angosta y tiene aproximadamente 15 m de profundidad, c) paleocanal erosionando a la secuencia piroclástica y d) pequeño represamiento de troncos y bloques provenientes de los colapsos (FP: flujo piroclástico, C: caída, OP: Oleada piroclástica) | 65 |
| Figura 33. a) base de la columna, oleadas piroclásticas y b) secuencia piroclástica descrita aguas abajo (FP: flujo piroclástico, C: caída). | 66 |
| Figura 34. Mapa con la ubicación de la barranca Tecajete y perfiles transversales y longitudinal. Esta barranca está formada por una secuencia piroclástica alternada con depósitos fluviales. OP: Oleadas piroclásticas, DFP: Depósitos de flujo piroclástico, DC: Depósitos de caída. | 67 |
| Figura 35. Fotografía del afloramiento PO 19-42 con sus respectivos histogramas (CF: conglomerado fluvial, FdE: flujo de escombros, FP: flujo piroclástico). | 68 |
| Figura 36. Fotografía del afloramiento PO 19-43 con sus respectivos histogramas (FdE: flujo de escombros, F: Fluvial). | 69 |
| Figura 37. Fotografía del afloramiento PO 19-44 de la base a la cima depósitos fluviales, flujo de escombros (FdE), paleocanal con depósitos fluviales. Histograma de la muestra PO 19-44 B. | 70 |

| | |
|--|-----|
| Figura 38. A 10 km del volcán dentro de la barranca Alpinahua se pueden observar los drenajes procedentes del deshielo del glaciar Jamapa que escurren por la red de barrancos del volcán. | 71 |
| Figura 39. Mapa con la ubicación de la microcuenca del río Paso Buey, perfiles transversales y longitudinal. FH: Flujo hiperconcentrado, FdE: Flujo de escombros, FPdP: Flujo piroclástico de pómez. | 72 |
| Figura 40. Depósito de un flujo de escombros que puede seguirse a lo largo de la barranca. Este depósito tiene 3 metros de espesor y bloques inmersos en una matriz arenosa. | 73 |
| Figura 41. Mapa con la ubicación de la microcuenca del río Quetzalapa y perfiles transversales y longitudinal. FdE: Flujo de escombros, DC: Depósito de caída, DFP: Depósito de flujo piroclástico. | 74 |
| Figura 42. Gráfica Tamaño medio de las partículas vs Desviación estándar en unidades phi de las muestras recolectadas en las barrancas y alrededores del Pico de Orizaba. | 76 |
| Figura 43. Diagrama triangular Grava, Arena y finos. Se observa que todas las muestras están enriquecidas en grava y arena. | 76 |
| Figura 44. Análisis de frecuencia de los factores (pendientes y orientación de laderas) que promueven la ocurrencia de los PRM. | 77 |
| Figura 45. Mapa de pendientes con los PRM. | 78 |
| Figura 46. Mapa de orientación de laderas con los PRM. | 78 |
| Figura 47. Columnas estratigráficas que resumen los depósitos de cada microcuenca y alrededores. CPD: Corrientes Piroclásticas Densas. | 82 |
| Figura 48. Mapas de isopacas para cuatro capas de los depósitos de la erupción de hace 9000-8500 años AP. Capa A, Capa B, Capa C y Capa F considerados en este estudio (Modificados de Rossotti, 2005) y microcuencas y subcuenca del área de estudio (polígonos amarillos). | 87 |
| Figura 49. a) Cono de energía para el nivel I (rojo) donde se representan flujos piroclásticos de baja magnitud, pero de mayor frecuencia. b) Cono de energía para el nivel II (amarillo) en este escenario se representan flujos piroclásticos de magnitud moderada que pueden alcanzar distancias de 18 a 27 km. | 88 |
| Figura 50. Cobertura del glaciar Norte y área para los años 1975, 2003, 2005 y 2007 (Modificado de Cortes-Ramos, 2016). Para el año 2018 se utilizó Google Earth. | 90 |
| Figura 51. Mapa donde se muestran la subcuenca de Jamapa y las microcuencas Tliapa y 10 que podrían ser afectadas por el deshielo del glaciar, así como los ríos principales por donde el agua seguiría su curso hasta su desembocadura. | 92 |
| Figura 52. Mapa geológico del área de estudio (Elaborado a partir de datos del SGM, 1995-2000). | 97 |
| Figura 53. Mapa con la distribución de los tipos de suelo (Elaborado a partir de datos de INEGI, 1998). | 99 |
| Figura 54. Mapa con la distribución de la vegetación y uso de suelo (Elaborado a partir de datos de CONAFOR, 2013). | 101 |
| Figura 55. Imágenes ASTER correspondientes a los años 2002, 2005, 2006, 2007, 2011 y 2015 en donde se observan varios PRM a lo largo de la barranca Seca dentro de la microcuenca de Tliapa. | 103 |
| Figura 56. Histograma de frecuencias de los PRM en cada microcuenca y subcuenca. | 104 |

| | |
|--|-----|
| Figura 57. Mapa con la ubicación de los Procesos de remoción en masa (PRM) delimitados con imágenes ASTER e imágenes Google Earth, las microcuencas del área de estudio y las principales ciudades como Maltrata, Ciudad Mendoza, Nogales y Orizaba. | 106 |
| Figura 58. Mapa donde se muestra la avalancha Jamapa y la avalancha Tetelzingo (Modificado de Carrasco-Núñez et al., 1993; Carrasco-Núñez y Gómez-Tuena, 1997). | 108 |
| Figura 59. Análisis de frecuencia de los factores (geología y uso de suelo y vegetación) que promueven la ocurrencia de los PRM. | 109 |
| Figura 60. Mapa de la geología con los PRM. | 110 |
| Figura 61. Mapa del uso de suelo y vegetación con los PRM. | 110 |
| Figura 62. Mapa de la ubicación de las 16 estaciones climatológicas utilizadas para este estudio. | 117 |
| Figura 63. Histogramas de la precipitación anual que recibe cada estación. | 118 |
| Figura 64. Distribución promedio de la temperatura máxima, para Veracruz y Puebla. | 119 |
| Figura 65. Histogramas de la precipitación acumulada vs mes y evaporación. | 120 |
| Figura 66. Precipitación histórica para el periodo 1927-2014. Lahares () reportados por Rodríguez et al., (2006), Morales Martínez et al., (2016) y Monfil (2018). | 121 |
| Figura 67. Histograma de la intensidad de la precipitación y la precipitación acumulada para el evento de 2003 (). | 122 |
| Figura 68. Histograma de la intensidad de la precipitación y la precipitación acumulada para el flujo de escombros de 2012 (). | 123 |
| Figura 69. Histograma de la intensidad de la precipitación registrada en las estaciones Ixhuatlán del Café, Huatusco y El Carrizal para el Huracán Ernesto. | 124 |
| Figura 70. Histograma de la intensidad de la precipitación registrada en la estación Huatusco para los eventos hidrometeorológicos que se presentaron durante el 2013. | 125 |
| Figura 71. Histograma de la intensidad de la precipitación registrada en la estación Huatusco para el Huracán Earl. | 125 |
| Figura 72. Mapa de isoyetas con la distribución espacial de la precipitación máxima anual. | 127 |
| Figura 73. Mapas de isoyetas para una precipitación con un periodo de retorno de 2,25,50 y 100 años. | 132 |
| Figura 74. Mapa con la ubicación de los sismos que se han generado en los alrededores del Pico de Orizaba desde 1900 a 2019. | 135 |
| Figura 75. Histograma de frecuencias para el mapa de precipitación aplicando el método de cortes naturales (Jenks). Los valores del eje de las abscisas representan la precipitación (mm), el eje de las ordenadas representa la frecuencia de los valores representados. | 136 |
| Figura 76. Metodología empleada para generar los mapas de susceptibilidad en el SIG. | 139 |
| Figura 77. Mapas que se utilizaron en la ecuación de susceptibilidad, reclasificados en tres clases, cada clase representa un nivel de susceptibilidad baja (verde), moderada (amarillo) y alta (rojo). En total se utilizaron 14 mapas que corresponden a: pendientes, orientación de laderas, orden de la red, densidad de drenaje, factor de la forma, volumen de material de caída, distribución de CPD, volumen del glaciar, geología, precipitación anual, tipo de sedimentación y uso de suelo y vegetación, PRM y colapso de sector. | 142 |
| Figura 78. Gráfica de la superficie cubierta en porcentaje para cada cuenca en relación a lahares primarios. | 144 |
| Figura 79. Mapa de susceptibilidad a la generación de lahares primarios. | 146 |

| | |
|--|-----|
| Figura 80. Gráfica de la superficie cubierta en porcentaje para cada cuenca en relación a lahares secundarios. | 147 |
| Figura 81. Mapa de susceptibilidad a la generación de lahares secundarios. | 149 |
| Figura 82. Perfiles de elevación longitudinales de las microcuencas. | 155 |
| Figura 83. Cartografía de áreas críticas, donde se muestra con fotografías los lahares identificados como secundarios, mismas que validan cualitativamente el mapa de susceptibilidad. | 166 |

INDICE DE TABLAS

| | |
|--|-----|
| Tabla 1. Actividad histórica del volcán. | 20 |
| Tabla 2. Valores establecidos para la longitud del cauce principal (Tomado de Fuentes, 2004). ... | 27 |
| Tabla 3. Rangos para clasificar el orden de la red hídrica (Strahler, 1964)..... | 28 |
| Tabla 4. Rangos para clasificar la densidad de drenaje. | 28 |
| Tabla 5. Valores estimados para clasificar a las cuencas de acuerdo al factor de la forma de Horton (Horton, 1945). | 29 |
| Tabla 6. Parámetros morfométricos calculados para 1 subcuenca y 11 microcuencas del Pico de Orizaba. | 34 |
| Tabla 7. Valores estimados para el tiempo de concentración de cada subcuenca y microcuenca. ... | 37 |
| Tabla 8. Integral hipsométrica calculada para cada subcuenca y microcuenca. | 38 |
| Tabla 9. Distribución de la orientación de laderas dentro de las microcuencas y subcuenca. Orientación de laderas en área (km ²) y orientación de laderas en superficie (%). | 41 |
| Tabla 10. Índice de clase asignado por rangos de pendiente. | 78 |
| Tabla 11. Índice de clase asignado para la orientación de laderas. | 78 |
| Tabla 12. Índice de clase asignado para el orden de la red hídrica. | 79 |
| Tabla 13. Índice de clase asignado para la densidad de drenaje. | 79 |
| Tabla 14. Índice de clase asignado para el factor de la forma. | 80 |
| Tabla 15. Índice de clase asignado para el tipo de sedimentación. | 81 |
| Tabla 16. Volumen de material disponible para cada microcuenca, tomando en cuenta los mapas de isopacas de la erupción de hace 9000-8500 años AP. | 86 |
| Tabla 17. Datos del balance de masa del Glaciar del Citlaltépetl, desde el año 1958 al 2010 (Cortés Ramos 2016). | 91 |
| Tabla 18. Volumen de agua en estado líquido, que se encuentra disponible para cada microcuenca y los ríos a los que podría incorporarse. | 91 |
| Tabla 19. Índice de clase asignado por rangos para el volumen de material de caída. | 93 |
| Tabla 20. Índice de clase asignado para el volumen de material de las CPD. | 93 |
| Tabla 21. Índice de clase asignado para el volumen de agua proveniente de la fusión del glaciar. . | 93 |
| Tabla 22. Índice de clase asignado para cada tipo de litología. | 110 |
| Tabla 23. Índice de clase asignado para el uso de suelo y vegetación. | 110 |
| Tabla 24. Índice de clase asignado para los PRM. | 111 |
| Tabla 25. Índice de clase asignado para el escenario de colapso de sector. | 111 |
| Tabla 26. Estaciones climatológicas utilizadas para el análisis de la precipitación. | 113 |
| Tabla 27. Ejemplo de cómo se calculó el periodo de retorno (T) y la probabilidad de excedencia (P) para la estación Coscomatepec. | 115 |
| Tabla 28. Precipitación registrada para el huracán Ernesto, huracán Ingrid, huracán Earl y las tormentas tropicales Barry y Fernand. | 123 |
| Tabla 29. Volumen de agua en m ³ , que captaría cada subcuenca y microcuenca, tomando en cuenta valores de precipitación para la temporada de huracanes, temporada de lluvias y temporada seca, en ambos sectores del volcán. | 126 |
| Tabla 30. Periodo de retorno para lluvias iguales o mayores a 100 mm/día, | 128 |

| | |
|--|-----|
| Tabla 31. Periodo de retorno para lluvias de iguales o mayores a 100 mm/día, en la estación Ixhuatlán del Café (Veracruz)..... | 129 |
| Tabla 32. Periodo de retorno para lluvias iguales o mayores a 100mm/día, en la estación Ciudad Serdán (Puebla)..... | 130 |
| Tabla 33. Periodo de retorno para lluvias iguales o mayores a 100mm/día, en la estación Chilchotla (Puebla). | 130 |
| Tabla 34. Precipitaciones esperadas para un periodo de retorno de 2,3,10,25,30,50,75 y 100 años. | 131 |
| Tabla 35. Principales sismos que se han generado en Veracruz y alrededores..... | 134 |
| Tabla 36. Índice de clase asignado por rangos para la precipitación anual. | 136 |
| Tabla 37. Parámetros utilizados para el análisis de la susceptibilidad primaria, con sus respectivos pesos, clases e índices de clases..... | 145 |
| Tabla 38. Parámetros morfométricos utilizados para el análisis de susceptibilidad. | 145 |
| Tabla 39. Parámetros utilizados para el análisis de la susceptibilidad secundaria, con sus respectivos pesos, clases e índices de clases..... | 148 |

RESUMEN

El Pico de Orizaba o volcán Citlaltépetl (5675 msnm), es el volcán activo más alto de México, actualmente se encuentra en un periodo de quietud, forma parte de la cordillera volcánica Cofre de Perote-Pico de Orizaba y se localiza al NE de la Faja Volcánica Transmexicana. El volcán se sitúa a unos 26 km de Orizaba y a 66 km al SE de Xalapa. Se estima que en un radio de 40 km habitan 1,215,844 personas (INEGI,2014).

Los flujos de agua y sedimentos volcánicos, comúnmente conocidos como lahares, a menudo pueden suponer una mayor amenaza para la población y la infraestructura que los fenómenos volcánicos primarios. Estos procesos pueden causar grandes daños por impacto e inundaciones varios kilómetros desde su fuente.

En el año 2003 se presentaron flujos de baja concentración al Sur del volcán mismos que causaron grandes daños en las comunidades de Ciudad Mendoza y Nogales. En el año 2012 se presentaron daños por inundaciones debido al desbordamiento del río Orizaba y se generó un flujo de escombros en la parte alta de la barranca de Jamapa al NE del volcán que tuvo un alcance de ~30 km. En el 2017 nuevamente se registraron afectaciones por el desbordamiento del río Orizaba.

Con el objetivo de mitigar el peligro por lahares en el volcán Pico de Orizaba, en esta investigación se estudiaron los factores que condicionan la generación de lahares tanto primarios como secundarios, así como por inundaciones en 11 microcuencas y 1 subcuenca del volcán. Entre los factores estudiados están la caracterización morfométrica (análisis hidrológico de las cuencas), tipos de sedimentación, mecanismos disparadores y escenarios de peligro. Al final se integraron estos parámetros para obtener un índice de susceptibilidad a la generación de lahares primarios y un índice de susceptibilidad para lahares secundarios, con la finalidad de conocer que zonas (áreas críticas) son las más susceptibles a generar estos procesos.

Los resultados muestran que el peligro asociado a estos eventos no es uniforme en todos los sectores del volcán, ya que las condiciones en cuanto a dinámica climática, procesos de erosión y sedimentación, material disponible dentro de cada microcuenca y subcuenca, intensidad de las precipitaciones en muy contrastante en ambos sectores del volcán.

El mapa de susceptibilidad muestra que las microcuencas del sector Este (Veracruz), en las condiciones actuales (sin actividad eruptiva), son las más susceptibles a generar lahares secundarios desencadenados por lluvias. La subcuenca de Jamapa y Tliapa presentan una susceptibilidad alta, mientras que las microcuencas de Metlac, Orizaba, Chiquito y 10 presentan una susceptibilidad moderada. La subcuenca de Jamapa y Tliapa pueden generar flujos de escombros por el alto contenido de material disponible dentro de ellas y por la presencia de numerosos depósitos de flujos hiperconcentrados y de escombros dentro de

ellas. La microcuenca del río Metlac y Orizaba generarían flujos hiperconcentrados y corrientes fluviales y, en menor medida flujos de escombros, ya que el material dentro de ellas es menor y las altas precipitaciones incrementarían el volumen en cuanto a agua. La microcuenca del río Chiquito es susceptible a generar flujos de escombros e hiperconcentrados, debido a que posee una alta carga de sedimentos.

Las barrancas del sector Este, presentan mayor erosión y aportan sedimentos a la formación de estos eventos al tener pendientes abruptas en sus laderas, así como a las altas precipitaciones que se registran. Aquí el basamento de calizas y lutitas expuesto juega un papel importante en la profundización y encañonamiento de las barrancas por lo que los flujos generados en este sector pueden alcanzar mayores velocidades y por ende mayor alcance. Esto debido principalmente a que el volcán se construyó sobre un escalón tectónico el cual ocasiona un desnivel entre el sector Oeste y el sector Este.

En contraste, el mapa de susceptibilidad a lahares primarios muestra que las microcuencas del sector Oeste son más susceptibles a generar lahares primarios, ya que dentro de ellas se encontraron grandes secuencias piroclásticas. Las precipitaciones son cerca de la mitad de las que se producen en el sector Este, aunque se encontraron varios colapsos de las paredes dentro de las barrancas, estos no parecen ser movilizados por la lluvia. Nuevamente la subcuenca de Jamapa, las microcuencas Tliapa, Metlac, Orizaba (sector Este) 9 y 10 (sector Oeste) presentan una susceptibilidad moderada.

En este estudio se identificó que los factores más importantes en la formación de lahares en el Pico de Orizaba son las fuertes pendientes, la precipitación, el volumen de material piroclástico, la cantidad de material proveniente de los procesos de remoción en masa sobre las barrancas y los parámetros morfométricos de las microcuencas.

ESTUDIO DE LA SUSCEPTIBILIDAD POR INUNDACIONES Y LAHARES EN EL VOLCÁN PICO DE ORIZABA (CITLALTÉPETL) MÉXICO

I. INTRODUCCIÓN

Los flujos de agua y sedimentos volcánicos, comúnmente conocidos como lahares, a menudo pueden suponer una mayor amenaza para la población y la infraestructura que los fenómenos volcánicos primarios tales como la caída de ceniza y las corrientes piroclásticas densas. Los lahares son flujos volcanoclásticos de agua y de sedimento volcánico que pueden viajar varios kilómetros desde la fuente, causando grandes daños por impacto y enterramiento.

Estos flujos volcanoclásticos están entre los más recurrentes y peligrosos en áreas volcánicas. Pueden ser iniciados por varios mecanismos, entre los más comunes se encuentran las intensas y/o prolongadas precipitaciones (Arguden y Rodolfo, 1990; Rodolfo y Arguden, 1991; Pareschi et al., 2000; Scott et al., 2001), derretimiento de nieve o hielo glaciar durante una erupción (Pierson, 1990), actividad sísmica o derrumbes que se transforman a flujos de escombros (White et al., 1997; Sheridan et al., 1999). Pueden originarse durante o poco tiempo después de una erupción volcánica (sineruptivos o primarios) y también durante periodos de quietud volcánica (post eruptivos o secundarios), cuando las lluvias remobilizan depósitos piroclásticos sueltos. El peligro relacionado a los lahares, se extiende mucho más allá de áreas volcánicas, que son sometidas a la depositación de material de caída piroclástica.

Estudios realizados en volcanes como Colima y Popocatepetl, han demostrado que el peligro asociado a estos fenómenos no es uniforme en todos los sectores del volcán y depende de los mecanismos disparadores (primarios o secundarios), de la fuente de agua, de las características morfológicas de las cuencas hidrográficas y de las zonas de depositación del material piroclástico, en el caso de lahares primarios, y de las zonas principales de aporte de sedimentos, en el caso de lahares secundarios.

El Pico de Orizaba o volcán Citlaltépetl (5675 msnm), es el volcán activo más alto de México, forma parte de la cordillera volcánica Cofre de Perote-Pico de Orizaba y se localiza al NE de la Faja Volcánica Transmexicana. El volcán se sitúa a unos 26 km de Orizaba y a 66 km al SE de Xalapa. Se trata de un estratovolcán constituido por lavas de composición andesítica y dacítica (Carrasco-Núñez et al. 1993; Carrasco-Núñez et al., 1994).

Se construyó a partir de tres eventos volcánicos sobre un basamento de calizas del Cretácico, estos eventos son: 1) Cono Torrecillas (650 ka~210 ka), 2) Cono Espolón de Oro y emplazamiento de domos periféricos (210 ka~16.5 ka) y 3) Cono Citlaltépetl (16.5 ka) (Carrasco Núñez, 2000).

Existen trabajos relacionados con la actividad eruptiva como los de Höskuldsson y Robin (1993); Siebe et al. (1993); Carrasco-Núñez et al. (1993); Carrasco-Núñez (2000); Rossotti et al., (2006), donde describen la evolución y geología del volcán. Sin embargo, los trabajos relacionados a la evaluación de peligro por lahares son escasos entre ellos se pueden mencionar los de Carrasco-Núñez et al. (1993); Parrilla et al (1996); Rodríguez et al. (2006); Hubbard et al. (2007); Morales Martínez et al., (2016) y Monfil (2018). Carrasco-Núñez y colaboradores (1993) estudiaron los depósitos del lahar Tetelzingo, ocasionado por el colapso parcial del antiguo edificio volcánico Espolón de Oro al Este, el cual generó una avalancha de escombros que posteriormente se transformó a lahar. Los depósitos alcanzaron distancias de hasta 85 km y un volumen de 1.8 km³, este evento es considerado como el de mayor magnitud generado en el Pico de Orizaba. Parrilla et al., (1996) analizó los depósitos de un flujo de escombros generado en la ladera norte del volcán a 4230 msnm. Rodríguez et al., (2006) estudió eventos relacionados a flujos diluidos en el sector SE del volcán, generados en el 2003, estos flujos comenzaron en cotas altas del volcán (4200 msnm) y descendieron por el río Chiquito-barranca del Muerto causando daños en la infraestructura de Ciudad Mendoza y Nogales, así como pérdidas humanas en La Balastrea. Por su parte, Hubbard y colaboradores (2007) evaluaron la utilidad de varios modelos digitales de elevación (con resolución de 90 m) para mapear las zonas de peligro por inundación para lahares en el flanco Este del volcán. Y Morales Martínez et al., (2016) y Monfil (2018) estudiaron un flujo de escombros generado en la parte alta de la barranca de Jamapa al NE del volcán en el año 2012. El riesgo relacionado a estos flujos es muy alto por las comunidades asentadas en sus alrededores, como Maltrata, Ciudad Mendoza, Nogales, Río Blanco, Orizaba, Córdoba, Fortín de las Flores, Coscomatepec, etc. Se estima que en un radio de 25 km habitan 435,125 personas (INEGI,2014). Y el riesgo es mayor ya que algunas comunidades se asentaron sobre antiguos depósitos de lahar, como Córdoba con 140,896 habitantes asentada sobre los remanentes del lahar Tetelzingo.

Por lo tanto, no se tienen definidas las barrancas más susceptibles a la generación de lahares tanto primarios, en caso de la renovación de la actividad eruptiva, como secundarios durante la temporada de lluvias para el volcán Pico de Orizaba. Estudios específicos acerca de lahares secundarios, como el ocurrido el 5 de junio de 2003 en el flanco sur (Rodríguez et al. 2006), muestran que hacer un estudio de susceptibilidad es indispensable, ya que los daños que ocasionó el lahar fueron cuantiosos debido a que dañó un poliducto de hidrocarburos, cuyas consecuencias se vieron reflejadas principalmente en la población de Balastrea donde hubo pérdida de vidas.

Con el objetivo de mitigar el peligro por lahares en esta zona, en este trabajo se aplica una metodología para obtener una selección preliminar de las áreas más susceptibles a ser afectadas por estos flujos. Este enfoque permite obtener una zonificación de áreas combinando un análisis morfométrico, hidrológico, geológico y vulcanológico en 11

microcuencas y 1 subcuenca del Pico de Orizaba. El resultado esencial de este trabajo es un mapa de susceptibilidad por lahares para distintos escenarios de generación, tomando en cuenta el espectro variable de concentraciones de estos fenómenos, desde flujos diluidos que puedan generar inundaciones, así como flujos hiperconcentrados y flujos de escombros.

I.II. Planteamiento del problema

La pregunta central que se pretende responder durante este trabajo es:

¿Cuáles zonas son las más susceptibles para la generación de lahares e inundaciones en el Pico de Orizaba?

Contestar esta pregunta requiere conocer los diferentes mecanismos disparadores como fusión glaciaria, precipitación y la cantidad de material removilizable. Para esto, es necesario realizar estudios geológicos para determinar con mayor precisión las características de los materiales, su estabilidad y volumen. El propósito de este trabajo es obtener un mapa de susceptibilidad a inundación por lahares para distintos escenarios. Los escenarios que aquí se plantean son para lahares primarios y lahares secundarios.

I.III. Justificación

El volcán Pico de Orizaba, tiene un gran potencial para generar deslizamientos y flujos de escombros, debido a los fuertes declives de sus pendientes, lluvias torrenciales, material mal consolidado y fragmentado que constituyen sus laderas (Aceves-Quesada et al., 2016). La mayoría de los estudios que se han realizado en el volcán están enfocados a la actividad magmática, además existe un mapa de peligros volcánicos (Sheridan et al., 2001). Sin embargo, los escenarios relacionados con lahares, que representan una de las amenazas volcánicas que genera más muertes y daños a la infraestructura, se necesitan analizar con mayor profundidad y requieren actualización. Entonces, definir los escenarios de peligro por lahares, las características morfológicas de las barrancas, las características texturales de los depósitos y un estudio sobre los mecanismos disparadores ayudaría a determinar que barrancas son las más susceptibles de ser afectadas por lahares además de servir para mapear las zonas de inundación y evaluar el peligro para estos eventos.

I.IV. Objetivo general

Obtener un mapa general de susceptibilidad por lahares en el Pico de Orizaba.

I.IV.1. Objetivos específicos

- Establecer posibles mecanismos disparadores.
- Establecer los posibles escenarios de generación de lahares en las barrancas principales.
- Determinar cuáles son las barrancas más susceptibles a generar estos fenómenos.

CAPITULO 1. LAHARES

La palabra lahar es de origen indonesio y es ampliamente utilizada en la literatura geológica y en vulcanología. Van Bemmelen (1949) los describe como flujos de lodo que contienen escombros y bloques angulares de origen volcánico. Smith y Lowe (1991), proponen una definición de lahar, la cual considera que éste es un proceso y no un depósito, que comprende a los flujos de agua saturados de material que descienden a gran velocidad por los relieves volcánicos. Por lo tanto, los lahares son eventos complejos que fluyen pendiente abajo por los barrancos y cauces de los ríos que tienen sus cabeceras en las laderas de un volcán, provocando la inundación y destrucción de lo que encuentran a su paso. Durante su desplazamiento se comportan como una corriente que fluye por los cauces naturales de los ríos, aunque de una manera más compleja por la interacción entre partículas y el sustrato.

Los lahares son mezclas de agua y sedimento cuyo origen puede estar relacionado directa o indirectamente a la actividad volcánica. Estos se producen cuando el agua mueve grandes volúmenes de sedimento (material volcánico). Frecuentemente los deslizamientos o avalanchas de escombros se convierten en lahares a medida que se mueven pendiente abajo.

Las condiciones necesarias para la formación de un lahar son (Vallance, 2000).

- 1) Una cantidad considerable de agua ya sea atmosférica, hidrotermal, de poro, de lagos, glaciar, etc.
- 2) Una cantidad abundante de sedimento de origen volcánico como material piroclástico, suelo o material de coluvión.
- 3) Pendientes abruptas en el área de origen y
- 4) Un mecanismo disparador como un temblor, una erupción volcánica, intensas precipitaciones, factores antrópicos, etc.

El movimiento de los lahares se da en forma de uno o más pulsos sucesivos, la forma en que se producen estos pulsos está relacionada a las condiciones del canal y a la concentración de sedimentos. En general los pulsos están conformados en forma longitudinal en tres secciones (Figura 1) (Iverson, 1997; Pierson y Scott, 1985; Pierson y Costa, 1987):

Cabeza. Tiene una alta concentración de material grueso que se acumulan al frente y en los márgenes del flujo.

Cuerpo. Se encuentra en estado de licuefacción donde el flujo se encuentra desarrollado y presenta una mayor movilidad.

Cola. La concentración de sedimentos disminuye y puede dar lugar a un flujo hiperconcentrado.

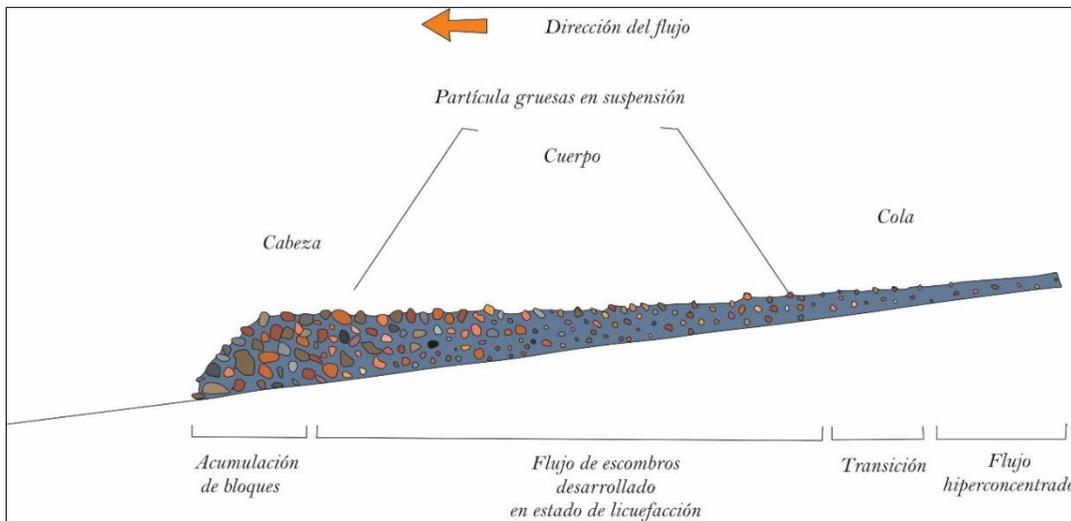


Figura 1. Esquema en sección longitudinal de las partes de un lahar (Iverson, 1997; Pierson y Scott, 1985; Pierson y Costa, 1987)

El comportamiento reológico de los lahares puede ser newtoniano o no newtoniano (Figura 2) en función de la concentración, el tipo de sedimentos y el tamaño de las partículas (Pierson y Scott, 1985).

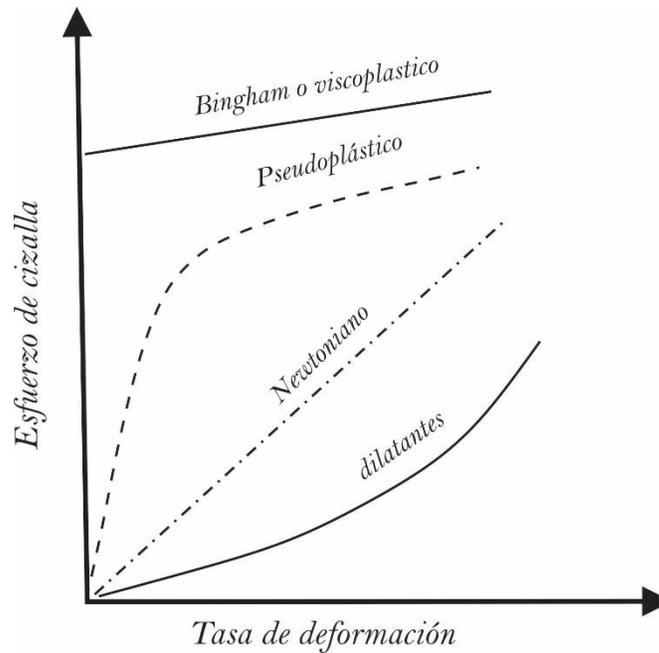


Figura 2. Comportamiento reológico para distintos tipos de flujos (Pierson et al., 1987).

1.1. Clasificación

Los lahares pueden clasificarse de dos formas; en función del origen del evento (primario/sineruptivo y secundario/post eruptivo) y en relación al contenido de material agua y sedimento (Vallance, 2000).

Con respecto a su origen estos pueden ser primarios o sineruptivos y secundarios o post eruptivos. Los lahares primarios ocurren cuando un volcán entra en erupción y permite que exista material no consolidado (reciente), por lo común depósitos piroclásticos, el cual se deposita sobre las laderas del volcán y con un aporte de agua (derretimiento de glaciar, lluvias) estos se transforman a lahares. En el caso de los lahares secundarios estos se generan principalmente por lluvias y no necesariamente con actividad volcánica reciente.

De acuerdo a la cantidad de sedimento-agua y características reológicas podemos tener dos tipos de lahares (Figura 3). Los flujos hiperconcentrados que poseen un volumen de material de entre 20% y 50% (Beverage y Culbertson, 1964) y los flujos de escombros con un volumen >50%, es decir más del 80% en peso del sedimento (Pierson y Scott, 1985).

Por tanto, los lahares se caracterizan por ser una mezcla compleja entre una fase fluida y otra sólida, que puede generarse a partir de uno o varios procesos discretos, y cuyo movimiento puede variar atendiendo a la proporción de sedimentos y agua:

Corriente de flujo (*stream flow*). Es un flujo caracterizado por una concentración de sedimento inferior al 20% en volumen (Lavigne y Suwa, 2004).

Flujo hiperconcentrado (Hyperconcentrated flow). Posee un volumen de material que varía entre el 20-50%, lo que supone una variación de entre 40-80% de su peso (Smith y Lowe, 1991).

Flujo de escombros (Debris flow). Contiene un volumen de sedimentos >50%, lo que supone más del 80% de su peso total.

En este trabajo se considera como lahar a los flujos hiperconcentrados y a los flujos de escombros.

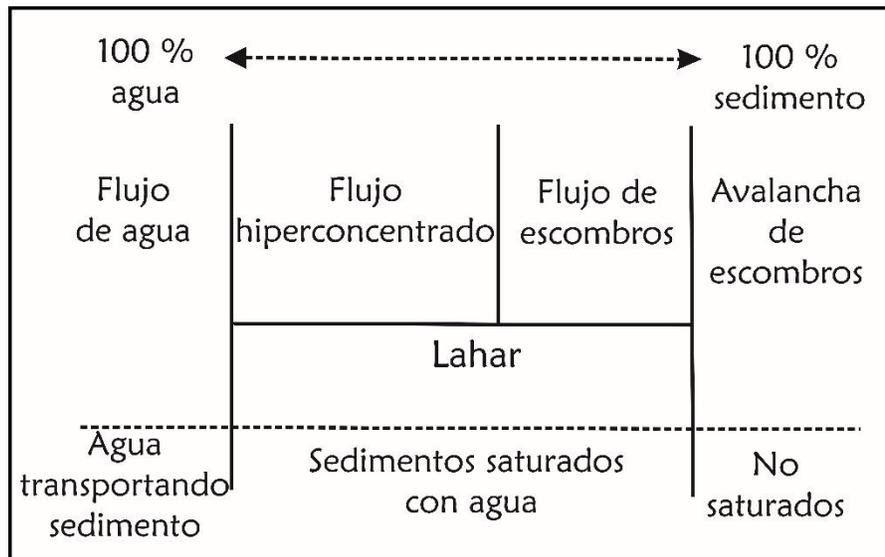


Figura 3. Tipos de flujos basados en las proporciones de agua y sedimento (Pierson y Costa, 1987; Smith y Lowe, 1991).

1.1.1. Flujos hiperconcentrados

Se caracteriza por poseer material en movimiento gracias a la acción de fuerzas dispersivas, la flotabilidad y la turbulencia (Smith y Lowe, 1991). La velocidad que pueden alcanzar estos flujos es superior a los de una corriente normal, por lo que poseen una alta capacidad de incorporación o pérdida de material.

En los flujos hiperconcentrados podemos encontrar dos zonas principales (Sohn, 1997):

- a) Zona diluida. Zona relativamente con baja concentración de sedimentos en suspensión, básicamente está constituida por arcillas, limo y arena fina pero también podemos encontrar pómez y fragmentos de madera.
- b) Carpeta de tracción. Zona de gran carga de transporte y concentración de sedimento arena y grava, esta puede ser subdividida en una región colisional con intenso esfuerzo cortante, hay colisión entre partículas y generación de presión, también

podemos encontrar una región friccional en la que se encuentra una capa de granos que se mueven más lentamente.

1.1.2. Flujo de escombros

Un flujo de escombros está compuesto de agua y por partículas gruesas pobremente clasificadas con diámetros que van de 2 mm hasta grandes bloques de más de 1 m de diámetro. Estos clastos gruesos se encuentran dentro de un fluido intersticial constituido por agua, arena, limo y arcilla. Los flujos de escombros pueden subdividirse dependiendo del contenido de arcilla, en flujos cohesivos y flujos no cohesivos. Los flujos cohesivos contienen entre 3 y 5 % en peso de arcilla. Los flujos de escombros no cohesivos pueden tener menos del 3% de arcillas o bien no tener arcillas (Scott, 1998 a; Scott et al., 1995) y pueden ser originados por la transformación de una avalancha de escombros la cual contiene material que ha sufrido alteración hidrotermal o intemperismo.

Los flujos de escombros pueden viajar a velocidades de 18 y 54 km/h dependiendo de la profundidad y la composición. Bajo estas condiciones, los flujos de escombros tienen un comportamiento laminar. Para velocidades más altas que pueden alcanzar hasta los 144 km/h (Pierson, 1998), en donde el sustrato es irregular el flujo tiene un comportamiento turbulento.

La descarga o volumen total de un flujo de escombros depende de los volúmenes iniciales de agua y sedimento y del volumen de material que se incorpore durante el trayecto. Algunos flujos de escombros pueden tener picos de descarga (máximos) como 100 000 m³/s en volcanes cubiertos por nieve (Pierson, 1995). El pico de descarga puede incrementarse corriente abajo por la erosión y la incorporación de sedimento y agua (bulking), pero generalmente hay una disminución (debulking) en la descarga con la distancia corriente abajo.

1.2. Mecanismos generadores de lahares

Los lahares pueden ser primarios (sineruptivos) asociados directamente con la actividad volcánica y secundarios (post eruptivos) desencadenados por intensas precipitaciones ocurridas durante o después de un evento eruptivo.

Los lahares pueden generarse de varias maneras (Manville et al., 2009):

- 1.- Liberación de agua de los lagos de los cráteres
- 2.- Emisión de corrientes piroclásticas que asimilan agua a lo largo de su recorrido.
- 3.- Deshielo de nieve o hielo al contacto con flujos piroclásticos o por calor geotérmico en la base de un glaciar.
- 4.- Intensas precipitaciones posteriores a la actividad volcánica.
- 5.- Alteración hidrotermal del volcán.

- 6.- Disparados por un sismo
- 7.- Transformación de una avalancha de escombros

De los mecanismos antes mencionados se describen con mayor detalle los considerados en este trabajo como escenarios de peligro para el volcán Pico de Orizaba:

1.2.1. Derretimiento de glaciares

Los glaciares en sistemas volcánicos son agentes que inducen importantes efectos en la geomorfología e hidrología local, donde se incluyen los procesos erosivos de los edificios volcánicos generando inestabilidad y como fuente de agua para la generación de lahares. Un ejemplo de lo anterior es lo ocurrido en el volcán Nevado del Ruiz en Colombia, el 13 de noviembre de 1985 una pequeña erupción VEI 3 generó flujos piroclásticos, debido a la interacción de los piroclastos con la capa de hielo y nieve, cerca de $2 \times 10^7 \text{ m}^3$ (menos del 10 % del glaciar) de agua fue descargada hacia las barrancas y cauces de los ríos Lagunillas y Azufrado generando lahares, los cuales mataron a 23,000 personas asentadas en el pueblo de Armero a 50 km del volcán (Pierson et al., 1990).

Otro ejemplo de lo anterior, ocurrió en el volcán Popocatepetl, durante un evento explosivo ocurrido el 22 de enero de 2001, en donde pequeños flujos piroclásticos derritieron parte del glaciar y generaron varios lahares, que alcanzaron diferentes distancias en el flanco N y NE del volcán en las barrancas Tlamacas, Tenenepanco, La Espinera y Tetepeloncocone. La masa total removida del glaciar fue de $1.0 \times 10^6 \text{ m}^3$ y el agua incorporada al lahar fue de $1.6 \times 10^5 \text{ m}^3$ (Julio Miranda et al., 2005).

1.2.2. Intensas precipitaciones

Los lahares con frecuencia son generados por intensas o prolongadas precipitaciones que ocurren después de erupciones explosivas, su ocurrencia depende de varios factores incluyendo las características espacio-temporales de la lluvia, la distribución espacial y las propiedades hidráulicas de los depósitos de tefra y la topografía pre y post erupción (Tierz et al., 2017). La generación de lahares por lluvia requiere de 1) la disponibilidad de material removible, generalmente material piroclástico, 2) un evento de lluvia que pueda movilizar material piroclástico mediante la erosión o derrumbes y 3) pendientes pronunciadas que favorecen los mecanismos de transporte de material (Vallance, 2000; Pierson y Major, 2014; Mead et al., 2016). Una pendiente de 30° a menudo se considera un umbral para la estabilidad gravitacional de los depósitos y es este umbral el que separa la erosión de la depositación de material volcánico (Pareschi et al., 2000; Sulpizio et al., 2006).

Las erupciones explosivas pueden generar volúmenes de material piroclástico de hasta miles de metros cúbicos. El material puede ser depositado mediante material de caída o tefra o transportado en corrientes piroclásticas de densidad (PDC). Los depósitos de caída suelen afectar áreas de cientos a miles de kilómetros cuadrados, mientras que los depósitos de PDC

tienen extensiones menores de decenas a cientos de kilómetros cuadrados. El material piroclástico depositado dentro de las cuencas de drenaje puede alterar el equilibrio hidrogeológico de dichas cuencas, llevando comúnmente a la formación de flujos volcánicos de agua y sedimento o lahares (Pierson y Major, 2014). El grado en que las cuencas se perturban depende de muchos factores tales como; la cantidad de material piroclástico depositado, la distribución del tamaño de grano de los depósitos, cambios en la morfología de las cuencas y la pérdida de vegetación. Además, las características de la lluvia en la región tienen un profundo impacto en la frecuencia y magnitud de los lahares generados.

Para los lahares desencadenados por lluvias, el evento puede dividirse en dos componentes principales: 1) un evento de lluvia con características particulares (distribución espacial de las precipitaciones, intensidad y duración) que actúa como desencadenante de escorrentía erosiva y/o superficial en deslizamientos o en los depósitos de tefra sueltos y 2) la generación de un volumen inicial de una mezcla agua-sedimento que fluye pendiente abajo y se transforma en lahar (Tierz et al., 2017). El principal mecanismo disparador de lahares es la lluvia, en este caso los umbrales de intensidad-duración de las precipitaciones ha sido uno de los métodos más utilizados para estudiarlos.

El régimen de lluvias puede cambiar significativamente dependiendo del clima regional, por ejemplo, se espera que la probabilidad de que las lluvias más intensas sean mayores en los volcanes ubicados en áreas con clima tropical (húmedo) en comparación con aquellos ubicados en zonas de clima templado (más seco).

Cuando el mecanismo disparador principal es la lluvia juega un papel muy importante la duración de las precipitaciones ya que condicionan la aparición y el volumen del lahar (Mead et al., 2016; Mead et al., 2017).

Este mecanismo es favorecido cuando existe un gran volumen de material poco consolidado sobre los cauces, como material piroclástico. Ejemplo de esto son los lahares generados en el Monte Pinatubo después de la erupción de 1991 (Scott et al., 1996; Rodolfo et al., 1996) y en el volcán Casita en Nicaragua, se generaron lahares por la ocurrencia del huracán Mitch en 1998 (Scott et al., 2005).

1.2.3. Precipitaciones por huracanes

En años recientes los huracanes han tenido efectos devastadores en volcanes situados en los trópicos a través de la generación de lahares (Capra et al., 2018). Uno de los eventos más recientes es el huracán Ida en El Salvador en 2009, causó varios derrumbes y flujos de escombros en el volcán Chichontepec, matando a 124 personas. En 1998, el huracán Mitch provocó el colapso de una pequeña parte del volcán inactivo Casita (Nicaragua), iniciando un deslizamiento de tierra que se transformó en un lahar, devastando varias ciudades y matando a 2000 personas (Van Wyk Vries et al., 2000; Scott et al., 2005). Un evento similar

ocurrió en el 2005 cuando la tormenta tropical Stan desencadenó deslizamientos y flujos de escombros en el volcán Tolimán (Guatemala) causando más de 400 muertes (Sheridan et al., 2007). Otros eventos en donde los huracanes o intensas precipitaciones han desencadenado lahares es en el volcán Pinatubo (Filipinas), Merapi y Semeru (Indonesia), Soufriere Hills (Montserrat) y Tungurahua (Ecuador).

México por su localización geográfica se ve afectado por ciclones tropicales en dos de las regiones más activas del planeta. Al Este por el océano Atlántico y mar Caribe y al Oeste por el Pacífico Nororiental. La temporada de huracanes en el océano Atlántico comienza en junio y termina en noviembre mientras que en el Pacífico empieza en mayo y termina en noviembre. En el volcán de Colima (México) en el 2011, 2013 y 2015 los huracanes Jova, Manuel y Patricia dispararon lahares de larga duración a lo largo de las principales barrancas del volcán, causando graves daños en carreteras y puentes, dejando incomunicadas a varias comunidades (Capra et al., 2018).

1.2.4. Eventos en el Pico de Orizaba desencadenados por huracanes

En el año 2012 se presentó el huracán Ernesto, dos estaciones climatológicas del Servicio Meteorológico Nacional registraron 91.6 y 100 mm de precipitación para el 9 de agosto. El promedio de la precipitación acumulada durante el evento basado en el registro de 48 estaciones en un radio de 75 km de Parque Nacional Pico de Orizaba, fue de 99.5 mm. Como consecuencia ocasionó un flujo de escombros de varios metros de profundidad al N de las barrancas Jamapa y Seca (Franco-Ramos et al., 2020). Este flujo tuvo un alcance de 30 km y las principales afectaciones de suscitaron en los municipios de Calchualco y Coscomatepec principalmente en carreteras, puentes y viviendas (Morales-Martínez et al., 2016). El mismo huracán, al SE del volcán en la comunidad de Mariano Escobedo provocó que se desbordara el río Orizaba destruyendo parcialmente el puente que comunicaba a dicha comunidad. El año 2013 es considerado atípico ya que se registraron 789 deslaves en Veracruz producto de las precipitaciones que dejaron a su paso el huracán Ingrid, la tormenta tropical Barry, la tormenta tropical Fernand y varios frentes fríos. Al SE del Pico en la comunidad de Mariano Escobedo se generó un flujo de lodo a 1488 m.s.n.m y cubrió una extensión de 280 m con un espesor promedio de 1.5 m (La Gestión del riesgo por deslizamientos de laderas en el estado de Veracruz durante 2013., Protección Civil). En septiembre de ese mismo año se reportaron varios deslaves en Coscomatepec. En agosto del 2016 la tormenta tropical Earl ocasionó un deslizamiento, nuevamente en la comunidad de Coscomatepec donde murieron varias personas (Redacción AN, agosto 2006). En el 2017 las precipitaciones generadas por el huracán Franklin desbordaron nuevamente el río Orizaba y destruyeron el puente de Mariano Escobedo dejando a más de 13,000 habitantes incomunicados.

1.2.5. Lahares disparados por sismos

Los sismos pueden desencadenar fenómenos como deslizamientos o avalanchas de escombros que al incorporar agua pueden transformarse en lahares o por saturación previa del material removilizado. Por ejemplo, el sismo de Guatemala de 1976 (M 7.6) provocó más de 10,000 desprendimientos de rocas y deslizamientos, el sismo de Perú de 1979 (M 7.7) provocó una avalancha en la montaña Huascarán matando a 18,000 personas. El sismo (M_w 7.6) de El Salvador en el 2001 provocó deslizamientos en materiales volcánicos (González de Vallejo et al., 2002). El sismo de 1920 en Xalapa, México (M 6.4), este evento ocasionó daños en las poblaciones de Xalapa, Teocelo, Coatepec entre otras y desencadenó una avalancha, varios deslizamientos y derrumbes a lo largo de los ríos Huitzilapan y siguieron su curso en dirección Este hasta el río Pescados, hasta transformarse a flujos de escombros, arrasando por completo varias poblaciones a lo largo del cauce, el espesor del depósito alcanzó los 65 m (Flores y Camacho, 1922; Suárez, 1992).

Es importante mencionar que estos deslizamientos pueden transformarse a lahares (en caso de presentarse en zonas volcánicas) después de presentarse precipitaciones y que estos deslizamientos representan una fuente de alimentación de sedimentos para futuros lahares, un ejemplo de esto ocurrió en México en el sismo del 19 de septiembre de 2017 (M 7.1) en donde se generaron varios deslizamientos en las barrancas al NO del volcán Popocatepetl que con las lluvias posteriores se transformaron a lahares (Coviello et al., 2020).

México está dividido en cuatro zonas sísmicas de acuerdo a la intensidad, frecuencia con que ocurren y a la máxima aceleración del suelo. En la zona A no se tienen registros históricos de sismos, no se han reportado sismos en los últimos 80 años, la zona B y C se consideran zonas intermedias donde hay una baja frecuencia de sismos, pero las aceleraciones del terreno pueden ser altas. En la zona D se han reportado grandes sismos históricos y la aceleración del suelo sobrepasa el 70% de la aceleración de la gravedad (Red sísmica de Veracruz, 2014). El Pico de Orizaba se localiza en la zona B.

1.2.6. Por colapso de sector

Los volcanes de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) han producido numerosos colapsos de sector durante el Pleistoceno y Holoceno. Los colapsos asociados a actividad magmática han producido avalanchas de escombros, por ejemplo, en el volcán Popocatepetl, Jocotitlán y Colima. Los colapsos asociados a fallas en el edificio del volcán y que pueden estar o no asociados a actividad magmática y relacionados a actividad hidrotermal en volcanes cubiertos de hielo tienen un alto grado de movilidad y pueden formar flujos de escombros cohesivos, por ejemplo, volcanes como el Pico de Orizaba y Nevado de Toluca (Capra et al., 2002). Capra y colaboradores establecen que los colapsos de sector de los volcanes de la FVTM tienen una orientación preferencial sur y al noreste reflejado en el régimen tectónico de las fallas activas E, W y NNW.

Las avalanchas de escombros con alta movilidad se han originado a partir del colapso de edificios volcánicos con un elevado grado de alteración hidrotermal (Ui 1983; Voigth et al., 1983; Costa 1984).

CAPITULO 2. VOLCÁN CITLALTÉPETL O PICO DE ORIZABA

2.1. Localización

El volcán Citlaltépetl, en el idioma náhuatl significa “Montaña de la Estrella” o también conocido como Pico de Orizaba es un estratovolcán de composición andesítica, tiene una altura de 5675 msnm, siendo el más alto de México. Fisiográficamente está ubicado en el sector oriental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (Figura 4) entre los estados de Puebla y Veracruz (Carrasco Nuñez,1993) y forma parte de la cordillera volcánica Pico de Orizaba- Las Cumbres-Cofre de Perote.

El Pico de Orizaba se encuentra rodeado por una gran cantidad de estructuras volcánicas como conos de escoria, cráteres de explosión o maares, domos riolíticos y una caldera (Los Humeros). Todo este vulcanismo se encuentra sobre un basamento de rocas sedimentarias del Mesozoico (Carrasco-Núñez, 2000). El volcán se sitúa a unos 26 km de la ciudad de Orizaba y a 40 km de Córdoba. El edificio actual tiene un cráter en forma ovalada con un diámetro de 500x400 m.

La cadena volcánica Pico de Orizaba-Cofre de Perote forma una importante barrera fisiográfica que separa el Altiplano Central (2500 msnm) de la Llanura Costera del Golfo (1300 msnm). El abrupto descenso del relieve hacia el Este entre estas provincias da lugar a condiciones inestables y el consiguiente colapso gravitacional de grandes edificios volcánicos construidos al borde del Altiplano. Del mismo modo el sustrato inclinado, causado por la configuración irregular de las rocas del basamento (calizas) es el factor dominante que controla la dirección de los colapsos de sector hacia la Llanura Costera del Golfo (Carrasco-Núñez et al., 2006).

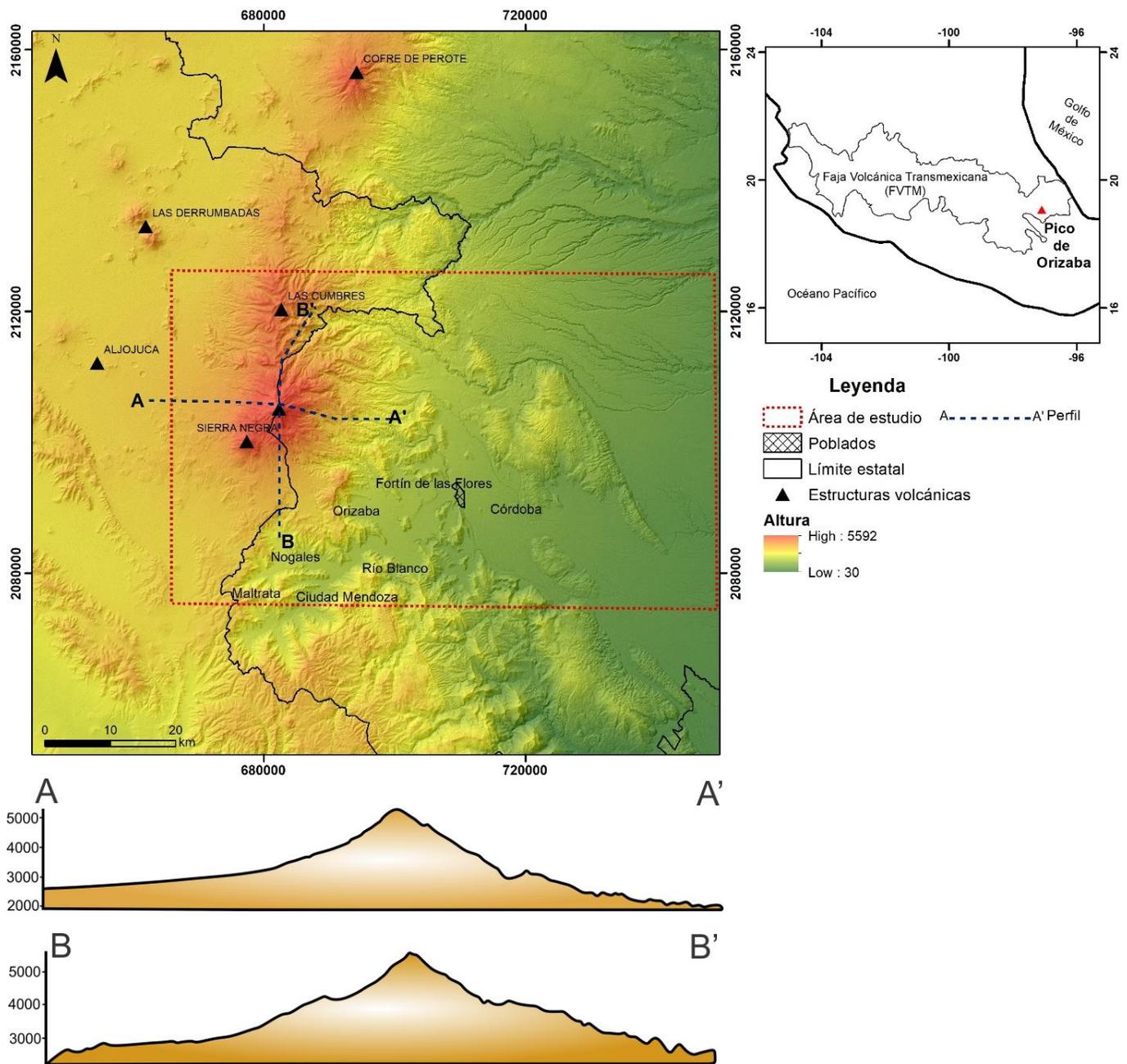


Figura 4. Mapa de localización del área de estudio y perfiles transversales del volcán Pico de Orizaba que muestran el contraste del relieve del Altiplano Central y la Llanura Costera del Golfo por el basamento de calizas inclinado hacia el Este.

2.2. Marco geológico regional

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es un arco magmático continental asociado a la subducción de las placas de Cocos y Rivera por debajo de la placa de Norteamérica (Ferrari et al., 1999), está constituida por cerca de 8000 estructuras volcánicas, entre las cuales se encuentran volcanes en escudo, estratovolcanes, complejos de domos, campos monogenéticos y calderas del Neógeno. La FVTM tiene aproximadamente 1000 km de longitud y una amplitud irregular entre 80 y 230 km (Ortega Gutiérrez et al., 1992).

La FVTM es un arco calco-alkalino (Besch et al., 1988) que se desarrolló sobre las rocas que constituyen la Sierra Madre Occidental, los cuales descansan en orden estratigráfico sobre granitos, granodioritas y esquistos verdes mesozoicos (Campos y Garduño, 1987); depósitos sedimentarios continentales del Triásico Tardío; secuencias terrígenas carbonatadas del Jurásico Inferior y depósitos de sedimentos marinos del Cretácico (Campos y Garduño, 1987). Esta secuencia fue deformada y plegada en el Terciario, antes de ser cubierta por la secuencia volcánica Plio-Holocénicas.

La FVTM se divide en tres sectores, con base en su geología y tectónica lo que se resalta en el tipo de vulcanismo y composición química de los magmas, los sectores son occidental, central y oriental. En el sector occidental, el arco se sobrepone a la parte norte del bloque de Jalisco y al sur de la Sierra Madre Occidental, está caracterizado por fallas extensionales regionales orientadas NW-SE, aquí se presenta un vulcanismo bimodal el cual está constituido por estratovolcanes y complejos de domos dacíticos y riolíticos y vulcanismo monogenético de composición basáltica (Ferrari, 2000). El sector central que llega hasta la Ciudad de México está caracterizado por fallas extensionales orientadas E-W, el vulcanismo comprende campos monogenéticos de composición basáltico andesítica. En el sector oriental que abarca desde la Ciudad de México hasta el Golfo de México y que se caracteriza por estar afectado por fallas transcurrentes, el vulcanismo comprende estratovolcanes, calderas y complejos de domos de composición andesítica a riolítica. El Pico de Orizaba se ubica en el extremo oriental de la FVTM y representa la parte más meridional del alineamiento cuaternario Pico de Orizaba-Las Cumbres-Cofre de Perote.

2.3. Evolución geológica del volcán Pico de Orizaba

El volcán Pico de Orizaba está construido sobre un basamento de rocas calcáreas alternado con capas de lutitas de edad Cretácica (Yáñez-García y García Duran, 1982), se encuentran abundantes afloramientos, en su mayoría al sureste del volcán hasta los 2500 msnm (Carrasco-Núñez, 2000). Estas rocas sedimentarias se encuentran deformadas y plegadas. Además, se encuentran diversas fallas con una orientación NW-SE (Yáñez-García y García Duran, 1982).

El volcán se construyó a partir de tres fases eruptivas (Carrasco Núñez, 2000) estos eventos son: 1) Cono Torrecillas (0.65 ± 0.5 Ma), 2) Cono Espolón de Oro y extrusión de domos periféricos (0.21 ± 0.04 Ma) y 3) Cono Citlaltépetl (16.5 ka) (Carrasco Núñez, 2000).

A continuación, se describe cada etapa:

1) Cono Torrecillas (0.65 ± 0.5 Ma)

Durante esta etapa se formó un cono que cubrió las calizas cretácicas del basamento, con un volumen aproximado de 270 km^3 (Carrasco Núñez y Ban, 1994; Carrasco Núñez, 2000). En esta etapa se emitieron lavas andesíticas basálticas denominadas Andesita Pilancón, seguidas por las lavas Jamapa de composición andesítica. Posteriormente fueron emitidas andesitas con dos piroxenos y brechas de la Formación Torrecillas que fueron fechadas en 0.29 ± 0.5 Ma (Carrasco Núñez, 2000). Esta etapa finalizó con la formación de una caldera debido al colapso del flanco NE, que formó una avalancha de escombros (Höskuldsson et al., 1990), cuyo depósito se encuentra emplazado a lo largo del río Jamapa, donde alcanza una distancia de 75 km hacia el Golfo de México (Carrasco Núñez y Gómez Tuena., 1997). Los remanentes del volcán Torrecillas se pueden observar al Sur-Sureste y parte del Este del cono actual (Figura 5).

2) Cono Espolón de Oro (0.21 ± 0.04 Ma)

El cono Espolón de Oro fue construido al NW de la estructura colapsada del volcán Torrecillas (Carrasco Núñez y Ban, 1994). Durante la primera fase se emplazaron lavas andesíticas denominadas Paso de Buey, seguido de una dacita con anfíboles denominada Espolón de Oro a las cuales se asocian flujos de bloques y cenizas. La formación del volcán continuo con la emisión de lavas andesítico basálticas, el Carnero. Entre 0.15 y 0.09 Ma, se emplazó en el flanco norte una secuencia de lavas de composición andesítica (Alpinahua) con depósitos piroclásticos, además de domos de obsidiana riolítica y dacítica. Esta etapa finaliza con el colapso del cono Espolón de Oro lo que generó una avalancha de escombros que después se transformó en el denominado lahar Tetelzingo (Carrasco-Núñez et al., 1993).

Durante la construcción del cono Espolón de Oro se emplazaron los domos Tecomate al NE, Colorado al SW, Sillatepec y Chichihuale al NW y finalmente se emplazó el domo Chichimeco al NE del cráter. El domo Tecomate está constituido por lavas riolíticas de obsidiana, mientras que el domo Colorado está formado por lavas de composición dacítica y flujos piroclásticos. Posteriormente se emplazaron los domos de composición dacítica Sillatepec y Chichihuale con flujos piroclásticos asociados. La emisión del domo Chichimeco consiste en lavas andesíticas que subyacen a flujos piroclásticos de escoria fechados en 8630 ± 90 años AP (Carrasco- Núñez., 1993).

3) Cono Citlaltépetl (16,500 años AP)

El cono Citlaltépetl fue construido por una alternancia de eventos explosivos y efusivos, que tuvieron lugar dentro de los remanentes de la caldera del Cono Espolón de Oro. La actividad comenzó con la emisión de lavas dacíticas con hornblenda denominadas Malacara las cuales alcanzaron una distancia de 13 km en el flanco sureste del cráter. Después se emplazaron lavas de composición andesítica denominadas Vaqueria al noreste. La construcción del cono siguió con la emisión de lavas dacíticas hacia el SW y NE denominadas Orizaba.

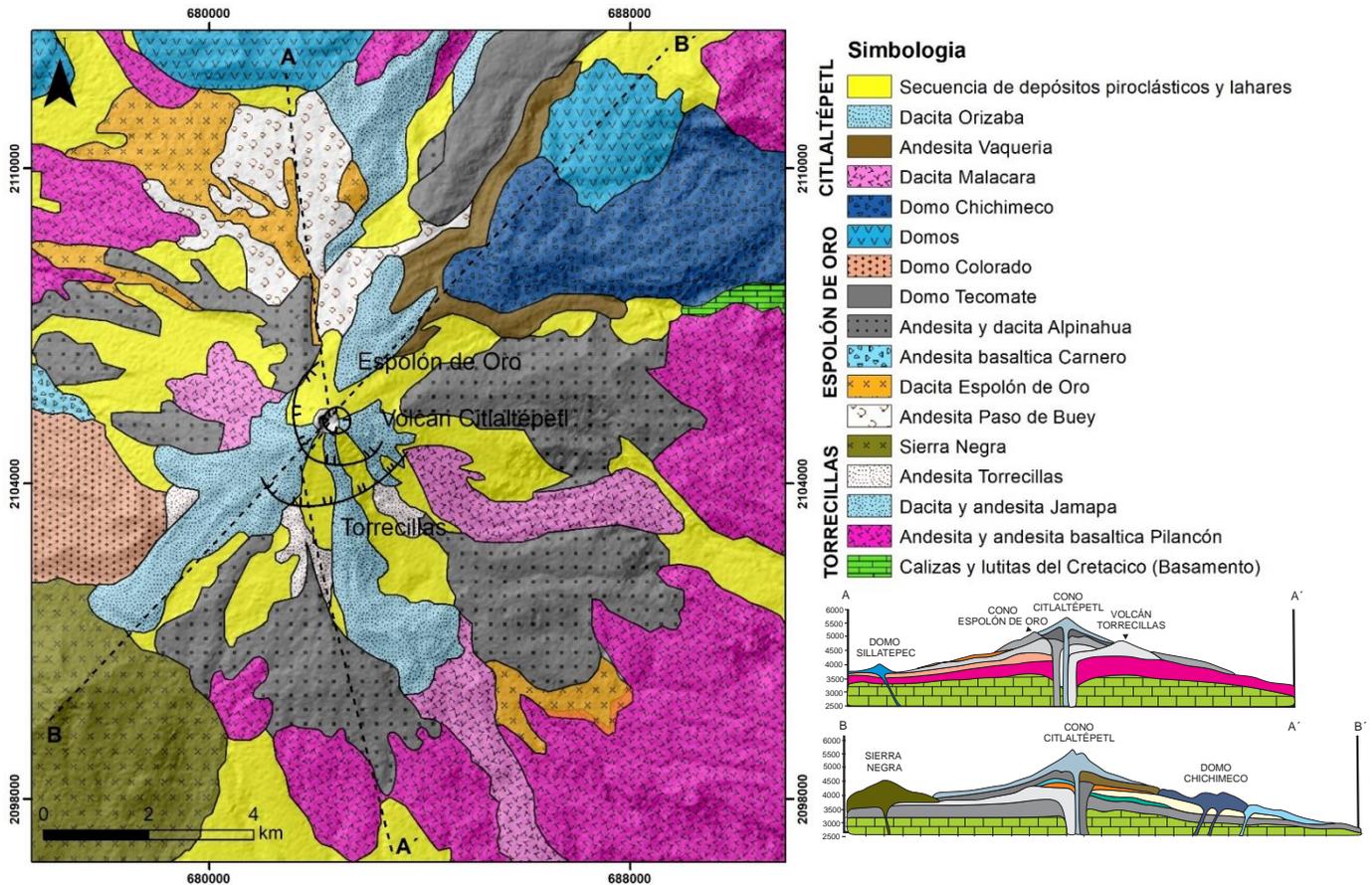


Figura 5. Mapa geológico del volcán Pico de Orizaba, en donde se muestra cada fase de construcción del volcán (Modificado de Carrasco-Núñez et al., 1993).

La actividad explosiva puede resumirse en tres eventos mayores 1) una erupción que produjo flujos de pómez en el sector Este hace aproximadamente 13000 años, 2) una secuencia de depósitos de caída y flujos piroclásticos ocurrida entre 8500 y 9000 años, denominada Ignimbrita Pómez Citlaltépetl (Carrasco Núñez y Rose, 1995, Rossotti 2005) y 3) una secuencia de flujos piroclásticos de bloques y cenizas emplazados en el sector Oeste y Sureste fechados en 4100 años (Siebe et al., 1993, Carrasco Núñez, 1999).

De los eventos antes mencionados, solo los eventos que ocurrieron hace 8500-9000 y 4100 años AP han dejado un registro estratigráfico, por lo anterior se describen a continuación:

Pómez Citlaltépetl (8500-9000 AP)

En el intervalo entre 9000 y 8500 años A.P., ocurrió en el volcán una intensa actividad volcánica, que dio lugar a la formación de los depósitos que estudio Rossotti (2005) a los que denominó Ignimbrita Pómez Citlaltépetl.

La Ignimbrita Pómez Citlaltépetl es considerada como el evento explosivo más importante en la construcción del actual edificio volcánico. Los flujos piroclásticos asociados a esta actividad alcanzaron distancias de 30 km y se distribuyeron en todas las direcciones del volcán ocupando un volumen de 0.37 km³. El depósito se encuentra principalmente dentro de las barrancas y valles (Rossotti, 2005). Carrasco Núñez y Rose (1995) describieron el depósito en dos miembros, según estos autores el miembro inferior estaba compuesto por al menos cuatro unidades de depósitos de flujo piroclástico, un lahar y un paleosuelo. Los flujos son de escoria de color gris, fragmentos de pómez bandeada y líticos redondeados, le sobryace otro depósito de flujo de escoria consolidado y sobre éste, depósitos de lahar y fluviales, en la parte superior se encuentra un paleosuelo poco desarrollado. El miembro superior está compuesto por un depósito de caída de pómez de espesor variable y un flujo piroclástico compuesto de escorias y pómez redondeada. En estudios más recientes, con base en nuevas columnas estratigráficas y fechamientos, Carrasco Núñez (2004) y Rossotti (2005) determinaron que la secuencia Ignimbrita Pómez Citlaltépetl fue originada durante cuatro fases eruptivas ocurridas hace 9000-8900, 8900-8800, 8800-8700 y 8700-8500 años AP. Lo que quiere decir que en un periodo de 500 años el volcán estuvo muy activo con al menos cuatro erupciones explosivas, incluyendo actividad freática, vulcaniana, pliniana e intrapliniana.

Dstrucción de un domo (4100 AP)

Este evento generó flujos piroclásticos de bloques y cenizas generados por la destrucción de un domo central (Siebe et al., 1993) los flujos viajaron 16 km y tienen un volumen de 0.27 km³ (Carrasco Núñez et al., 1999), los flujos formaron un abanico cerca de la población de Ávalos al oeste del cráter.

Actividad histórica

Existen reportes de actividad histórica del volcán, desde el año 1157, a la fecha han sido identificados al menos 20 eventos eruptivos que incluyen actividad fumarólica y erupciones con ceniza y derrames de lava. La erupción más reciente ocurrió en 1687 (Carrasco Núñez, 2000; De la Cruz y Carrasco Núñez, 2002). En la actualidad se han reportado pequeñas fumarolas de azufre en la cumbre (Rossotti, 2005).

A continuación, se resume la actividad histórica del volcán (De la Cruz y Carrasco Núñez, 2002; Centro Nacional de Prevención de Desastres, CENAPRED; Crausaz, 1994; Orozco y Berra 1887; Waitz, 1910; Mooser et al., 1958; Yarza de la Torre 1971) (Tabla 1).

Tabla 1. Actividad histórica del volcán.

| Fecha | Descripción | VEI |
|---------|--|-----|
| 1999 | Sismo volcanotectónico de baja magnitud | - |
| 1974 | Calentamiento del suelo alrededor del cráter | - |
| 1920-21 | Flujos de escombros | - |
| 1867 | Fumarolas y emisiones leves de ceniza | 2 |
| 1864 | Fumarolas y ruidos desde el cráter relacionados a un sismo | - |
| 1851 | Actividad fumarólica | - |
| 1846 | Pequeña erupción de ceniza | 2 |
| 1830 | Actividad fumarólica | - |
| 1687 | Erupción de ceniza | 2 |
| 1613 | Erupción reportada (flujos de lava) | - |
| 1569-89 | Erupción de ceniza | 2 |
| 1566 | Flujos de lava desde el cráter | - |
| 1559 | Actividad no confirmada | - |
| 1545 | Flujos de lava y ceniza desde el cráter | 2 |
| 1533-39 | Erupción de ceniza | 2 |
| 1351 | Jeroglíficos aztecas de una erupción | - |
| 1264-65 | Jeroglíficos aztecas de una erupción | - |
| 1187 | Jeroglíficos aztecas de una erupción | - |
| 1175 | Erupción de ceniza | - |
| 1157 | Jeroglíficos aztecas de una erupción | - |

2.4. Lahares en el volcán Pico de Orizaba

Es importante mencionar la actividad en cuanto a lahares que ha tenido el Pico de Orizaba, sin embargo, los estudios relacionados a lahares son pocos, entre ellos se pueden mencionar los de Carrasco-Núñez et al. (1993); Parrilla et al (1996); Rodríguez et al. (2006); Hubbard et al. (2007); Martínez-Morales et al., (2016) y Monfil (2018). A continuación, se mencionan algunos estudios previos:

Durante la segunda etapa de construcción del volcán Citlaltépetl, el antiguo edificio volcánico Espolón de Oro colapsó y generó una avalancha de escombros que posteriormente se transformó a un lahar, el denominado Lahar Teteltzingo, este depósito tiene un volumen de 1.8 km³, ocupa un área de 143 km² y alcanzó una distancia de 85 km al SE (Carrasco-Núñez et al., 1993). La característica principal del depósito es el alto contenido de arcillas y el alto grado de alteración hidrotermal, la edad del depósito se estimó en 20,000 años A.P (Carrasco-Núñez et al., 1993). Las causas de la alteración hidrotermal pueden atribuirse a una

desgasificación y ascenso de gases como H_2S , CO_2 , H_2O , SO_2 y Cl que se combinaron con agua de lluvia y oxígeno atmosférico para formar ácido sulfúrico, el ácido se infiltró a profundidad para formar minerales arcillosos y minerales sulfurosos (Frank, 1983).

El depósito es masivo, mal seleccionado, está constituido por bloques de andesita porfídica, andesita basáltica y dacita, embebidos en una matriz de arcilla y limos color amarilla. Los remanentes del depósito se pueden encontrar al SE del volcán.

Parrilla y colaboradores (1996), estudiaron un flujo de escombros generado en la ladera Norte del Pico de Orizaba, según estos autores el flujo tuvo su origen debido a los procesos de congelación-deshielo del volcán que se dan por encima de los 4000 m, el flujo de escombros comenzó a los 4230 m y descendió hasta los 4100 m. Rodríguez et al., (2006) estudió eventos relacionados a flujos diluidos en el sector SE del volcán, generados en junio de 2003, debido a intensas precipitaciones, estos autores calcularon precipitaciones de 150 mm para que se desencadenara el evento. Los flujos comenzaron en cotas altas del volcán (4200 msnm) y descendieron por el río Chiquito-barranca del Muerto causando daños en la infraestructura de Ciudad Mendoza y Nogales, así como pérdidas humanas en La Balastrea debido a la explosión de un poliducto de hidrocarburos.

Por su parte, Hubbard y colaboradores (2007) evaluaron la utilidad de varios modelos digitales de elevación, SRTM (Shuttle Radar Topography mapping Mission) ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) y DTED-1 (Digital Terrain Elevation Dataset Level-1) con resolución de 90 m, para mapear las zonas de peligro por inundación para lahares en el flanco Este del volcán. En particular, para depósitos de lahares antiguos con la finalidad de determinar su magnitud y para pronosticar sus límites de inundación.

Y recientemente Morales Martínez et al., (2016), Monfil (2018) y Franco- Ramos et al., (2020) estudiaron un flujo de escombros generado en la parte alta (por arriba de los 4200 msnm) de la barranca de Jamapa al NE del volcán en el año 2012. Según estos autores el flujo de escombros se generó por deshielo y posteriormente tuvo un aporte de las precipitaciones ocasionadas por la entrada del huracán Ernesto. El flujo tuvo un alcance de 30 km y causó daños principalmente a carreteras y algunas viviendas ubicadas cerca del cauce de los ríos Seco y Jamapa.

CAPITULO 3. METODOLOGÍA INTEGRAL

En este capítulo se presenta la metodología general para alcanzar los objetivos propuestos en la presente investigación. A continuación, se procede a la descripción general de los métodos usados en el estudio para calcular la susceptibilidad a la generación de inundaciones y lahares en el volcán Pico de Orizaba. Cabe mencionar que en el trabajo se toma en cuenta el espectro variable de concentraciones de estos eventos, es decir, inundaciones por corrientes fluviales- flujos hiperconcentrados- flujos de escombros.

Esta investigación se divide en 6 etapas: 1) Una base de datos de lahares 2) Análisis morfométrico, 3) Trabajo de campo, 4) Definición de escenarios de peligro, 5) Mecanismos disparadores y 6) Análisis de la susceptibilidad (Figura 6).

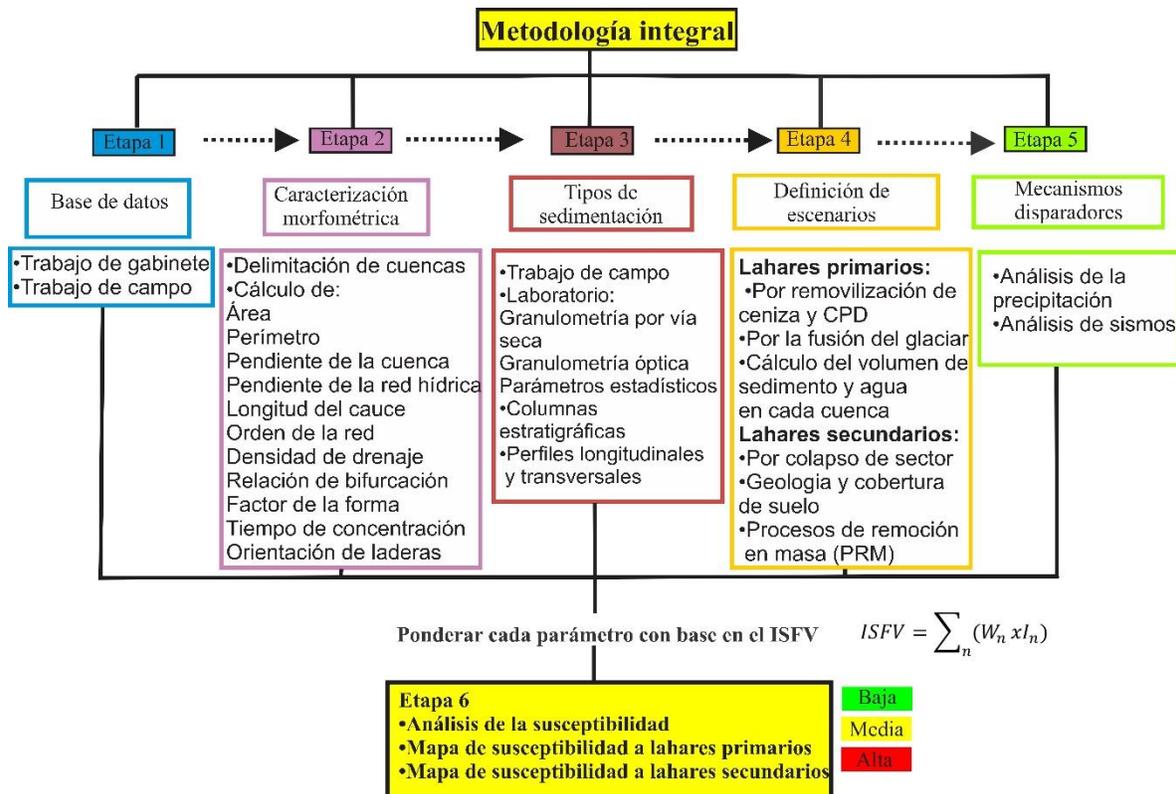


Figura 6. Diagrama que esquematiza la metodología general llevada a cabo en este trabajo. CDP: corrientes de densidad piroclástica; ISFV: Índice de Susceptibilidad a Flujos Volcaniclásticos, W_n : Peso del factor n ; I_n : Índice de clase (Abbattista et al., 2005).

La primera etapa de este trabajo consistió en la creación de una base de datos de lahares esta se obtuvo mediante la recopilación y compilación de información sobre eventos que han ocurrido que incluye su distribución, volumen, espesor y mecanismo de generación. Dicha

base de datos se complementó con trabajo de campo. La base de datos está vinculada a una capa de vectores puntuales.

La segunda etapa consistió en un análisis morfométrico y morfológico de las cuencas y sus características. Para realizar la delimitación de las cuencas se tomó en cuenta la topografía, la pendiente del terreno y el orden de la red hídrica (orden 2-3), el área delimitada por el cono de energía para flujos piroclásticos, así como la zona de inicio de algunos eventos como el caso del lahar Tetelzingo. Pese a que cada cuenca hidrológica se extiende varios kilómetros más allá de la base del edificio volcánico, en algunos casos hasta drenar al Golfo de México en el sector E, y a la cuenca Serdán Oriental en el caso de las cuencas del sector Oeste, en este estudio se tomó en cuenta el área donde se producen las mayores modificaciones en cuanto a dinámica y evolución de las mismas.

En estas cuencas se realizó un análisis morfométrico para definir áreas de acumulación y arrastre de sedimentos. Al final se definieron 12 cuencas a partir de un modelo digital de elevación con una resolución de 12.5 m (Alaska Satellite Facility).

La tercera etapa consistió en la verificación en campo donde se hizo un levantamiento de columnas estratigráficas, perfiles transversales y longitudinales, en las barrancas que resultaron del análisis morfométrico y del análisis de la historia eruptiva del volcán. Se tomaron muestras de depósitos de lahares con el fin de realizar un estudio sedimentológico y caracterización de los depósitos.

La cuarta etapa consistió en definir escenarios de peligro para lahares, en el caso de lahares primarios se tomaron en cuenta tres escenarios 1) A partir de la removilización de ceniza por lluvia, en este caso, se tomaron en cuenta los mapas de isopacas de la erupción Pómez Citláltepetl, 2) A partir de la removilización de material de las corrientes piroclásticas de densidad, para este escenario se tomaron en cuenta los conos de energía propuestos por Sheridan (2001) con los que se realizó el mapa de peligros para el Pico de Orizaba en el año 2001 y 3) Por la fusión del glaciar por una erupción. Para los escenarios de formación de lahares secundarios se tomó en cuenta la geología, la generación de lahares por incorporar material proveniente de los procesos de remoción en masa (PRM), por colapso de sector, en este caso es el escenario de mayor magnitud que puede presentarse y la cobertura y uso de suelo (Figura 7).

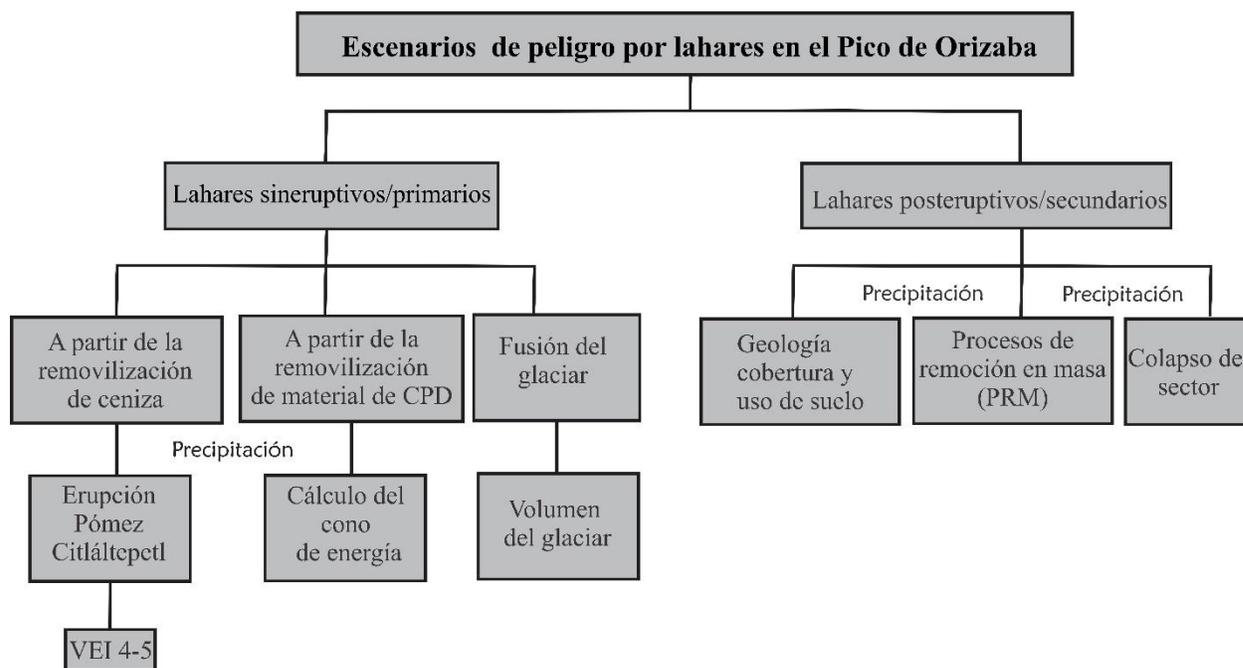


Figura 7. Diagrama de los escenarios que se tomaron en cuenta en este estudio.

La quinta etapa consistió en un análisis detallado de la lluvia, que incluye umbrales de precipitación, análisis de la precipitación diaria, eventos extremos, cálculo de periodos de retorno y mapas de isoyetas. También se consideraron los sismos, para este apartado se realizó una búsqueda de información sobre sismos que hayan ocasionado daños en la zona de estudio y eventos que tengan epicentro dentro del área de estudio. Para los procesos de remoción en masa (PRM) se hizo una cartografía con imágenes ASTER (<http://ava.jpl.nasa.gov/ASTER>., 2018 con las imágenes correspondientes a los años 2002, 2005, 2006, 2007, 2011 y 2015).

En la etapa de análisis de la susceptibilidad se incorporó toda la información antes mencionada en un SIG y se ponderó para asignar un peso a cada parámetro estudiado, para este análisis se usó la fórmula para el cálculo del índice de susceptibilidad para flujos volcániclasticos (ISFV) mostrada en la ecuación 1 (Abbattista et al., 2005; Bisson et al., 2013).

$$ISFV = \sum_n (W_n x I_n) \quad 1$$

Dónde

ISFV= Índice de susceptibilidad a flujos volcánicoclásticos

W_n= Peso del factor n;

In= Índice de clase del factor n

n= número de factores

Una vez generados los mapas temáticos de cada parámetro estos se convirtieron a un formato ráster para posteriormente reclasificarlos con la herramienta Reclassify de acuerdo a los rangos de clase e índices de clase (*In*); 1 para una susceptibilidad baja, 2 para una susceptibilidad moderada y 3 para una susceptibilidad alta, el índice de clase se asignó de acuerdo a información bibliográfica, a lo observado en campo, a la superposición de mapas temáticos con el inventario de PRM y a los histogramas de frecuencia obtenidos a partir de la herramienta Natural Breaks (ArcGis 10.4). Finalmente se aplicó álgebra de mapas multiplicando cada ráster por el peso (*W_n*) asignado y sumando todos los archivos ráster, para así obtener un mapa de susceptibilidad para lahares primarios y un mapa para lahares secundarios.

Dada la amplitud de los temas, cada aspecto utilizado para evaluar la susceptibilidad es tratado en forma de capítulos y cada uno incluye una introducción, metodología y resultados. En el capítulo de resultados se describe a detalle la metodología empleada para el cálculo de la susceptibilidad que integra los resultados de los capítulos anteriores.

CAPITULO 4. ANÁLISIS MORFOMÉTRICO Y TIPOS DE SEDIMENTACIÓN EN LAS CUENCAS

En este capítulo se presentan los resultados del análisis morfométrico de las cuencas delimitadas en el Pico de Orizaba, así como los tipos de sedimentación que se encontraron en cada una de ellas.

El análisis morfométrico proporciona una descripción de las características físicas de cada cuenca, como son: el tamaño, el área, la forma y la pendiente, además de la densidad del drenaje y el orden de la corriente. Estas propiedades se pueden clasificar en dos tipos, según su impacto, que condicionan el volumen del flujo (ej. el área y el tipo de suelo), y las que condicionan la velocidad de su movimiento (ej. el orden de la corriente, la densidad de drenaje y la pendiente). Por lo tanto, nos brindan información de la respuesta del caudal frente a cualquier precipitación u otro evento perturbador, como una erupción volcánica, en el sistema de drenaje.

Por otro lado, el estudio del tipo de sedimentación permite reconocer los procesos de erosión-sedimentación de cada cuenca, en función de la cantidad de material piroclástico y epiclástico, que puede ser removilizado. Su relación con los parámetros morfológicos determinará si existen las condiciones adecuadas para generar inundaciones por corrientes fluviales y/o lahares en ellas y su probable magnitud.

4.1. Metodología

4.1.1 Morfometría

La delimitación de las cuencas se realizó a partir de un modelo digital de elevación de 12.5 m de resolución obtenido de Alaska Satellite Facility (<https://earthdata.nasa.gov/eosdis/daacs/asf>), así como las cartas topográficas escala 1:50,000, correspondientes a las hojas E14B45, E14B46, E14B55 y E14B56 (INEGI, 2014).

Los parámetros morfométricos fueron obtenidos a partir de la combinación de ecuaciones hidrológicas y sistemas de información geográfica (SIG). El SIG permitió la delimitación de las cuencas y el análisis espacial de los datos. Con respecto a los parámetros morfométricos, en este estudio se consideraron los siguientes: área (A), perímetro (P), pendiente promedio de cada cuenca, longitud del cauce principal (L), orden de la red hídrica, longitud de la red hídrica (Lr), densidad de drenaje (Dd), pendiente promedio de la red hídrica, factor de la forma de la cuenca (Ff), tiempo de concentración (Tc), hipsometría y orientación de laderas.

A continuación, se realiza una descripción de cada una de las variables consideradas en este estudio y su relación con el objetivo del presente trabajo:

- Área de la cuenca (A)

Está definida como la proyección horizontal de toda la superficie de drenaje de un sistema de escorrentía. Corresponde a la superficie delimitada por la divisoria de aguas de la cuenca.

De acuerdo al Centro Interamericano de Desarrollo Integral de Aguas y Suelos citado por Aguirre (2007) las cuencas se clasifican de la siguiente manera:

- Sistema hidrográfico ($> 3000 \text{ km}^2$)
 - Cuencas ($600\text{-}3000 \text{ km}^2$)
 - Subcuenca ($100\text{-}600 \text{ km}^2$)
 - Microcuenca ($<100 \text{ km}^2$)
- Perímetro (P). Es la longitud sobre un plano horizontal, que recorre la divisoria de aguas.
 - Pendiente promedio de la cuenca. La pendiente media de la cuenca, se calcula como la media ponderada de las pendientes de toda la superficie de la cuenca.
 - Pendiente promedio de la red hídrica. La velocidad de la escorrentía superficial de los cursos de agua depende de la pendiente de los cauces.
 - Longitud del cauce principal (L). Se define como la distancia entre la desembocadura y el nacimiento del mismo. Los valores para cada clase se muestran en la tabla 2.

Tabla 2. Valores establecidos para la longitud del cauce principal (Tomado de Fuentes, 2004).

| Rangos de longitud (km) | Clases |
|----------------------------|---------|
| 6.9-10.9 | Corto |
| 11-15 | Mediano |
| 15.1-19.1 | Largo |

- Orden de la red hídrica (Nu)

El orden de las corrientes es una clasificación que proporciona el grado de bifurcación dentro de la cuenca. Existen varios métodos de clasificación, en este caso se optó por el método de Strahler (1964) que establece que las corrientes que no están ramificadas tienen un orden 1, la unión de dos drenajes de orden 1 da como resultado un orden 2. Cuando dos corrientes de orden 2 se unen, resulta una corriente de orden 3 y así sucesivamente. Cuando una corriente se une con otra de orden mayor, resulta una corriente que conserva el mayor orden (Tabla 3).

Tabla 3. Rangos para clasificar el orden de la red hídrica (Strahler, 1964).

| Orden de la red | Clases |
|-----------------|--------|
| 1-2 | Bajo |
| 2-4 | Medio |
| 4-6 | Alto |

- Longitud de la red hídrica (L_r). Es la suma de la distancia total recorrida por los diferentes cursos de agua que conforman la red. La distancia recorrida por un curso de agua se mide desde su origen hasta su desembocadura.
- Densidad de drenaje (D_d).

La densidad de drenaje se calcula de la siguiente manera:

$$D_d = \frac{L}{A} \left(\frac{km}{km^2} \right)$$

Donde:

L: Longitud total de las corrientes de agua (km)

A= área total de la cuenca (km^2)

Sus valores se muestran en la tabla 4 (Strahler / Horton).

Tabla 4. Rangos para clasificar la densidad de drenaje.

| Densidad de drenaje | Clases |
|---------------------|----------|
| <1 | Baja |
| 1-2 | Moderada |
| 2-3 | Alta |
| >3 | Muy alta |

- Relación de bifurcación (R_b)

Horton (1945) introdujo este concepto para definir el cociente entre el número de cauces de cualquier orden (N_u) y el número de cauces del orden inmediatamente superior (N_{u+1}). El promedio R_b se puede tomar como un valor representativo de la cuenca y se calcula mediante ecuación:

$$R_b = \frac{N_u}{N_u + 1}$$

Donde:

R_b : Relación de bifurcación

Nu: Número total de cauces con orden u

Nu + 1: Número de cauces del orden superior

De acuerdo con Summerfield (1991), las relaciones de bifurcación varían de 3.0 a 5.0, si la litología en una cuenca es homogénea, si la cuenca es muy elongada, con una alternancia de afloramientos contrastantes en sus características litológicas, pueden obtenerse valores mayores a 10.

- Factor de la forma (Ff)

Es la relación entre el área y el cuadrado de la longitud de la cuenca y mide que tan cuadrada es una cuenca. (Horton 1945). Se expresa mediante la siguiente ecuación:

$$F_f = \frac{A}{L^2}$$

Donde:

A: Área de la cuenca en km²

L: Longitud de la corriente en km

Los valores del factor de la forma de Horton se describen en la tabla 5.

Tabla 5. Valores estimados para clasificar a las cuencas de acuerdo al factor de la forma de Horton (Horton, 1945).

| Valores | Forma de la cuenca |
|-----------|---------------------------|
| <0.22 | Muy alargada |
| 0.22-0.30 | Alargada |
| 0.30-0.37 | Ligeramente alargada |
| 0.37-0.45 | Ni alargada ni ensanchada |
| 0.45-0.60 | Ligeramente ensanchada |
| 0.60-0.80 | Ensanchada |
| 0.80-1.20 | Muy ensanchada |
| >1.20 | Redondeada |

- Tiempo de concentración (T_c)

El tiempo de concentración es el tiempo mínimo necesario para que todos los puntos de una cuenca aporten agua de escorrentía de forma simultánea al punto de salida o a la desembocadura de la cuenca. En esta investigación se optó por utilizar el método de California Culvert Practice (1942):

$$T_c = \left(0.87 \frac{L_c^3}{H}\right)^{0.385}$$

Donde:

T_c : tiempo de concentración en horas

H: es la diferencia entre la cota mayor y la cota menor de la cuenca (m)

L_c : es la longitud del cauce principal (km)

- Análisis hipsométrico

La curva hipsométrica representa el porcentaje de área que existe en la cuenca por encima de un valor dado. Sirven para determinar características fisiográficas de las cuencas. Se obtiene colocando en las ordenadas los valores correspondientes a las diferentes alturas de la cuenca y en las abscisas los valores de área que se encuentran por encima de las alturas correspondientes.

El valor del área relativa bajo la curva se conoce como integral hipsométrica (HI) la cual se calcula de la siguiente manera (Strahler, 1952):

$$HI = \frac{H_m - H_{mín}}{H_{máx} - H_{mín}}$$

Dónde:

H_m : altura media

$H_{mín}$: altura mínima

$H_{máx}$: altura máxima

El mapa hipsométrico se realizó a partir del modelo digital de elevación (MDE) con una resolución de 12-5 m, por medio de SIG.

- Orientación de laderas

A partir del modelo digital de elevación (MDE) y por medio de una herramienta de SIG, se definió la exposición de las laderas de la zona de estudio determinando su orientación en valores azimutales (0° - 360°). De esta manera las laderas orientadas al Norte tienen valores en el rango de 0° - 22.5° , las laderas al Noreste 22.5° - 67.5° , al Este 67.5° - 112.5° , al sureste 112.5° - 157.5° , al Sur 157.5° - 202.5° , al Suroeste 202.5° - 247.5° , al Oeste 247.5° - 292.5° , al Noroeste 292.5° - 337.5° , Norte 337.5° - 360° y las zonas planas 0° .

4.1.2. Definición de los tipos de sedimentación

Para establecer los tipos de sedimentación en los diferentes sectores del Pico de Orizaba se levantaron 50 columnas estratigráficas distribuidas dentro de los cauces principales, en la zona de salida de las cuencas y, de manera secundaria, en puntos fuera de ellas, a lo largo de las barrancas más importantes y, en algunos casos, en zonas más distales del volcán (65 km del cráter). En el mapa de la figura 13 se puede ver su distribución. Dicha información se complementó con los datos geológicos del Servicio Geológico Mexicano, escala 1: 250,000. Para su análisis e integración, se trazaron perfiles longitudinales que, en algunos casos, coinciden con el cauce de los ríos principales de cada microcuenca. También se trazaron perfiles transversales para cada barranca en los afloramientos más representativos del área. La mayoría de los perfiles se localizaron en la parte baja de cada microcuenca y en zonas más alejadas.

Para el análisis sedimentológico se tamizaron 30 muestras y se calcularon parámetros estadísticos para complementar la información sobre la sedimentología de cada barranca. En el presente trabajo, se emplearon dos métodos para el análisis granulométrico de los depósitos. Para el análisis de la fracción de -4ϕ y 4ϕ , se utilizó el método de tamizado en seco a intervalos de 1ϕ . En contraste, para la fracción gruesa, mayor a -4ϕ , se utilizó el método de intersecciones de Rosiwal (Sarocchi et al, 2005; Sarocchi, 2006). Los resultados de la granulometría se expresaron en unidades phi.

$$\phi = -\log_2 d$$

La fracción fina no se analizó de forma detallada, ya que representaba menos del 3%.

Una vez integrada toda la información fue posible elaborar histogramas granulométricos completos en el rango de 5ϕ a -9ϕ . Los parámetros estadísticos utilizados para describir las distribuciones son los desarrollados por Folk y Ward (1957), por ser los más ampliamente utilizados, los cuales son: la media (Mz), la desviación estándar o clasificación (σ), la asimetría (Sk) y la curtosis (Kg) (Ver Anexo 1). Para calcularlos, se utilizó el software Decolog 5.0 (Borselli y Sarocchi, 2004, 2012).

Los resultados se simplificaron en 8 columnas generales que representan los tipos de sedimentación vulcanoclástica en diferentes zonas del volcán y proveen información acerca de la susceptibilidad a la generación de inundaciones por corrientes fluviales y lahares por sector, con base en la morfología y el registro estratigráfico.

4.2. Resultados

4.2.1. Análisis morfométrico

En el área de estudio se delimitaron en función del tamaño 11 microcuencas y 1 subcuenca, 5 en el estado de Veracruz y 7 en el estado de Puebla. Las cuencas delimitadas en el estado de Veracruz pertenecen a la subcuenca del río Jamapa, la microcuenca del río Tliapa, la microcuenca del río Metlac, la microcuenca del río Orizaba y la microcuenca del río

Chiquito. Las cuencas delimitadas en el estado de Puebla pertenecen en su mayoría a corrientes intermitentes que, de acuerdo a las cartas topográficas, no poseen nombre a excepción de la microcuenca Tacajete, Paso Buey y la microcuenca perteneciente a los ríos Piedra Pintada y Quetzalapa. Los parámetros morfométricos de cada cuenca del volcán Pico de Orizaba se han analizado y los resultados se muestran a continuación (Figura 8 y Tabla 6).

- *Área y perímetro*

Con base en las áreas de cada cuenca estas se clasificaron en 11 microcuencas y una subcuenca. Las cuencas delimitadas en el sector Este, poseen la mayor área, siendo la subcuenca del río Jamapa la más grande con un área de 180.7 km², seguido de la microcuenca del río Orizaba con 60.0 km², la microcuenca del río Tliapa posee un área de 47.2 km², la microcuenca del río Metlac y del río Chiquito con 47.2 y 37.8 km² respectivamente. En cambio, las microcuencas del sector Oeste son más pequeñas, siendo la microcuenca Tecajete la más pequeña del área de estudio con 2.9 km², seguida de la microcuenca 9 con 5.8 km².

La subcuenca con el mayor perímetro es la del río Jamapa (83.8 km), y la microcuenca Tecajete posee el menor perímetro con 10.1 km.

- *Pendiente promedio de la red hídrica y pendiente promedio de la cuenca*

La subcuenca del río Jamapa y las microcuencas Tliapa, Metlac y Orizaba presentan los valores más altos de pendiente, con pendientes en el rango de 30-80°, lo que les da la característica de relieve escarpado. Su pendiente promedio varía de 22° a 27° (tabla 6). Las microcuencas del río Chiquito, microcuenca 10 y Quetzalapa tienen pendientes promedio en el rango de 14 y 29 ° y la del río Paso Buey presenta los valores más bajos con 16° y 17 ° (Figura 9).

Con respecto a la pendiente de la red hídrica, los valores más altos, entre 14° y 15°, se encuentran en las microcuencas Tecajete, Metlac y la microcuenca 9, mientras que la microcuenca del río Quetzalapa presenta la pendiente más baja, 9.6° (tabla 6).

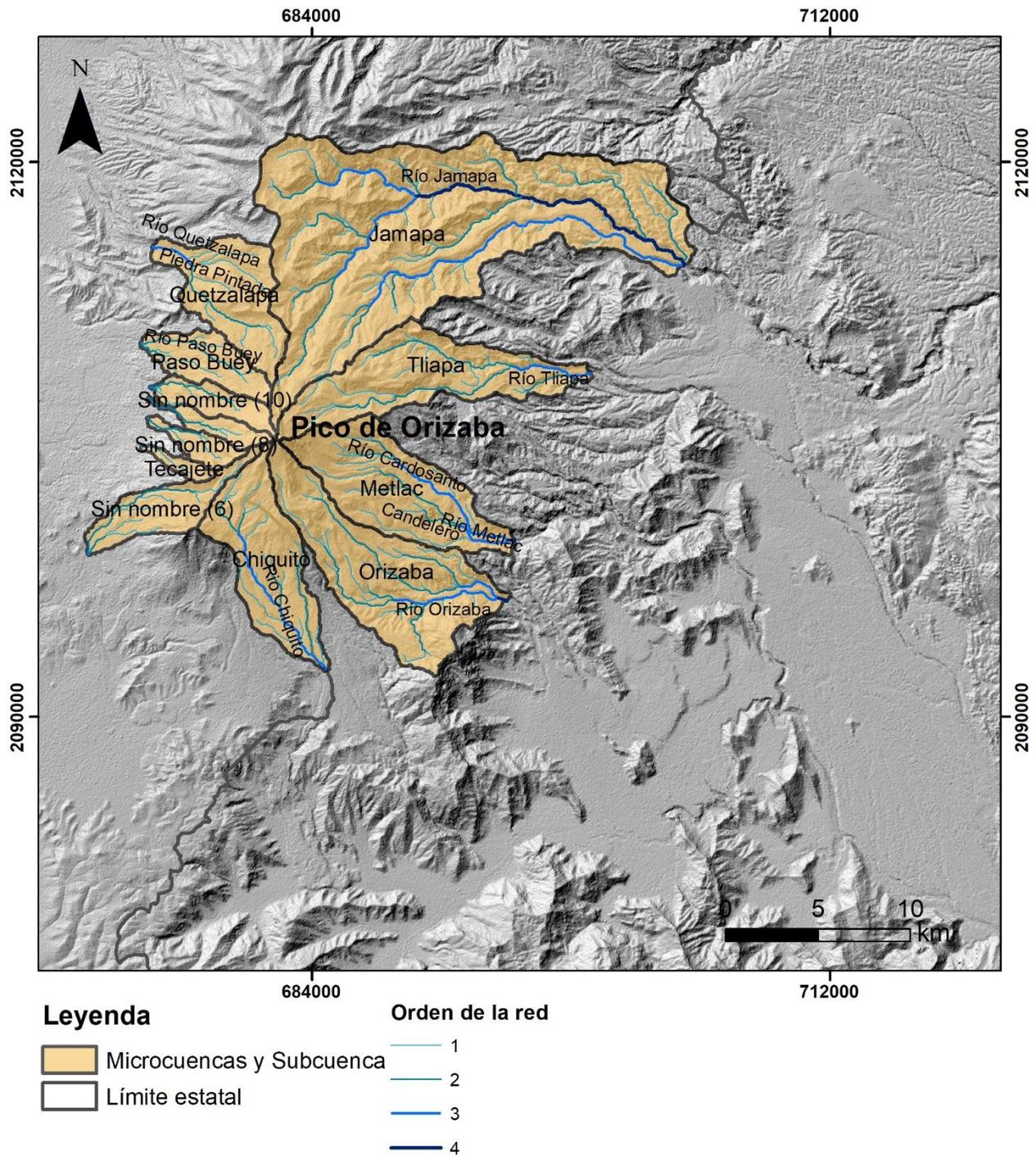


Figura 8. Delimitación de las microcuencas del volcán Pico de Orizaba.

Tabla 6. Parámetros morfométricos calculados para 1 subcuenca y 11 microcuencas del Pico de Orizaba.

| Cuenca | Nombre | Área (km ²) | Perímetro (km) | Pendiente promedio de la cuenca (grados) | Longitud del cauce principal (km) | Orden de la red hídrica | Longitud de la red hídrica (km) | Densidad de drenaje (km/km ²) | Relación de Bifurcación | Pendiente promedio de la red hídrica (grados) | Factor de la forma (Horton) |
|--------|---|----------------------------|-------------------|---|--|-------------------------------|--|--|----------------------------|---|-----------------------------------|
| 1 | Río Jamapa | 180.7 | 83.8 | 26.7 | 36.5 | 4 | 167.0 | 0.9 | 1.7 | 12.1 | 0.19 |
| 2 | Río Tliapa | 47.2 | 44.1 | 23.9 | 21.7 | 3 | 53.3 | 1.1 | 2.2 | 13.8 | 0.15 |
| 3 | Río Metlac | 45.5 | 34.4 | 24.1 | 16.3 | 4 | 56.6 | 1.2 | 3.4 | 14.5 | 0.22 |
| 4 | Río Orizaba | 60.0 | 43.2 | 22.9 | 21.1 | 4 | 67.8 | 1.1 | 3.8 | 12.0 | 0.23 |
| 5 | Río Chiquito | 37.8 | 34.2 | 16.0 | 17.2 | 3 | 44.9 | 1.1 | 1.8 | 10.4 | 0.21 |
| 6 | Sin nombre | 17.4 | 26.8 | 18.2 | 12.2 | 3 | 23.1 | 1.3 | 2.8 | 11.3 | 0.14 |
| 7 | Tecajete | 2.93 | 10.1 | 21.7 | 5.1 | 1 | 3.3 | 1.1 | - | 14.7 | 0.16 |
| 8 | Sin nombre | 6.0 | 14.6 | 20.4 | 7.3 | 2 | 7.0 | 1.3 | 1.5 | 13.0 | 0.17 |
| 9 | Sin nombre | 5.8 | 16.9 | 22.2 | 7.6 | 2 | 6.3 | 1.0 | 1.3 | 14.0 | 0.12 |
| 10 | Sin nombre | 9.7 | 18.1 | 22.3 | 8.6 | 3 | 11.0 | 1.1 | 2.7 | 11.7 | 0.17 |
| 11 | Río Paso Buey | 15.0 | 20.6 | 17.2 | 9.5 | 2 | 17.8 | 1.1 | 1.4 | 10.8 | 0.24 |
| 12 | Río Piedra Pintada/Río Quetzalapa | 30.1 | 30.4 | 18.9 | 13.3 | 3 | 27.4 | 0.9 | 2.2 | 9.6 | 0.29 |

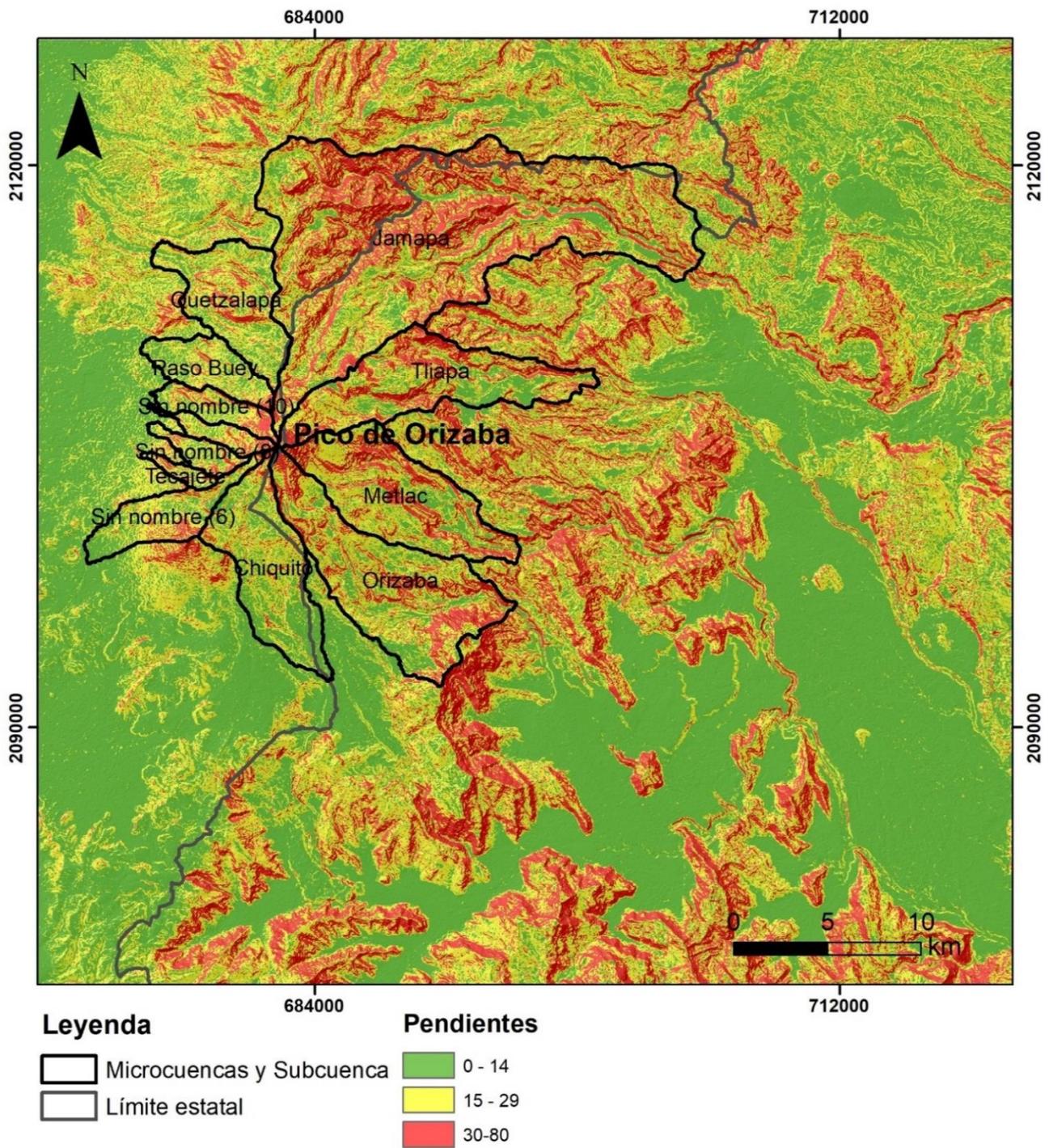


Figura 9. Mapa de pendientes.

- *Longitud del cauce principal*

De acuerdo a la longitud de los cauces, estos pueden clasificarse como cauces largos en el caso de la subcuenca de Jamapa, la microcuenca del río Tliapa, la microcuenca perteneciente a los ríos Cardosanto, Candelero y Metlac, la microcuenca a la que pertenece el río Orizaba y la microcuenca arroyo Encino o Chiquito. Como cauces medianos los de la microcuenca 6 y la que pertenece al río Quetzalapa. Por último, son considerados como cauces cortos los de las microcuencas Tecajete, 8, 9, 10 y los de la microcuenca Paso Buey.

- *Orden de la red hídrica*

El análisis del orden de las corrientes muestra que la subcuenca del río Jamapa y las microcuencas del río Metlac y del río Orizaba poseen un orden de corriente 4. Las microcuencas del río Tliapa, y de las microcuencas del Río Chiquito, 6, 10 y la microcuenca del río Quetzalapa presentan un orden 3, mientras que las microcuencas 8, 9 y Paso Buey presentan un orden 2. La microcuenca Tecajete un orden 1 (Figura 8; tabla 6).

- *Densidad de drenaje*

El análisis de la densidad de drenaje muestra que todas las cuencas y microcuencas pueden ser clasificadas como de densidad baja. La subcuenca del río Jamapa y la microcuenca del río Quetzalapa poseen las densidades más bajas, con valores de 0.92 y 0.91 km/km² respectivamente, mientras que el resto de las microcuencas poseen una densidad de drenaje mayor, ya que se encuentran en el rango de 1 a 1.3 km/km².

- *Patrón de drenaje*

En la figura 8, se presenta el mapa con los drenajes de las microcuencas, estas presentan de manera general un patrón radial típico de estructuras cónicas, sin embargo, el sistema local resulta complejo. A nivel microcuenca se presentan dos patrones de drenaje. Hacia la cabecera de la subcuenca y microcuencas un patrón tipo paralelo que nace de las partes intermedias a altas del Pico de Orizaba, donde predominan los derrames de lava y depósitos piroclásticos y, en algunos casos, se presenta otro perpendicular en alturas intermedias a bajas.

Con respecto a las corrientes, en el flanco Este del volcán, la subcuenca de Jamapa, la microcuenca del río Tliapa, Metlac y Orizaba tienen corrientes perennes, es decir, que se mantienen durante todo el año, mientras que la microcuenca del río Chiquito tiene una corriente intermitente. En el sector Oeste las microcuencas poseen corrientes intermitentes (solo se mantienen en temporada de lluvias) a excepción de la microcuenca del río Paso Buey y Quetzalapa que tienen corrientes perennes.

- *Relación de bifurcación*

Los valores de la relación de bifurcación para las microcuencas y subcuenca son bajos, ya que esta toma valores de entre 1 y 3.84.

- *Factor de la forma de Horton*

Los valores para las microcuencas del volcán Pico de Orizaba son relativamente bajos, menores a 1. Para el caso de la subcuenca del río Jamapa, las microcuencas Tliapa, Metlac, Chiquito y las microcuencas 6, Tecajete, 8, 9 y 10, la forma de la cuenca está clasificada como muy alargada con valores para este índice menores a 0.22. Para la microcuenca del río Metlac, la microcuenca del río Paso Buey y la microcuenca del río Quetzalapa la forma de la cuenca se clasificó como alargada, con valores en el rango de 0.22 y 0.29.

- *Tiempo de concentración (Tc)*

Los valores del tiempo de concentración para cada microcuenca se muestran en la tabla 7. Para la microcuenca del río Jamapa el Tc es de 2.5 horas, seguido de la microcuenca del río Tliapa y la microcuenca del río Orizaba con Tc de 1.3 horas. Para la microcuenca del río Chiquito el tiempo de concentración es de 1.2 horas y para el río Metlac es de 1 hora. Para las microcuencas del sector Oeste (Puebla) los tiempos de concentración son menores a una hora, esto debido al tamaño de las microcuencas y a que la diferencia de alturas entre el punto más alto de la cuenca y la desembocadura es menor.

Tabla 7. Valores estimados para el tiempo de concentración de cada subcuenca y microcuenca.

| Cuenca | Ríos | Tc (horas) |
|--------|-----------------------------|------------|
| 1 | Jamapa | 2.5 |
| 2 | Tliapa | 1.3 |
| 3 | Cardosanto/Candelero/Metlac | 1.0 |
| 4 | Orizaba | 1.3 |
| 5 | Arroyo Encino /Chiquito | 1.2 |
| 6 | Corriente sin nombre | 0.86 |
| 7 | Tecajete | 0.41 |
| 8 | Corriente sin nombre | 0.56 |
| 9 | Corriente sin nombre | 0.50 |
| 10 | Corriente sin nombre | 0.57 |
| 11 | Paso Buey | 0.74 |
| 12 | Piedra Pintada/ Quetzalapa | 1.15 |

- *Análisis hipsométrico*

Las curvas hipsométricas (Strahler, 1952) permiten conocer la distribución de masa en la cuenca desde arriba hacia abajo. El valor del área relativa que yace bajo la curva (integral hipsométrica, HI) es indicativo del estado de erosión de una cuenca. Strahler (1952) clasificó las cuencas de acuerdo con sus etapas de desarrollo geomorfológico (basado en la forma de la curva hipsométrica y el valor de la integral hipsométrica) en tres categorías: etapa juvenil (curva convexa y $HI \geq 60$), donde la cuenca es altamente susceptible a la erosión ; equilibrio o etapa madura (curva en forma de S, $0.30 \leq HI \leq 0.60$) y una etapa de vejez (curva cóncava, $HI \leq 0.30$). esta clasificación también refleja la interacción entre tectónica y erosión.

Las curvas hipsométricas representadas en la figura 10 así como los valores de la integral hipsométrica (tabla 8), muestran que la microcuenca Tecajete refleja un gran potencial erosivo, esta microcuenca se encuentran en fase de juventud. La subcuenca de Jamapa y las microcuencas Tliapa, Metlac, Chiquito ,6, 8, 9,10, Paso Buey y Quetzalapa se encuentran en una fase de equilibrio en donde la tasa de sedimentación es compensada con la tasa de erosión y los ríos aquí se encuentran en una fase de madurez. Por último, la microcuenca de Orizaba se encuentra en una fase de vejez en donde predomina la sedimentación.

Tabla 8. Integral hipsométrica calculada para cada subcuenca y microcuenca.

| Subcuenca y microcuencas | Integral hipsométrica (HI) |
|--------------------------|----------------------------|
| Jamapa | 0.49 |
| Tliapa | 0.49 |
| Metlac | 0.49 |
| Orizaba | 0.26 |
| Chiquito | 0.44 |
| Sin nombre (6) | 0.49 |
| Tecajete | 0.82 |
| Sin nombre (8) | 0.57 |
| Sin nombre (9) | 0.49 |
| Sin nombre (10) | 0.52 |
| Paso Buey | 0.49 |
| Quetzalapa | 0.49 |

En las gráficas de la figura 10, se puede apreciar que la altura media de las microcuencas se encuentra entre la cota 3000 y 4000 msnm, lo cual significa que un 50% del área de las microcuencas poseen alturas por encima de estas cotas y un 50% por debajo de ellas. El incremento de la altura por encima del valor de la altura media en algunos casos es abrupto, tal como se puede apreciar en la pendiente de las gráficas.

Estos contrastes altimétricos (Figura 11), señalan una mayor presencia de vertientes y cauces con pendientes más fuertes por encima de la cota 3000-4000 y pendientes más suaves por debajo de este valor.

Asimismo, implican el dominio de procesos erosivos y de procesos de transporte y sedimentación por debajo de ella.

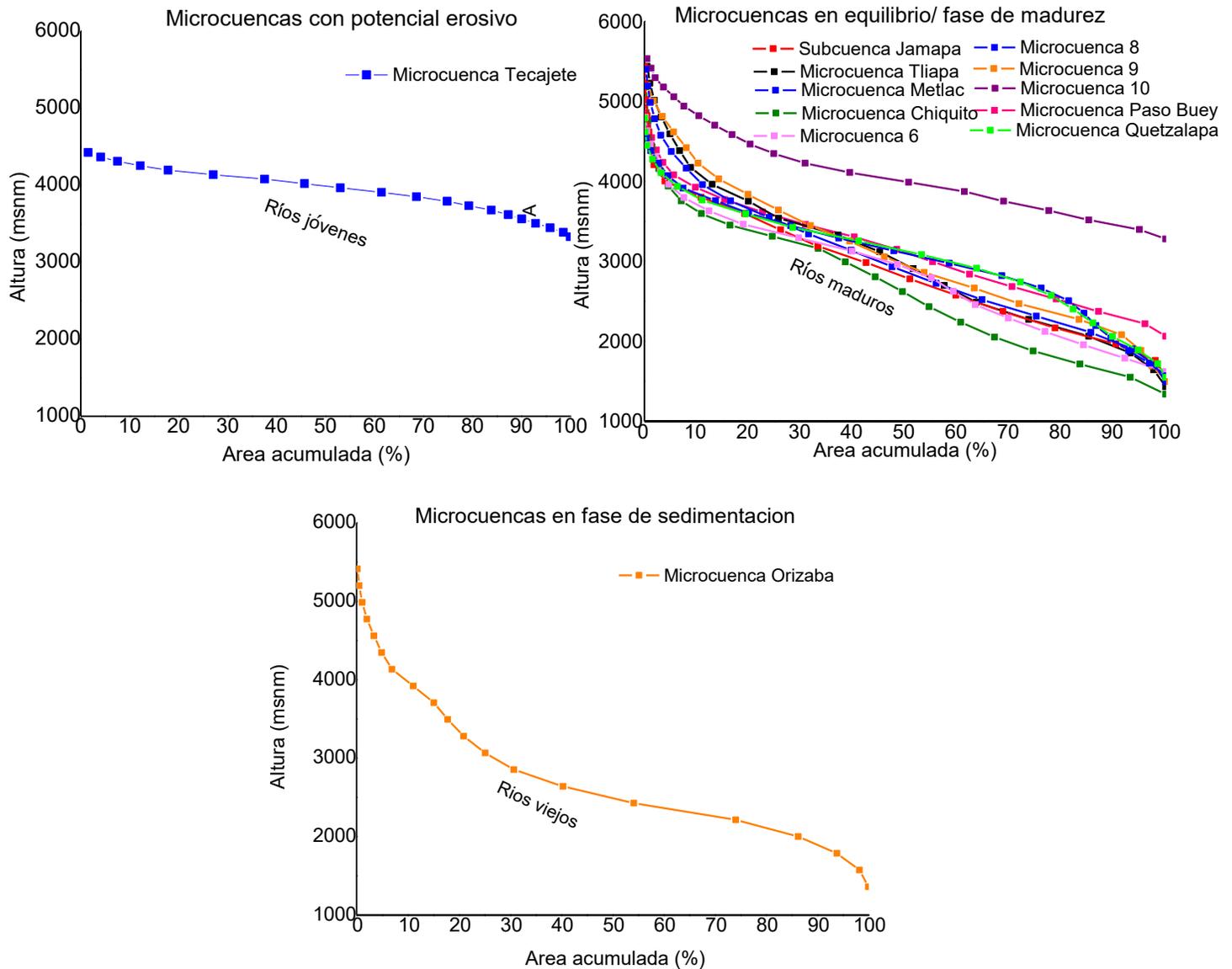


Figura 10. Gráficas de las curvas hipsométricas para cada microcuenca y subcuenca

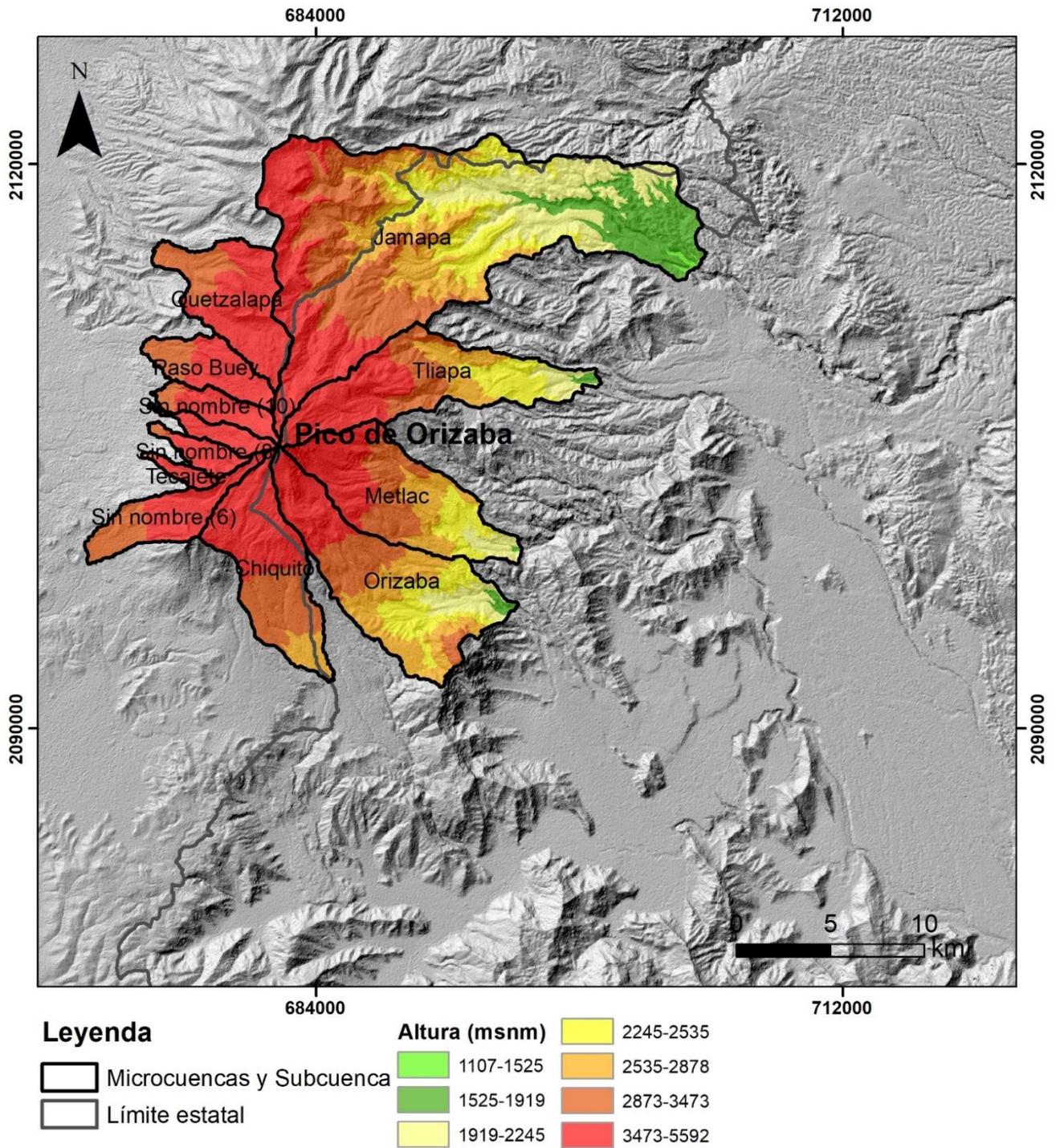


Figura 11. Mapa hipsométrico.

- *Orientación de laderas*

En las laderas el intemperismo y la humedad a menudo es mayor en alguna dirección, en el caso del Pico de Orizaba las precipitaciones son mayores en el sector Este (Capítulo 7), por lo que es posible que algunos de los procesos de erosión como los procesos de remoción en masa (PRM) se presenten con mayor frecuencia en laderas con una orientación determinada. La frecuencia de estos PRM, así como su volumen pueden determinar el que se generen lahares en un futuro. El mapa de la figura 12 y la tabla 9, muestran que la orientación predominante en la subcuenca de Jamapa y la microcuenca de Tliapa es Noreste con una superficie del 17.13% y 24.48% respectivamente. En la microcuenca de Metlac la orientación que domina es Sureste con una superficie de 24.82%. En la microcuenca de Orizaba y Chiquito la orientación dominante es al Sur con 11.95% y 29.90% respectivamente. En la microcuenca 6 la orientación que domina es Oeste (28.80%), en la microcuenca Tecajete dominan dos orientaciones Suroeste y Oeste con el 25.34%. En la microcuenca 8 domina la orientación Noroeste (27.28%), en la microcuenca 9 la orientación dominante es Oeste con el 42.88% de su superficie. En la microcuenca 10 y Paso Buey domina la orientación Noroeste 32.50% y 25.88% respectivamente. Por último, en la microcuenca Quetzalapa la orientación que domina es hacia el norte (22.23%).

Tabla 9. Distribución de la orientación de laderas dentro de las microcuencas y subcuenca. Orientación de laderas en área (km²) y orientación de laderas en superficie (%).

| Cuencas | Área (km ²) | | | | | | | | |
|------------|-------------------------|---------|-------|---------|-------|----------|-------|----------|------|
| | Norte | Noreste | Este | Sureste | Sur | Suroeste | Oeste | Noroeste | Flat |
| Jamapa | 29.61 | 30.96 | 27.13 | 27.67 | 22.30 | 15.24 | 10.96 | 16.76 | 0.09 |
| Tliapa | 7.28 | 11.56 | 8.34 | 7.57 | 7.12 | 2.33 | 0.97 | 2.0 | 0.05 |
| Metlac | 2.85 | 8.35 | 11.10 | 11.31 | 7.45 | 3.40 | 0.68 | 0.39 | 0.02 |
| Orizaba | 5.86 | 8.52 | 9.78 | 11.92 | 11.95 | 6.74 | 2.58 | 2.60 | 0.03 |
| Chiquito | 0.51 | 2.22 | 4.65 | 8.71 | 11.31 | 7.17 | 2.59 | 0.63 | 0.03 |
| 6 | 1.43 | 0.63 | 0.24 | 0.80 | 2.43 | 4.05 | 5.02 | 2.81 | 0.02 |
| Tecajete | 0.52 | 0.14 | 0.01 | 0.01 | 0.12 | 0.73 | 0.73 | 0.62 | 0.00 |
| 8 | 1.27 | 0.43 | 0.06 | 0.04 | 0.16 | 0.97 | 1.44 | 1.64 | 0.00 |
| 9 | 0.56 | 0.07 | 0.01 | 0.01 | 0.12 | 0.93 | 2.5 | 1.63 | 0.00 |
| 10 | 1.36 | 0.24 | 0.04 | 0.05 | 0.37 | 1.76 | 2.70 | 3.14 | 0.00 |
| Paso B | 3.09 | 0.62 | 0.17 | 0.19 | 0.73 | 2.76 | 3.57 | 3.89 | 0.01 |
| Quetzalapa | 6.69 | 4.57 | 1.07 | 0.52 | 3.07 | 5.4 | 3.96 | 4.79 | 0.02 |
| Cuencas | Superficie (%) | | | | | | | | |
| | Norte | Noreste | Este | Sureste | Sur | Suroeste | Oeste | Noroeste | Flat |
| Jamapa | 16.38 | 17.13 | 15.01 | 15.31 | 12.33 | 8.43 | 6.06 | 9.27 | 0.04 |
| Tliapa | 15.41 | 24.48 | 17.66 | 16.03 | 15.07 | 4.93 | 2.05 | 4.23 | 0.10 |
| Metlac | 6.25 | 18.33 | 24.36 | 24.82 | 16.35 | 7.46 | 1.49 | 0.85 | 0.04 |
| Orizaba | 9.76 | 14.20 | 16.30 | 19.87 | 19.92 | 11.23 | 4.30 | 4.33 | 0.05 |
| Chiquito | 1.34 | 5.86 | 12.29 | 23.03 | 29.90 | 18.95 | 6.84 | 1.66 | 0.07 |
| 6 | 8.20 | 3.61 | 1.37 | 4.58 | 13.94 | 23.23 | 28.80 | 16.12 | 0.11 |
| Tecajete | 18.05 | 4.86 | 0.34 | 0.34 | 4.16 | 25.34 | 25.34 | 21.52 | 0 |
| 8 | 21.13 | 7.15 | 0.99 | 0.66 | 2.66 | 16.13 | 23.96 | 27.28 | 0 |
| 9 | 9.60 | 1.20 | 0.17 | 0.17 | 2.05 | 15.95 | 42.88 | 27.95 | 0 |
| 10 | 14.07 | 2.48 | 0.41 | 0.51 | 3.83 | 18.21 | 27.95 | 32.50 | 0 |
| Paso B | 20.55 | 4.12 | 1.13 | 1.26 | 4.85 | 18.36 | 23.75 | 25.88 | 0.06 |
| Quetzalapa | 22.23 | 15.18 | 3.55 | 1.72 | 10.20 | 17.94 | 13.16 | 15.91 | 0.06 |

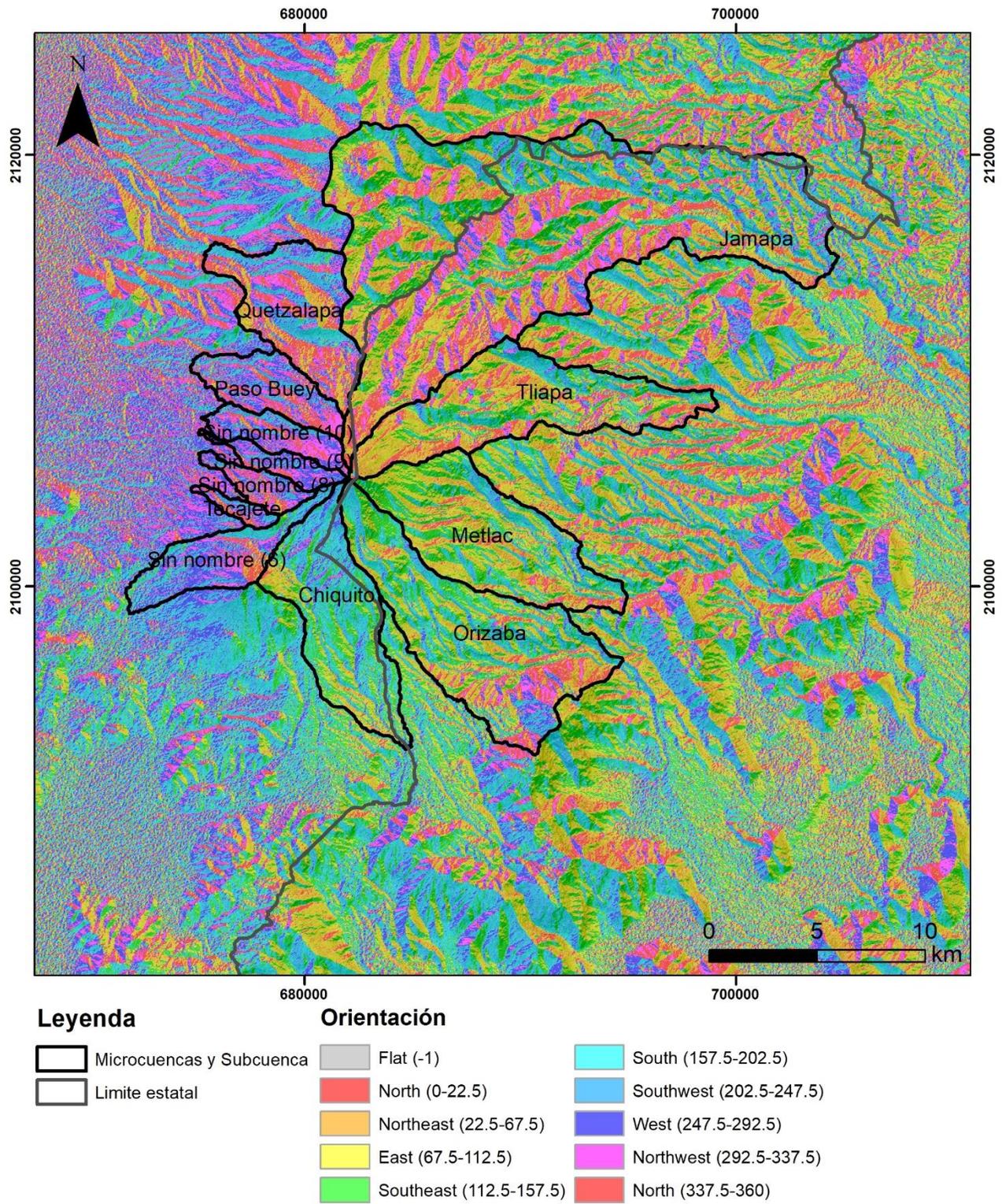
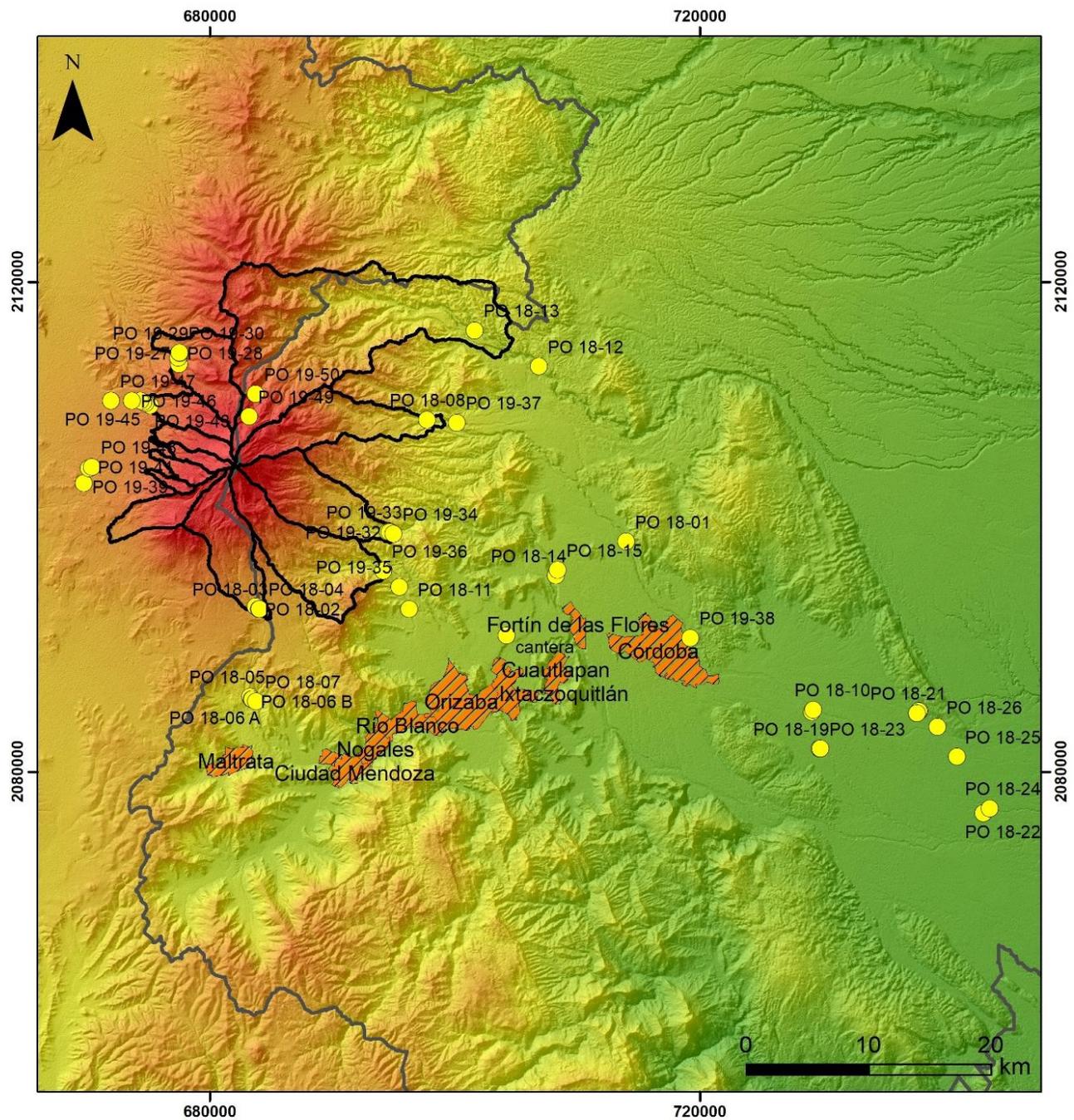


Figura 12. Mapa de orientación de laderas.

4.2.2. Tipos de depósitos volcanoclásticos en el Pico de Orizaba y dinámica de las barrancas

En este apartado se engloban algunas de las características que condicionan el comportamiento de las barrancas entorno al volcán tales como el tipo de sedimentación dominante y las dimensiones de las mismas. Es importante mencionar que en la mayoría de los casos la delimitación y reconocimiento de los depósitos de unos eventos respecto a otros resulta muy compleja o imposible por la erosión sufrida por lahares posteriores.

A continuación, se describen los depósitos encontrados en cada microcuenca y en las salidas de estas (Figura 13).



Leyenda

- Levantamiento de columnas
- Microcuencas y subcuenca
- Población
- Límite estatal

Figura 13. Mapa con la ubicación de los puntos de muestreo, en donde se levantaron columnas y se hicieron perfiles longitudinales y transversales.

4.2.2.1. Subcuenca y microcuencas en el sector Este (Estado de Veracruz)

Subcuenca del río Jamapa, Barranca Jamapa

La subcuenca del río Jamapa alberga las localidades de Nueva Vaquería, Nuevo Jacal, La Mesa de Atotonilco, Itzapa, Tecpanquiahua, Excola, Cruz Verde, El Terrero, Calchualco, Alpatlahuac y drena muy cerca de los municipios de Tozongo y Coscomatepec de Bravo.

La parte alta de la barranca de Jamapa está delimitada por lavas de varios metros de espesor, de composición andesítico-dacítico y su profundidad es menor a 4 m. En esta zona afloran los depósitos de flujos de escombros ocurridos el 9 de agosto de 2012 (Figura 14; Morales et al., 2016).

A los 3600 msnm el arrastre de los sedimentos provenientes de la erosión de lavas de cotas más altas, se deposita formando frentes con clastos desde cm hasta un par de metros (Figura 15 y perfil PO 19-50)



Figura 14. Depósito de flujo de escombros generado en el 2012, en la parte alta de la barranca de Jamapa (Foto: Ernesto Figueroa).

En la parte baja de la barranca entre los 1400 y 1600 msnm, la barranca tiene paredes con una altura de más de 100 m y el ancho es de aproximadamente 200 m, constituidas por lavas y depósitos de corrientes piroclásticas de alta densidad. El cauce de agua es perenne y dominan los depósitos fluviales (Figura 16).



Figura 15. A 3600 msnm el material proveniente de cotas más altas se deposita formando un abanico con clastos de diversos tamaños desde material fino hasta grandes bloques (Foto: Ernesto Figueroa).

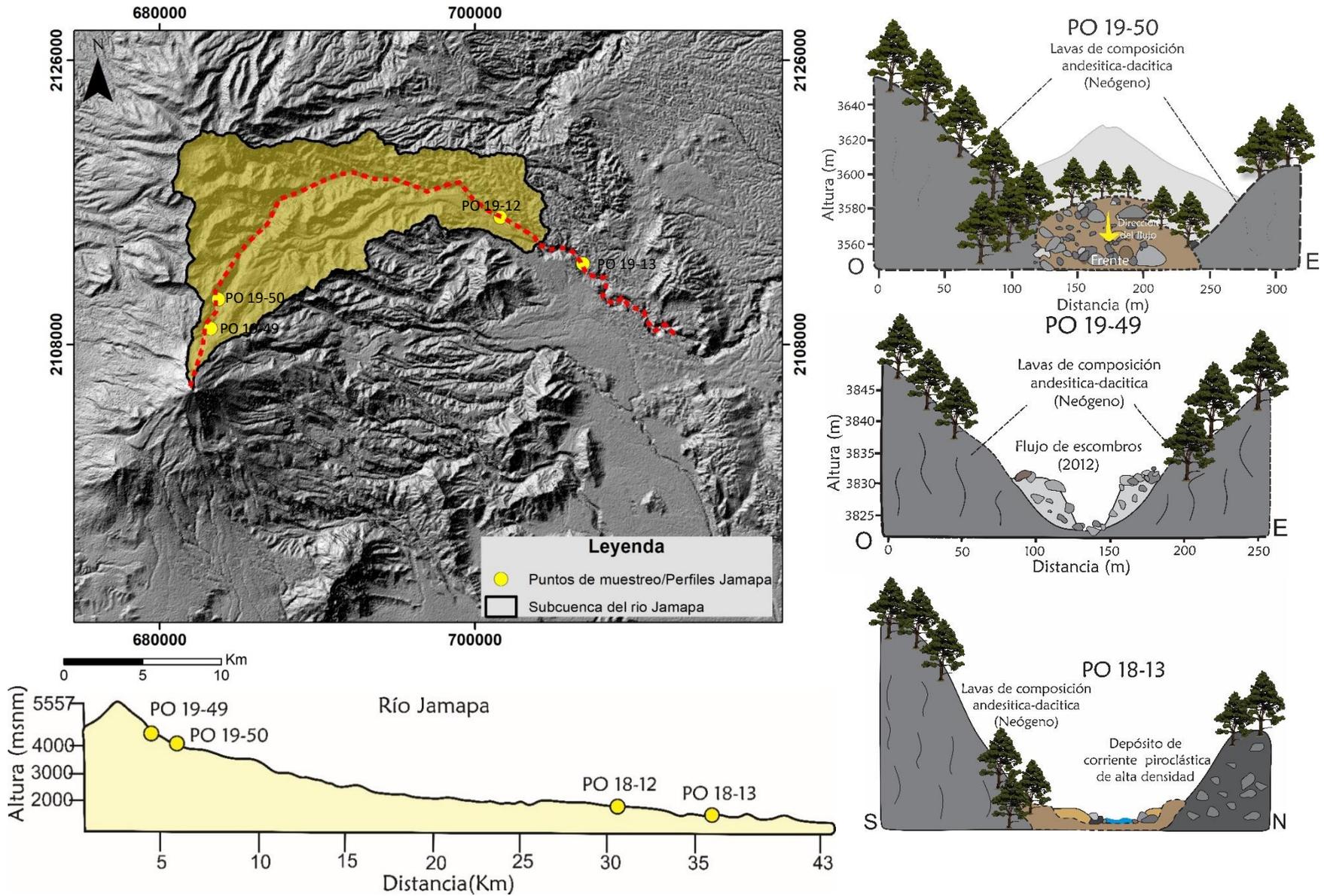


Figura 16. Mapa con la ubicación de las barrancas de la subcuenca de Jamapa y perfiles transversales y longitudinal.

Microcuenca del río Tliapa, Barranca Seca

En la barranca Seca, a 2000 msnm, su ancho es de 3 a 5 m y sus paredes son casi verticales. Sobre ella se encuentran abundantes clastos volcánicos de al menos 2 m de diámetro que representan el material transportado probablemente por flujos de escombros, los cuales bloquean parcialmente el cauce. Con base en lo observado en campo, se puede establecer que, la dinámica en esta parte de la barranca está dominada por los procesos erosivos de la corriente sobre el basamento de calizas plegadas y estratificadas (Figura 17).



Figura 17. Fotografías que muestran el interior de la barranca seca a) dinámica fluvial que erosiona las calizas y lutitas del basamento y b) material erosionado dentro del cauce.

A 1940 msnm, se observó el depósito del lahar Teteltzingo, con un espesor aproximado de 100 m, el cual se encuentran en contacto con la Pómez Citlaltépetl (Figura 18).

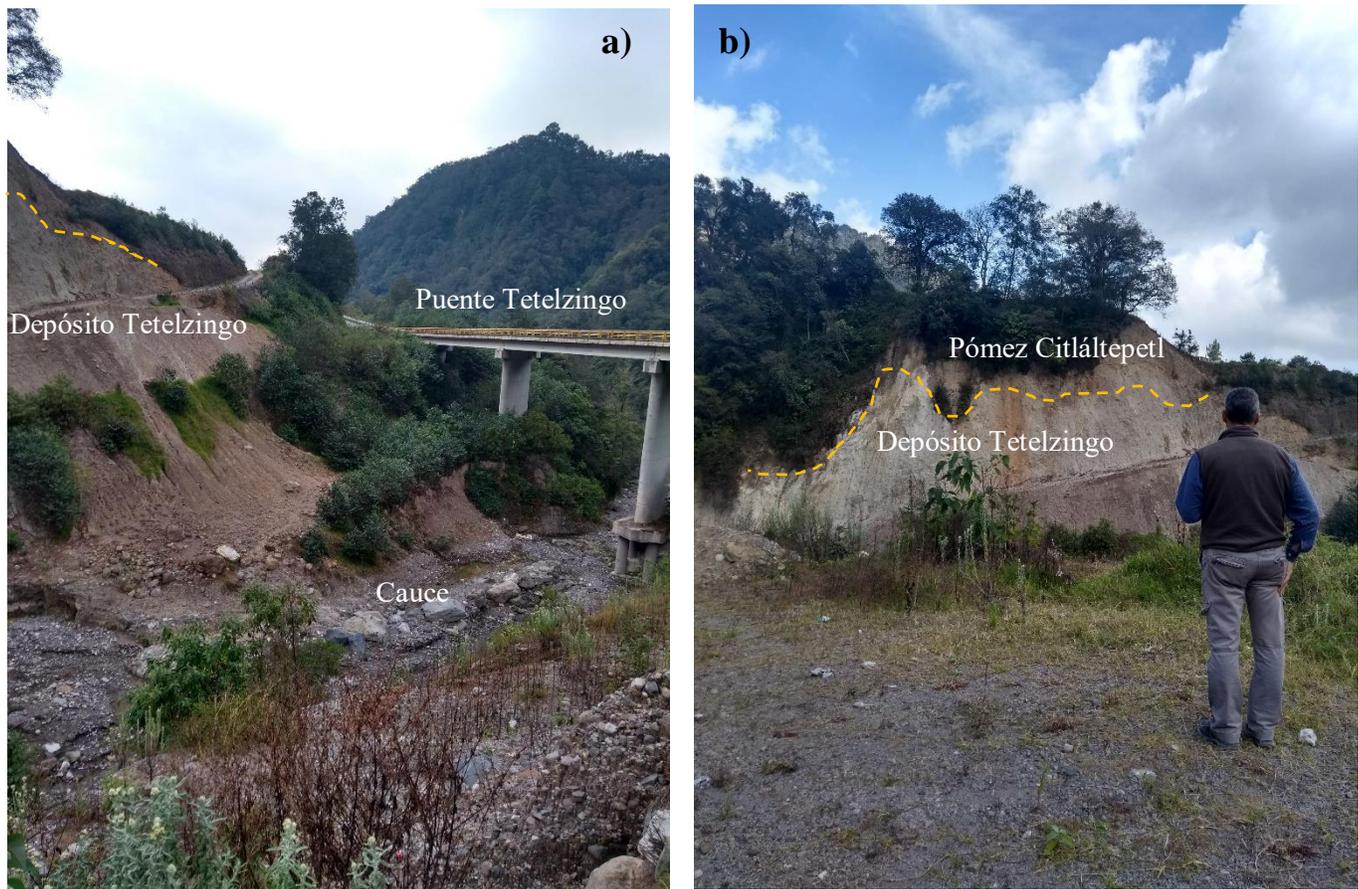


Figura 18. Fotografías que muestran el depósito del lahar Tetelzingo a) sobre la carretera a 1940 msnm sobre el puente Tetelzingo (altura 100 m) se puede observar el espesor del depósito y b) sobre el depósito Tetelzingo de manera discordante se encuentran los depósitos de la pómez Citlaltépetl.

En cotas más bajas, a 1286 m, se describieron nuevamente los depósitos del lahar Tetelzingo (PO 18-01), con un espesor de 8 m, estos presentan una coloración naranja debida a la alteración hidrotermal, líticos subangulosos y alterados y poca pómez, la matriz es limo-arcillosa y su histograma presenta una distribución multimodal (Figura 19).

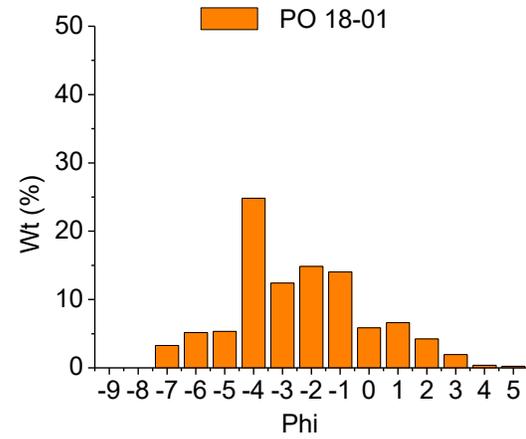


Figura 19. Depósito del lahar Tetzlingo e histograma granulométrico.

A 65 km del volcán se describió una secuencia de depósitos de lahar, constituida por al menos tres unidades de depósitos fluviales e hiperconcentrados (PO 19-26A, PO 19-26B y PO 19-26C; Figura 20). Según los histogramas, estas tres unidades presentan una distribución multimodal.

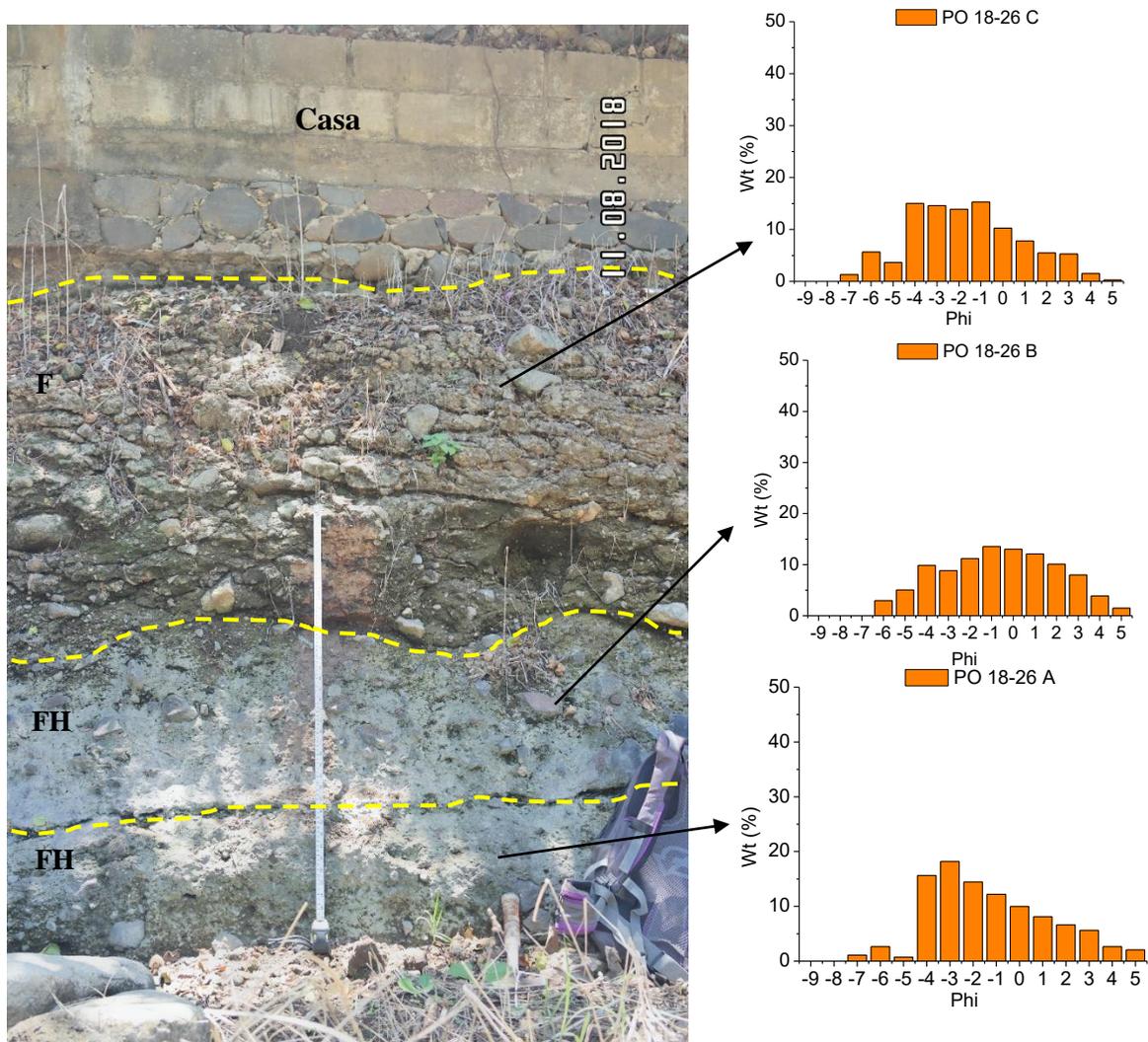


Figura 20. A 65 km del volcán se describieron tres unidades de flujos de escombros e hiperconcentrados, sobre las cuales está asentada la comunidad de Santa Rosa (FH: Flujo hiperconcentrado, F: Fluvia).l).

En resumen, en la parte alta de esta microcuenca afloran las rocas del basamento constituidas por calizas-lutitas estratificadas y plegadas, los depósitos del lahar Teteltzingo producto del colapso del antiguo edificio volcánico Espolón de Oro (Carrasco-Núñez, 1993), y los depósitos de la pómez Citlaltépetl. También según Monfil (2018), se encuentra el depósito de flujo de escombros generado en el 2012. En cotas más bajas, en el mismo sistema fluvial, pero fuera de la microcuenca, se encuentran depósitos de lahares antiguos sobre los cuales se asentaron poblaciones como el caso de la comunidad de Santa Rosa (Figura 21).

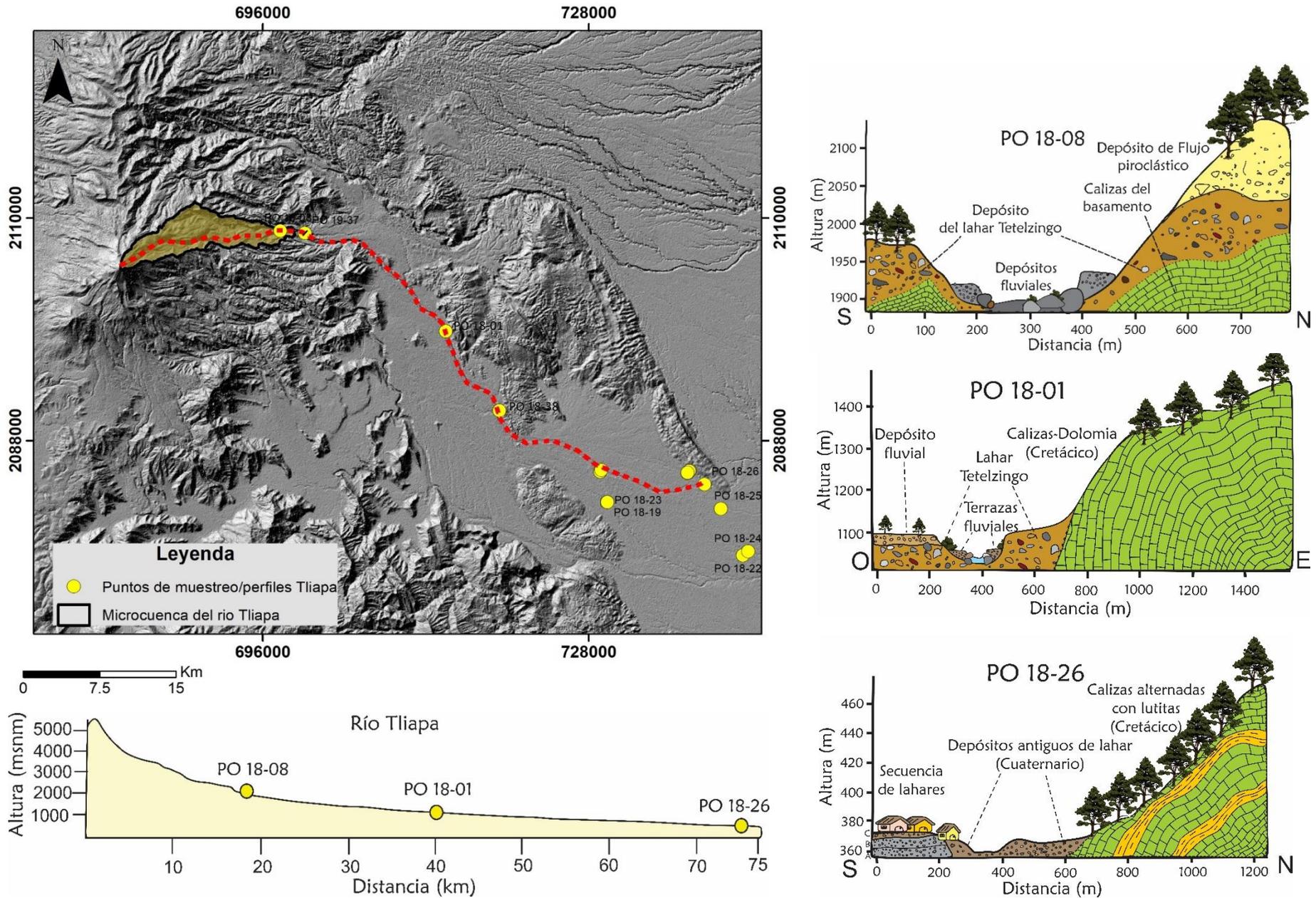


Figura 21. Mapa con la ubicación de las barrancas de la microcuenca del río Tliapa y perfiles transversales y longitudinal. En esta parte afloran las calizas y lutitas del basamento lo que les confiere características distintas a las barrancas.

Microcuenca del río Metlac, Barranca El Minero/Metlac

En esta microcuenca, a los 1900 msnm, se describieron dos terrazas constituidas por depósitos fluviales (PO 19-31) de 4.5 m y 1.5 m de espesor. Asimismo, se observó una terraza de al menos 3 m de espesor, de un depósito de flujo de escombros (PO 19-33) color café, heterolitológico y con bloques de hasta 1m de diámetro, inmersos en una matriz de arena gruesa con una distribución unimodal en -4ϕ (Figura 22) y, según los parámetros estadísticos, es muy mal seleccionado con un sesgo positivo.

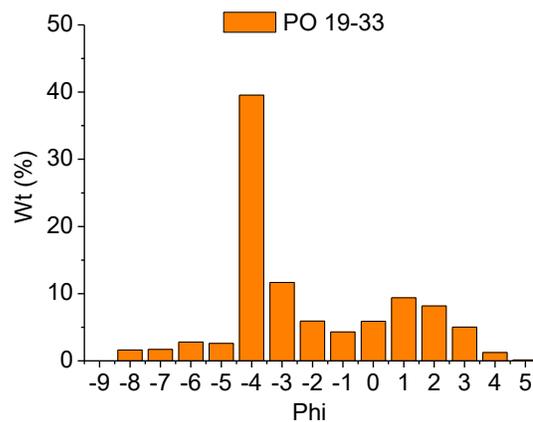


Figura 22. Histograma granulométrico donde se observa una distribución unimodal.

Muy cerca de la zona de desembocadura de la cuenca se encontraron depósitos de flujos hiperc centrados y de escombros. El depósito de flujo hiperc centrado (PO 19-34 A) presenta una distribución unimodal, con desviación estándar $\sigma=1.7$, lo que se traduce como un depósito mal seleccionado. El depósito de flujo de escombros (PO 19-34 B; Figura 23) presenta una distribución multimodal y es muy mal seleccionado ($\sigma=3.67$). Ambas unidades sobreyacen un depósito de corriente piroclástica de alta densidad, de aproximadamente 15 m de espesor (PO 19-32), heterolitológico con clastos subangulosos y poca pómez en la matriz.

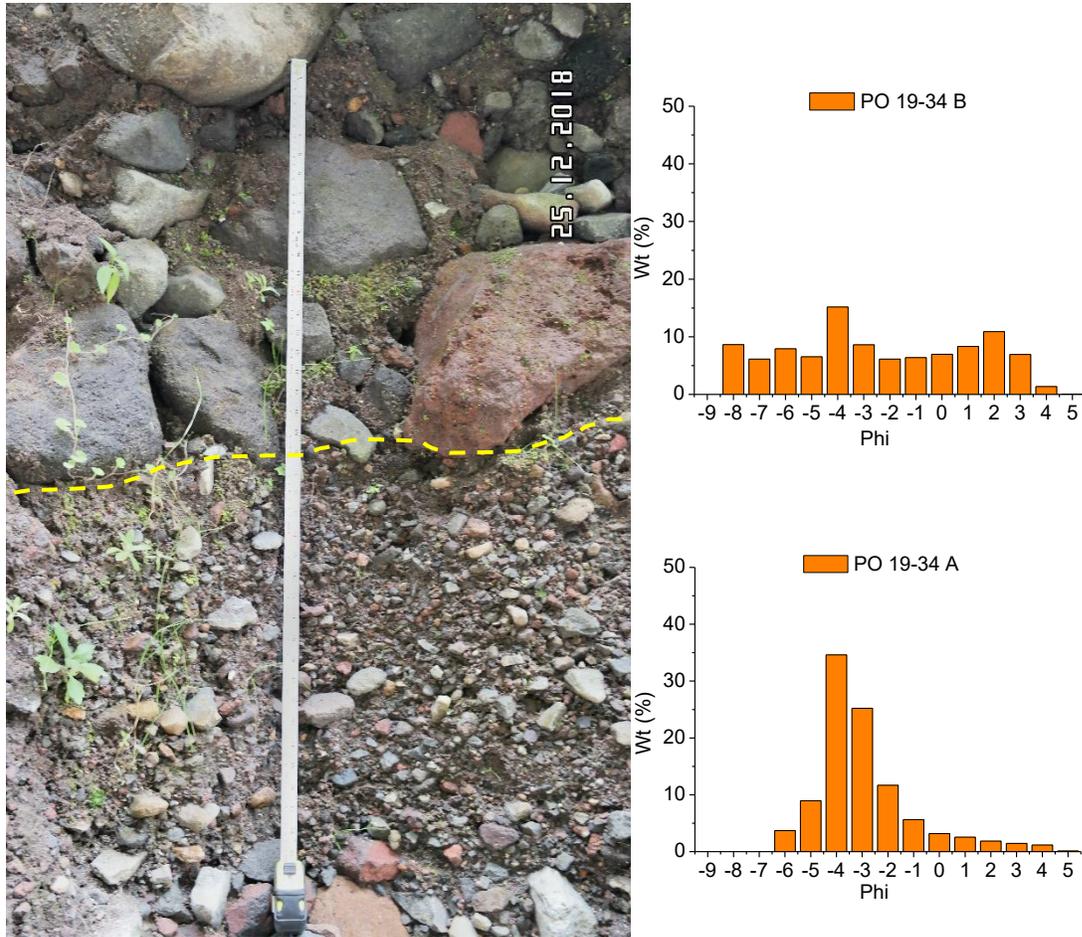


Figura 23. Depósito PO 19-34 A que corresponde a un flujo hiperconcentrado con una distribución unimodal y PO 19-34 B que corresponde a un flujo de escombros con una distribución multimodal.

En cotas más bajas (1100- 1200 msnm), los depósitos predominantes son de origen fluvial, asociados al río Metlac. Aunque, según la cartografía existente del Servicio Geológico Mexicano (SGM), en esta parte también afloran depósitos de lahar del cuaternario.

Asimismo, a 27 km del volcán, en el perfil PO 18-15, aflora el depósito del lahar Teteltzingo con un 2.5 m de espesor, que presenta grandes bloques inmersos en una matriz de limo y arcilla.

Finalmente, a 900 msnm, en el Puente Metlac, aproximadamente a 40 km del Pico de Orizaba, la barranca tiene una profundidad de 150 m y un ancho de 350 m (Figuras 24 y 25). De acuerdo con la cartografía del SGM, en esta zona afloran depósitos de lahar sobre los cuales se encuentra asentada la comunidad de Fortín de las Flores.

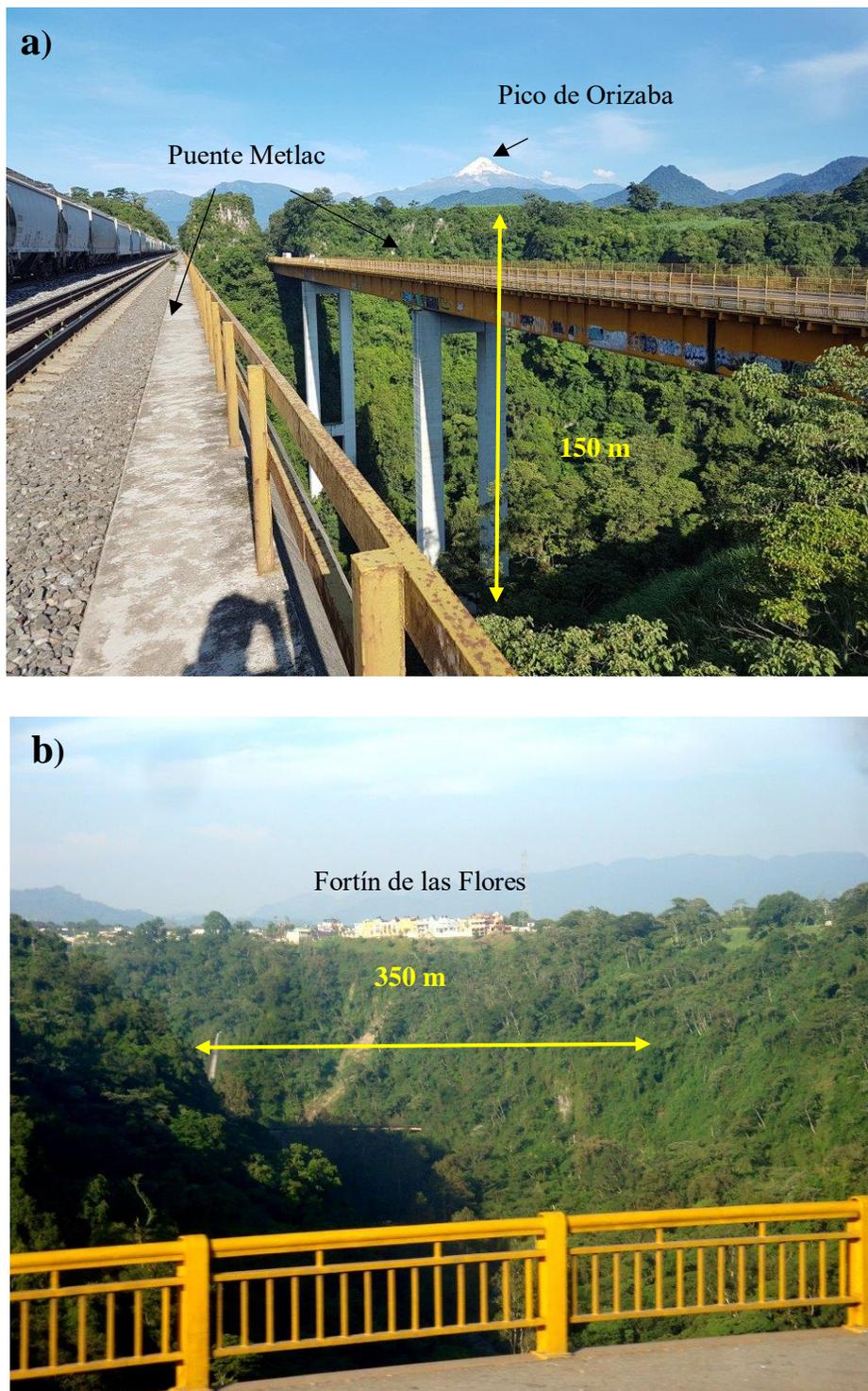


Figura 24. Fotografías de la barranca Metlac a) Puente Metlac, desde donde se observa el Pico de Orizaba y la profundidad de la barranca y b) Depósitos de lahar sobre los cuales se encuentra asentada la comunidad de Fortín de las Flores.

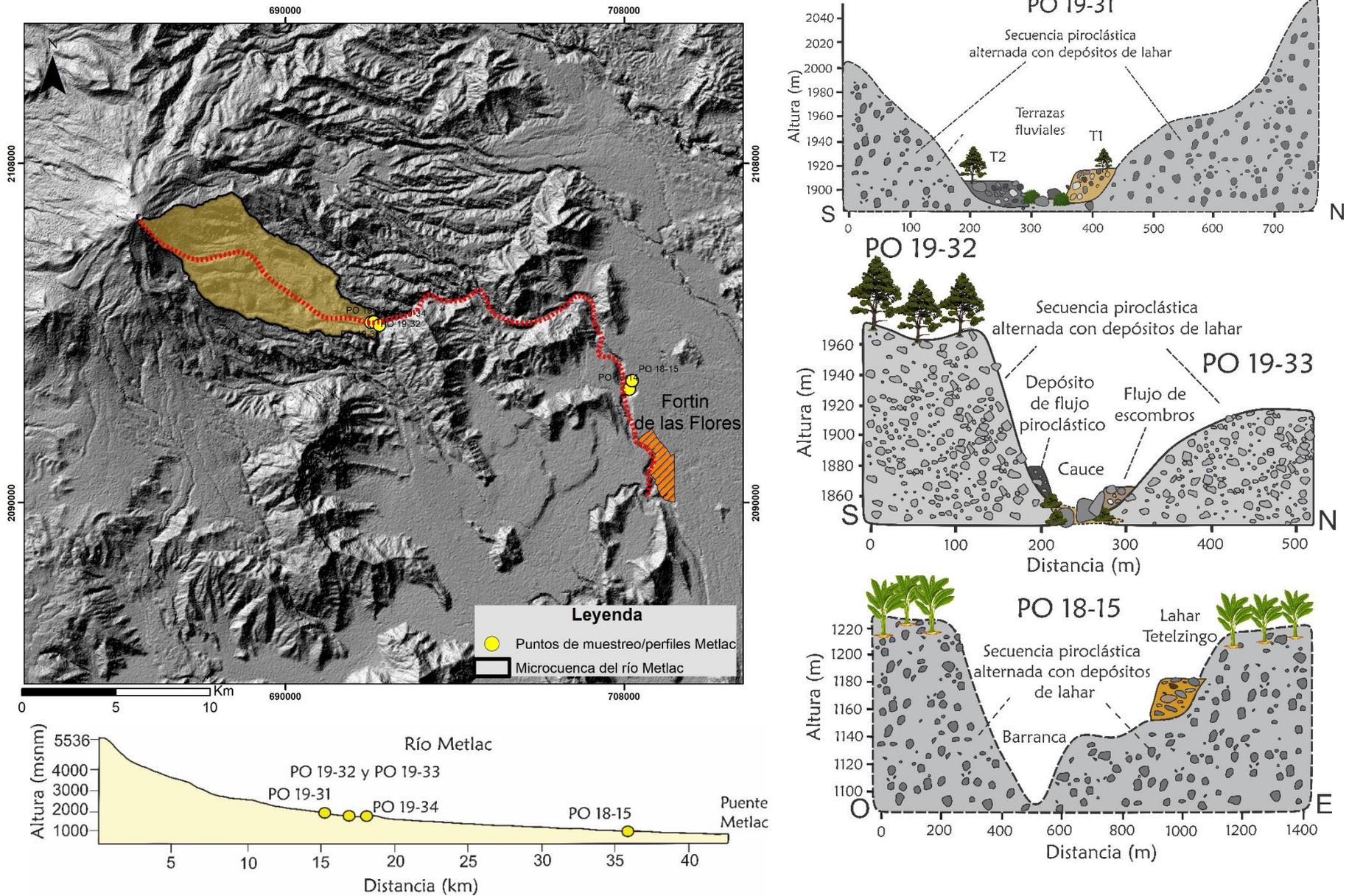


Figura 25. Mapa con la ubicación de las barrancas de la microcuenca del río Metlac y perfiles transversales y longitudinal. Esta barranca es muy profunda aún a 40 km de distancia, en la localidad del Puente Metlac. T1: Terraza 1 y T2: Terraza 2

Microcuenca del río Orizaba, Barranca El Golfo

Esta barranca es conocida en la parte alta como El Golfo mientras que en la parte baja se convierte en la barranca del río Orizaba. En la zona de salida, a 1800 msnm, sus paredes están constituidas por calizas plegadas del basamento y una secuencia de depósitos piroclásticos y de lahar del Cuaternario. Sobre el cauce se encuentra una terraza formada por un depósito de flujo de escombros de 1.1 m de espesor (PO 19-36), con clastos subangulosos inmersos en una matriz de arena gruesa (Figura 26).

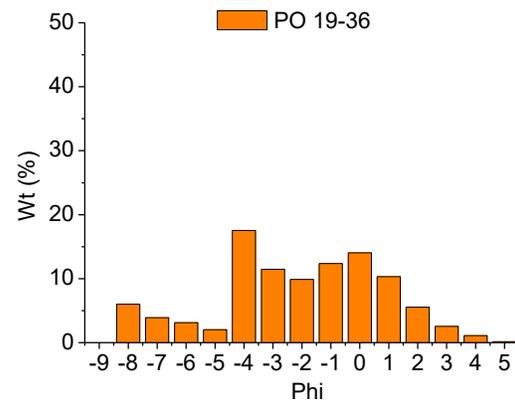


Figura 26. Fotografías e histograma del depósito PO 19.36 que pertenece a un flujo de escombros no cohesivo. El histograma muestra una distribución multimodal.

A 1600 msnm, las paredes de la barranca están constituidas por depósitos de corriente piroclástica de alta densidad, de varios metros de espesor (PO 19-35, PO 18-11). Los depósitos dentro de la barranca son predominantemente fluviales y, en algunos casos, sus características texturales indican que se encuentran en el rango fluvial-hiperconcentrado.

En esta zona, los depósitos más recientes se asocian a las inundaciones ocurridas en los años 2012 y 2017. En el año 2012, las lluvias ocasionadas por el huracán Ernesto, inundaron las

comunidades de Mariano Escobedo y las aledañas y destruyeron parcialmente el puente que las comunicaba. Este fenómeno se repitió en el año 2017, con el huracán Franklin, en esta ocasión, el desborde del río dejó inservible el puente y tuvo que ser reconstruido (Figura 27).

En la salida de la microcuenca del río Orizaba, a 7 km del punto anterior (PO 18-11), se encuentra la ciudad de Orizaba con más de 120,000 habitantes y cuyo río la atraviesa (Figura 28).



Figura 27. El desborde del río Orizaba en el 2012 y 2017 destruyó el puente que comunica a la comunidad de Mariano Escobedo. Las intensas precipitaciones registradas en esta zona hacen que el río se desborde continuamente dejando a su paso depósitos de flujos diluidos e hiperconcentrados.

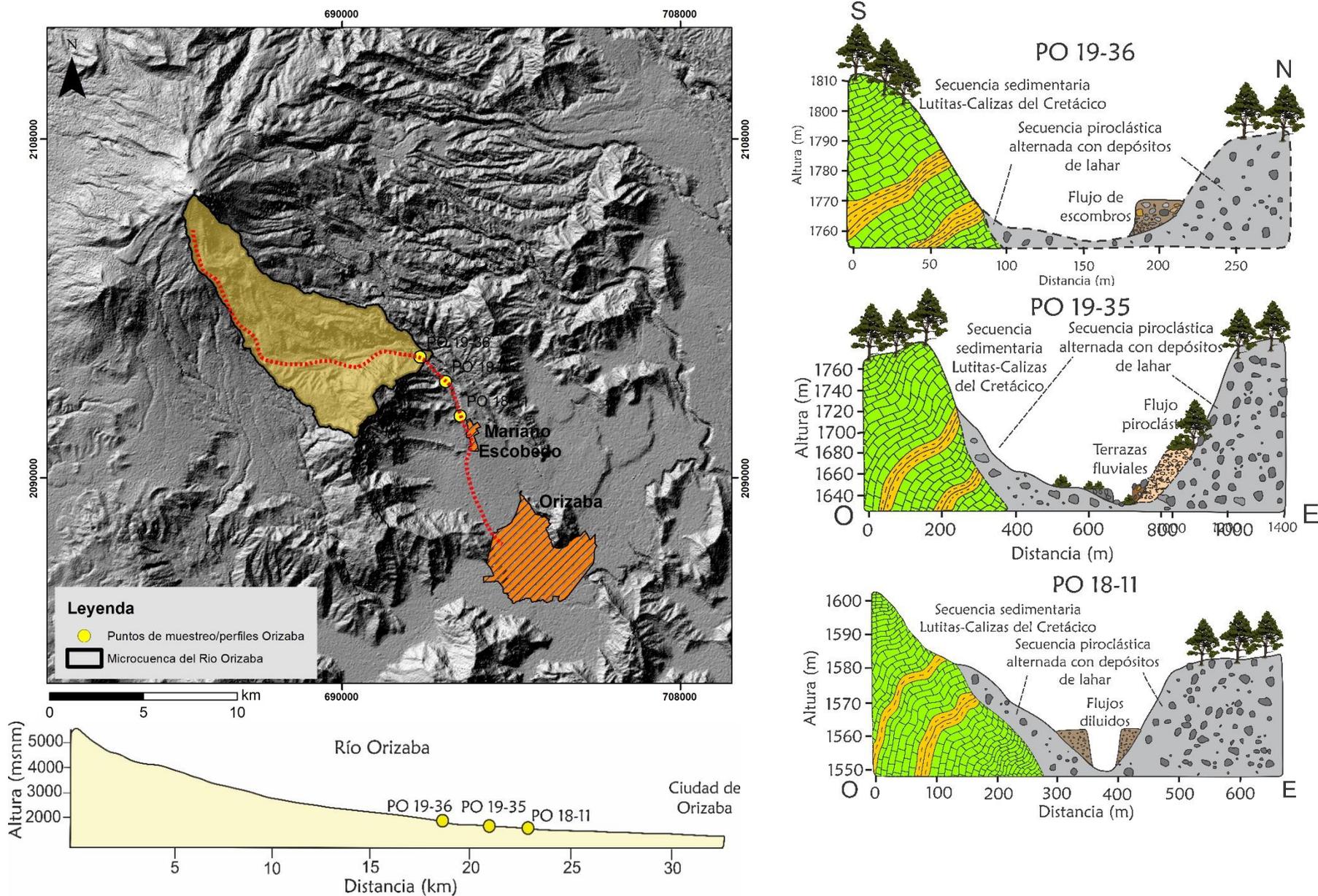


Figura 28. Mapa con la ubicación de las barrancas de la microcuenca del río Orizaba y perfiles transversales y longitudinal.

Microcuenca del río Chiquito, Barranca del Muerto

En la microcuenca del río Chiquito afloran calizas intercaladas con lutitas del basamento, lavas de composición andesítica-dacítica del Neógeno y diversos depósitos volcanoclásticos y sedimentarios.

En la salida de la microcuenca, a los 2700 msnm, se observaron dos niveles de terrazas fluviales de 4 m y 2 m de espesor, sobre las cuales se encuentra vegetación abundante (PO 18-02). Estas terrazas se desarrollan sobre una secuencia constituida, de la base a la cima, por un depósito de caída color amarillo de 95 cm de espesor, un paleosuelo color café claro de 30 cm de espesor y, en la cima, un depósito de avalancha de escombros de 4 m de espesor (Figura 30).

Sobre el cauce del río Chiquito, a 1970 msnm (PO 18-06 A y B), la barranca está definida por calizas intercaladas con lutitas, estratificadas y ligeramente plegadas. Sobre ellas se desarrollan al menos 4 niveles de terrazas fluviales de entre 4 y 1 m de espesor. Los materiales fluviales están constituidos por bloques de hasta 6-7 m de diámetro (Figura 29). Asimismo, a 350 m del punto anterior, existe un cambio abrupto en la litología sobre la cual se desarrolla la barranca, ya que afloran lavas color gris oscuro, un depósito fluvial de 1.5 m de espesor color café y sobre este un depósito de avalancha de escombros de aproximadamente 3 m de espesor color rosado, sobre yacido por depósitos fluviales (PO 18-07).

Finalmente, a lo largo de la barranca se observan abundantes materiales depositados a partir de procesos de remoción en masa que obstruyen parcialmente la barranca y la proveen de sedimentos fácilmente erosionables (Figura 30).



Figura 29. Fotografías de la barranca del Muerto, río Chiquito a) afloran calizas y lutitas del basamento plegadas y estratificadas sobre ellas se observan depósitos fluviales y b) sobre el cauce se encuentran grandes bloques redondeados posiblemente por la erosión sufrida en el transporte desde cotas más altas hasta este punto.

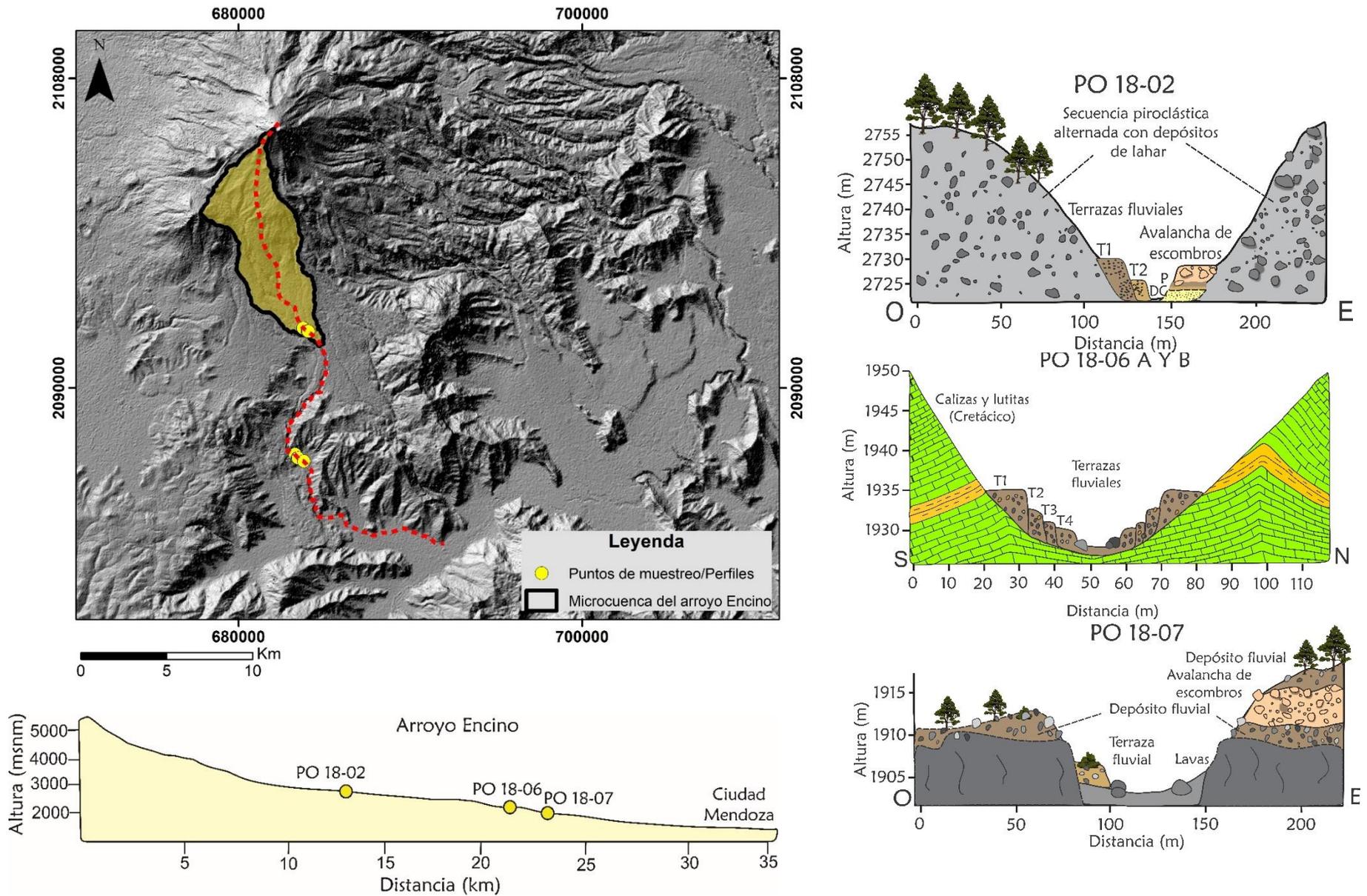


Figura 30. Mapa con la ubicación de las barrancas de la microcuenca del río Chiquito y perfiles transversales y longitudinal. El río Chiquito tiene una elevada carga de sedimentos que van siendo depositados a lo largo del cauce. T1: Terraza 1, T2: Terraza 2, T3: Terraza 3, T4: Terraza 4, DC: Depósitos de caída, P: Paleosuelo.

4.2.2.2. Microcuencas delimitadas en el sector Oeste (Estado de Puebla)

Las características de las barrancas en este sector son muy diferentes ya que son menos profundas en comparación con las del sector Este y se desarrollan en materiales piroclásticos y depósitos fluviales intercalados con depósitos de flujos hiperconcentrados y de escombros.

Microcuenca sin nombre, Barranca Tecajete

La microcuenca Tecajete se encuentra en el sector SW del volcán (estado de Puebla), debido a sus características climáticas, particularmente a la menor cantidad de precipitación en comparación con el sector Este, sus corrientes son intermitentes y la vegetación es poco abundante. Asimismo, las corrientes no drenan directamente del volcán sino de una de las laderas en el sector SW (Figura 34).

Dentro de la barranca Tecajete se encontraron secuencias piroclásticas de varios metros de espesor y depósitos fluviales que a continuación se describen.

En el punto PO 19-39, se describió una secuencia piroclástica constituida por una alternancia de depósitos de caída y de corriente piroclástica color gris y crema. Los depósitos de caída (PO 19-39 A y C) varían de 12-50 cm de espesor y están constituidos por piroclastos del tamaño de lapilli, mientras que los depósitos de corrientes piroclásticas densas están constituidos por ceniza y lapilli y varían de 0.50-1.5m (PO 19-39 B Y G). Sus características granulométricas se pueden observar en la figura 31.

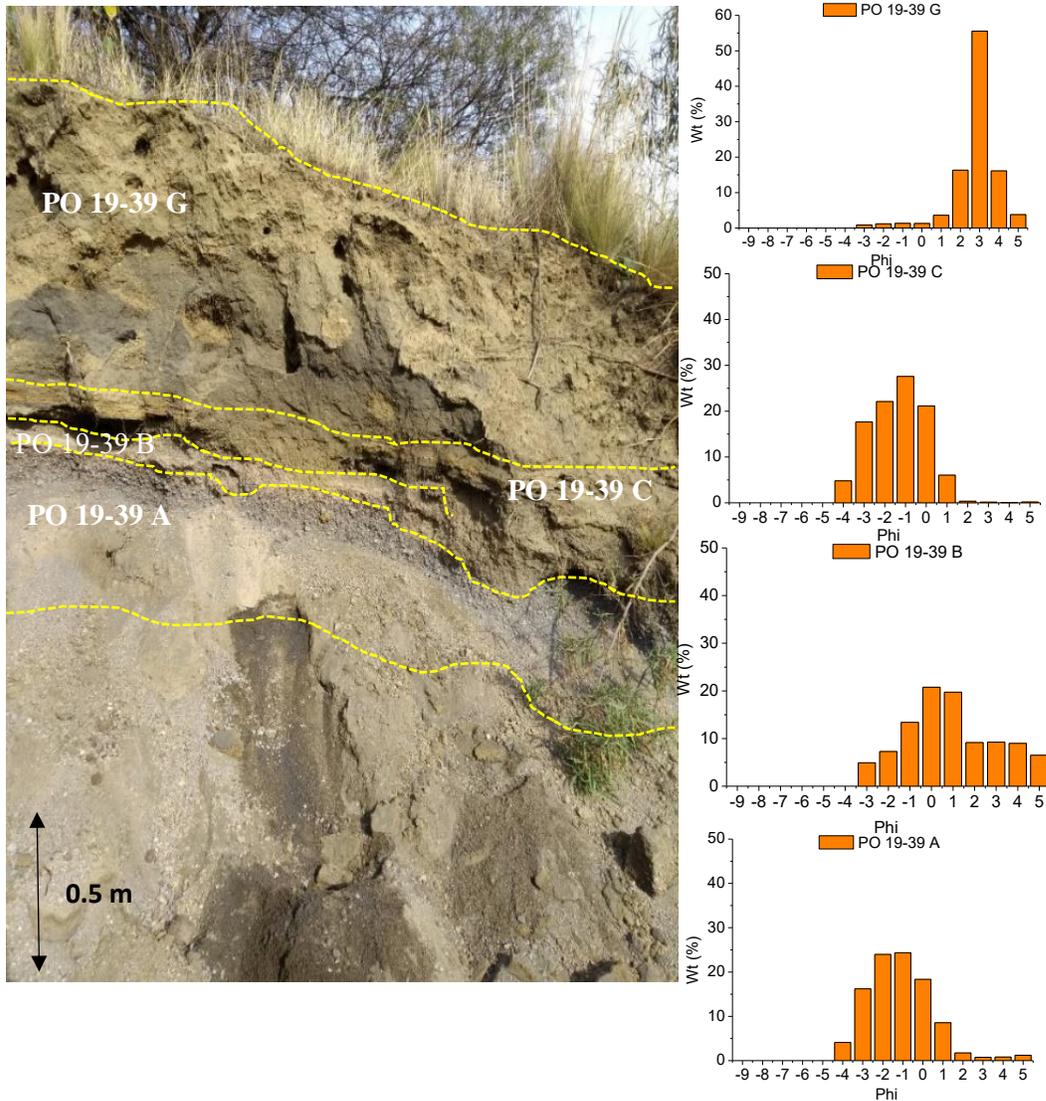


Figura 31. Fotografías de la secuencia piroclástica PO 19-39 con sus respectivos histogramas.

Hacia la parte baja (secciones PO 19-48 y PO 19-41), la barranca tiene un ancho de 5m y sus paredes una altura de 15 m. Están constituidas por depósitos piroclásticos intercalados con depósitos fluviales (Figuras 32 y 33).



Figura 32. Fotografías de la barranca Tecajete, a) secuencia piroclástica y colapso de la pared de la barranca, b) cima de la secuencia piroclástica en donde se observan depósitos de oleadas piroclásticas en la cima, en esta zona la barranca es muy angosta y tiene aproximadamente 15 m de profundidad, c) paleocanal erosionando a la secuencia piroclástica y d) pequeño represamiento de troncos y bloques provenientes de los colapsos (FP: flujo piroclástico, C: caída, OP: Oleada piroclástica)

En algunos sectores se observaron depósitos asociados al desprendimiento de material proveniente de las paredes de la barranca. Estos generan represamientos, ya que en algunas partes la barranca es muy angosta alcanzando apenas un par de metros de ancho y varios metros de profundidad.

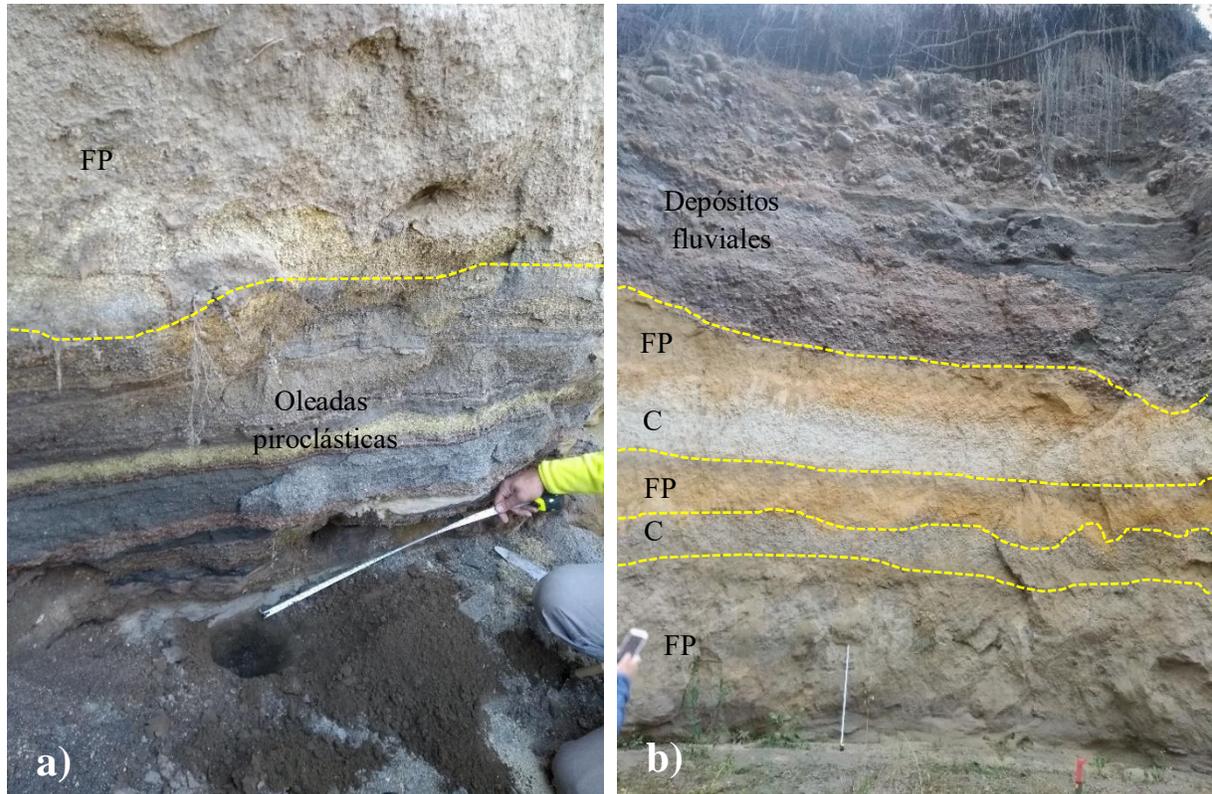


Figura 33. a) base de la columna, oleadas piroclásticas y b) secuencia piroclástica descrita aguas abajo (FP: flujo piroclástico, C: caída).

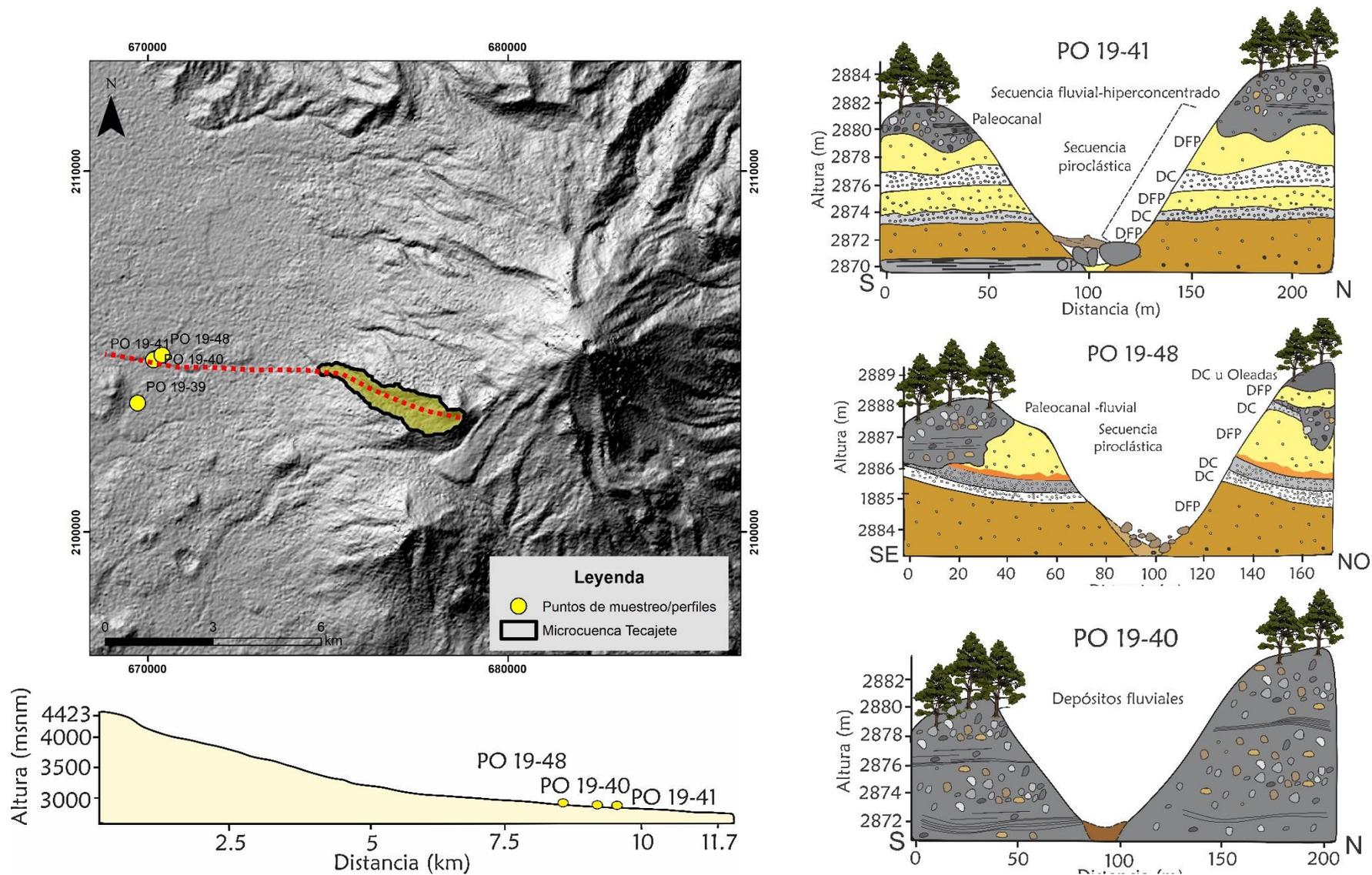


Figura 34. Mapa con la ubicación de la barranca Tecajete y perfiles transversales y longitudinal. Esta barranca está formada por una secuencia piroclástica alternada con depósitos fluviales. OP: Oleadas piroclásticas, DFP: Depósitos de flujo piroclástico, DC: Depósitos de caída.

Microcuenca del río Paso Buey, Barranca Alpinahua

La microcuenca del río Paso Buey se encuentra al NW del volcán (Figura 39), las corrientes son perennes y la vegetación es menos densa que en las microcuencas del sector Este. La barranca es poco profunda, de aproximadamente 10 m y el ancho de la barranca es de 6 m. A 3150 msnm (en la salida de la microcuenca), las paredes de la barranca están constituidas por depósitos de flujo hiperconcentrado y de flujo de escombros, intercalados con depósitos piroclásticos que forman una secuencia de 5 m de espesor (Figura 35).

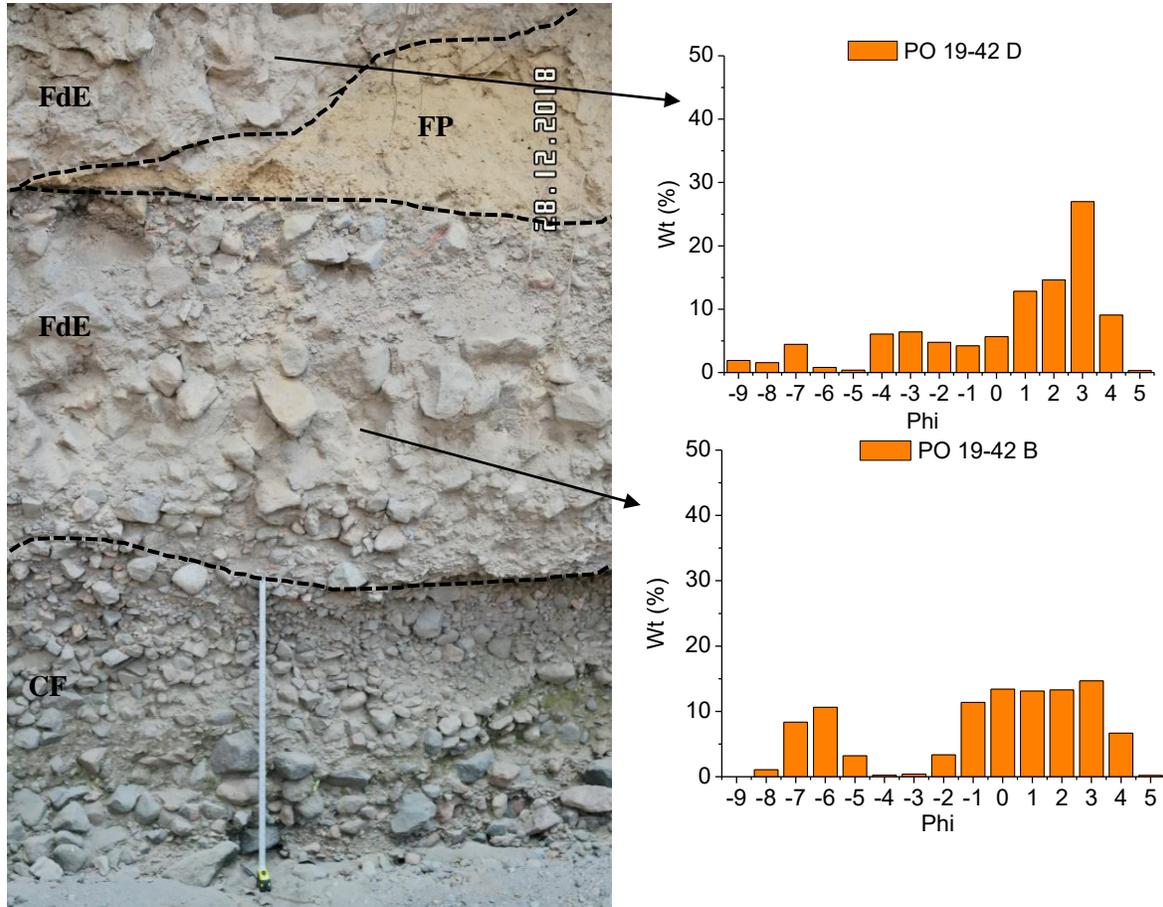


Figura 35. Fotografía del afloramiento PO 19-42 con sus respectivos histogramas (CF: conglomerado fluvial, FdE: flujo de escombros, FP: flujo piroclástico).

A 3110 msnm, la barranca es más profunda, con un espesor aproximado de 15 m, y el ancho de la barranca aumenta a 10 m. Sus paredes están constituidas por una secuencia de depósitos fluviales intercalados con depósitos de flujos de escombros. Sus características granulométricas se pueden observar en la figura 36 y 37.

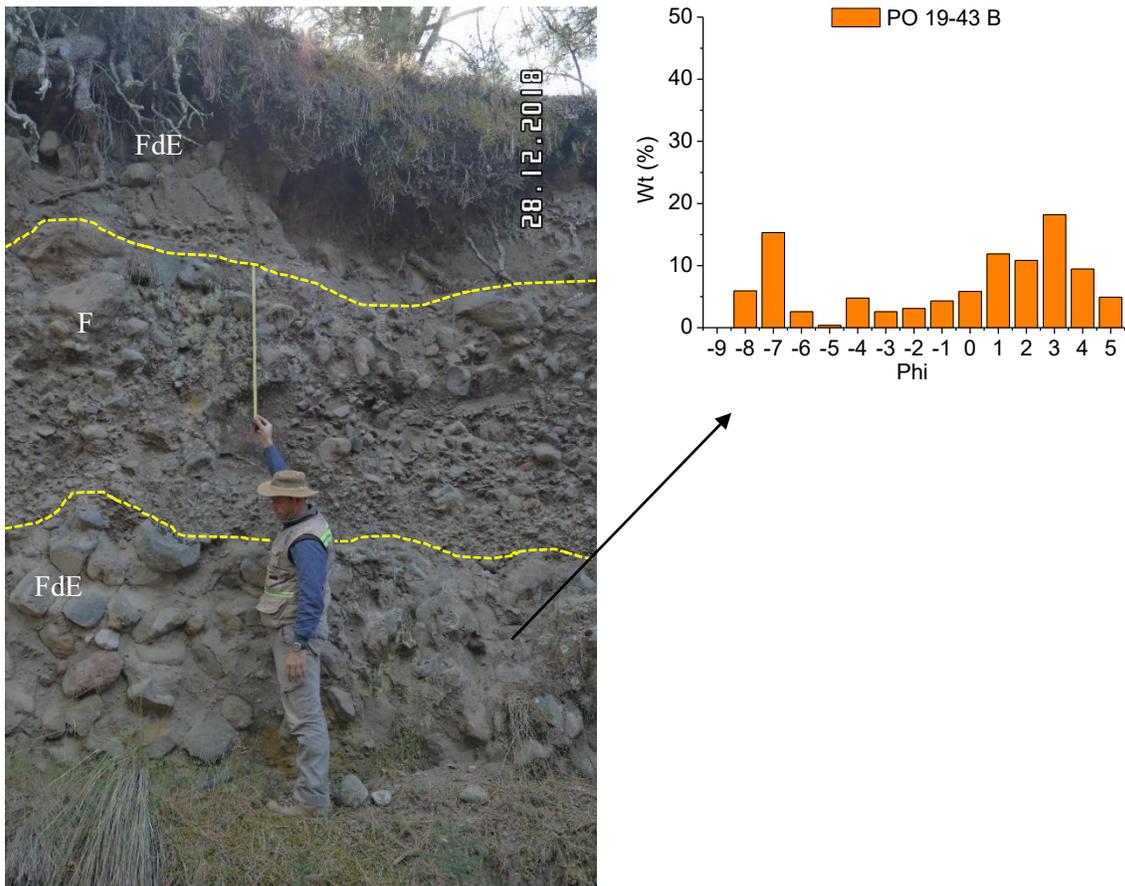


Figura 36. Fotografía del afloramiento PO 19-43 con sus respectivos histogramas (FdE: flujo de escombros, F: Fluvial).

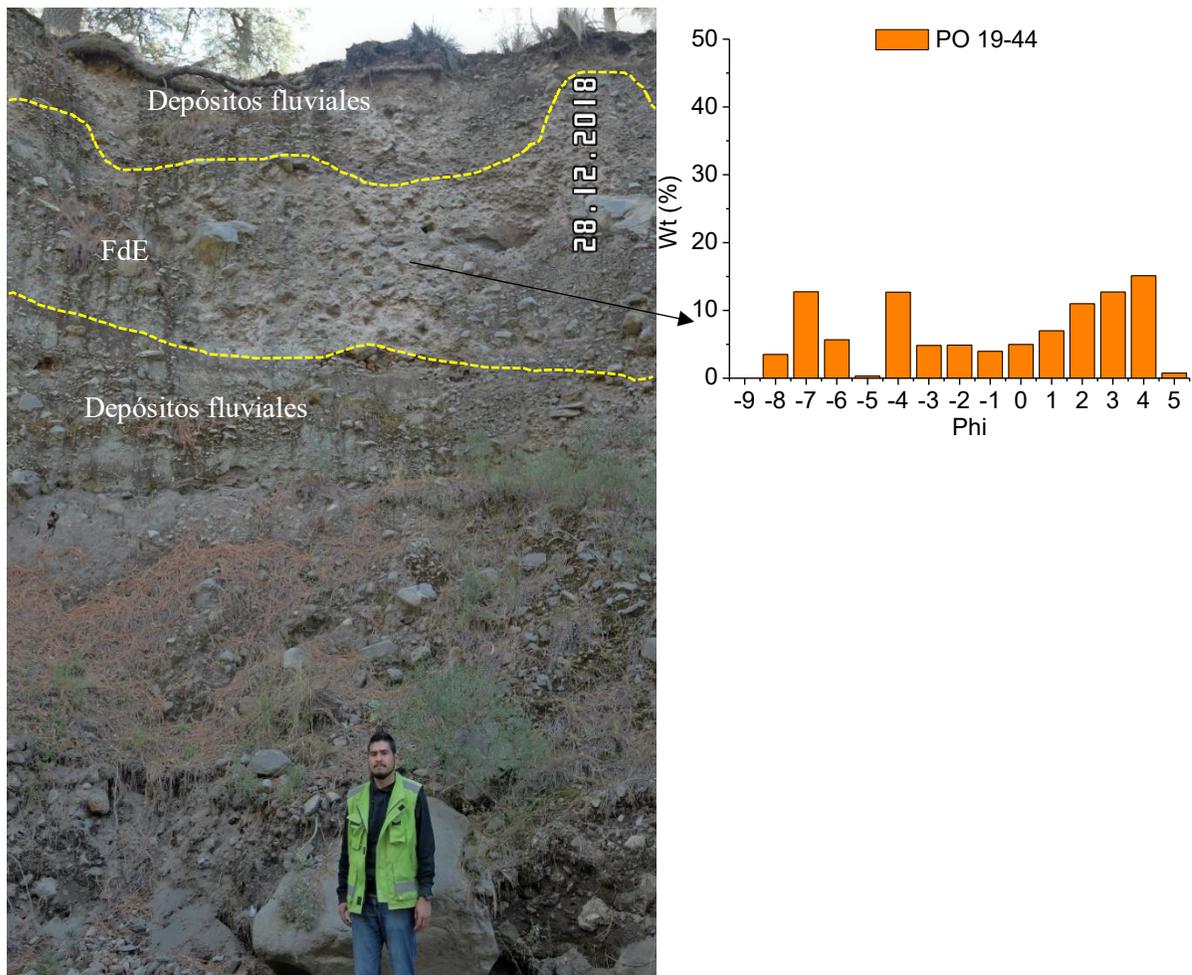


Figura 37. Fotografía del afloramiento PO 19-44 de la base a la cima depósitos fluviales, flujo de escombros (FdE), paleocanal con depósitos fluviales. Histograma de la muestra PO 19-44 B.

A una distancia aproximada de 3 km de la salida de la microcuenca, las condiciones de la barranca cambian, la profundidad y el ancho disminuyen. Se encuentran depósitos fluviales y un depósito de flujo piroclástico. Dentro de la barranca, a aproximadamente 10 km del cráter, se pueden apreciar los drenajes procedentes del deshielo del glaciar que escurren por la red de barrancos (Figura 38).



Figura 38. A 10 km del volcán dentro de la barranca Alpinahua se pueden observar los drenajes procedentes del deshielo del glaciar Jamapa que escurren por la red de barrancos del volcán.

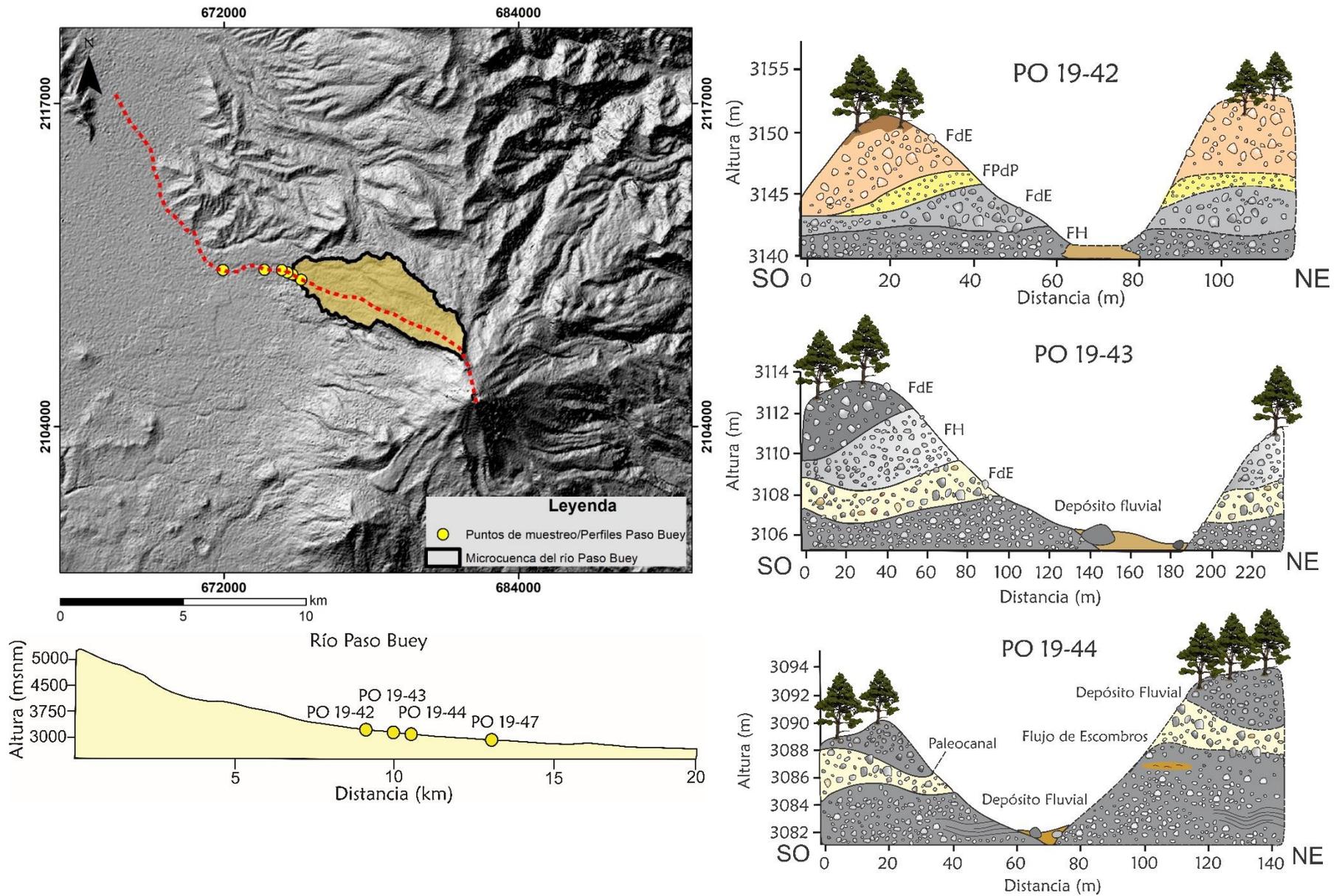


Figura 39. Mapa con la ubicación de la microcuenca del río Paso Buey, perfiles transversales y longitudinal. FH: Flujo hiperconcentrado, FdE: Flujo de escombros, FPdP: Flujo piroclástico de pómez.

Microcuenca del río Quetzalapa, Barranca Alzalá

Esta microcuenca posee una corriente perenne, alimentada por el deshielo del glaciar. En esta barranca se encontraron depósitos piroclásticos y de flujos de escombros (Figura 41).

Las paredes de esta barranca están delimitadas por flujos de lava y depósitos piroclásticos. En esta microcuenca se observó un depósito de flujo de escombros que forma una terraza que se extiende por al menos 1 km de distancia y representa la cima de la columna estratigráfica. El depósito es color gris, con un espesor variable de 1 a 3m, mal seleccionado, heterolitológico, con clastos subangulosos inmersos en una matriz de arena gruesa. El depósito presenta una distribución multimodal, con una moda pronunciada en -4ϕ y un sesgo negativo (Figura 40).



Figura 40. Depósito de un flujo de escombros que puede seguirse a lo largo de la barranca. Este depósito tiene 3 metros de espesor y bloques inmersos en una matriz arenosa.

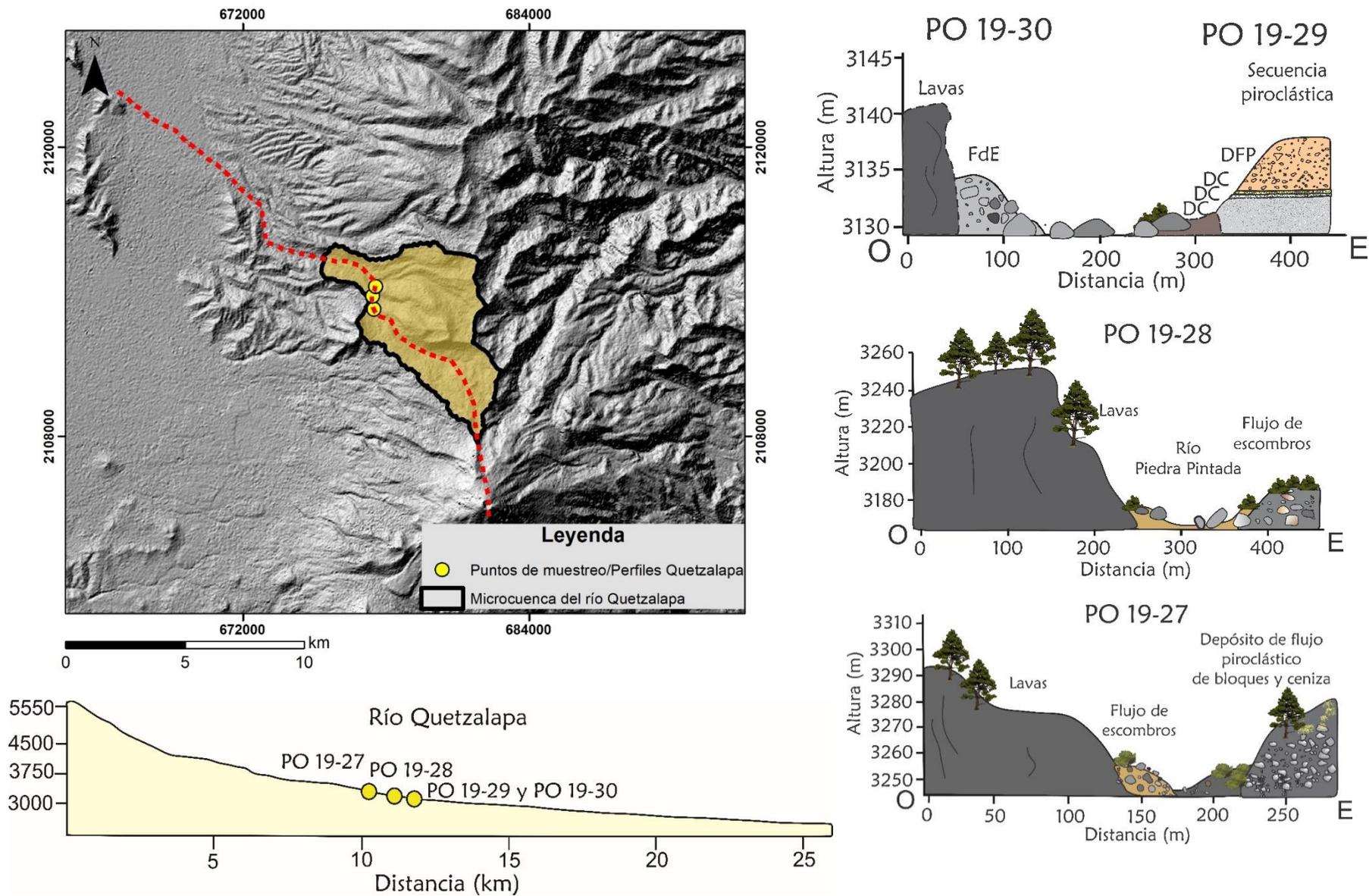


Figura 41. Mapa con la ubicación de la microcuenca del río Quetzalapa y perfiles transversales y longitudinal. FdE: Flujo de escombros, DC: Deposito de caída, DFP: Deposito de flujo piroclástico.

El análisis efectuado permitió establecer las características morfométricas de cada microcuenca y definir el tipo de sedimentación, con el fin de establecer los puntos de salida hacia los ríos principales, zonas de acumulación de material y si existen en el registro estratigráfico antiguo y reciente depósitos asociados a inundaciones, ya sea por corrientes fluviales y/o lahares, incluyendo flujos hiperconcentrados y flujos de escombros, y la proporción entre cada uno de ellos.

A partir de esta información se establecieron algunas consideraciones en cuanto a su morfometría. Las cuencas del sector Este poseen una mayor área, mayor longitud del cauce principal y su red hídrica muestra un orden mayor. Lo anterior causa que el tiempo de concentración del escurrimiento ante la ocurrencia de lluvias sea también mayor. Estas características están controladas por los materiales sobre los cuales se desarrolla la erosión fluvial ya que, en la parte alta, la incisión ocurre sobre depósitos piroclásticos y en lavas de composición andesítica y dacítica. En la parte media y en la zona de salida, la presencia de calizas y lutitas del basamento ocasiona la profundización de las barrancas. Además de que como ya se mencionó en capítulos anteriores el sector Este se encuentra sobre un escalón tectónico, el desnivel topográfico del sector Este es mucho mayor respecto al sector Oeste (Figura 4). Con respecto al tipo de sedimentación, el registro estratigráfico indica que existen depósitos de flujos de escombros de grandes dimensiones (ej. depósito Teteltzingo) cuyos afloramientos se pueden observar aún a 65 km del volcán. Asimismo, las columnas estratigráficas muestran el registro de depósitos de lahar asociados a depósitos piroclásticos, por lo que se interpretan como sineruptivos. Asimismo, las terrazas desarrolladas sobre los cauces principales actuales indican que existen numerosos depósitos de flujos de escombros e hiperconcentrados intercalados con depósitos fluviales en el registro reciente que, por sus relaciones estratigráficas, no indican relación con la actividad eruptiva. Sus características texturales, permiten clasificar a la mayoría como depósitos de flujo de escombros no cohesivos (Figuras 42 y 43). Estos depósitos incluyen los reportados por autores como Rodríguez-Elizarrarás et al. (2006), Morales et al., (2016) y Franco-Ramos et al., (2020), que describen las inundaciones del río Chiquito y el flujo de escombros ocurrido en el 2012 en la cuenca de Jamapa, el depósito de este último se encuentra hasta 30 km de su zona de generación.

Por otro lado, las cuencas del Oeste poseen áreas mucho menores y la longitud de su red hídrica es aproximadamente la mitad de las cuencas del Este, esto debido al escalón tectónico sobre el que se encuentra el sector Este (tabla 6), además existe un cambio abrupto en el tipo de sedimentación. En primer lugar, aquí no aflora el basamento de calizas, los afloramientos de lava son de menor espesor y en ellas se encuentran secuencias piroclásticas de al menos 15 metros de espesor que conforman las paredes de las barrancas (barranca Tecajete). Se encuentran también secuencias constituidas por depósitos de flujo hiperconcentrado y de flujos de escombros y, en menor medida, depósitos fluviales que forman parte de las paredes de la barranca. Sin embargo, ya que se encuentra sobreyacida por depósitos de corriente

CAPITULO 4. ANÁLISIS MORFOMÉTRICO Y TIPOS DE SEDIMENTACIÓN EN LAS CUENCAS piroclástica, su edad mínima es de 4100 AP (Figura 40), que corresponde con la edad de la última actividad eruptiva del volcán (Carrasco et al., 1999).

Dentro de las barrancas la cantidad de sedimento es menor, en comparación a las del sector Este, y no se desarrollan terrazas.

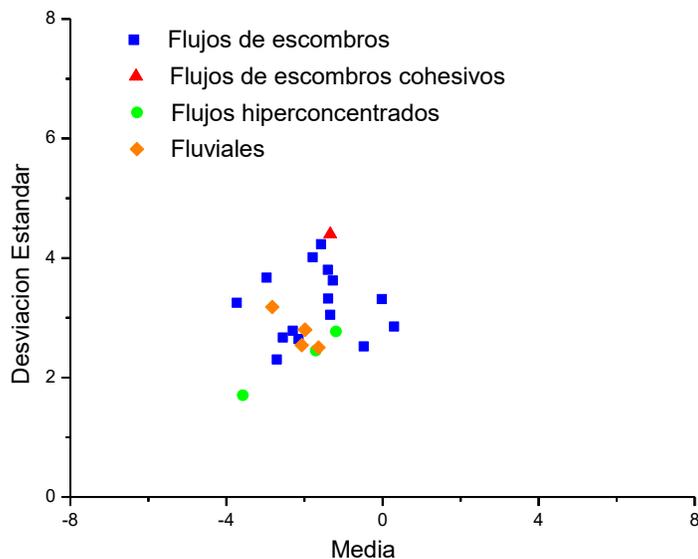


Figura 42. Gráfica Tamaño medio de las partículas vs Desviación estándar en unidades phi de las muestras recolectadas en las barrancas y alrededores del Pico de Orizaba.

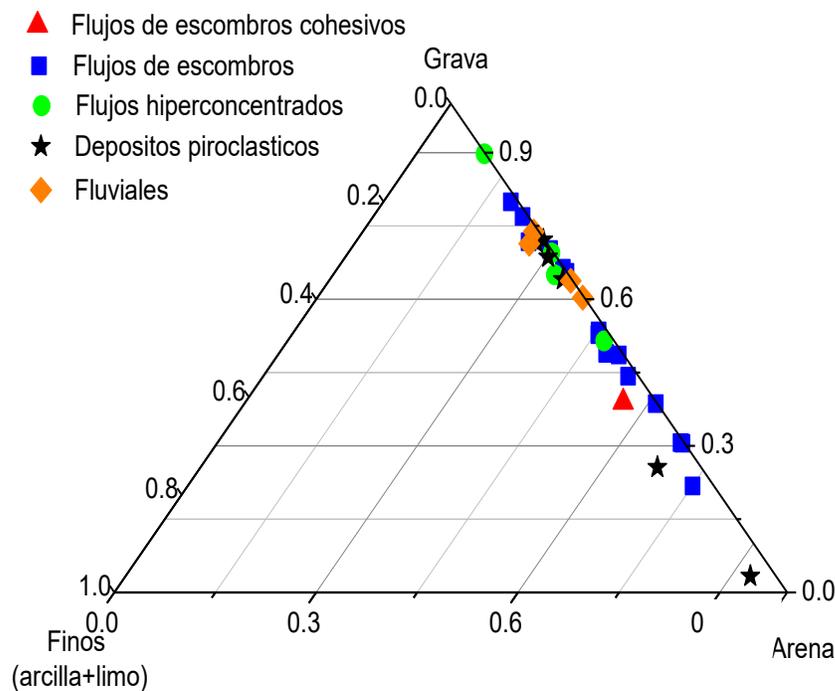


Figura 43. Diagrama triangular Grava, Arena y finos. Se observa que todas las muestras están enriquecidas en grava y arena.

4.2.3. Parámetros para el cálculo de la susceptibilidad

De acuerdo al cruce del inventario de Procesos de Remoción en Masa (PRM que se verá en el capítulo 6) con los mapas temáticos de pendientes y orientación de laderas (Figura 45 y 46) y el histograma de la figura 44 se pudo establecer lo siguiente, en cuanto a las pendientes se observa que el 43.7% de los procesos ocurrieron sobre pendientes en el rango de 15°-29° (por tanto se le asignó a este rango el valor más alto de susceptibilidad), 30.6 % en el rango de 30°-80° y solo el 25.6% en pendientes en el rango de 0°-14°. Tomado en cuenta este criterio se le asignó al rango 15°-29° el mayor índice de clase (Tabla 10).

En cuanto a la orientación de laderas (Figura 46) se observa que 36.7% de los PRM ocurrieron sobre la orientación Suroeste, seguido de la orientación Sur con 25.3% (a estas dos orientaciones se les asigno el mayor índice de clase) en la orientación Oeste ocurrieron 18.9% de los procesos (susceptibilidad moderada) y en las otras orientaciones (Norte, Noreste, Este, Noroeste, Sureste y zonas planas) se registraron menos del 10% de los PRM por tanto se les asigno el índice más bajo) con este criterio se establecieron las clases y el índice de clase para estos parámetros (Tabla 11).

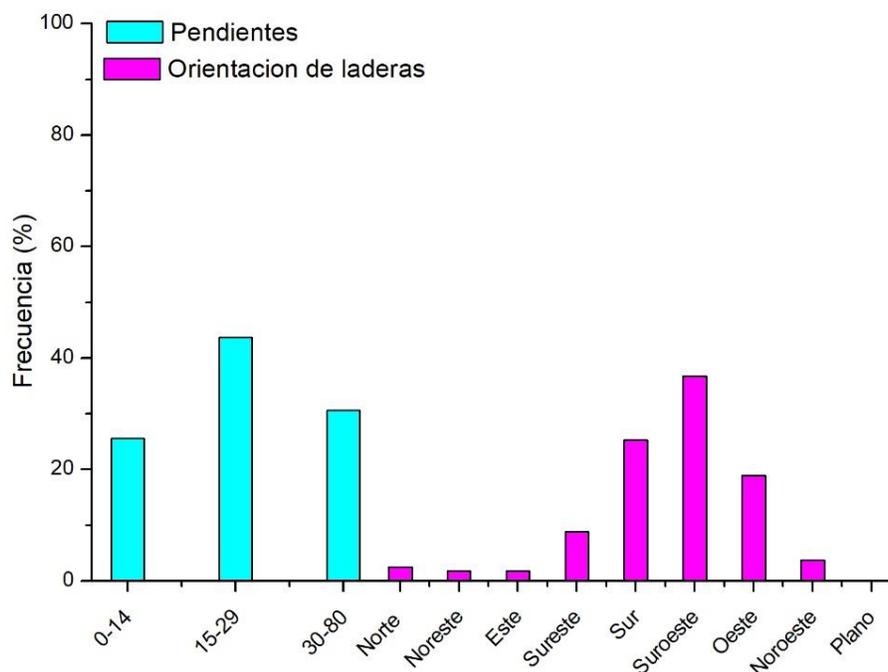


Figura 44. Análisis de frecuencia de los factores (pendientes y orientación de laderas) que promueven la ocurrencia de los PRM.

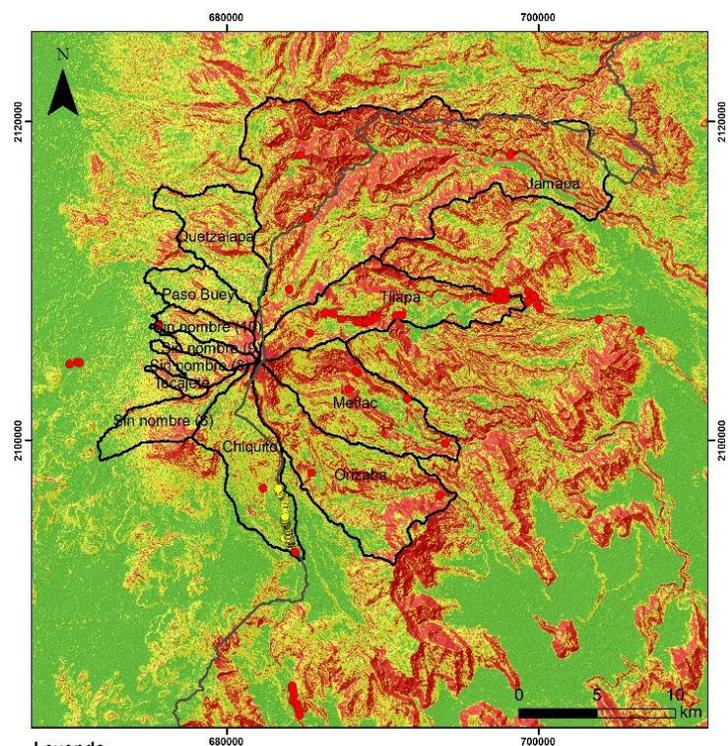


Tabla 10. Índice de clase asignado por rangos de pendiente.

| Pendientes (clase) | Índice de clase (I) |
|--------------------|---------------------|
| 0°-14° | 1 |
| 15°-29° | 3 |
| 30°-80° | 2 |

Figura 45. Mapa de pendientes con los PRM.

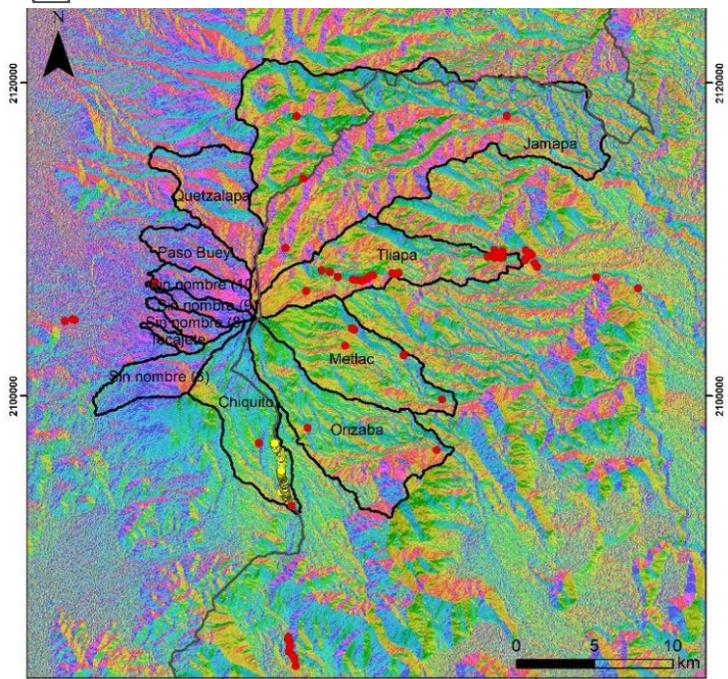


Tabla 11. Índice de clase asignado para la orientación de laderas.

| Orientación de laderas (clase) | Índice de clase (I) |
|--------------------------------|---------------------|
| Norte/NE/Este/NW/SE/Plano | 1 |
| Oeste | 2 |
| SW/Sur | 3 |

Figura 46. Mapa de orientación de laderas con los PRM.

En la ecuación de susceptibilidad fueron incorporados la densidad de drenaje, el orden de las corrientes y el factor de forma ya que engloban las características hidrológicas más relevantes en la formación de inundaciones y lahares.

Para el orden de las corrientes y tomando en cuenta que a mayor orden de corrientes mayor número de tributarios alimentando al cauce principal y aumentando el volumen de agua disponible para formar crecidas, tomando en cuenta este criterio; la subcuenca de Jamapa y las microcuencas de Tliapa, Metlac, Orizaba, Chiquito, 6, 10 y Quetzalapa tendrían una susceptibilidad alta, con un orden de 3 y 4 (Tabla 12). Las microcuencas 8,9 y Paso Buey una susceptibilidad moderada, con un valor de 2. La microcuenca Tecajete es de susceptibilidad baja debido a que tiene un orden de corriente de 1.

Tabla 12. Índice de clase asignado para el orden de la red hídrica.

| Orden de la red (clase) | Índice de clase (I) |
|-------------------------|---------------------|
| 1 | 1 |
| 2 | 2 |
| 3-4 | 3 |

En cuanto a la densidad de drenaje valores altos indican que el pico de descarga es mayor y se alcanza más rápido, lo que se traduce en crecidas violentas, tomando esto como criterio, la microcuenca de Metlac, 6 y 8 toman valores altos, ya que su densidad es de 1.2 a 1.3 Las microcuencas Tliapa, Orizaba, Chiquito, Tecajete, 9,10 y Paso Buey valores moderados, con una densidad de 1.0 a 1.2. La subcuenca de Jamapa y Quetzalapa valores bajos de susceptibilidad, ya que la densidad es de 0.9, es decir se tomó en cuenta la mayor densidad de drenaje y a esta se le asignó el índice de clase más alto (3) y a la densidad más baja el menor índice (1) (Tabla13).

Tabla 13. Índice de clase asignado para la densidad de drenaje.

| Densidad de drenaje (clase) | Índice de clase (I) |
|-----------------------------|---------------------|
| 0-9 | 1 |
| 0.9-1.1 | 2 |
| 1.2-1.3 | 3 |

En cuanto al factor de la forma de la cuenca relacionado al pico de descarga y la manera en la que una cuenca responde a las precipitaciones, ya que cuencas achatadas (Ff bajo) concentra el escurrimiento de una lluvia, formando crecidas, tomando en cuenta esto como criterio, las microcuencas Tliapa, 6, Tecajete, 8,9 y 10 tendrían valores altos, con valores de 0.12 a 0.17. Jamapa y Chiquito tienen un valor moderado de 0.19 a 0.21. Metlac, Orizaba, Paso Buey y Quetzalapa valores bajos ya que tienen valores mayores a 0.22 (Tabla 14).

Tabla 14. Índice de clase asignado para el factor de la forma.

| Factor de la forma (Ff) (clase) | Índice de clase (I) |
|------------------------------------|---------------------|
| 0.21-0.29 | 1 |
| 0.17-0.21 | 2 |
| 0.12-0.17 | 3 |

Con respecto a la susceptibilidad a la generación de inundaciones, los análisis efectuados, permitieron establecer que los parámetros más importantes para la generación de inundaciones son la pendiente, la densidad de drenaje, el orden de las corrientes y el factor de la forma.

En lo relacionado al tipo de sedimentación, el resumen de las características de cada microcuenca y los depósitos presentes en ellas, se presenta en ocho columnas estratigráficas, las cuales se pueden observar en la figura 47. Las microcuencas del sector Este, en las condiciones actuales, son las más susceptibles a generar lahares secundarios, es decir desencadenados por lluvias. La subcuenca de Jamapa y Tliapa pueden generar flujos de escombros por el alto contenido de material disponible dentro de ellas y por la presencia de numerosos depósitos de flujos hiperconcentrados y de escombros dentro de ellas. La microcuenca del río Metlac y Orizaba generarían flujos hiperconcentrados a corrientes fluviales y, en menor medida flujos de escombros, ya que el material dentro de ellas es menor y las altas precipitaciones incrementarían el volumen en cuanto a agua. La microcuenca del río Chiquito es susceptible a generar flujos de escombros e hiperconcentrados, debido a que posee una alta carga de sedimentos. En contraste, las microcuencas del sector Oeste son más susceptibles a generar lahares primarios, ya que dentro de ellas se encontraron grandes secuencias piroclásticas, esto si una erupción futura distribuye los depósitos hacia el Oeste.

Lo anterior, aunado a que, en todas las microcuencas de este sector, con excepción de la microcuenca del río Quetzalapa y la de Paso Buey, tienen corrientes intermitentes lo que permite inferir que se puedan formar lahares de pequeña magnitud y corto alcance en temporada de lluvias.

Por lo anterior, la susceptibilidad establecida con base en el tipo de sedimentación dentro de cada microcuenca, se estableció de la siguiente manera: las microcuencas en las que se hayan descrito lahares sinérgicos toman valores bajos, las microcuencas con lahares en terrazas valores moderados y las microcuencas con eventos recientes como el caso de la subcuenca de Jamapa, la microcuenca del río Chiquito, Tliapa y la microcuenca 10 valores altos (Tabla 15).

Tabla 15. Índice de clase asignado para el tipo de sedimentación.

| Tipos de sedimentación (clase) | Índice de clase (I) |
|-----------------------------------|---------------------|
| Lahares sineruptivos | 1 |
| Lahares en terrazas | 2 |
| Lahares recientes | 3 |

Es importante mencionar que varias de las características antes descritas de las microcuencas del sector Este con respecto al sector Oeste y que contribuyen con una mayor erosión y por tanto mayor incisión de las barrancas es debido a que el sector Este se encuentra sobre un escalón tectónico el cual se puede observarse en los perfiles de la figura 4 (Capítulo 2). El abrupto descenso del relieve hacia el Este da lugar a condiciones inestables.

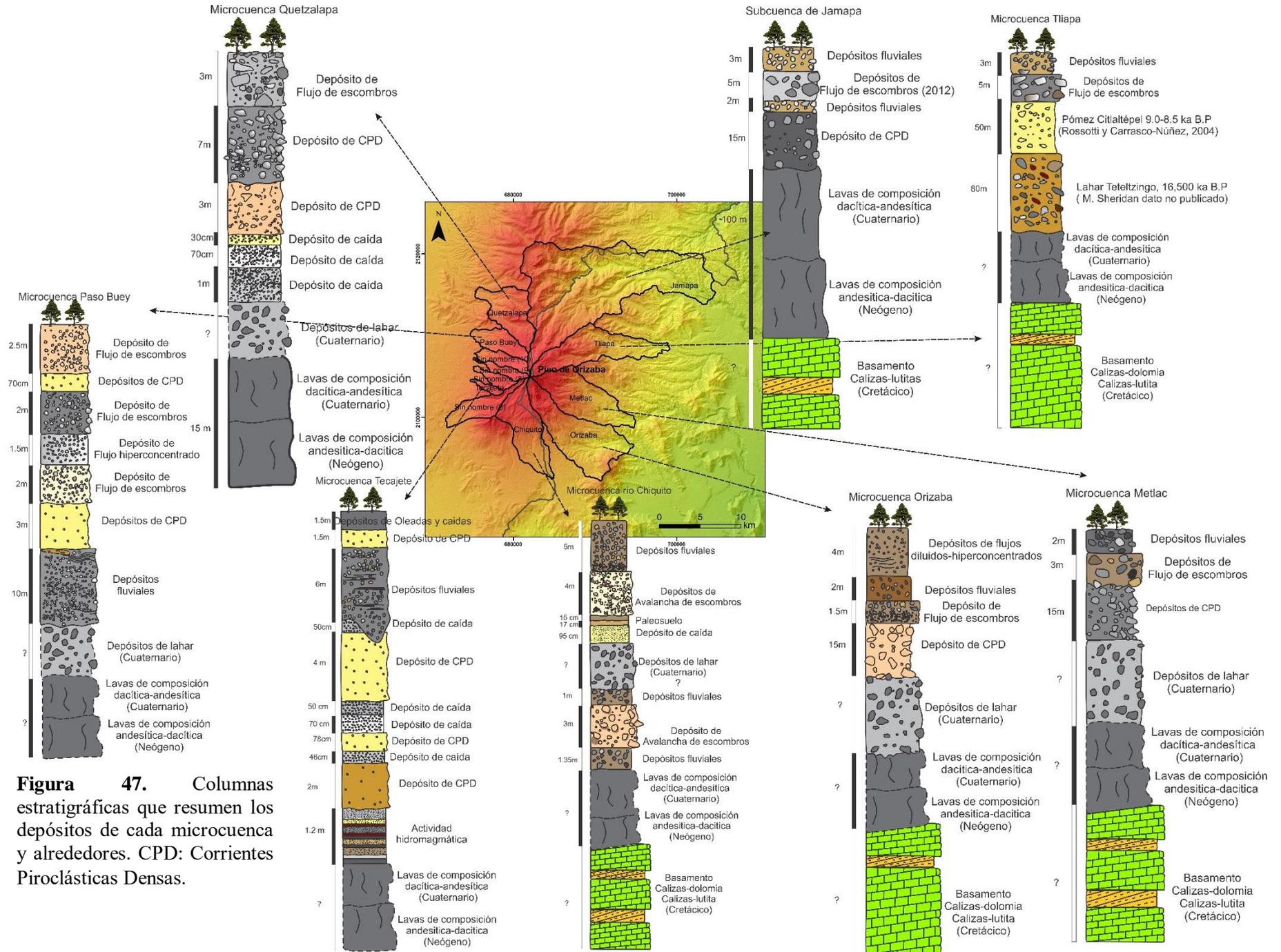


Figura 47. Columnas estratigráficas que resumen los depósitos de cada microcuenca y alrededores. CPD: Corrientes Piroclásticas Densas.

CAPITULO 5. ESCENARIOS DE PELIGRO POR LAHARES PRIMARIOS

Con respecto al estudio de los escenarios por lahares sineruptivos, se tomaron en cuenta los siguientes mecanismos para la generación de lahares:

- 1) A partir de la removilización de material de caída. Para este caso se consideró el escenario de la erupción que dio origen a la Pómez Citlaltépetl (Rossotti, 2005). Este escenario se tomó como base ya que, Carrasco-Núñez (1999) y Rossotti et al. (2006) lo asumen como el peor escenario eruptivo que pudiera ocurrir en el Pico de Orizaba. Otros escenarios más probables, como es el caso de las caídas de ceniza asociadas a los eventos históricos de 1175, 1533, 1545, 1569-89, 1687, 1846 y 1867, o el de una erupción con un índice de explosividad volcánica (VEI) de 2, que corresponde con una erupción estromboliana (de la Cruz-Reyna y Carrasco-Núñez, 2002), no fueron considerados debido a la incertidumbre asociada al cálculo de volúmenes para cada microcuenca.
- 2) A partir de la removilización de material de las corrientes piroclásticas densas (CPD). En este apartado se hará un cálculo de la zona proximal de peligro con base en el cálculo del cono de energía para CPD (Malin y Sheridan, 1982) para así definir la zona fuente de generación de lahares (asociadas al escenario de las erupciones de hace 4100 y 8500-9000 AP).
- 3) Por la fusión del glaciar. Para este apartado se tomaron como base los trabajos previos con respecto al área y volumen del glaciar, el porcentaje que se puede fundir y cuánta agua drenaría hacia cada subcuenca y microcuenca.

Con base en esta información, se estimó el volumen de material piroclástico y agua asociada a la fusión del glaciar, disponible en cada subcuenca y microcuenca en caso de actividad eruptiva. Para los casos 1 y 2, los volúmenes se complementarán con el análisis de la precipitación expuesto en el capítulo 7 (mecanismos disparadores).

5.1. Metodología

Para el escenario por removilización de ceniza, se utilizaron los mapas de isopacas de las columnas eruptivas, de entre 23 y 28 km de altura, de la erupción que dio origen a la Pómez Citlaltépetl (8500-9000 AP). Los espesores de cada mapa de isopacas se sumaron y se procesaron en un sistema de información geográfica (ArcGis 10.5) para traslaparlos con el área de cada una de las sub y microcuencas y, posteriormente, obtener el volumen total de material disponible de caída para cada una de ellas. Baumann et al (2019) establecen por medio de modelaciones que una zona fuente de material para formar lahares se vuelve inestable en un 98% para un espesor de entre 10 y 65 cm y que la fracción del área inestable disminuye conforme aumenta el espesor del depósito. Con base en el trabajo de Baumann et al., (2019) el espesor de los depósitos que se tomó como umbral para poder ser removilizado

fue de 10 cm. El volumen calculado representaría el máximo probable debido a que asume que el 100% del material es removilizado. Sin embargo, el porcentaje de removilización de los materiales de caída dependerá, además del espesor total en una zona específica, de la pendiente sobre la cual se depositan, de la granulometría, de las características de la precipitación y del contraste de permeabilidad entre el depósito de caída y el sustrato (Zanchetta et al., 2004b) los cuales no es posible conocer a priori.

Para el escenario de generación de lahares a partir de la removilización proveniente de depósitos de corrientes piroclásticas densas, se utilizaron los datos de Sheridan y colaboradores (2003), mismos que se utilizaron para elaborar el mapa de peligros del volcán Citlaltépetl en el año 2001 (Sheridan et al., 2001). Se tomaron en cuenta los dos niveles propuestos por dichos autores obtenidos a partir del modelo del cono energía (Malin y Sheridan, 1982), el nivel I que corresponde a flujos piroclásticos de baja magnitud que pueden alcanzar distancias de 10 a 13 km del cráter y que ocurren cada 2000 años aproximadamente, con un espesor de 5 m (Höskuldsson y Robin 1993) y que corresponden a el episodio eruptivo de 4100 AP. El nivel II que corresponde a flujos piroclásticos de magnitud moderada que alcanzan distancias de 18 a 27 km y que tienen un periodo de recurrencia de aproximadamente 4000 años (Sheridan et al., 2003), el espesor varía de 0.75 a 3 m, que corresponden a la erupción de 8500-9000 AP. Dado que los espesores varían, solo se tomó en cuenta la superficie cubierta por los flujos en forma de porcentaje.

Para el escenario por la fusión de glaciación, se recurrió a la búsqueda de información disponible sobre el área, espesor y volumen de los glaciares del volcán Citlaltépetl. El trabajo de Cortés Ramos (2016), presenta datos de área, volumen y cobertura para el año 2007 y brinda información sobre el balance de masas del glaciar hasta el año 2010. Para el año 2018, se calculó el volumen con imágenes satelitales (Google Earth) vectorizando el área que cubre el glaciar y con la ayuda de sistemas de información geográfica, para el espesor se utilizaron los datos reportados por Brown et al., (2005) y se optó por usar un espesor promedio de 16 m.

Una vez obtenido el volumen total de hielo este se transformó a volumen de agua en estado líquido a partir del razonamiento físico de Serway (1997), donde:

$$1 \text{ m}^3 \text{ hielo} = 917 \text{ kg}$$

$$1 \text{ m}^3 \text{ agua} = 1000 \text{ kg}$$

Por lo tanto:

$$1 \text{ m}^3 \text{ hielo} = 0.917 \text{ m}^3 \text{ de agua líquida}$$

Finalmente, para obtener las zonas con mayor probabilidad de sufrir una inundación o la formación de un lahar, se traslaparon las microcuencas con las áreas de cobertura del glaciar y, posteriormente, se calculó el volumen de agua disponible para cada microcuenca.

Considerando este escenario como extremo asociado a una erupción VEI 4-5 como la que dio origen a la Pómez Citlaltépetl y que prácticamente todo el glaciar se puede derretir.

5.2. Resultados

5.2.1. Generación de lahares a partir de la removilización de ceniza

La cuantificación de los depósitos volcánicos es una de las herramientas más utilizadas para clasificar la magnitud de la actividad volcánica y determinar los peligros volcánicos asociados. Para el caso de lahares, hacer una estimación sobre el volumen de material disponible es esencial para determinar la magnitud, intensidad, dinámica y peligro asociado a la generación de lahares.

La ceniza puede llegar a acumularse en los cauces de ríos y ser fácilmente removilizada por el agua formando lahares.

Erupción que dio origen a la Pómez Citlaltépetl (8500-9000 AP)

Analizando la información obtenida por Rossotti (2005) de la erupción que dio como resultado la pómez Citlaltépetl, se establece que los mapas de isopleas e isopacas sugieren una dirección general del viento hacia el E y SE a 40 km del volcán. Este periodo eruptivo involucró actividad freática, vulcaniana, pliniana e ultrapliniana y como resultado se encuentran depósitos de caída de ceniza, pómez y flujos piroclásticos. Según Rossotti (2005) esta erupción generó varios depósitos de caída de ceniza y pómez, los cuales clasificó en cuatro capas que se describen a continuación:

Capa A. Es un depósito de caída rico en pómez (66 % en peso), presenta gradación que va de inversa a normal, con soporte de clastos, bien clasificada. Contiene clastos de pómez subangulares, bandeados de color gris, con inclusiones blancas. La característica más importante de esta capa es la presencia de tres tipos de pómez, pómez color gris-amarillo, pómez gris oscuro y pómez bandeadas (Rossotti, 2005).

Capa C. Es un depósito de caída de pómez del tamaño de lapilli grueso. Con 66 % en peso de pómez y 34 % en peso de líticos.

Capa E. Es una capa de pómez de caída rica en líticos, bien clasificada, soportada de lapilli grueso y con un color rojo oscuro. Esta capa se caracteriza por tener un alto porcentaje de líticos de andesita (56% en peso) con una oxidación rojiza.

Capa F. Es una capa de caída rica en pómez de lapilli grueso (71 % en peso), soportada grano a grano, con una gradación que va de inversa a normal.

De acuerdo al análisis espacial realizado, las microcuencas que pueden contener mayor cantidad de material de caída disponible para ser removilizado son la de Metlac y Orizaba

con 1.4 y 1.2×10^7 m³, seguido de las subcuenca de Jamapa con 5.4×10^6 m³ y las microcuencas Tliapa, Chiquito ,6,9,10, Paso Buey y Quetzalapa con un volumen del orden de 10^6 . Las microcuencas Tecajete y 8 poseen el menor volumen de material disponible con 2.1 y 9.7×10^2 m³ respectivamente (Figura 48 y Tabla 16). Para este escenario la dirección de los vientos era hacia el E y SE, por tanto, las cuencas de este sector son las que pueden contener el mayor volumen de material dentro de las barrancas.

Tabla 16. Volumen de material disponible para cada microcuenca, tomando en cuenta los mapas de isopacas de la erupción de hace 9000-8500 años AP.

| Microcuencas y subcuenca | Volumen (m ³) |
|--------------------------|---------------------------|
| Jamapa | 5.4×10^6 |
| Tliapa | 8.3×10^6 |
| Metlac | 1.4×10^7 |
| Orizaba | 1.2×10^7 |
| Chiquito | 6.4×10^6 |
| Sin nombre (6) | 1×10^6 |
| Tecajete | 2.1×10^5 |
| Sin nombre (8) | 9.7×10^5 |
| Sin nombre (9) | 1.4×10^6 |
| Sin nombre (10) | 1.9×10^6 |
| Paso Buey | 1.7×10^6 |
| Quetzalapa | 1.1×10^6 |

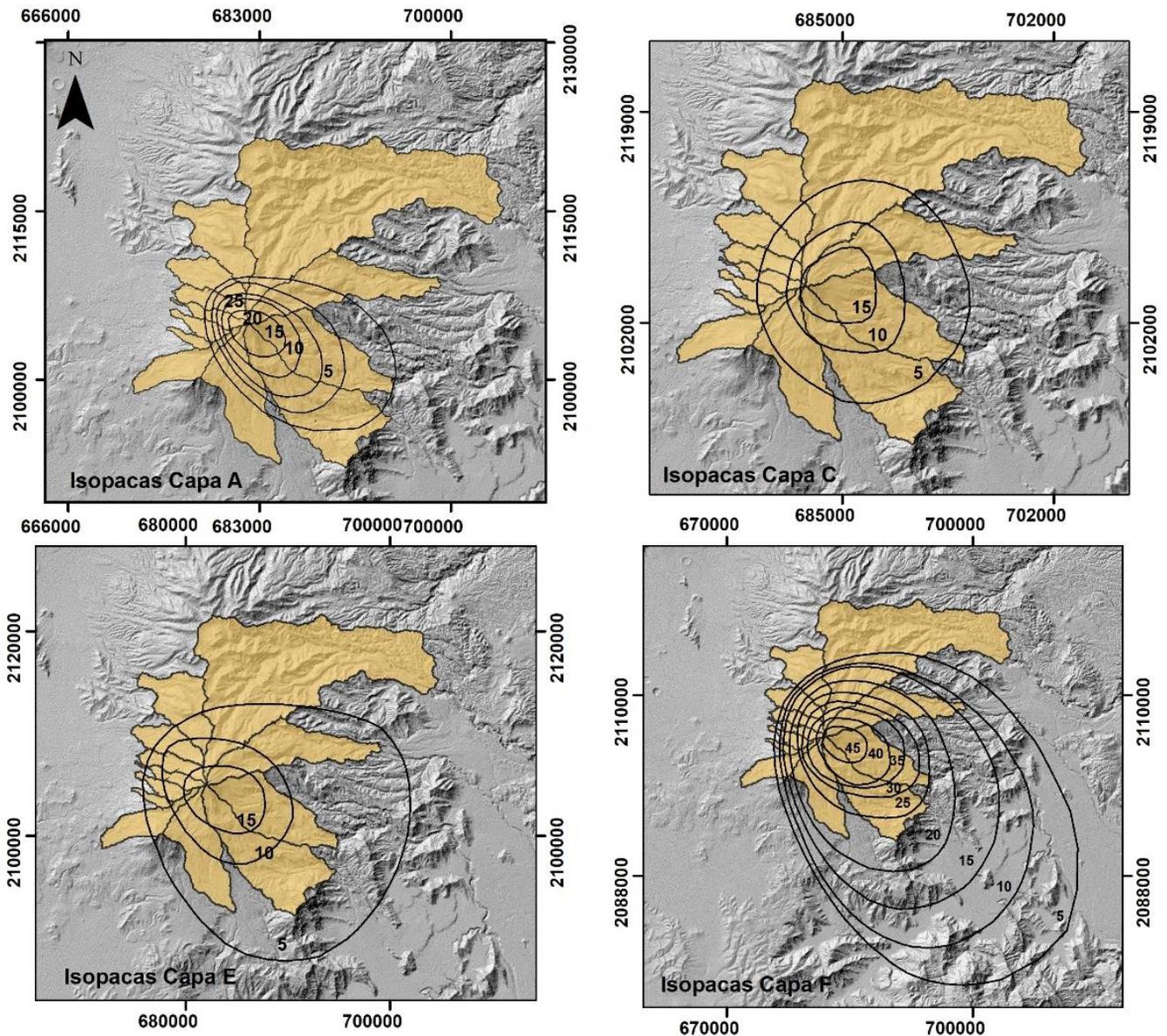


Figura 48. Mapas de isopacas para cuatro capas de los depósitos de la erupción de hace 9000-8500 años AP. Capa A, Capa B, Capa C y Capa F considerados en este estudio (Modificados de Rossotti, 2005) y microcuencas y subcuenca del área de estudio (polígonos amarillos).

5.2.2. Removilización de material de las corrientes piroclásticas densas (CPD).

Para estimar el volumen de material piroclástico disponible en cada sub y microcuenca por corrientes piroclásticas de alta densidad, se utilizó el modelo de Cono de Energía (Malin y Sheridan, 1982) o línea de energía para determinar las zonas que serían afectadas por flujos piroclásticos en los alrededores del volcán. Este modelo considera que, si una columna eruptiva o domo colapsa, el flujo que se genera se moverá hacia abajo del flanco del volcán, bajo la influencia de la gravedad. El concepto de cono de energía define la relación entre la altura donde el flujo colapsa (H) y la máxima distancia de desplazamiento del flujo

piroclástico (L), a esta relación (H/L) también se le conoce como coeficiente de Heim que se refiere al ángulo de fricción aparente de un flujo gravitacional relacionado a su movilidad, describe la transformación de energía potencial en energía cinética. La intersección del cono de energía con la superficie define los límites distales del alcance de los flujos.

En el mapa de la figura 49 se muestra la delimitación de los dos conos de energía propuestos por Sheridan et al (2001) y Sheridan et al. (2003). El primero con $H/L=0.26$ para flujos de baja magnitud, que pueden alcanzar distancias de 10 a 13 km y que ocurren cada 2000 años, asociados a una erupción pliniana. El segundo cono de energía corresponde a un $H/L=0.28$ que corresponde a flujos piroclásticos de magnitud moderada (8500-9000 AP), que pueden alcanzar distancias de 18 hasta 27 km, y que tienen un periodo de recurrencia de 4000 años. De acuerdo con los mapas, para el caso de los flujos de baja magnitud estos cubrirían casi en su totalidad a las microcuencas (>80%) a excepción de las microcuencas 6 y Quetzalapa que se cubren parcialmente (~50%), y la subcuenca de Jamapa que se cubre en menos del 50% de su superficie. En el caso de los flujos piroclásticos de magnitud moderada estos cubrirían en su totalidad a todas las microcuencas y en el caso de la subcuenca de Jamapa esta se cubre un 70%.

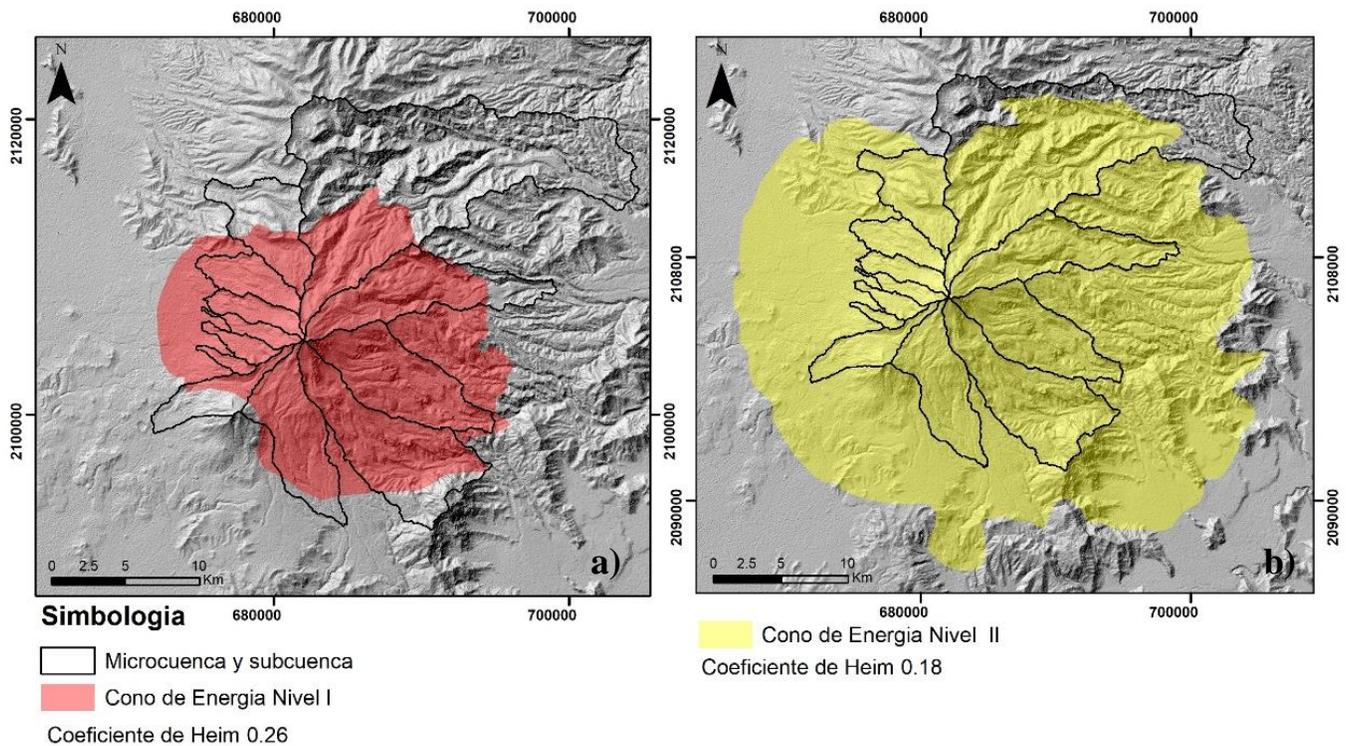


Figura 49. a) Cono de energía para el nivel I (rojo) donde se representan flujos piroclásticos de baja magnitud, pero de mayor frecuencia. b) Cono de energía para el nivel II (amarillo) en este escenario se representan flujos piroclásticos de magnitud moderada que pueden alcanzar distancias de 18 a 27 km.

5.2.3. Por la fusión del glaciar

El origen de los lahares asociados a una futura erupción del volcán Citlaltépetl, así como su tamaño, alcance y su grado de afectación, depende de dos factores importantes: 1) el tipo de erupción, que determinará su magnitud, intensidad y volumen de magma expulsado y 2) el volumen de agua que se puede fundir del glaciar.

Los factores que pueden intervenir en la fusión del glaciar son especialmente las corrientes piroclásticas de alta densidad, que, al entrar en contacto con la superficie del glaciar, pueden contribuir de manera significativa a su fusión (Ordoñez et al., 2013). Adicionalmente, durante fenómenos gravitacionales, como avalanchas de escombros, se pueden incorporar hielo y nieve al flujo y derretirse rápidamente, adicionando un volumen importante de agua y aumentando el caudal, aunque, en este caso, no necesariamente existe relación con la actividad eruptiva.

Glaciares en el Pico de Orizaba

Los glaciares del volcán Pico de Orizaba son los cuerpos de hielo más grandes del país. Lorenzo (1964) reportó que para 1958 existían cuatro glaciares en la superficie del volcán: el Gran Glaciar Norte, el Glaciar Oriental, el Glaciar Occidental y el Glaciar Suroeste y varias lenguas que descendían sobre los flancos norte y noreste del volcán, la principal de estas era la lengua del glaciar de Jamapa.

La lengua del Chichimeco ya desapareció, fue la segunda más grande después de la de Jamapa. De estos, el Gran Glaciar Norte representa, el nacimiento de diversas corrientes de agua como el río Jamapa que desemboca en el Golfo de México. Lorenzo (1964) estimó que la superficie del Gran Glaciar Norte era de 9 km², posteriormente esta fue corregida a 2.04 km² (Cortés Ramos y Delgado Granados, 2015).

En la actualidad solo sobreviven dos glaciares, el Glaciar Oriental y el Gran Glaciar Norte, que tiene una mayor extensión, y representa casi el 100% de la superficie glacial que hay sobre el Pico, este glaciar se puede observar a los 5000 m.

Durante los últimos años, el retroceso de los glaciares es evidente, entre los años 2001 y 2007, el Gran Glaciar Norte había perdido el equivalente a 72 % de su área, comparada con las mediciones reportadas por Lorenzo en 1958 (Lorenzo, 1964), tan solo en el periodo 2001-2002 hubo un retroceso del 9.5% (89,475 m²) en su extensión, mientras que para el 2003, esta disminuyó en un 17 % (67, 338 m²), para el año 2007 el área cubierta por el glaciar es de 67 % del área total inicial del 2001 (Cortés Ramos, 2009).

El Gran Glaciar Norte ha tenido pérdidas que van desde los 4195 m²/año hasta los 198,469 m²/año, este glaciar entre 1958 y 2010 perdió gran parte de su extensión a una razón promedio de 41,466 m²/año (Cortés Ramos, 2016).

De acuerdo con los estudios de Cortés Ramos (2016), los cambios en el Gran Glaciar Norte pueden resumirse en la tabla 17 y en la figura 50.

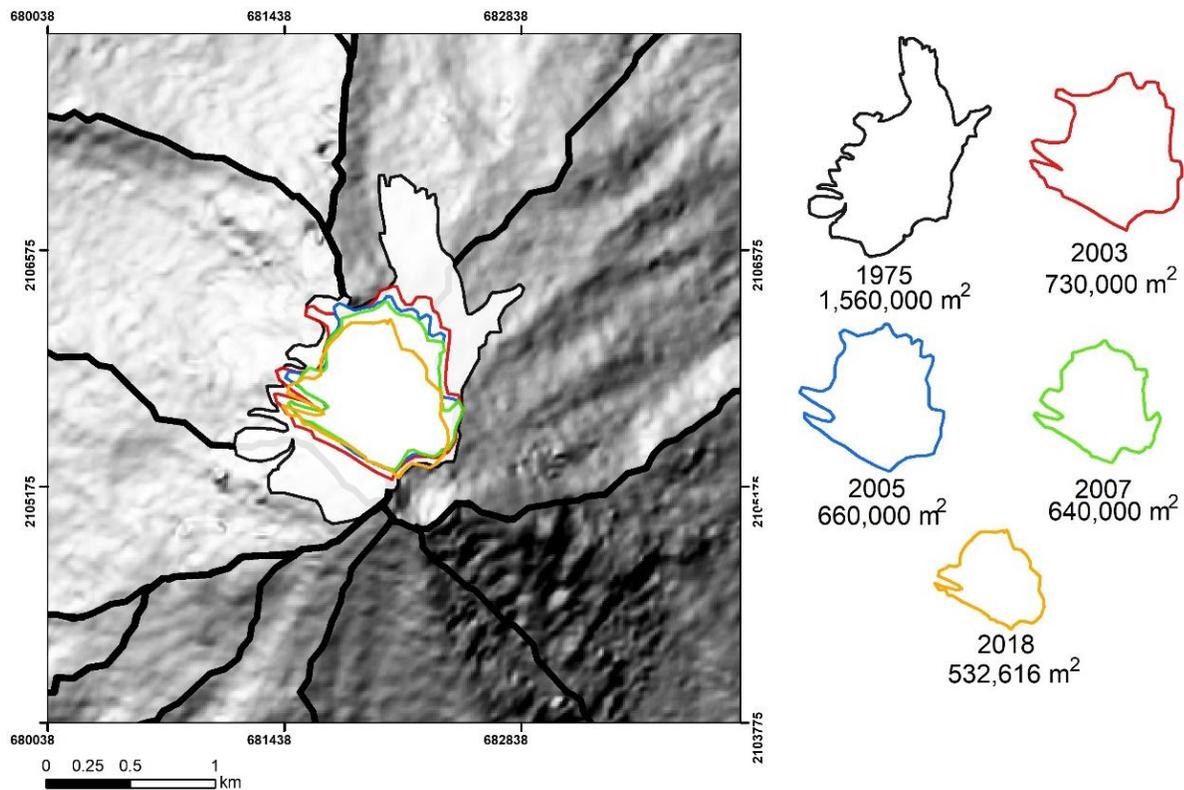


Figura 50. Cobertura del glaciar Norte y área para los años 1975, 2003, 2005 y 2007 (Modificado de Cortes-Ramos, 2016). Para el año 2018 se utilizó Google Earth.

Tabla 17. Datos del balance de masa del Glaciar del Citlaltépetl, desde el año 1958 al 2010 (Cortés Ramos 2016).

| Año | Altitud media (m) | Longitud (km) | Área (km ²) | Volumen promedio (m ³) |
|------|-------------------|---------------|-------------------------|------------------------------------|
| 1958 | 4640 ± 20 | 1.95 | 2.04 | 75,011,123 |
| 1973 | 4685 ± 40 | 1.79 | 1.58 | 55,330,333 |
| 1975 | 4700 ± 10 | 1.77 | 1.56 | 52,028,523 |
| 1989 | 4755 ± 25 | 1.6 | 1.29 | 40,974,844 |
| 1995 | 4940 ± 20 | 1.14 | 1 | 30,250,900 |
| 1998 | 4965 ± 10 | 1.075 | 0.924 | 26,620,792 |
| 1999 | 4965 ± 20 | 1.075 | 0.918 | 25,188,505 |
| 2000 | 4975 ± 20 | 1.04 | 0.87 | 22,734,723 |
| 2001 | 4980 ± 20 | 1.01 | 0.977 | 24,315,078 |
| 2002 | 4995 ± 20 | 1.04 | 0.89 | 21,095,111 |
| 2003 | 5007 ± 20 | 0.98 | 0.73 | 16,478,792 |
| 2004 | 5040 ± 20 | 0.98 | 0.687 | 14,769,641 |
| 2005 | 5045 ± 20 | 0.95 | 0.66 | 13,513,500 |
| 2006 | 5070 ± 20 | 0.94 | 0.61 | 11,895,000 |
| 2007 | 5065 ± 20 | 0.94 | 0.64 | 11,856,000 |
| 2008 | 5075 ± 20 | 0.96 | 0.624 | 10,981,620 |
| 2009 | 5080 ± 20 | 0.93 | 0.623 | 10,415,820 |
| 2010 | 5080 ± 20 | 0.93 | 0.608 | 9,656,786 |

Si se utiliza el valor propuesto por Cortés Ramos para el año 2010 y la relación de Serway (1997), tendríamos un volumen de agua líquida disponible de 8,855,272 m³ y para el año 2018, de 7,814,541 m³. De esta manera, al realizar los cálculos necesarios se obtuvo el volumen de agua en estado líquido disponible para cada microcuenca. La tabla 18, muestra los volúmenes obtenidos para la subcuenca de Jamapa y las microcuencas Tliapa y 10 que serían las afectadas en caso del derretimiento del glaciar, estas se encuentran en el sector N y NW del volcán.

Tabla 18. Volumen de agua en estado líquido, que se encuentra disponible para cada microcuenca y los ríos a los que podría incorporarse.

| Microcuenca | Volumen de agua disponible 2007 (m ³) | Volumen de agua disponible 2018 (m ³) | Principales ríos |
|-------------|---|---|------------------------|
| Jamapa | 4,469,060 | 3,167,743 | Jamapa |
| Tliapa | 2,765,213 | 1,891,748 | Agua Caliente y Tliapa |
| 10 | 2,885,677 | 2,655,206 | Sin nombre |

En caso de una erupción y que esta derrita el glaciar, como se mencionó anteriormente la subcuenca de Jamapa y las microcuencas Tliapa y 10, serían las afectadas y son las susceptibles a generar lahares, los cuales seguirían su curso a través de los ríos principales. El río Jamapa que desemboca en el Golfo de México para el caso de la subcuenca de Jamapa, el río Agua Caliente y Tliapa para la microcuenca Tliapa y para el caso de la microcuenca 10, las corrientes son intermitentes (Figura 51). Es importante mencionar que en este caso se considera una erupción como la que dio origen a la Pómez Citlaltépetl que generaría la fusión completa del glaciar.

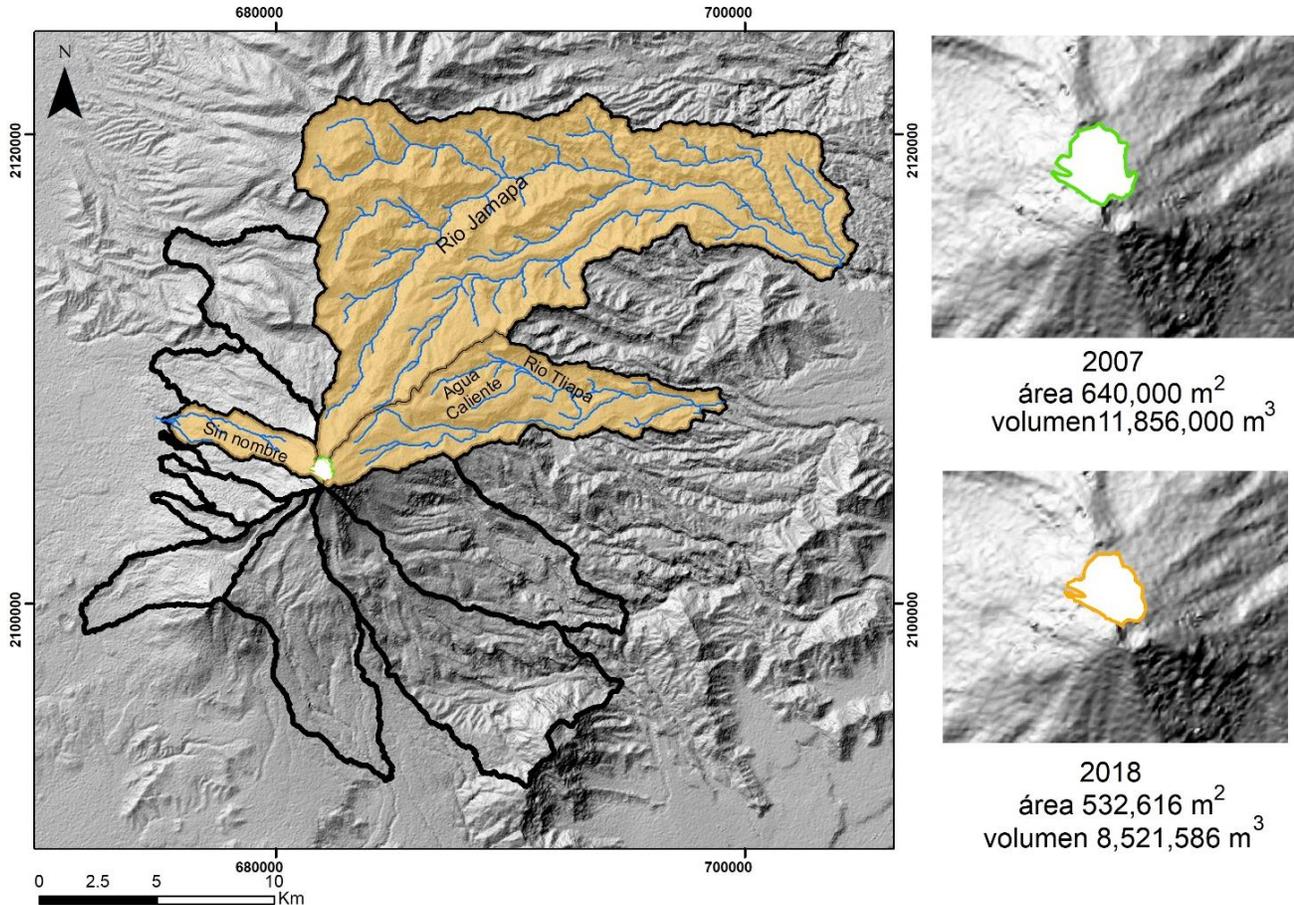


Figura 51. Mapa donde se muestran la subcuenca de Jamapa y las microcuencas Tliapa y 10 que podrían ser afectadas por el deshielo del glaciar, así como los ríos principales por donde el agua seguiría su curso hasta su desembocadura.

5.2.4. Parámetros para el cálculo de la susceptibilidad

En conclusión, después de analizar los 3 escenarios de generación de lahares, se puede establecer lo siguiente:

Tomando en cuenta que a mayor volumen de material disponible dentro de las barrancas este puede ser incorporado al generarse un lahar. Las microcuencas de Metlac y Orizaba tendrían el mayor volumen disponible de material removilizable ($>8.3 \times 10^6$), por lo que tendrían valores altos de susceptibilidad. La subcuenca de Jamapa y las microcuencas Tliapa y

Chiquito con valores moderados (1.9×10^6 - 8.3×10^6) y las microcuencas 6, Tecajete, 8, 9, 10, Paso buey y Quetzalapa valores bajos (2.1×10^5 - 1.9×10^6) (Tabla 19).

Tabla 19. Índice de clase asignado por rangos para el volumen de material de caída.

| Volumen de material de caída (clase) | Índice de clase (I) |
|---------------------------------------|---------------------|
| 2.1×10^5 - 1.9×10^6 | 1 |
| 1.9×10^6 - 8.3×10^6 | 2 |
| $>8.3 \times 10^6$ | 3 |

Para el escenario de la removilización de material de las corrientes piroclásticas de densidad (CPD) se usó solo el cono de energía $H/L= 0.26$, ya que es el escenario más probable, con una frecuencia de ocurrencia de 2000 años. El cono de energía nivel II ($H/L= 0.18$), cubre casi en su totalidad las microcuencas por lo que no permite establecer una jerarquización. Con base en lo anterior las microcuencas Tliapa, Metlac, Orizaba, Chiquito, Tecajete, 8,9, 10 y Paso Buey tendrían valores altos (>80 % de su superficie cubierta), la microcuenca Quetzalapa y 6 valores moderados ($\sim 50\%$ cubiertas) y Jamapa valores bajos ($<50\%$ cubierta) (Tabla 20).

Tabla 20. Índice de clase asignado para el material de las CPD.

| Material de CPD (clase) | Índice de clase (I) |
|-------------------------|---------------------|
| $<50\%$ superficie | 1 |
| $\sim 50\%$ superficie | 2 |
| >80 % superficie | 3 |

En el caso de la fusión del glaciar, por la ubicación actual del único glaciar que sobrevive en el Pico de Orizaba y por el volumen de agua disponible de acuerdo con los cálculos para el 2018 (Tomando en cuenta como escenario la fusión total del glaciar por una erupción como la que dio origen a la Pómez Citláltepetl) la subcuenca de Jamapa y la microcuenca 10 tendrían los valores más altos de susceptibilidad ($>2.6 \times 10^6$ m³), seguido de la microcuenca Tliapa con susceptibilidad moderada (1.9×10^6 m³) y todas las demás microcuencas tienen una susceptibilidad baja debido a que no drenaría agua de fusión hacia estas cuencas (Tabla 21).

Tabla 21. Índice de clase asignado para el volumen de agua proveniente de la fusión del glaciar.

| Volumen de agua del glaciar (clase) | Índice de clase (I) |
|-------------------------------------|---------------------|
| 0 | 1 |
| $0-1.9 \times 10^6$ m ³ | 2 |
| $>2.6 \times 10^6$ m ³ | 3 |

Finalmente, es importante resaltar que los datos presentados representan los peores escenarios, tanto para el volumen de material de caída, como para el caso de fusión del glaciar (casos 1 y 3). Sin embargo, se debe de tomar en cuenta los siguiente:

- 1) El registro estratigráfico actual no permite realizar el mismo procedimiento para escenarios de menor intensidad (para erupciones con un VEI menor a 4), debido a que no existen suficientes datos. Por lo tanto, en caso de realizarlos, estos tendrían un alto grado de error.
- 2) Los valores obtenidos en este capítulo se toman como base para establecer los pesos y clases en el índice de susceptibilidad, y no como valores absolutos para establecer las magnitudes de inundaciones por corrientes fluviales y lahares. Por consiguiente, se considera que representan una adecuada aproximación para el cálculo de la susceptibilidad en cada sub y microcuenca para escenarios de lahares sineruptivos.

CAPITULO 6. ESCENARIOS DE PELIGRO POR LAHARES SECUNDARIOS

En este capítulo se tratan los factores que condicionan la formación de lahares secundarios, que incluye la geología, edafología, el uso de suelo y vegetación. Estos factores se consideraron debido a que las características geológicas están relacionadas con la resistencia de las rocas, y el comportamiento hidrogeológico, mientras que la cobertura y uso de suelo brindan información acerca de las modificaciones del balance hídrico y de la susceptibilidad a la erosión. Asimismo, se incorporó un análisis de Procesos de remoción en masa (PRM) en el área de estudio, ya que aportan material al cauce y favorecen la generación de lahares al combinarse con intensas o prolongadas precipitaciones.

El colapso de sector es el escenario extremo para la formación de lahares a partir de la transformación de una avalancha de escombros. Los colapsos de sector que ha tenido el Pico de Orizaba se han dado por la inestabilidad de zonas del edificio volcánico con alteración hidrotermal (Hubbard, 2001).

6.1. Metodología

Para elaborar los mapas temáticos de geología y edafología se utilizaron los datos vectoriales escala 1:250, 000 del INEGI y Servicio Geológico Mexicano (SGM), para el mapa de uso de suelo y vegetación se usaron los datos vectoriales escala 1: 50,000 (CONAFOR), se recortaron al tamaño de la zona de estudio y se traslaparon con las cuencas ya delimitadas.

Para los procesos de remoción en masa (PRM) se elaboró un inventario con ayuda de imágenes ASTER (<http://ava.jpl.nasa.gov/ASTER>; 2018) con una resolución espacial de 15 m, de los años 2002, 2005, 2006, 2007, 2011 y 2015. Esta información se complementó con imágenes de Google Earth, con trabajo de campo y con los inventarios publicados por Gómez Piña (2017), Legorreta (2013), Legorreta et al., (2014), Legorreta et al., (2016) y Aceves et al., (2016).

Para el escenario por colapso de sector se recopiló la información existente sobre avalanchas de escombros que ha tenido el volcán, como por ejemplo la avalancha de Jamapa, avalancha Tetelzingo y la avalancha de Metlac (Carrasco-Núñez et al., 1993, Carrasco-Núñez y Gómez-Tuena, 1997, Carrasco-Núñez et al., 2006).

El peso asignado a cada parámetro se estableció con base en la bibliografía existente, a cada mapa temático, al cruce de cada mapa con el inventario de PRM y a lo observado en campo. De esta manera se tomó en cuenta el umbral de pendiente, el fracturamiento y el número de PRM para el caso de la geología. Para el mapa de uso de suelo y vegetación se tomó en cuenta el grado de actividad antropogénica es decir se le atribuyó un mayor peso a la agricultura y a zonas desprovistas de vegetación y también el número de PRM que se han generado. Y en el caso de PRM se tomó en cuenta el número y tamaño de estos.

6.2. Resultados

6.2.1. Geología

La geología forma parte de los aspectos condicionantes y es un parámetro importante para analizar la susceptibilidad a la generación de lahares secundarios, ya que controla la estabilidad de las laderas. El tipo de roca, fallas y fracturas, así como los estratos con echados de alto ángulo y alto grado de intemperismo pueden favorecer distintos tipos de procesos de remoción en masa que pueden transformarse a lahares. Además, el material poco compacto es un factor indiscutible en la formación de estos flujos. El volcán Pico de Orizaba es un estratovolcán dacítico-andesítico formado sobre un basamento de rocas calizas y lutitas (Concha-Dimas et al., 2005).

De acuerdo a datos del INEGI (1998), del Servicio Geológico Mexicano (1995-2000) y de la carta geológica minera escala 1: 250,000 las rocas más antiguas que se encuentran en la zona de estudio pertenecen al Cretácico inferior y se trata de rocas sedimentarias (calizas-dolomías). Las Calizas-dolomías pertenecen a la Formación Orizaba, son calizas color gris claro que están compuestas por materiales arrecifales. Se estima que tienen un espesor de 1000 a 1200 m (Figura 52). Del Cretácico superior se encuentran calizas intercaladas con lutitas y margas que pertenecen a la Formación Guzmantla-Tecamaluca que corresponde a sedimentos calcáreo-arcillosos, descritos como una alternancia de calizas color gris oscuro arcillosas que gradúan a margas arenosas, intercaladas con lutitas.

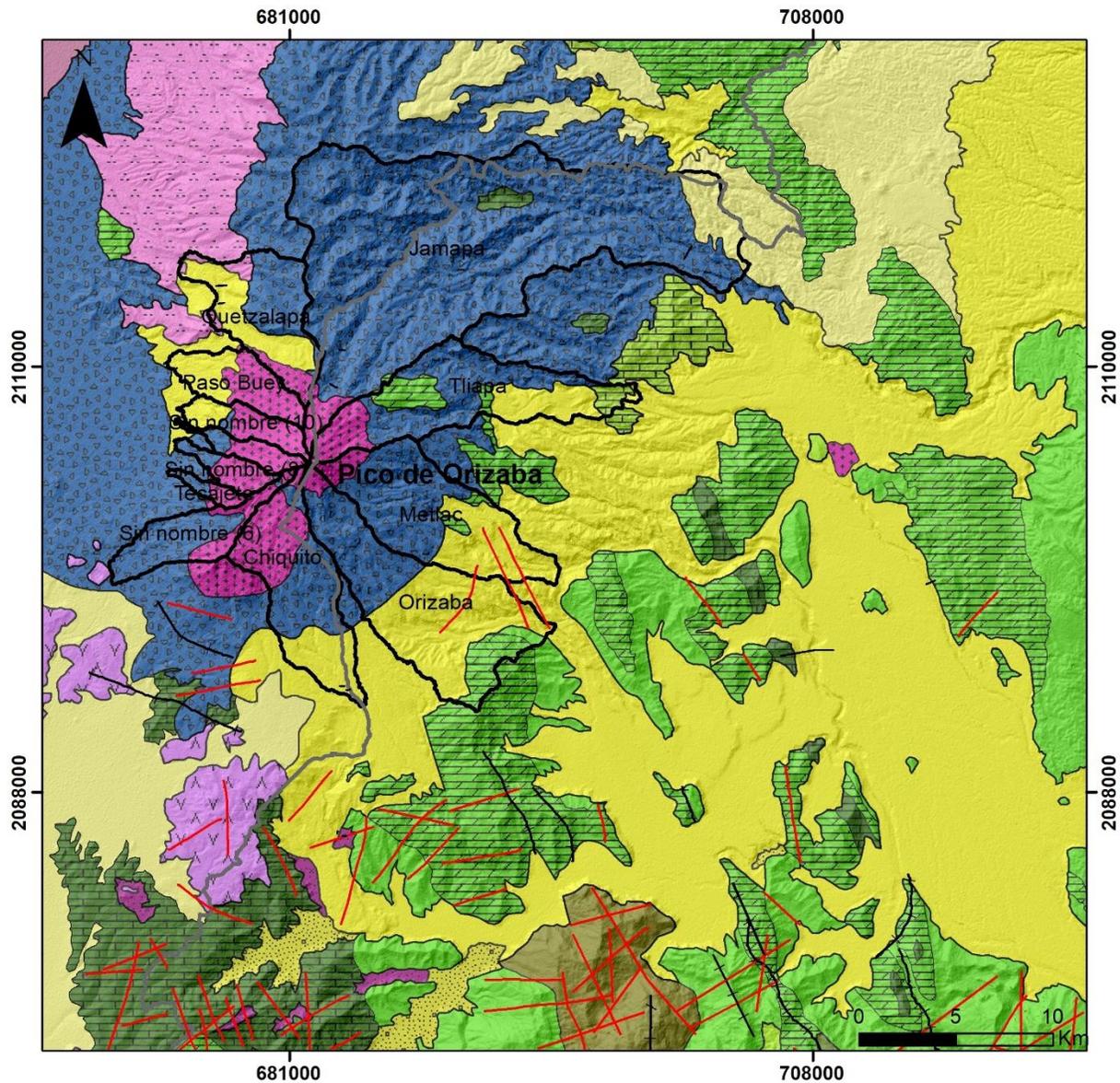
Del paleógeno afloran lutitas-margas. Los depósitos del Neógeno están representados por lavas alcalinas especialmente basaltos y andesitas.

Durante el Pleistoceno se formó la cuenca endorreica Serdán-Oriental (al oeste de la zona de estudio) donde se depositó una potente secuencia lacustre, así como una gruesa capa de pómez derivada de la caldera de Los humeros y Las Cumbres al norte del Pico de Orizaba.

El Pico de Orizaba se edifica sobre andesitas y dacitas del Plioceno y basaltos del Pleistoceno. Las dacitas-Andesitas poseen altas concentraciones de sílice, ambas provienen de la actividad efusiva del Pico de Orizaba a finales del Pleistoceno y principios del Holoceno.

Los basaltos son depósitos de finales del Plioceno y principios del Pleistoceno que forman derrames fisurales. Sobreyaciéndolos se encuentran dacitas, andesitas y depósitos piroclásticos. Por último, se presenta una toba andesítica y cubriendo parcialmente a todas estas unidades se presentan depósitos del Cuaternario, como lahares y depósitos aluviales (SGM, 2000).

Los depósitos de lahar se describen como una amplia secuencia volcánica-sedimentaria constituida por depósitos de andesita, areniscas grises, areniscas amarillas y conglomerados con clastos de andesita, diorita basaltos y caliza (SGM, 2000).



Leyenda

- Microcuencas y Subcuenca
- Limite estatal
- Falla
- Fractura

Cuaternario

- Aluvial
- Toba andesítica
- Lahar
- Dacita-Riolita
- Andesita
- Pómez
- Toba riolítica
- Dacita-Andesita
- Basalto

Neógeno

- Andesita-Dacita
- Brecha volcánica basáltica

Cretácico

- Marga-Lutita
- Lutita-Caliza
- Caliza-Lutita
- Caliza-Dolomía
- Caliza
- Arenisca-Andesita

Figura 52. Mapa geológico del área de estudio (Elaborado a partir de datos del SGM, 1995-2000).

6.2.2. Edafología

De acuerdo a INEGI (1998), los suelos presentes en la región corresponden a ocho tipos (Figura 53), la mayor extensión está ocupada por las unidades Andosol y Luvisol.

En las partes altas del volcán entre los 3800 y los 5600 m se encuentra el litosol, estos son suelos incipientes que se desarrollan sobre roca madre, no tienen más de 10 cm de espesor y presentan una alta pedregosidad en superficie. Se encuentran sobre los depósitos de la lava histórica de 1613. Son suelos con susceptibilidad variable a la erosión.

Los andosoles se encuentran por debajo de los 3800 msnm y se distribuyen de manera casi radial en las laderas del Pico de Orizaba, estos suelos son de origen volcánico, constituidos principalmente por ceniza, son susceptibles a la erosión, la vegetación que se puede desarrollar en ellos es de bosque y selva.

En las partes bajas del volcán se encuentran luvisoles al Este y cambisoles al Oeste. El luvisol es un suelo enriquecido en material arcilloso con alta susceptibilidad a la erosión. El cambisol es un suelo poco desarrollado que tiene una susceptibilidad a la erosión de moderada a alta.

Los acrisoles pueden encontrarse a 24 km al Este del volcán, son suelos ácidos que pueden desarrollar vegetación de selva o bosque con una moderada susceptibilidad a la erosión.

En zonas más alejadas al volcán se encuentran suelos Vertisol y Feozem. El Vertisol es un suelo con alto contenido de arcillas, derivadas del intemperismo con propiedades expandibles, la vegetación es de selva baja o pastizales. El Feozem son suelos que se erosionan con facilidad.

Por último, el suelo Rendzina presenta la menor cobertura en el área, distribuidos al Sur. Los suelos Rendzina se desarrollan sobre roca calcárea, se caracterizan por ser suelos muy someros (<50 cm), con una capa superficial oscura y rica en materia orgánica, usualmente son pedregosos.

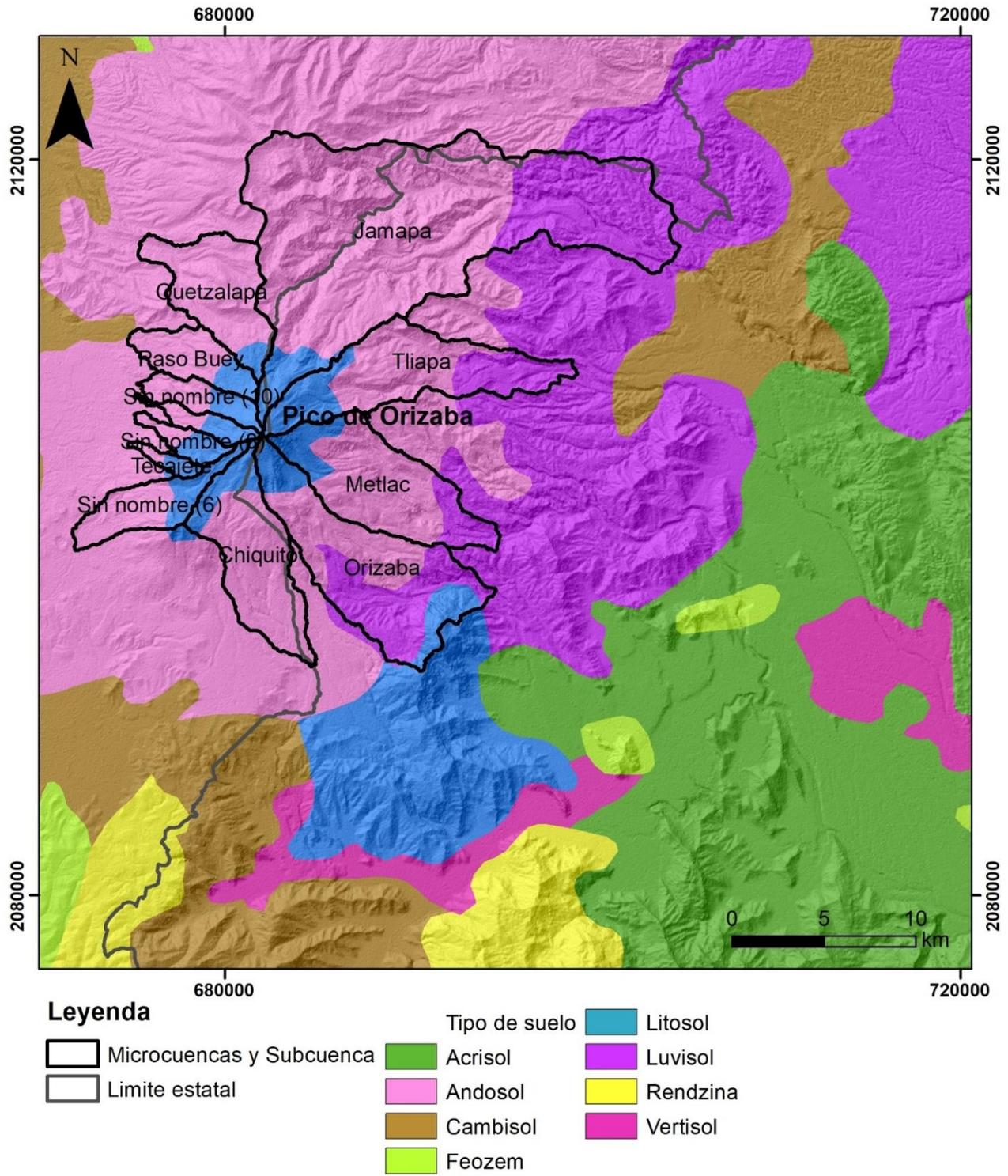


Figura 53. Mapa con la distribución de los tipos de suelo (Elaborado a partir de datos de INEGI, 1998).

6.2.3. Vegetación y uso de suelo

De acuerdo a los datos vectoriales de CONAFOR (2013) escala 1:50000, se brinda un panorama general de la vegetación y uso de suelo en la zona de estudio. En el mapa de la figura 54 se muestra la distribución de los tipos de vegetación.

La vegetación y el uso de suelo son factores determinantes en el análisis del peligro por deslizamientos e inundaciones, debido a que según sean las condiciones del terreno puede ocurrir mayor infiltración o retención del agua pluvial y fluvial. La ausencia de vegetación por cambio de uso de suelo puede favorecer la inestabilidad de laderas, generando procesos de remoción en masa (PRM) que posteriormente pueden ser el aporte de material inestable para formar lahares.

Las partes altas del volcán Pico de Orizaba (4380-5675 msnm) carecen de vegetación, por lo general estas zonas presentan características geológicas, edáficas y climáticas que imposibilitan el establecimiento de vegetación, por lo que solo pueden desarrollarse líquenes o plantas vasculares. Entre los 3800 y 4380 msnm, se desarrolla vegetación de pradera de alta montaña, esta vegetación es un tipo de pastizal desarrollado en zonas semiáridas y áridas a grandes altitudes. En las laderas del Pico de Orizaba a partir de los 1200 y hasta los 3800 msnm, se desarrolla bosque de pino (bosque de coníferas), estas comunidades de árboles se establecen en regiones de clima templado a semifrío, es un tipo de vegetación característico de zonas montañosas, también se encuentran al sur del área entre las calizas.

La mayor extensión de área está cubierta por actividades de agricultura de temporal principalmente de maíz, papa, calabaza, aguacate, plátano, caña, etc. Esta actividad se desarrolla principalmente en las planicies y zonas bajas del volcán.

Al SE de la zona de estudio, se desarrolla selva Perennifolia (selva tropical perennifolia), sobre las calizas, estos árboles pueden alcanzar alturas desde los 5 hasta los 60 m.

El área urbana se localiza al SE de la zona de estudio, se limita a un área de 2.81 km², que ocupa parte de la llanura de inundación.

En menor cobertura se encuentra vegetación de bosque de encino, encino-pino, oyamel, pastizales y matorrales.

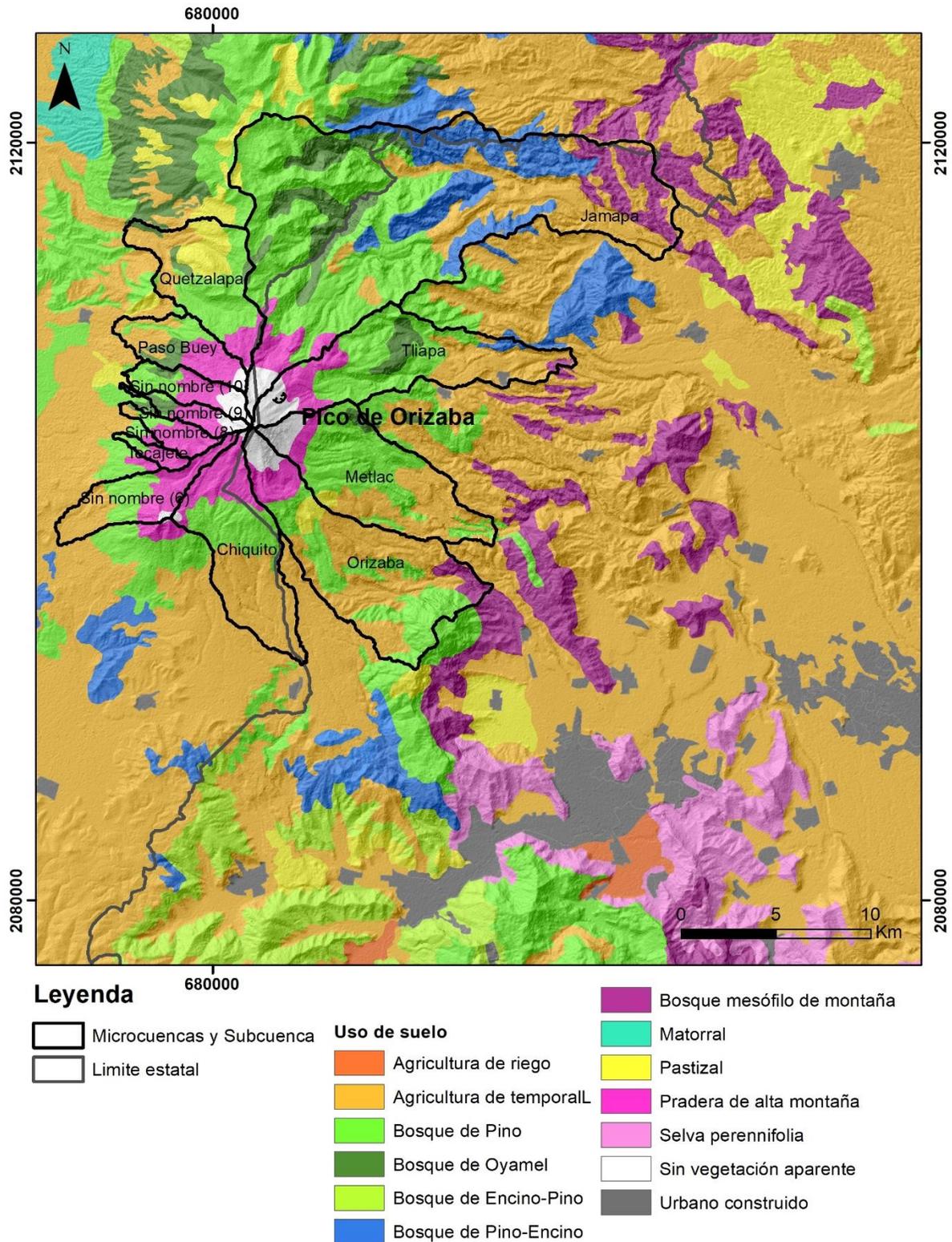


Figura 54. Mapa con la distribución de la vegetación y uso de suelo (Elaborado a partir de datos de CONAFOR, 2013).

6.2.4. Procesos de Remoción en Masa (PRM)

En el Pico de Orizaba se han realizado diversos estudios sobre susceptibilidad a procesos de remoción en masa (PRM) en el flanco SW, entre ellos están los de Legorreta et al., (2013), Legorreta et al., (2014), Legorreta et al., (2016) y Aceves et al., (2016).

Aceves (2016) y colaboradores realizaron un estudio de susceptibilidad a PRM en el flanco sur del volcán, en la subcuenca del río El Estado, en dicho estudio encontraron un total de 107 deslizamientos y flujos de escombros distribuidos a lo largo del cauce. Legorreta et al., (2016) estimó que estos deslizamientos pueden aportar un volumen de 0.028 km³ de sedimentos a la corriente principal del río El Estado. Este volumen es una estimación del material que potencialmente podría ser erosionado en un evento extraordinario.

Durante el trabajo de campo, con imágenes ASTER e imágenes de Google Earth, se observaron diversos procesos asociados al desprendimiento de material, en las paredes de las barrancas, los cuales se encuentran desde la cabecera de las barrancas hasta varios kilómetros aguas abajo, estos procesos varían en cuanto a tamaño desde los pocos metros hasta decenas de metros.

En la figura 55 se muestran imágenes ASTER de los años 2002, 2005, 2006, 2007, 2011 y 2015, en donde se pueden observar algunos de ellos sobre todo en la microcuenca de Tliapa a lo largo de la barranca Seca y la pérdida de vegetación en las laderas y partes bajas del volcán. La pérdida de vegetación favorece la erosión y la formación de más deslizamientos y flujos.

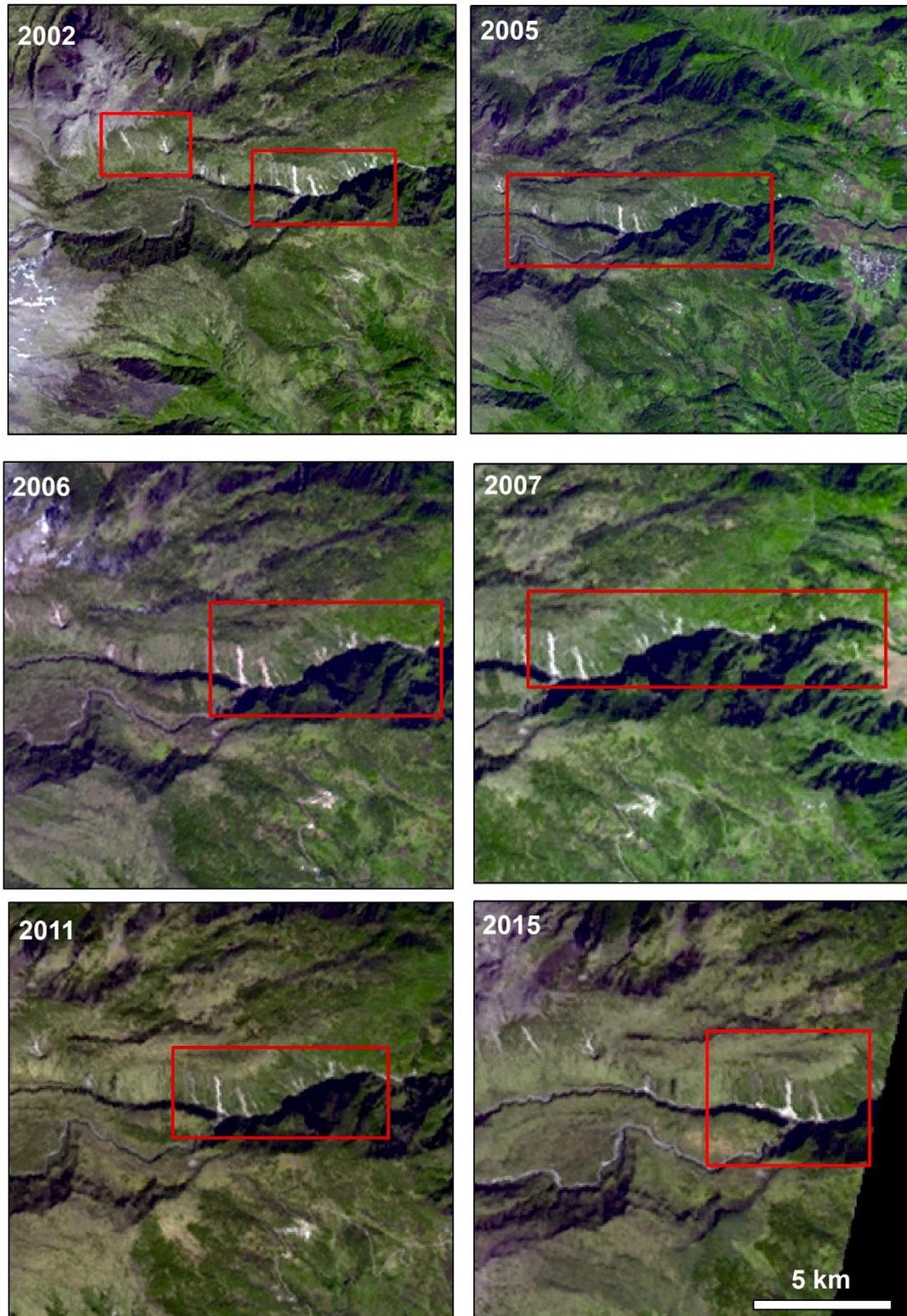


Figura 55. Imágenes ASTER correspondientes a los años 2002, 2005, 2006, 2007, 2011 y 2015 en donde se observan varios PRM a lo largo de la barranca Seca dentro de la microcuenca de Tliapa.

En el mapa de la figura 57 se muestran los PRM cartografiados, el sector Este es el más afectado por estos procesos. La microcuenca del río Chiquito tiene 113 PRM, aunque estos son pequeños, de acuerdo al trabajo de Gómez-Piña (2017) del total de procesos 68 son deslizamientos de escombros que representan el 60 % del total, 20 son flujos de escombros (18%), 16 son deslizamientos de asentamiento profundo (14%), 5 son avalanchas de escombros (4%) y 4 son caídas de roca (4%). La microcuenca del río Tliapa posee un gran número de estos, distribuidos desde los 4000 m hasta varios kilómetros aguas abajo y también es la que tiene los PRM más grandes, en esta cuenca se contabilizaron 31 PRM, algunos de ellos con longitudes de más de 100 m y un ancho de casi 250 m. Seguindo de la microcuenca Metlac con 5 de ellos y la subcuenca de Jamapa con 4. Prácticamente todo el sector Este se ve afectado por PRM, en diferente medida. En cambio, el sector Oeste tiene un número limitado, debido a las condiciones hidrometeorológicas que allí prevalecen, a pendientes de menor inclinación y a que las barrancas son menos profundas. En la microcuenca de Tecajete se observaron cuatro PRM y en la microcuenca 10, uno. Del total de procesos de remoción en masa que se tienen registrados (162) el 70.9% de ellos se encuentran en la microcuenca del río Chiquito y 19.1% en Tliapa (Figura 56).

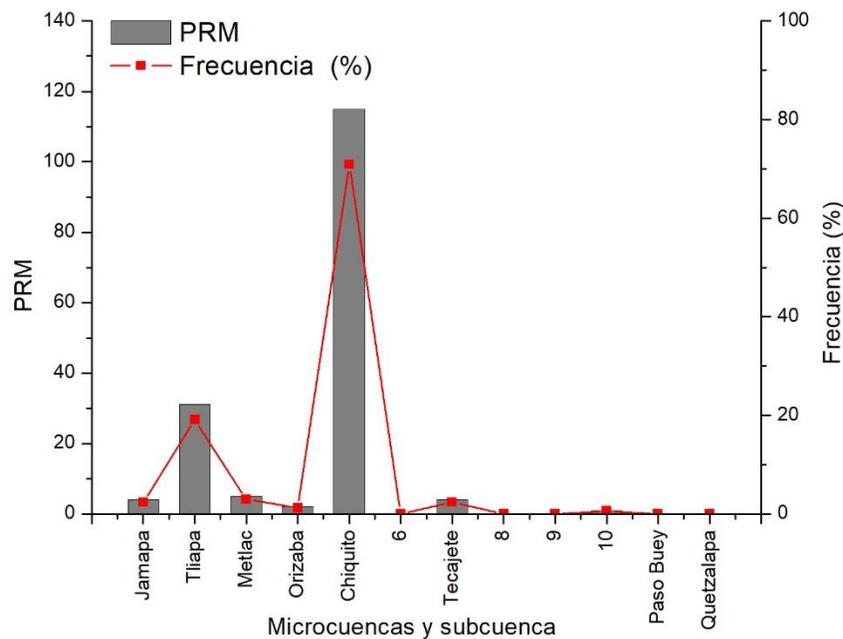
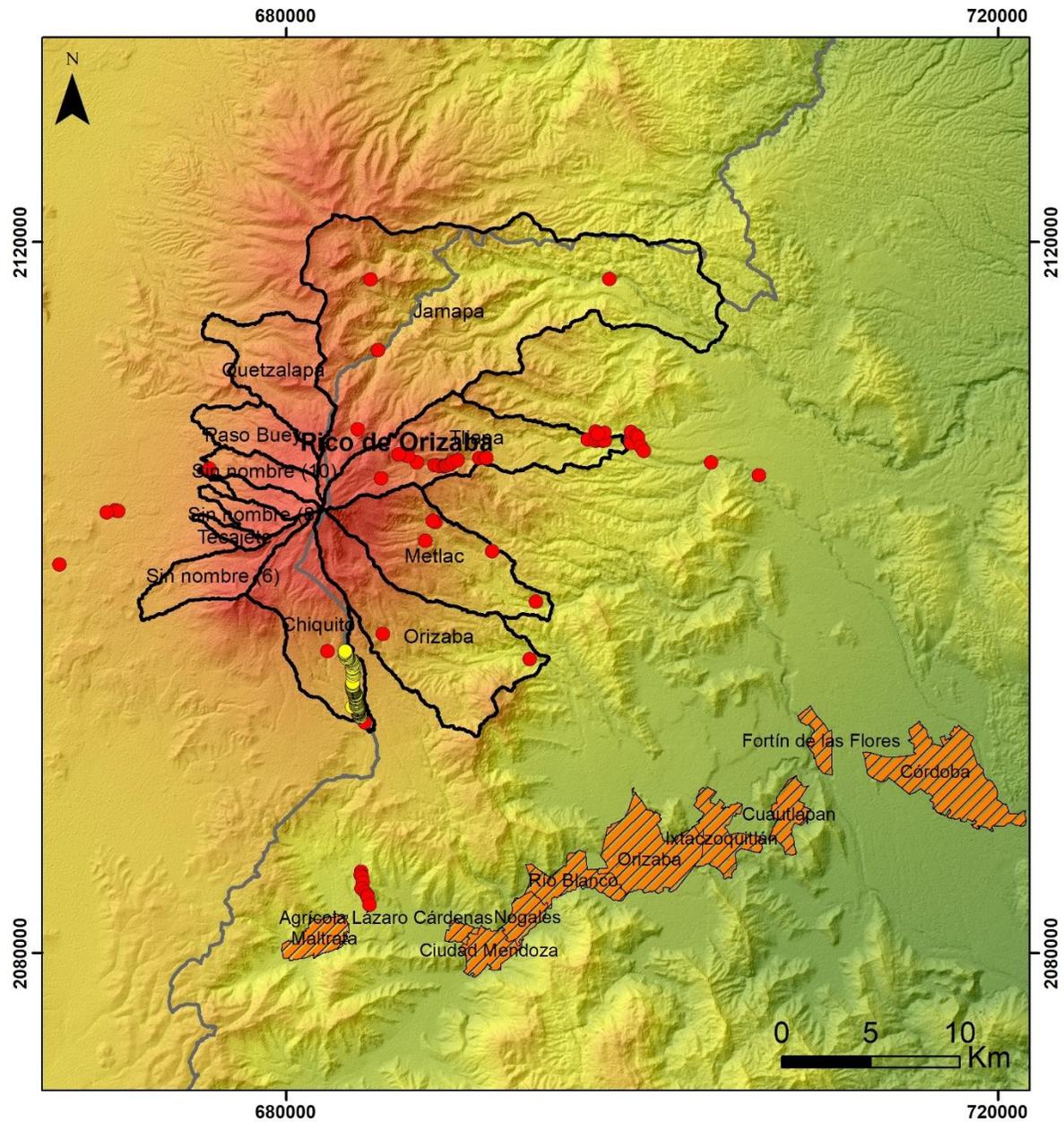


Figura 56. Histograma de frecuencias de los PRM en cada microcuenca y subcuenca.

Los procesos de remoción en masa inventariados son principalmente de tipo caída, debido al colapso gravitacional del material de las paredes de las barrancas, las cuales presentan pendientes muy abruptas alrededor de 90° y en menor medida deslizamientos. De la misma manera, cuando las corrientes fluviales logran socavar la parte basal de las paredes laterales, estas pierden soporte y estabilidad. Las paredes de las barrancas están constituidas por una

secuencia de depósitos piroclásticos, conformadas por capas de espesores variables de depósitos de caída de pómez, corrientes piroclásticas densas y calizas.

También se observó que los depósitos asociados a los PRM no fueron removidos en su totalidad aguas abajo, algunos remanentes quedaron como fuentes potenciales de material en espera de precipitaciones. Es importante mencionar esto, ya que estos procesos son frecuentes en las barrancas y pueden condicionar la formación de lahares en el futuro.



Leyenda

- PRM (Este trabajo)
 - PRM (Gómez Piña, 2017)
 - ▨ Población
 - ▭ Microcuencas y subcuenca
 - ▭ Límite Estatal
- Altura
- High : 5592
 - Low : 30

Figura 57. Mapa con la ubicación de los Procesos de remoción en masa (PRM) delimitados con imágenes ASTER e imágenes Google Earth, las microcuencas del área de estudio y las principales ciudades como Maltrata, Ciudad Mendoza, Nogales y Orizaba.

6.2.5. Lahares a partir de la transformación de una avalancha de escombros a un flujo de escombros

En el Pico de Orizaba se han generado dos avalanchas en el sector noreste de grandes dimensiones (Figura 58) y una avalancha de escombros de pequeña escala ubicada a aproximadamente 20 km al sureste a lo largo del río Metlac (Carrasco-Núñez et al., 2006). La avalancha de Jamapa y la avalancha Tetelzingo que posteriormente se transformó en lahar, ambas relacionadas al colapso de los volcanes ancestrales Torrecillas y Espolón de Oro, sobre los cuáles se ha construido el cono actual (Carrasco-Núñez et al., 1993, Carrasco-Núñez y Gómez-Tuena, 1997). Estos eventos se vieron favorecidos por el escalón tectónico (sector Este) sobre el cual se construyó el volcán ya que genera condiciones de inestabilidad.

La avalancha de Jamapa se originó por el colapso del sector del cono Torrecillas (250 ka) durante el Pleistoceno, recorrió una distancia de 75 km como avalancha y después de transformó en un lahar que terminó en la costa del Golfo de México como flujo hiperconcentrado. Cubrió un área de 350 km² y tiene un volumen aproximado de 20 km³. El depósito es masivo, sin gradación, heterolitológico, con cantos rodados y grava inmersos en una matriz de limo y arcilla. El H/L obtenido es de 0.05 (Capra et al., 2002; Carrasco-Núñez et al., 2006). El depósito de avalancha contiene abundante caolinita, minerales de oxihidróxido férrico y minerales de sílice de alta temperatura tales como cristobalita y tridimita.

El lahar Tetelzingo se originó de una falla en el cono Espolón de Oro entre 27,000 y 13,000 A.P (Carrasco-Núñez et al., 1993) y más recientemente se fechó en 16, 550 ±145 años para la parte inferior y 16,365 ± 110 años para la parte superior (Carrasco-Núñez et al., 2006). El colapso fue también hacia el Este, alcanzó una distancia de 110 km, un volumen de 2.2 km³ y el área que cubrió fue de 175 km² (Carrasco et al., 2006). El H/L calculado es de 0.055. El lahar se emplazó hacia el SE pasando por Coscomatepec con dirección a Córdoba, a lo largo de los ríos Tliapa y Seco. La característica principal del depósito es el alto contenido de arcillas y el alto grado de alteración hidrotermal (Carrasco-Núñez et al., 1993). Las causas de la alteración hidrotermal pueden atribuirse a una desgasificación y ascenso de gases como H₂S, CO₂, H₂O, SO₂ y Cl que se combinaron con agua de lluvia y oxígeno atmosférico para formar ácido sulfúrico, el ácido se infiltró a profundidad para formar minerales arcillosos y minerales sulfurosos (Frank, 1983). El alto contenido de arcilla (16%) lo clasifica como un flujo de escombros cohesivo, el cual alcanzó un espesor de aproximadamente 100 m en la zona proximal, con una morfología de hummocks que se extiende en la zona media (Carrasco-Núñez et al., 1993). Hubbard (2001) estudio la mineralogía de alteración de los yacimientos del cono Espolón de Oro y Tetelzingo y encontró ópalo, cristobalita, hematita, goetita, alunita, jarosita, yeso, anhidrita, caolinita y esmectita. El depósito es masivo, heterolitológico, mal seleccionado, está constituido por bloques de andesita porfídica, andesita basáltica y dacita, embebidos en una matriz de arcilla y limos color amarilla. Los remanentes del depósito se pueden encontrar al SE del volcán. El colapso se atribuye a la

inestabilidad del edificio derivada de la alteración hidrotermal y la erosión glaciár (Carrasco-Núñez et al., 1993).

La avalancha de Metlac es un depósito menor 1 km^3 , dentro del valle de Metlac con un espesor de más de 100 m, pero su distribución se limita a 20 km al sureste del volcán. Es un depósito compacto, heterolitológico soportado por matriz, con clastos de composición andesítica (Carrasco-Núñez et al., 2006).

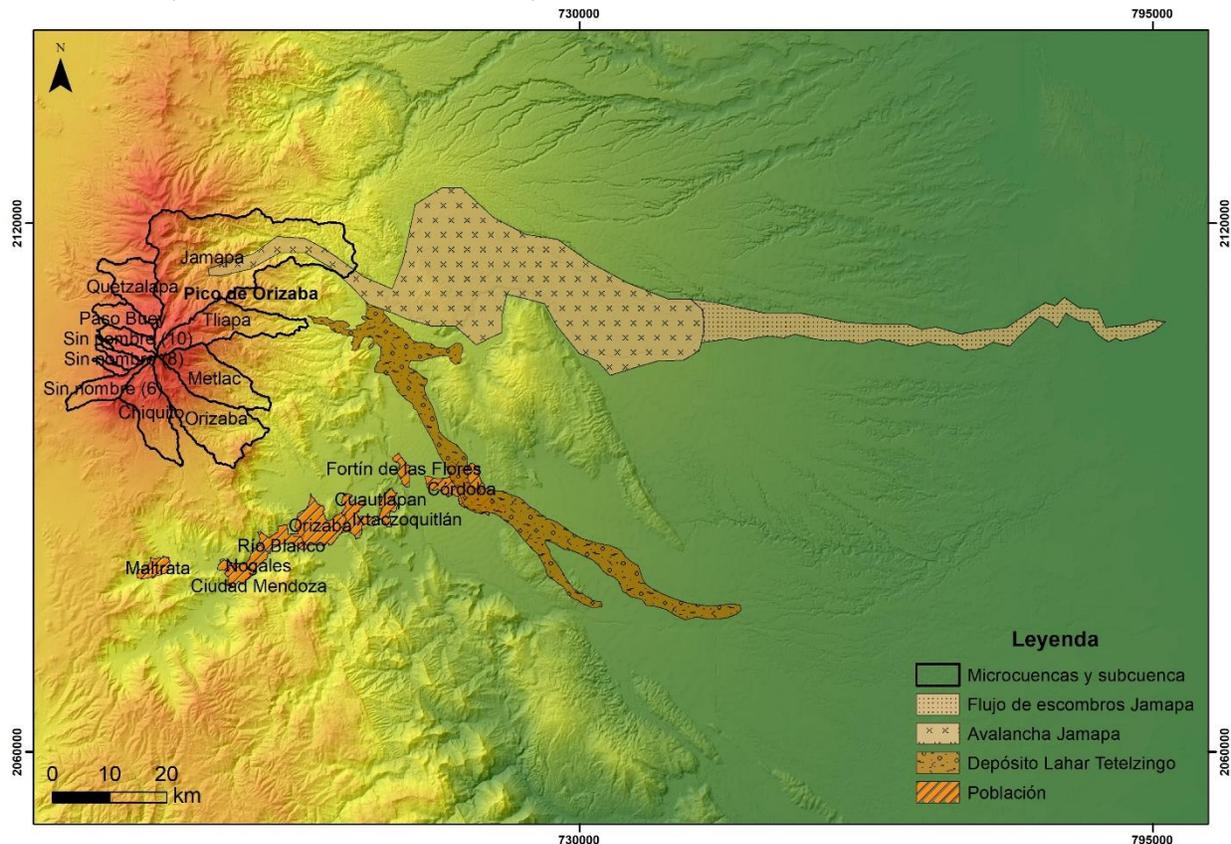


Figura 58. Mapa donde se muestra la avalancha Jamapa y la avalancha Tetelzingo (Modificado de Carrasco-Núñez et al., 1993; Carrasco-Núñez y Gómez-Tuena, 1997).

Zimelman et al. (2003) realizó una evaluación sobre la estabilidad del edificio volcánico a través de estudios geológicos, alteración mineralógica, estudios geotécnicos y modelado. Estos autores encontraron que al tratarse de un cono joven, altamente fracturado y alterado hidrotermalmente es probable que ocurra un colapso. Las fracturas de 5-20 m de ancho son más abundantes, definidas por múltiples fracturas paralelas y subparalelas. La alteración es más penetrante en los sistemas de fracturas que incluyen ácido, sulfatos, procesos de alteración argílica y argílica avanzada y procesos de silicificación. Las rocas pertenecientes a la etapa del cono Torrecillas tienen alteración en las rocas volcánicas con procesos de silicificación y oxidación. Las rocas del edificio Espolón de Oro contienen alteración argílica, zonas silíceas y alteradas por óxidos, pero solo localmente, con una extensión de 200 m. Las rocas alteradas del cono Citlaltépetl ocurren a lo largo de los 675 m superiores del volcán (ancho de la zona con alteración en la cima del volcán), se caracterizan por numerosas

fracturas y por procesos de alteración argílica avanzada (Zimbelman et al., 2003). Los sistemas de fracturas tienen una tendencia N-S y E-W. De acuerdo a estos autores se estimó un potencial volumen que oscila entre 0.04 y 0.5 km³. En ausencia de actividad magmática en el Pico de Orizaba, la actividad a lo largo de fallas orientadas NE-SW es el mecanismo más plausible para la generación de colapsos y la alteración hidrotermal define las zonas de inestabilidad (Concha-Dimas et al., 2003); Concha-Dimas et al., 2005).

6.2.6. Parámetros para el cálculo de la susceptibilidad

En resumen, después del análisis de los factores que pueden condicionar la formación de lahares, se tomaron en cuenta los mapas temáticos de geología, uso de suelo y vegetación, PRM en el análisis de la susceptibilidad y colapso de sector.

Para el mapa temático de geología y uso de suelo estos se trasladaron con el inventario de PRM. De acuerdo al histograma de frecuencias de la figura 59 y los mapas de la figura 60 y 61, las microcuencas con litología de rocas sedimentarias (calizas-lutitas) tendrían valores de susceptibilidad bajo debido a que estas solo afloran en las partes bajas del volcán en donde las pendientes disminuyen además de que en ellas solo se ha generado el 11.11% de los PRM, las microcuencas con litología de rocas ígneas como toba andesítica, andesita-dacita y dacita-andesita valores moderados ya que según las cartas geológicas estas tienen un intenso fracturamiento además de que forman la mayor parte del edificio volcánico presentando las mayores pendientes y en ellas se ha presentado el 28.39% de los procesos y las microcuencas con presencia de depósitos de lahar o pómez valores altos ya que estos son los depósitos más jóvenes, son deleznable y en esta litología se ha registrado el 60.49% de los PRM. Tomado lo anterior como criterio los índices de clase asignados para la susceptibilidad pueden observarse en la tabla 22.

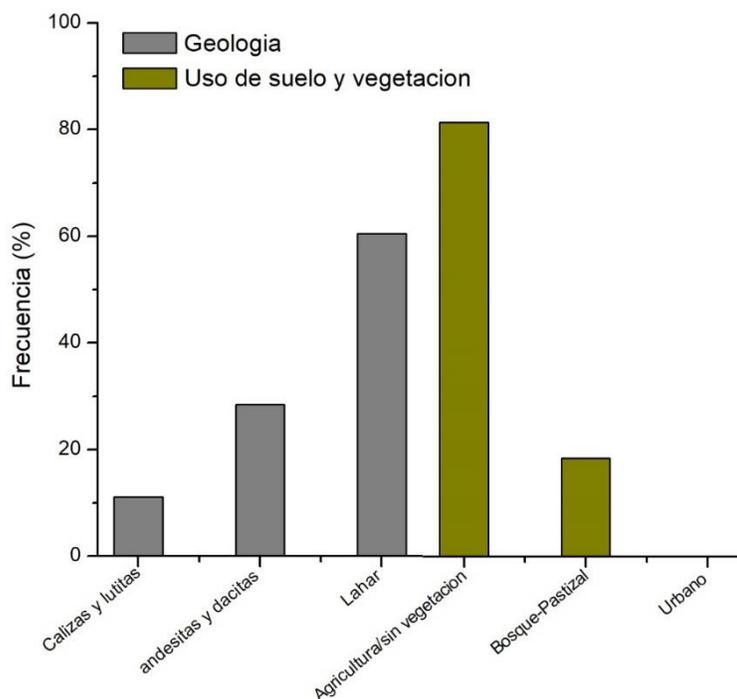


Figura 59. Análisis de frecuencia de los factores (geología y uso de suelo y vegetación) que promueven la ocurrencia de los PRM.

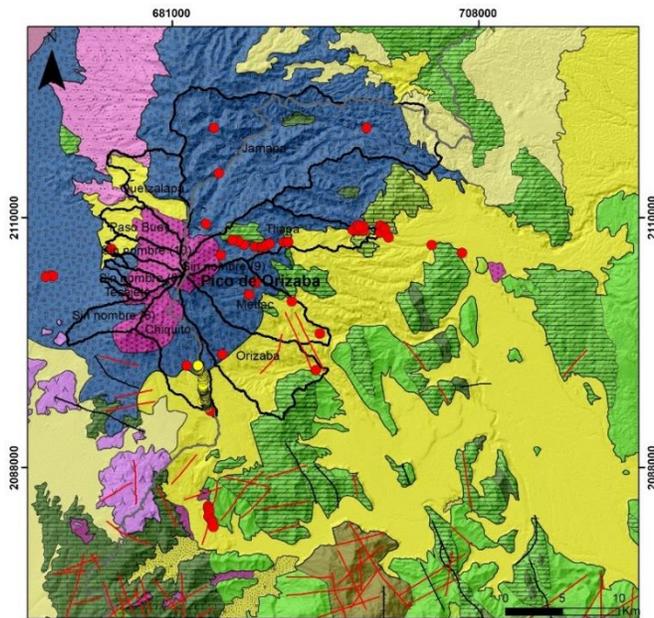


Tabla 22. Índice de clase asignado para la geología.

| Geología (clase) | Índice de clase (I) |
|-------------------|---------------------|
| Calizas-lutitas | 1 |
| Andesitas-dacitas | 2 |
| Lahar-Pómez | 3 |

Figura 60. Mapa de la geología con los PRM.

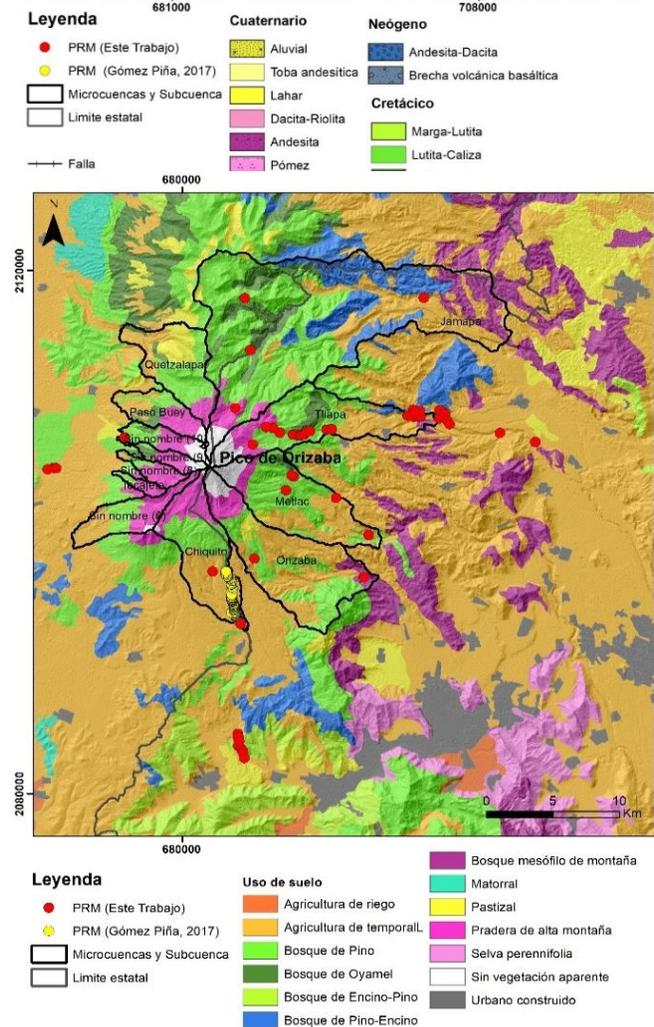


Tabla 23. Índice de clase asignado para el uso de suelo y vegetación.

| Uso de suelo y vegetación (clase) | Índice de clase (I) |
|-----------------------------------|---------------------|
| Urbano construido | 1 |
| Bosque-pastizal | 2 |
| Agricultura-sin vegetación | 3 |

Figura 61. Mapa del uso de suelo y vegetación con los PRM.

Para el mapa temático de uso de suelo y vegetación las microcuencas con vegetación de bosque o pastizal tendrían valores moderados de susceptibilidad sobre este uso de suelo se ha presentado el 18.51% de los procesos, las microcuencas con áreas urbano-construido valores bajos (no presentan PRM) y las microcuencas sin vegetación o actividades de agricultura valores altos de susceptibilidad ya que en ellas se encuentra el 81.48% de los PRM (Figura 61 y tabla 23).

Con base en los procesos de remoción en masa observados en las barrancas, la microcuenca Tliapa y Chiquito presentan los valores más altos de susceptibilidad (poseen el mayor número de PRM > 30), seguido de las microcuencas de Metlac, Orizaba, Tecajete, 10 y la subcuenca de Jamapa con valores de susceptibilidad moderados ($1 < \text{PRM} < 5$), y las microcuencas 6, 8,9, Paso Buey y Quetzalapa tendrían valores bajos (sin PRM) (Tabla 24).

Tabla 24. Índice de clase asignado para los PRM.

| Número de PRM (clase) | Índice de clase (I) |
|-----------------------|------------------------|
| 0 | 1 |
| $1 < \text{PRM} < 5$ | 2 |
| $\text{PRM} > 30$ | 3 |

Por último, en el caso del escenario por colapso de sector (Tabla 25) que es el escenario de mayor magnitud que aquí se plantea, pero el menos probable debido a los periodos de recurrencia de estos eventos en el Pico de Orizaba (233,500 años entre el colapso del cono Torrecillas y el colapso del cono Espolón de oro, avalancha de Jamapa y avalancha Tetelzingo respectivamente), la subcuenca de Jamapa y la microcuenca de Tliapa tendrían valores altos de susceptibilidad (tomando como referencia que los dos grandes colapsos que ha tenido el volcán se dieron en este sector) y la microcuenca de Metlac valores moderados (avalancha Metlac), todas las demás microcuencas tendrían valores bajos.

Tabla 25. Índice de clase asignado para el escenario de colapso de sector.

| Colapso de sector (clase) | Índice de clase (I) |
|--------------------------------|------------------------|
| No hay colapso | 1 |
| Avalancha Metlac | 2 |
| Avalancha Jamapa/Tetelzingo | 3 |

CAPITULO 7. MECANISMOS DISPARADORES

Existen mecanismos disparadores de lahares, entre estos se encuentran las lluvias intensas y puntuales que pueden estar asociadas a eventos meteorológicos extremos de gran escala o locales y eventos sísmicos asociados a la generación de avalanchas o deslizamientos que pueden movilizarse por varios kilómetros. La lluvia es uno de los principales factores que afecta la estabilidad de las laderas, muchos procesos de remoción en masa ocurren durante o después de periodos de lluvia. Y estos procesos se convierten en material potencial para alimentar a lahares posteriores.

7.1. Metodología

Uno de los aspectos considerados para la generación de lahares es la cantidad de precipitación que reciben las cabeceras de las barrancas y el mismo cauce, en este trabajo se propone a la lluvia como el principal mecanismo disparador de lahares secundarios en el Pico de Orizaba debido a la situación actual, es decir sin actividad magmática considerable. Para realizar este trabajo, se obtuvieron datos de las estaciones meteorológicas más cercanas al volcán (16 estaciones), resumidas en la tabla 26. La información utilizada correspondió con las series climáticas de estaciones de la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) y de CLICOM (Clima Computarizado) perteneciente al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) a través de la base de datos ERIC III y de la base de las estaciones climatológicas de todo el país en formato kmz. Los datos que se utilizaron pertenecen a las normales 1951-2010, a los valores extremos, valores mensuales y a la climatología diaria. De esta manera se elaboraron histogramas de frecuencia para conocer la distribución espacio-temporal de la precipitación, la variabilidad mensual y anual de temperatura, precipitación y evaporación. La consulta en diversos registros se debió a que las series de datos se encontraban incompletas, por lo que se intentó incorporar la mayor cantidad de información disponible para el análisis.

En este análisis se tomaron en cuenta los lahares que pueden ser provocados por la lluvia y en el caso de la reactivación del volcán se toman en cuenta el volumen de tefra y de las CPD que podrían ocurrir y suministrar material piroclástico fresco en las laderas y barrancas del edificio volcánico. En el caso de la tefra estas pueden ser removidas por escorrentía superficial. Los depósitos piroclásticos enriquecidos en material fino tienen capacidades de infiltración de 4-40 mm/h, dentro del rango de los eventos de lluvia esperados en la zona.

Este análisis permitió caracterizar de una manera general el régimen climático de la zona de estudio, así como para definir el volumen de agua que pueden presentar las microcuencas ante los escenarios de lluvias extraordinarias (huracanes, tormentas y depresiones tropicales), en temporada de lluvias (mayo octubre) y en temporada seca (noviembre-abril). Y de esta manera poder relacionar un umbral de precipitación a la formación de lahares. De la información obtenida se utilizó el mapa de precipitación máxima anual esperada del área de estudio el cual fue incorporado a la ecuación de susceptibilidad.

Las 16 estaciones climatológicas utilizadas para este análisis se encuentran distribuidas alrededor de la zona de estudio, la estación más cercana se encuentra a 10 km del Pico de Orizaba, mientras que la estación más lejana a 73 km. Ocho de ellas se encuentran en el estado de Veracruz y ocho más en el estado de Puebla (Figura 62 y tabla 26).

Tabla 26. Estaciones climatológicas utilizadas para el análisis de la precipitación.

| Estación | X | Y | Altura | Estado |
|--------------------------|-----------|------------|--------|----------|
| Maltrata | 681774.48 | 2080863.56 | 1719 | Veracruz |
| Fortín de las Flores | 710962.97 | 2091386.77 | 1026 | Veracruz |
| Ixhuatlán del café | 711841.84 | 2107476.26 | 1333 | Veracruz |
| Coscomatepec | 705583.44 | 2109827.95 | 1545 | Veracruz |
| Tetelzingo | 696264.84 | 2107926.55 | 2222 | Veracruz |
| Huatusco | 715908.69 | 2118467.13 | 1233 | Veracruz |
| Cuitláhuac | 740263.05 | 2081461 | 369 | Veracruz |
| El Carrizal | 745994.11 | 2142777.85 | 427 | Veracruz |
| San Isidro Canoas Altas | 673232.79 | 2100003.02 | 3046 | Puebla |
| Ciudad Serdán | 663968.43 | 2099743.61 | 2573 | Puebla |
| Tlachichuca | 666034.36 | 2117080.55 | 2645 | Puebla |
| San Diego Texmelucan | 663125.79 | 2103647.62 | 2583 | Puebla |
| Chilchotla | 691079.29 | 2129885.28 | 2215 | Puebla |
| San Luis Atexcac | 662219.27 | 2140044 | 2481 | Puebla |
| Chapulco | 667537.42 | 2059243.59 | 2002 | Puebla |
| Santa Catarina Los Reyes | 664915.92 | 2088395.8 | 2432 | Puebla |

Para el cálculo del periodo de retorno se utilizó el método de Weibull (Aparicio, 1992) con la serie de datos de la climatología diaria, de 8 de las 16 estaciones, ya que no todas las estaciones contaban con los datos necesarios, estas estaciones son Chilchotla y Ciudad Serdán en Puebla; Fortín de las Flores, Ixhuatlán del Café, Huatusco, Coscomatepec, Cuitláhuac y El Carrizal en Veracruz (solo en estas estaciones se registraron precipitaciones ≥ 100 mm). Se calculó el periodo de retorno para precipitaciones con este umbral ya que se tienen dos registros de flujos generados en la ladera Norte y en el flanco Sureste del Pico de Orizaba con precipitaciones de 100 mm/día.

El periodo de retorno o periodo de recurrencia (T) es el intervalo expresado en años en el que un valor extremo alcanza o supera un valor “x” al menos una vez. Puede ser calculado para cualquier evento extremo como lluvias, temperaturas extremas, huracanes, etc.

Uno de los métodos para calcular el periodo de retorno es el de Weibull:

$$T = \frac{n + 1}{m}$$

Se define el periodo de retorno (T) como el valor inverso de la probabilidad de excedencia (P) de un determinado evento:

$$P = \frac{1}{T}$$

En dónde n es el número total de datos de una serie, m representa el número de orden de la serie, en orden creciente, T el periodo de retorno y P la probabilidad de excedencia de que la precipitación sea igualada o supera.

Para el estudio de los patrones y tendencias de las lluvias máximas en el Pico de Orizaba y alrededores se tomaron en cuenta las lluvias máximas (≥ 100 mm) considerando 7 estaciones meteorológicas (Chilchotla, Chapulco, Fortín de las Flores, Ixhuatlán del Café, Coscomatepec, Cuitláhuac y El Carrizal). Para conocer la tendencia de las precipitaciones máximas esperadas para un periodo de retorno de 2,5,10, 25,30,50,75 y 100 años, se aplicó el método de Gumbel (1941); para lo cual el valor extremo X se obtiene mediante la siguiente ecuación:

$$X = \bar{X} + KS$$

Donde X corresponde a la precipitación máxima esperada, \bar{X} es la media, K es un factor de frecuencia que depende del periodo de retorno y S es la desviación estándar de la muestra. El valor de K se calcula mediante la siguiente ecuación:

$$K = \frac{Y_t - Y_n}{S_n}$$

Donde Y_t es una variable reducida que está en función del periodo de retorno, Y_n es la media de la variable reducida y S_n es la desviación estándar de la variable reducida, ambas variables se obtienen de tablas (Anexo 2) con valores preestablecidos. El valor de la variable Y_t también se puede calcular mediante la siguiente ecuación:

$$Y_t = -\ln \cdot \ln\left(\frac{T}{T-1}\right)$$

Donde T corresponde al periodo de retorno.

A continuación, se presenta un ejemplo de los cálculos anteriores para la estación Coscomatepec, la estación se encuentra en el estado de Veracruz a una altura de 1545 m, se tomaron en cuenta las precipitaciones iguales o mayores a 100 mm/día, la estación registro en 14 ocasiones precipitaciones con este umbral. Se ordena la serie de mayor a menor (Tabla 27), donde el evento de mayor magnitud tiene un valor de $m=1$ con un total de datos (n) de 14, el periodo de retorno (T) sería:

$$T = \frac{14 + 1}{1} = 15$$

Y la probabilidad de excedencia (P):

$$P = \frac{1}{15} = 0.06$$

Tabla 27. Ejemplo de cómo se calculó el periodo de retorno (T) y la probabilidad de excedencia (P) para la estación Coscomatepec.

| Años | Precipitación ordenada | m | T (años) | P |
|------|------------------------|----|----------|------|
| 1977 | 200 | 1 | 15 | 0.06 |
| 1977 | 190 | 2 | 7.5 | 0.13 |
| 1957 | 179 | 3 | 5 | 0.2 |
| 1961 | 159 | 4 | 3.75 | 0.27 |
| 1974 | 130 | 5 | 3 | 0.33 |
| 1981 | 126 | 6 | 2.5 | 0.4 |
| 1983 | 124.5 | 7 | 2.14 | 0.47 |
| 1976 | 121 | 8 | 1.87 | 0.53 |
| 1974 | 120 | 9 | 1.66 | 0.60 |
| 1952 | 112 | 10 | 1.5 | 0.67 |
| 1993 | 111 | 11 | 1.36 | 0.73 |
| 1976 | 110 | 12 | 1.25 | 0.8 |
| 1949 | 109.5 | 13 | 1.15 | 0.86 |
| 1952 | 103 | 14 | 1.07 | 0.93 |

Para conocer la precipitación para un periodo de retorno de 2,5,10, 25,30,50,75 y 100 años, se aplicó el método de Gumbel (1941);

$$X = \bar{X} + KS$$

De la tabla anterior se calcula la media (\bar{X}) para este ejemplo 135.3 mm, la desviación estándar (S) 32.5 y K se calcula de la siguiente manera:

$$K = \frac{Y_t - Y_n}{S_n}$$

Donde las variables Y_t , Y_n , S_n se obtuvieron de las tablas del anexo 2, como ejemplo se calcula la precipitación máxima esperada para un periodo de retorno de 2 años:

$$K = \frac{0.36651 - 0.51004}{1.00948} = -0.1421821136$$

Y solo se sustituyen los valores en la ecuación original:

$$X = 135.3 + (-0.1421821136)(32.5) = 130.6$$

Entonces la precipitación máxima esperada para un periodo de retorno de 2 años es de 130.6 mm, esto se realizó para las 7 estaciones.

Para el cálculo de la precipitación media del area de estudio se utilizó el método de isoyetas, interpolando los datos de la precipitación máxima anual para cada una de las 16 estaciones, con el método kriging y con el software ArcGis 10.4.

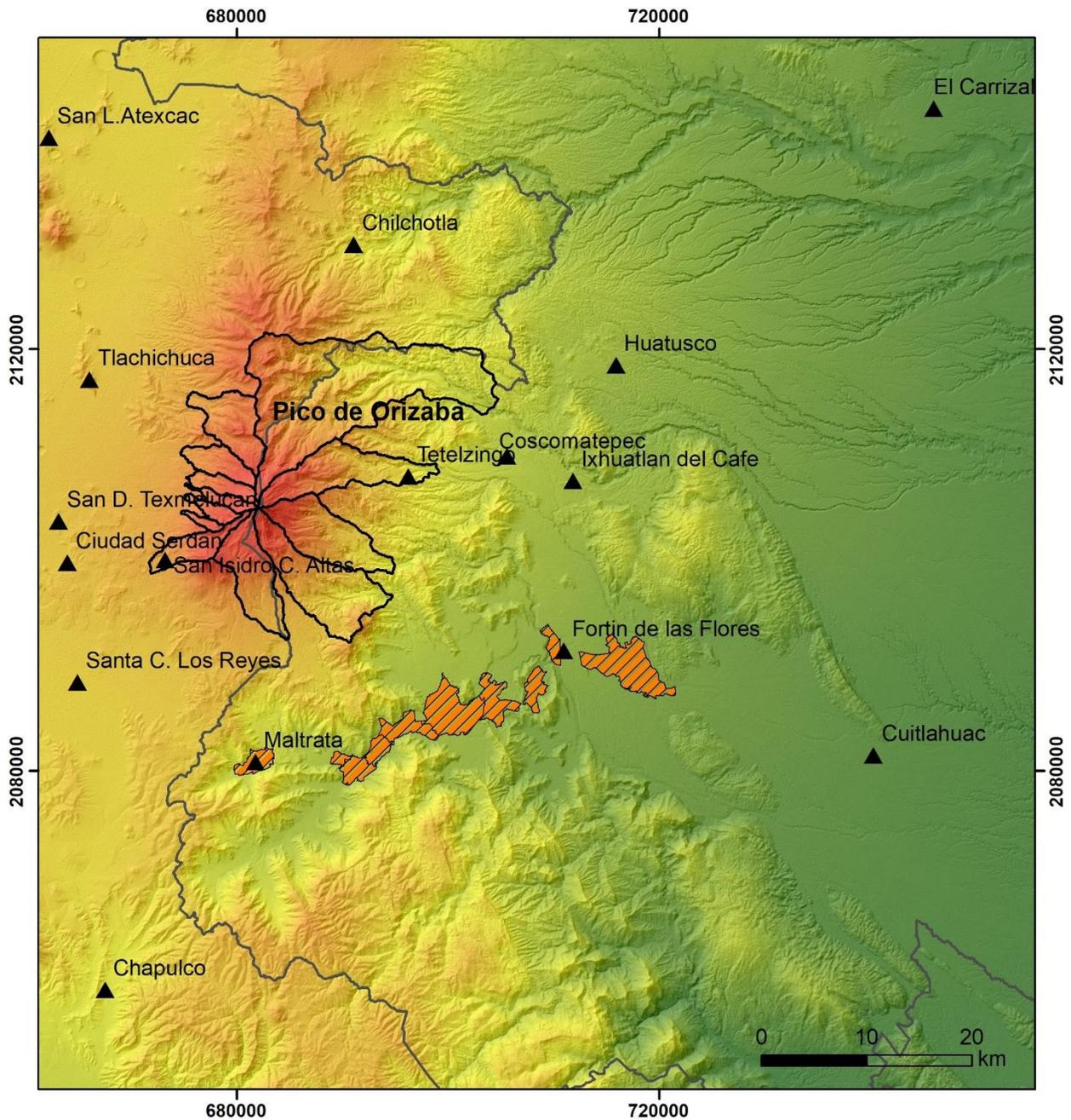
Para el apartado de sismos se buscó información bibliográfica en cuanto a sismos históricos que han ocurrido en el estado de Veracruz y que han ocasionado daños a las principales ciudades. También se hizo un análisis de la base de datos del Servicio Sismológico Nacional (SSN, 2019) en el periodo de 1900-2019 para ver la ocurrencia de sismos de magnitud mayor a 4.

7.2. Resultados

7.2.1. Análisis de la precipitación

La ocurrencia de lluvias extremas impacta en la formación de fenómenos geológicos y riesgos hidrometeorológicos principalmente en regiones de alta montaña, como es el caso del Pico de Orizaba que ha presentado varios deslizamientos formados después de registrarse intensas precipitaciones.

Dentro de un contexto climático general del Pico de Orizaba, con el análisis de las 16 estaciones climatológicas considerando lluvias relacionadas a eventos regionales y no a lluvias orográficas, se encontró, que las estaciones localizadas en el estado de Veracruz (sector Este del volcán) reciben la mayor precipitación anual, la estación Cuitláhuac localizada al SE recibe precipitaciones anuales de 2658 mm, seguida de la estación Coscomatepec con 2148.4 mm, mientras que la mayor precipitación registrada en las estaciones de Puebla (sector Oeste del volcán) es de 1566.8 mm en la estación Chilchotla, seguida de la estación San Isidro Canoas Altas con 773.1 mm (Figura 63).



Leyenda

- | | | |
|---|---------------------------|-------------|
| ▲ | Estaciones climatológicas | Altura |
| ▨ | Población | High : 5592 |
| ▭ | Microcuencas y subcuenca | Low : 30 |
| ▭ | Límite estatal | |

Figura 62. Mapa de la ubicación de las 16 estaciones climatológicas utilizadas para este estudio.

Al promediar la precipitación anual que reciben las estaciones en Veracruz, se encontró que ésta es de 1763.3 mm y el promedio en Puebla es de 709.7 mm. Es decir, Puebla recibe aproximadamente 40% de las precipitaciones registradas en Veracruz.

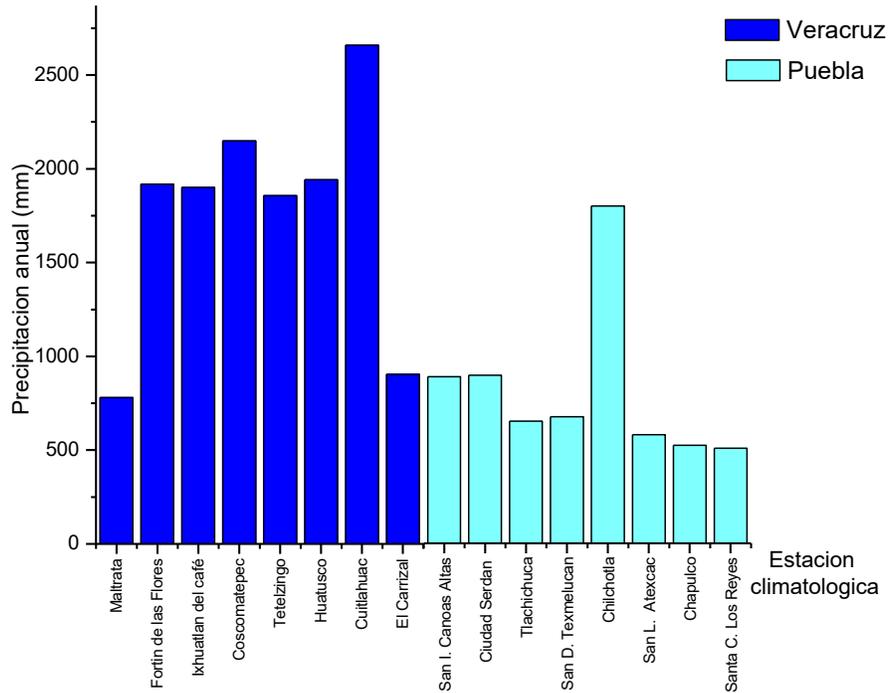


Figura 63. Histogramas de la precipitación anual que recibe cada estación.

Al encontrarse un cambio drástico en cuanto a las condiciones climáticas en ambos sectores del volcán, se decidió analizar los datos por separado para caracterizar cada zona (sector Este-Veracruz y sector Oeste-Puebla).

De esta manera, las temperaturas más altas registradas en el sector Este (Veracruz) se registran desde el mes de marzo y hasta junio alcanzando los 32°C, mientras que la temperatura más baja se registra en enero. Para el sector Oeste (Puebla) la temperatura más alta se registró en el mes de abril alcanzando los 29°C (Figura 64).

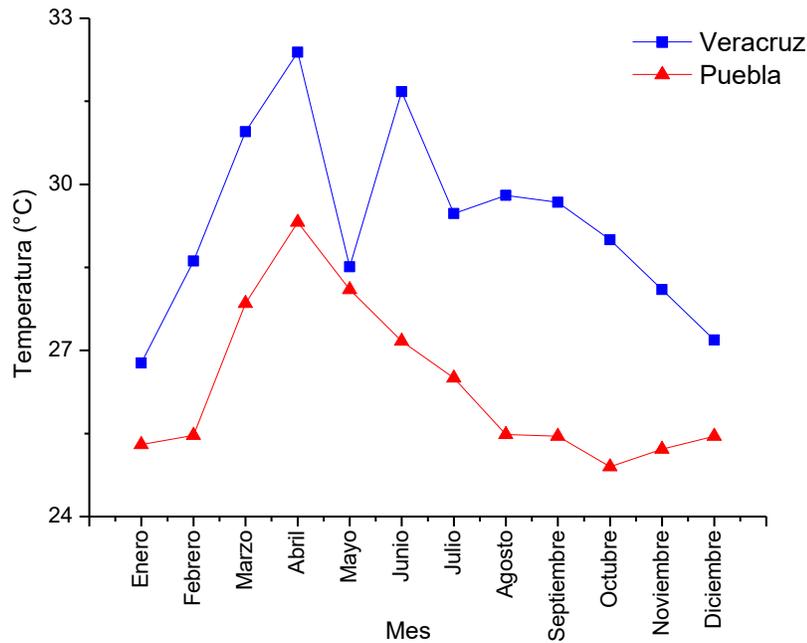


Figura 64. Distribución promedio de la temperatura máxima, para Veracruz y Puebla.

Los datos de las medias y extremas mensuales obtenidos de las estaciones indican que los meses más lluviosos (sector Este) son de mayo a octubre, junio el mes más lluvioso presentó precipitaciones de 593.7 mm, seguido de septiembre y julio con 589.5 y 570 mm respectivamente, en promedio durante la temporada de lluvia se presentan precipitaciones de 492.1 mm mensuales. La temporada seca va de noviembre-abril con febrero y marzo como los meses más secos, registrando 132.4 y 128.8 mm, en promedio se registran 179.1 mm (Figura 65), es importante mencionar que las precipitaciones registradas en el estado de Veracruz están relacionadas a la temporada de huracanes en el Océano Atlántico que comienza en junio y finaliza en noviembre.

En el sector Oeste las mayores precipitaciones se registran de mayo a octubre, la precipitación mayor se registra nuevamente en junio con 325.3 mm, seguido del mes de agosto con 319.9 mm, el promedio de la precipitación en la temporada de lluvias en este sector, es de 179.1 mm. Los meses más secos son diciembre con 54.1 mm y marzo con 76.8 mm, con un promedio de 95.6 mm para la temporada seca (Figura 65).

En la gráfica de la figura 65, se pueden ver los niveles de evaporación para el sector Este, el mes de mayo registra la mayor evaporación con 135.3 mm y la menor registrada en diciembre. Para el sector Oeste los mayores niveles de evaporación se registran en marzo con 151.5 mm y los menores corresponden a diciembre. Es evidente que los meses con la temperatura mínima coinciden con el periodo de lluvias. Y las mayores temperaturas coinciden con los valores más altos registrados para la evaporación.

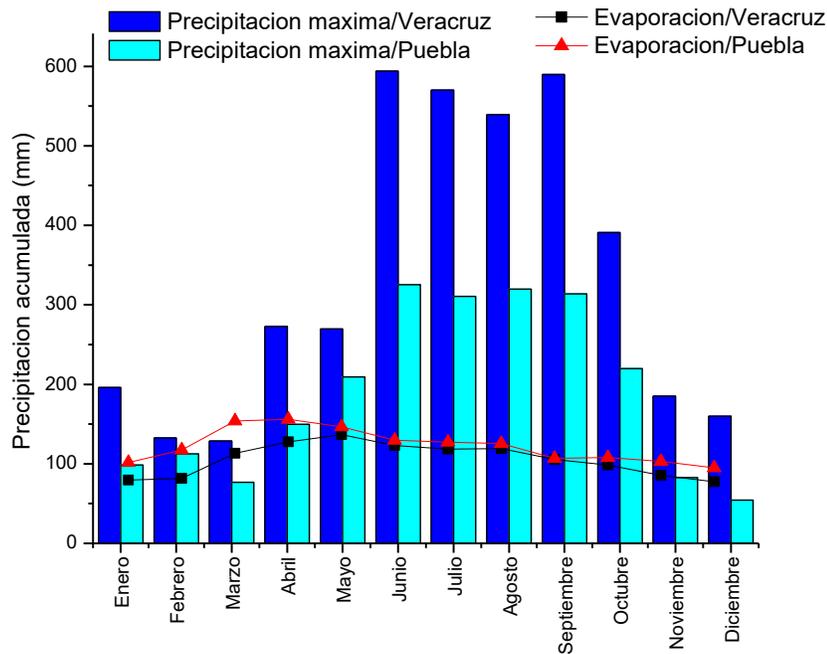


Figura 65. Histogramas de la precipitación acumulada vs mes y evaporación.

7.2.2. Análisis de la precipitación diaria

El análisis de la precipitación diaria registrada en las estaciones, tomando como referencia las precipitaciones que han generado flujos en el Pico de Orizaba, es decir 150 y 99.5 mm/día y tomando este último como umbral para la generación de eventos similares, arrojaron que desde 1927 hasta 2014 se han generado o al menos se ha rebasado este umbral en 227 ocasiones (no se tiene la certeza de que se hayan producido eventos a excepción del evento de 2003 y el de 2012). De los 227 eventos, 202 se registraron en el sector Este y sólo 25 en el flanco Oeste, es decir 88% de los procesos se generan en las barrancas del flanco Este.

En la gráfica de la figura 66, se observa que el año 1927 es el que registra el mayor número de eventos seguido de la década de los 70's y a partir del 2000 se han registrado 28 ocasiones en que se ha rebasado este umbral, el año 2010 el que registra más eventos.

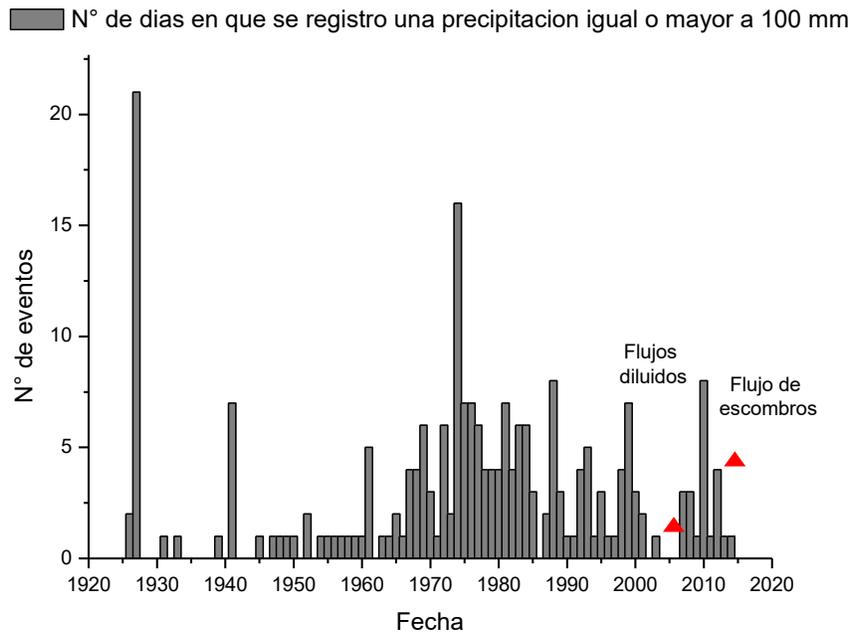


Figura 66. Precipitación histórica para el periodo 1927-2014. Lahares (▲) reportados por Rodríguez et al., (2006), Morales Martínez et al., (2016) y Monfil (2018).

También se analizaron los eventos ocurridos en 2003 y 2012 en la estación Ixhuatlán del Café, ya que las estaciones más cercanas al Pico de Orizaba como Paso Carretas, Loma Grande, Chilapa o Coscomatepec no tenían datos para estos años. Para los flujos diluidos generados en junio de 2003, en el flanco sur-sureste del volcán, se encontró que la intensidad de la precipitación para el 5 de junio fue de 15 mm/día mientras que la precipitación acumulada (1-5 de junio) antes del evento fue de 152 mm (Figura 67). La precipitación acumulada total para el mes de junio fue de 407 mm, mientras que la precipitación media para el mes de junio es de 340 mm, es decir en el 2003 junio recibió casi una quinta parte de la precipitación anual que registra la estación.

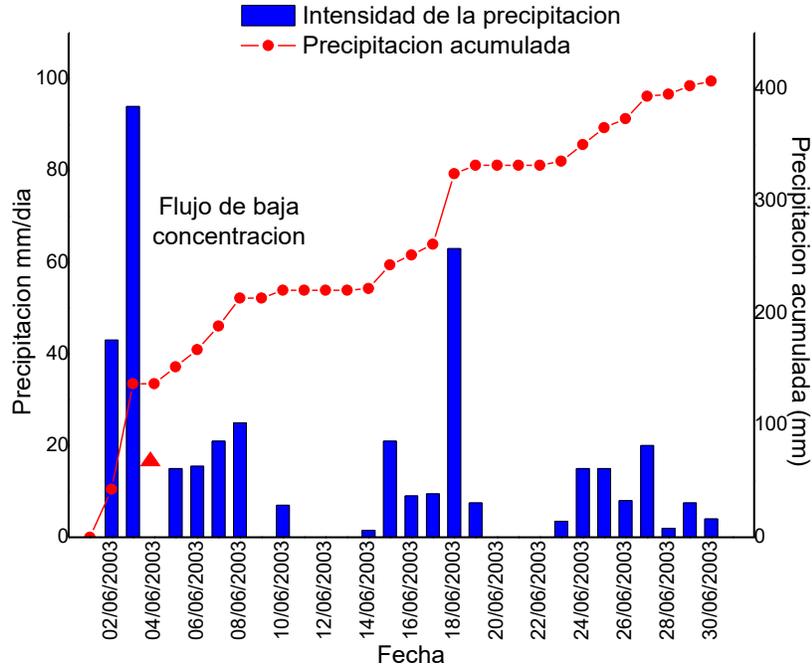


Figura 67. Histograma de la intensidad de la precipitación y la precipitación acumulada para el evento de 2003 (▲).

Para el flujo de escombros que se generó en agosto de 2012 en la parte alta de la barranca de Jamapa al NE del volcán, debido a la entrada del huracán Ernesto, se registró una precipitación de 132 mm/día y una precipitación acumulada de 169 mm para antes del evento (1-9 de agosto). La precipitación acumulada para el mes de agosto fue de 443 mm mientras que la precipitación media para ese mes es de 274 mm (Figura 68). Debido a la entrada del huracán Ernesto se registró casi una tercera parte más de precipitación en esta zona.

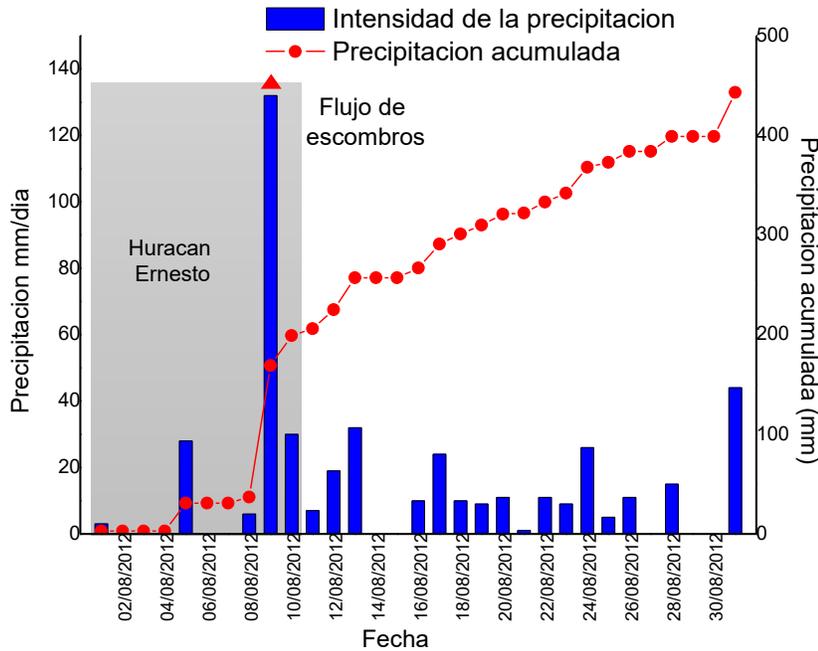


Figura 68. Histograma de la intensidad de la precipitación y la precipitación acumulada para el flujo de escombros de 2012 (▲).

7.2.3. Precipitaciones durante los huracanes

El análisis de la precipitación en las estaciones climatológicas para estos eventos fue posible para el caso del huracán Ernesto en el 2012, los eventos de 2013 y el huracán Earl de 2016 (Tabla 28). Para eventos más recientes no fue posible el análisis, ya que las estaciones no cuentan con datos de los últimos años.

Tabla 28. Precipitación registrada para el huracán Ernesto, huracán Ingrid, huracán Earl y las tormentas tropicales Barry y Fernand.

| Evento | Estado | Precipitación (mm) |
|---------------------------|----------|--------------------------|
| Huracán Ernesto | Veracruz | 443 (Ixhuatlán del Café) |
| Agosto/2012 | | 558.2 (Huatusco) |
| | | 360.5 (El Carrizal) |
| Tormenta tropical Barry | Veracruz | 352 (Huatusco) |
| Junio-2013 | | |
| Tormenta tropical Fernand | Veracruz | 431.5 (Huatusco) |
| Agosto-2013 | | |
| Huracán Ingrid | Veracruz | 523.8 (Huatusco) |
| Septiembre-2013 | | |
| Huracán Earl | Veracruz | 483.5 (Cuitláhuac) |
| Agosto-2016 | | |

Para el huracán Ernesto, se analizaron datos de las estaciones Ixhuatlán del Café, Huatusco y El Carrizal (Figura 69) y se compararon con los datos de las precipitaciones medias mensuales, estos arrojaron que el promedio de las tres estaciones para el mes de agosto es de 238.4 mm mientras que, en el año 2012, estas fueron de 558.2 mm, 443 mm y 360.5 mm para Huatusco, Ixhuatlán del Café y El Carrizal respectivamente. Es decir, en promedio durante el huracán se presentaron precipitaciones del doble de las esperadas y se registró una cuarta parte de la precipitación anual, en sólo un mes. Para el evento en sí (1-10 de agosto) se registraron 199 mm en la estación Ixhuatlán del Café, 217.6 mm en Huatusco y 215.1 mm en el Carrizal.

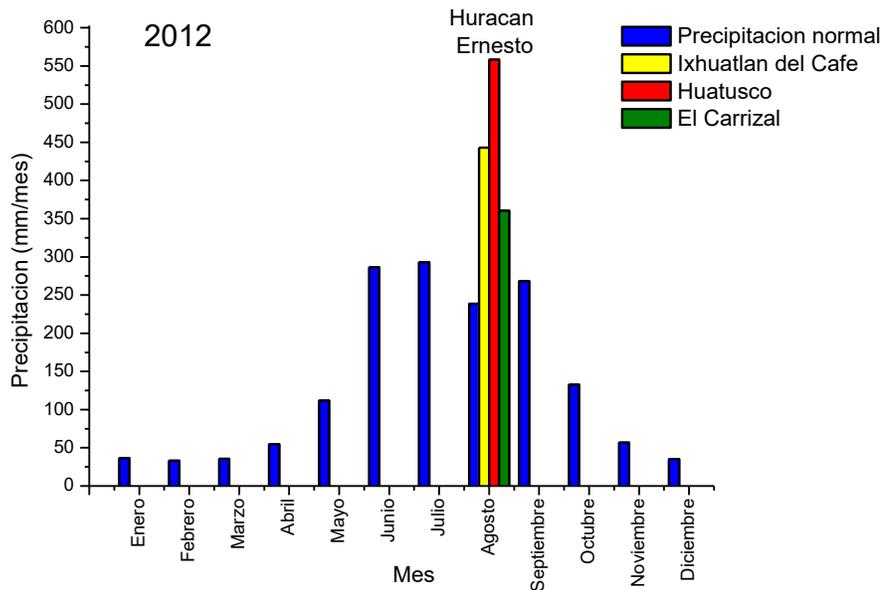


Figura 69. Histograma de la intensidad de la precipitación registrada en las estaciones Ixhuatlán del Café, Huatusco y El Carrizal para el Huracán Ernesto.

Para el año 2013 se analizaron las precipitaciones registradas para todo el mes para la tormenta tropical Barry (junio) la tormenta tropical Fernand (agosto) y el huracán Ingrid (septiembre), en la estación Huatusco. En la gráfica de la figura 70 se observa que la mayor precipitación se registró durante el huracán Ingrid con 523.8 mm/mes, seguido de la tormenta tropical Fernand con 431.5 mm/mes y durante la tormenta tropical Barry se registraron 352 mm/mes. En todos los casos, estos eventos hidrometeorológicos rebasaron los umbrales de precipitación media esperada para estos meses, durante el huracán Ingrid se registró un 40 % más de precipitación de la media y durante Fernand 30%. Durante estos tres eventos la precipitación acumulada fue de 1267.8 mm y la precipitación anual fue de 2371.3 mm, es decir en tres meses se presentó el 53% de la precipitación total de un año.

La precipitación registrada en el periodo del evento para la tormenta tropical Barry (17-20 junio) fue de 106.5 mm, para Fernand (25-26 agosto) fue de 56.5 mm y para el huracán Ingrid (12-17 septiembre) 50.2 mm.

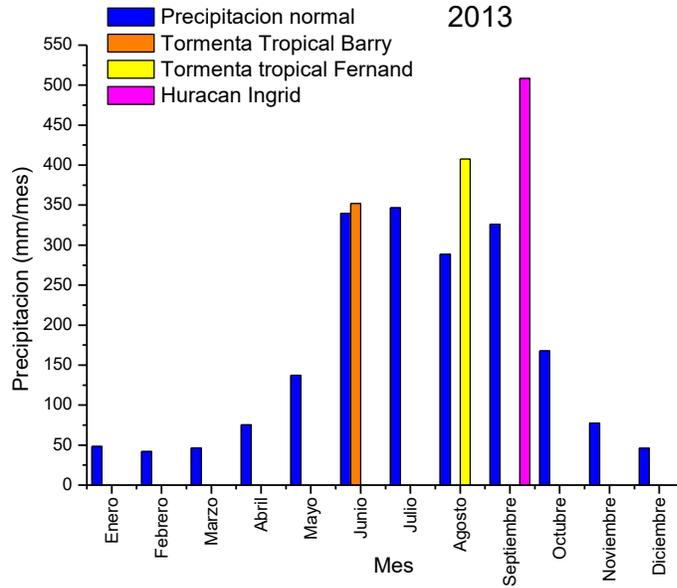


Figura 70. Histograma de la intensidad de la precipitación registrada en la estación Huatusco para los eventos hidrometeorológicos que se presentaron durante el 2013.

El huracán Earl se presentó en agosto de 2016 (Figura 71), los datos de la estación Huatusco arrojaron precipitaciones de 483.5 mm, mientras que la precipitación media es de 288.4 mm para el mes de agosto, durante Earl se registró un 40 % más de precipitación. Sólo para el evento (2-6 agosto) se registraron 220 mm.

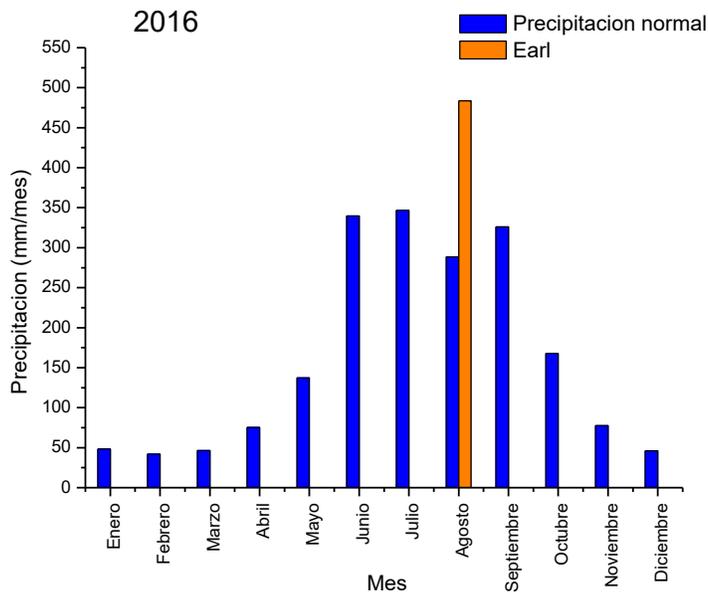


Figura 71. Histograma de la intensidad de la precipitación registrada en la estación Huatusco para el Huracán Earl.

7.2.4. Precipitación dentro de las microcuencas

Este análisis permitió definir el volumen de agua que pueden presentar las 12 microcuencas ante los escenarios de lluvias extraordinarias (huracanes, tormentas y depresiones tropicales), en temporada de lluvias (mayo-octubre) y en temporada seca (noviembre-abril), tomando en cuenta los valores promedio obtenidos en los apartados anteriores. Para el caso de los huracanes se tomó en cuenta el promedio de la precipitación acumulada para el periodo junio-noviembre (temporada de huracanes en el Atlántico). En la tabla 29, se resumen los datos de este análisis, la subcuenca de Jamapa por tener mayor área de captación es la que recibiría un mayor volumen de agua.

Tabla 29. Volumen de agua en m³, que captaría cada subcuenca y microcuenca, tomando en cuenta valores de precipitación para la temporada de huracanes, temporada de lluvias y temporada seca, en ambos sectores del volcán.

| Microcuenca | Barrancas | Área (km ²) | Volumen de agua (m ³) | | |
|-------------------|-----------------------|----------------------------|-----------------------------------|---------------------|---------------------|
| | | | Temporada de lluvias | Temporada seca | Huracanes |
| Rio Jamapa* | Jamapa, Del Caballito | 180.7 | 8.8x10 ⁷ | 3.2x10 ⁷ | 3.4x10 ⁸ |
| Rio Tliapa* | Seca, Ojo Salado | 47.2 | 2.3x10 ⁷ | 8.4x10 ⁶ | 8.8x10 ⁷ |
| Rio Metlac* | El Minero, El Paso | 45.5 | 2.2x10 ⁷ | 8.1x10 ⁶ | 8.5x10 ⁷ |
| Rio Orizaba* | El Golfo, San Miguel | 60.0 | 6.0x10 ⁷ | 1.0x10 ⁷ | 1.1x10 ⁸ |
| Rio Chiquito* | Del Muerto | 37.8 | 1.8x10 ⁷ | 6.7x10 ⁶ | 7.1x10 ⁷ |
| Sin nombre (6)** | Los Gatos, Loma Banco | 17.4 | 4.9x10 ⁶ | 1.6x10 ⁶ | 1.0x10 ⁷ |
| Tecajete ** | Tecajete | 2.93 | 8.2x10 ⁵ | 2.8x10 ⁵ | 1.7x10 ⁶ |
| Sin nombre (8)** | El Carnero | 6.0 | 1.6x10 ⁶ | 5.7x10 ⁵ | 3.5x10 ⁶ |
| Sin nombre (9)** | - | 5.8 | 1.6x10 ⁶ | 5.5x10 ⁵ | 3.4x10 ⁶ |
| Sin nombre (10)** | - | 9.7 | 2.7x10 ⁶ | 9.2x10 ⁵ | 5.8x10 ⁶ |
| Rio Paso Buey** | Alpinahua | 15.0 | 4.2x10 ⁶ | 1.4x10 ⁶ | 8.9x10 ⁶ |
| Rio Quetzalapa** | Atzalá | 30.1 | 8.5x10 ⁶ | 2.8x10 ⁶ | 1.8x10 ⁷ |

*Veracruz se utilizó una precipitación de 492.1 mm para la temporada de lluvias, 179.1 mm para la temporada seca y para la temporada de huracanes 1885.2 mm (junio-noviembre) **Puebla, para la temporada de lluvia se utilizó 283.1 mm, para la temporada seca 95.6 mm y para la temporada de huracanes 599.2 mm.

7.2.5. Distribución espacial de la precipitación

En el mapa de la figura 72 se muestra la distribución de la precipitación (máximas anuales) para el Pico de Orizaba y alrededores. Los intervalos oscilan de un mínimo de 442 en la zona de Santa C. Los Reyes, a un máximo de 2657 mm en la zona de Cuitláhuac. La distribución de las lluvias es influenciada de forma importante por dos elementos, la colindancia con el Golfo de México y la presencia orográfica del Pico de Orizaba. En el sector SW y parte del NW se tienen los valores más bajos que oscilan de 442 a 1111 mm, debido a que en este sector se ubica en el sotavento del Pico de Orizaba. En la región Este (Veracruz) los intervalos oscilan de 1111 a 2388 mm. Al SE del volcán se registran las mayores precipitaciones alcanzando los 2657 mm anuales.

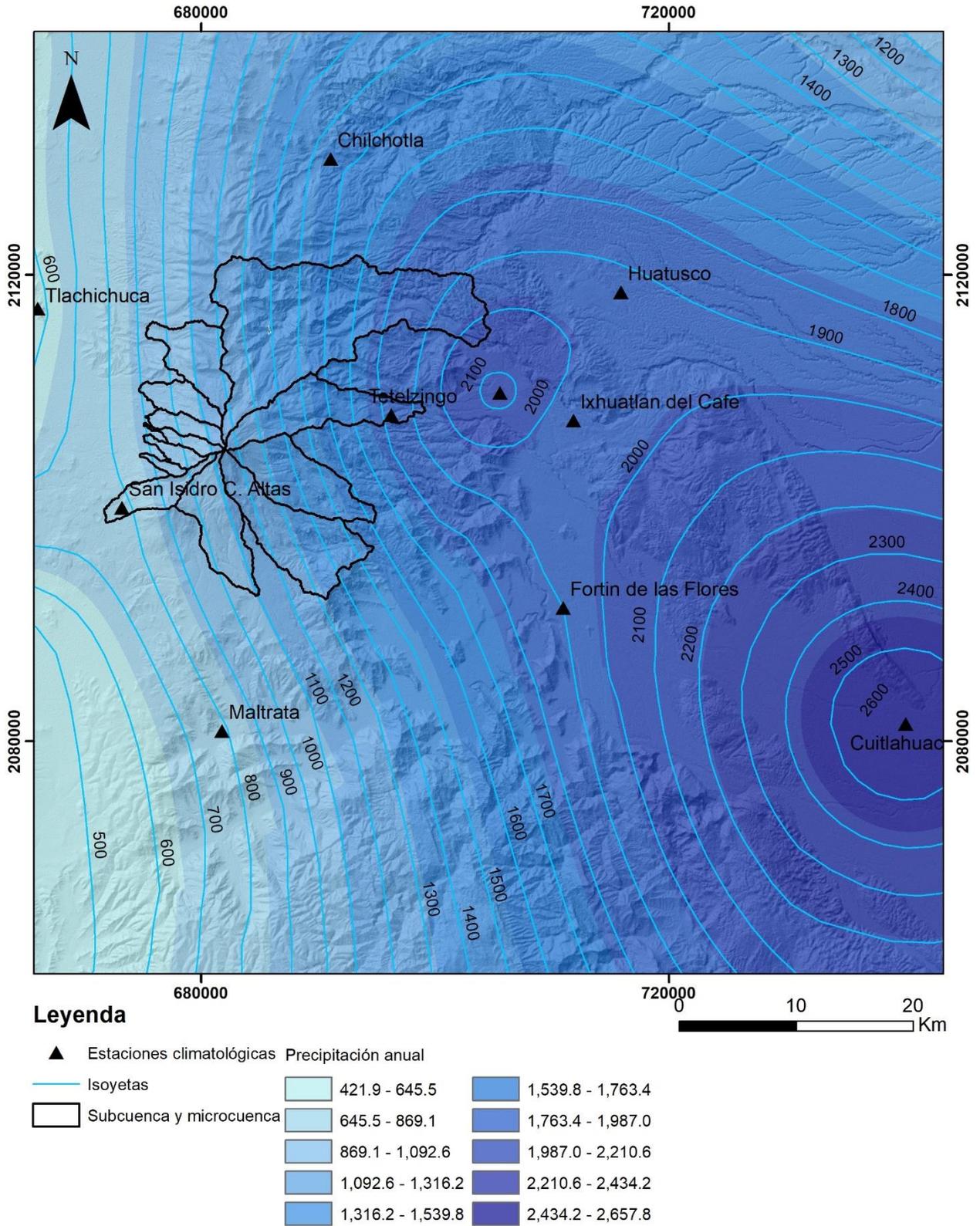


Figura 72. Mapa de isoyetas con la distribución espacial de la precipitación máxima anual.

7.2.6. Periodo de retorno para precipitaciones en el Pico de Orizaba

Una vez analizados los datos del periodo de retorno, mostrados en las tablas (solo se muestran cuatro estaciones, los datos completos se encuentran en el anexo II), se encontró que la estación Fortín de las Flores localizada a 32 km al SE del cráter, registró una precipitación máxima de 186 mm en 1988 (con una serie de datos de 28 años) y el periodo de retorno para este evento es de 12 años, mientras que el periodo de retorno para una precipitación de 100 mm es de 1.09 años con una probabilidad de excedencia de 0.9 (Tabla 30). En la estación Ixhuatlán del café, localizada a 29 km al E del volcán, se registró una precipitación máxima de 230.5 mm en 1961 (con una serie de datos de 67 años) con un periodo de retorno de 30 años y el periodo de retorno para una precipitación de 100 mm es de 1.03 años con una probabilidad de excedencia de 0.97 (Tabla 31).

Tabla 30. Periodo de retorno para lluvias iguales o mayores a 100 mm/día, en la estación Fortín de las Flores (Veracruz).

| Años | Precipitación ordenada | m | T (Periodo de retorno, años) | P (Probabilidad de excedencia) |
|------|------------------------|----|------------------------------|--------------------------------|
| 1988 | 186 | 1 | 12 | 0.08 |
| 1983 | 160.2 | 2 | 6 | 0.16 |
| 1988 | 129 | 3 | 4 | 0.25 |
| 1988 | 121 | 4 | 3 | 0.33 |
| 1983 | 120.1 | 5 | 2.4 | 0.41 |
| 1969 | 116.4 | 6 | 2 | 0.5 |
| 1984 | 116.3 | 7 | 1.71 | 0.58 |
| 1989 | 112.6 | 8 | 1.5 | 0.66 |
| 1972 | 110.8 | 9 | 1.33 | 0.75 |
| 1985 | 108.8 | 10 | 1.2 | 0.83 |
| 1970 | 100 | 11 | 1.09 | 0.91 |

Tabla 31. Periodo de retorno para lluvias de iguales o mayores a 100 mm/día, en la estación Ixhuatlán del Café (Veracruz).

| Años | Precipitación ordenada | m | T (Periodo de retorno, años) | P (Probabilidad de excedencia) |
|------|---------------------------|----|---------------------------------|-----------------------------------|
| 1961 | 230.5 | 1 | 30 | 0.03 |
| 1967 | 200 | 2 | 15 | 0.06 |
| 2010 | 190 | 3 | 10 | 0.1 |
| 1999 | 186 | 4 | 7.5 | 0.13 |
| 2000 | 160 | 5 | 6 | 0.16 |
| 2010 | 140 | 6 | 5 | 0.2 |
| 2012 | 132 | 7 | 4.2 | 0.23 |
| 1947 | 125.5 | 8 | 3.75 | 0.26 |
| 1993 | 123.5 | 9 | 3.33 | 0.30 |
| 1974 | 123 | 10 | 3 | 0.33 |
| 2007 | 122.5 | 11 | 2.72 | 0.36 |
| 1996 | 122 | 12 | 2.5 | 0.4 |
| 1948 | 121 | 13 | 2.3 | 0.43 |
| 1960 | 120.3 | 14 | 2.14 | 0.46 |
| 1950 | 116 | 15 | 2 | 0.5 |
| 2008 | 115.5 | 16 | 1.87 | 0.53 |
| 2011 | 115 | 17 | 1.76 | 0.56 |
| 1990 | 112 | 18 | 1.66 | 0.60 |
| 1976 | 110.5 | 19 | 1.57 | 0.63 |
| 1995 | 110 | 20 | 1.5 | 0.66 |
| 1999 | 105 | 21 | 1.42 | 0.70 |
| 1954 | 104 | 22 | 1.36 | 0.73 |
| 1974 | 103.5 | 23 | 1.3 | 0.76 |
| 1974 | 103.5 | 24 | 1.25 | 0.8 |
| 1985 | 102 | 25 | 1.2 | 0.83 |
| 1998 | 102 | 26 | 1.15 | 0.86 |
| 1971 | 101.5 | 27 | 1.11 | 0.90 |
| 1945 | 100.8 | 28 | 1.07 | 0.93 |
| 1993 | 100 | 29 | 1.03 | 0.97 |

En el sector Oeste (Puebla), la estación Ciudad Serdán localizada a 19 km al SW del volcán, registró una precipitación máxima de 220 mm en 1941 (serie de datos, 75 años), con un periodo de retorno de 10 años (Tabla 32).

Tabla 32. Periodo de retorno para lluvias iguales o mayores a 100mm/día, en la estación Ciudad Serdán (Puebla).

| Años | Precipitación ordenada | m | T (años) | P |
|------|------------------------|---|----------|-----|
| 1941 | 220 | 1 | 10 | 0.1 |
| 1941 | 218 | 2 | 5 | 0.2 |
| 1941 | 180 | 3 | 3.33 | 0.3 |
| 1941 | 175 | 4 | 2.5 | 0.4 |
| 1941 | 162 | 5 | 2 | 0.5 |
| 1941 | 140 | 6 | 1.66 | 0.6 |
| 1941 | 125 | 7 | 1.42 | 0.7 |
| 1941 | 120 | 8 | 1.25 | 0.8 |
| 1941 | 112 | 9 | 1.11 | 0.9 |

Para la estación Chilchotla localizada al norte del volcán, el periodo de retorno para una precipitación de 100 mm es de 1.09 años con una probabilidad de ocurrencia de 0.91 (Tabla 33). Cabe destacar que el periodo de retorno para un umbral de lluvia de 100 mm, es en promedio de 1 año para todas las estaciones.

Tabla 33. Periodo de retorno para lluvias iguales o mayores a 100mm/día, en la estación Chilchotla (Puebla).

| Años | Precipitación ordenada | m | T (Periodo de retorno, años) | P (Probabilidad de excedencia) |
|------|------------------------|----|------------------------------|--------------------------------|
| 1975 | 160 | 1 | 12 | 0.08 |
| 1981 | 145 | 2 | 6 | 0.16 |
| 1969 | 122 | 3 | 4 | 0.25 |
| 1975 | 109 | 4 | 3 | 0.33 |
| 1993 | 108 | 5 | 2.4 | 0.41 |
| 1974 | 107 | 6 | 2 | 0.5 |
| 1985 | 105 | 7 | 1.71 | 0.58 |
| 1991 | 103 | 8 | 1.5 | 0.66 |
| 1969 | 102 | 9 | 1.33 | 0.75 |
| 1972 | 102 | 10 | 1.2 | 0.83 |
| 1992 | 100 | 11 | 1.09 | 0.91 |

Los resultados de la distribución de Gumbel se muestran en la tabla 34. Según esta distribución, las precipitaciones van en aumento conforme aumenta el periodo de retorno, es decir las precipitaciones más intensas se esperan para un periodo de retorno de 100 años. La estación Chapulco localizada al SW del área de estudio presenta las precipitaciones más bajas mientras que Cuitláhuac localizada al sureste del área, las precipitaciones más altas seguida de la estación Coscomatepec.

En la figura 73, se muestran los mapas de las precipitaciones para un periodo de retorno de 2, 25, 50 y 100 años. Para un periodo de retorno de 2 años, las precipitaciones más altas se registran en la subcuenca de Jamapa y en la microcuenca del río Tliapa, con un intervalo que va de los 112.9 a 126.7 mm, seguido de las microcuencas Metlac y Orizaba con intervalos de 109.7 a 116.4 mm y la microcuenca del río Chiquito registra una precipitación de 107 mm. Las microcuencas del sector Oeste presentan precipitaciones que oscilan el intervalo de 100 a 109 mm.

Para un periodo de retorno de 25, 50 y 100 años la precipitación tiene un comportamiento similar en las microcuencas, con la diferencia de que se presentan precipitaciones mayores conforme aumenta el periodo de retorno, registrando un máximo de precipitación en el flanco Este del volcán con 211.1 mm (T=25 años), 232.5 mm (T=50 años) y 254 mm (T=100 años) en la salida de la subcuenca de Jamapa. En contraste, la precipitación más baja se registra en la microcuenca 6 (sin nombre) con 150 mm (T=25 años), 162.8 mm (T=50 años) y 175.1 mm (T=100 años).

Tabla 34. Precipitaciones esperadas para un periodo de retorno de 2,3,10,25,30,50,75 y 100 años.

| T(años) | Ixhuatlán del café | Fortín de las Flores | Coscomatepec | Cuitláhuac | El Carrizal | Chapulco | Chilchotla |
|---------|--------------------|----------------------|--------------|------------|-------------|----------|------------|
| 2 | 122.4 | 122.1 | 130.6 | 128.3 | 124.4 | 71.7 | 112.1 |
| 5 | 156.7 | 151.7 | 167.3 | 166.8 | 154.7 | 80.5 | 135.3 |
| 10 | 179.4 | 171.4 | 191.5 | 192.3 | 174.7 | 86.4 | 150.7 |
| 25 | 208.1 | 196.2 | 222.1 | 224.5 | 200.1 | 93.8 | 170.1 |
| 30 | 213.8 | 201.0 | 228.1 | 230.8 | 205.0 | 95.2 | 173.9 |
| 50 | 229.4 | 214.6 | 244.8 | 248.4 | 218.9 | 99.3 | 184.5 |
| 75 | 241.8 | 225.2 | 258.0 | 262.3 | 229.8 | 102.5 | 192.9 |
| 100 | 250.6 | 232.8 | 267.4 | 272.1 | 237.5 | 104.7 | 198.8 |

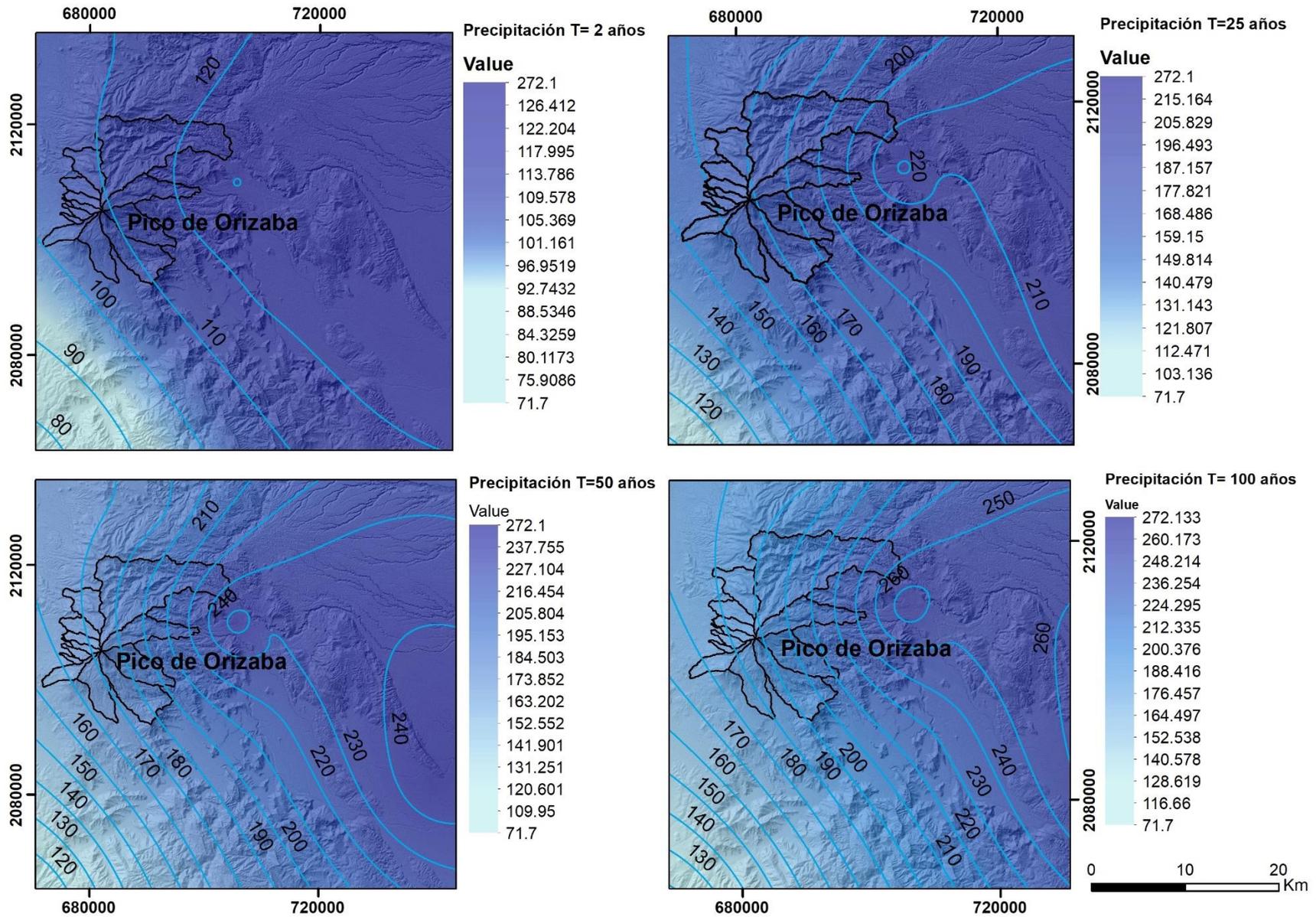


Figura 73. Mapas de isoyetas para una precipitación con un periodo de retorno de 2,25,50 y 100 años.

7.2.7. Sismos

El Pico de Orizaba se encuentran en la zona B, en donde los sismos generalmente son de baja frecuencia y magnitud en términos de la actividad sísmica del país. El estado de Veracruz ha sufrido a lo largo de su historia, diversos daños ocasionados por sismos, entre los sismos más importantes que han ocurrido se puede mencionar el de 1920.

El 3 de enero de 1920 a las 22:25 se presentó un sismo (M 6.4) cuyo epicentro se ubicó aproximadamente a 50 km, al suroeste de la ciudad de Xalapa y cuya profundidad se calculó en 10 km. Este evento ocasionó daños en las poblaciones de Xalapa, Teocelo, Coatepec entre otras y desencadenó una avalancha, varios deslizamientos y derrumbes a lo largo de los ríos Huitzilapan (que drena de las Cumbres) y siguieron su curso en dirección Este hasta el río Pescados, hasta transformarse a flujos de escombros, arrasando por completo varias poblaciones a lo largo del cauce, el espesor del depósito alcanzó los 65 m. El río Huitzilapan tiene cauces profundos y estrechos cañones lo que pudo favorecer la movilidad del flujo, en la zona donde ocurrieron los derrumbes se estimó la intensidad (escala modificada de Mercalli) entre X y XI, estas intensidades corresponden a aceleraciones significativas que produjeron los derrumbes. Este evento ocasionó cerca de 420 muertes (Flores y Camacho, 1922; Suárez, 1992).

En la tabla 35 y mapa de la figura 74, se describen algunos de los sismos que han afectado a ciudades de Veracruz. El sismo de 1931 en Huajuapán de León, Oax., ($M_s=7.8$) causó daños en Veracruz; el sismo de 1937 ($M_s=7.3$) originado cerca de Acuitzingo y Maltrata, afectó a Veracruz, Xalapa, Orizaba, Córdoba y Maltrata (Luna, 1994); el sismo de Jáltipan del 26 de agosto de 1959 ($M_s=6.4$) afectó a las ciudades de Acayucan, Minatitlán y Coatzacoalcos; el sismo del 11 de marzo de 1967 ($M_w=5.7$) ocasionó daños a aproximadamente 50 edificios y el sismo de Orizaba ($M_w=7.0$) se registró a las 4:07 del 28 de agosto de 1973, este sismo se sintió en un área de aproximadamente 350,000 km² y provocó 500 muertes y extensos daños a las ciudades de Orizaba y Serdán. Otros sismos de pequeña magnitud se han generado en las cercanías del Pico de Orizaba, según los datos del Servicio Sismológico Nacional (SSN, 2019), en 2002, 2007, 2010 y 2016 se han generado cuatro sismos de entre 4.0 y 4.2 (se descartan los sismos menores a 4) y un sismo M 6.7 en 1920, en las cercanías de Chocamán.

Es importante mencionar que, aunque los sismos se produzcan lejos del Pico de Orizaba estos podrían provocar daños que, de acuerdo a los ejemplos citados antes, las magnitudes a considerar serían eventos mayores o iguales a 6.4 (sismo de 1920) (ya que existe evidencia de formación de flujos de escombros) y para sismos de pequeña magnitud, pero que se generan cerca del Pico de Orizaba deben considerarse las aceleraciones del terreno que producen.

Tabla 35. Principales sismos que se han generado en Veracruz y alrededores.

| Año | Profundidad (km) | Magnitud | Temblor de |
|-------|------------------|----------|----------------------|
| 1920 | 15 | 6.4 | Xalapa |
| 1920 | 110 | 6.7 | Chocamán |
| 1931* | 40 | 7.8 | Oaxaca |
| 1937* | 85 | 7.3 | Acutzingo-Maltrata |
| 1959* | 21 | 6.4 | Jáltipan |
| 1967* | 24 | 5.7 | Veracruz |
| 1973* | 82 | 7.0 | Orizaba |
| 2002 | 86 | 4.1 | Chilchotla |
| 2007 | 25 | 4.2 | Huatusco |
| 2010 | 16 | 4.1 | Coscomatepec |
| 2016 | 51.3 | 4.1 | Fortín de las Flores |
| 2018 | 11.3 | 4.0 | Cuitláhuac |

*Sismos que están ubicados fuera del área de estudio (no se muestran en el mapa), pero que han causado daños en ciudades como Córdoba y Orizaba.

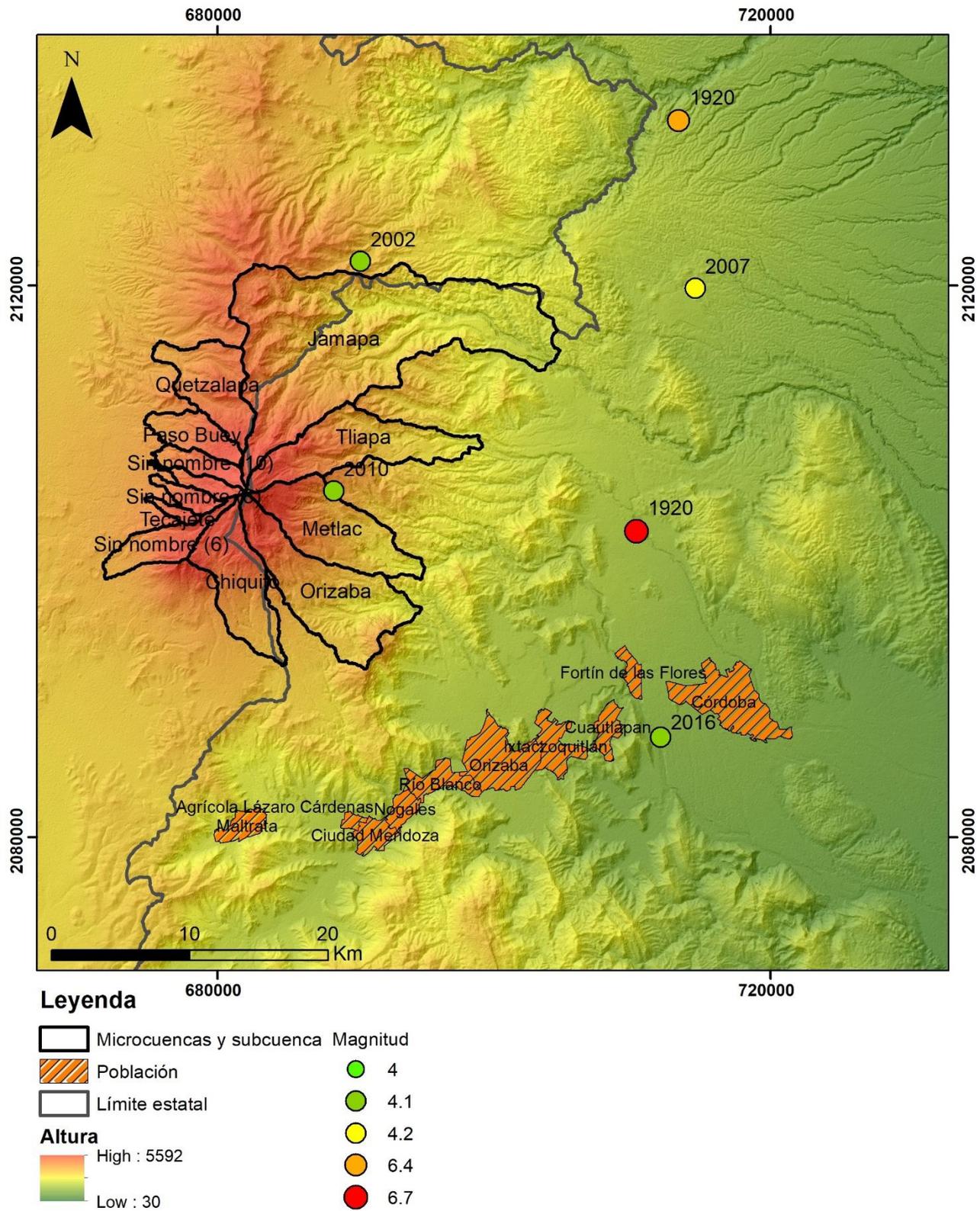


Figura 74. Mapa con la ubicación de los sismos que se han generado en los alrededores del Pico de Orizaba desde 1900 a 2019.

7.2.8. Parámetros para el cálculo de la susceptibilidad

En cuanto al análisis de la susceptibilidad se tomó en cuenta las precipitaciones máximas anuales mostradas en el mapa de la figura 72, se analizaron con el histograma de la figura 75 (generado con la herramienta Natural Break, Jenks, ArcGis 10.4) para la generación de las clases de intervalos (Tabla 36). De esta manera las microcuencas Chiquito, 6, Tecajete, 8, 9, 10, Paso Buey y Quetzalapa tendrían valores bajos (0-1114.6 mm), la microcuenca Jamapa, Tliapa, Metlac y Orizaba tendrían una susceptibilidad alta (1114.6-1780.9 mm). Jamapa y Tliapa presentan en su salida precipitaciones en el rango de 1780.9-2657.8 mm sin embargo se clasificaron con una susceptibilidad moderada ya que se encuentran en la parte baja del volcán y como se ha visto a lo largo de este trabajo los lahares que se han registrado en el Pico de Orizaba han tenido su origen en cotas altas.

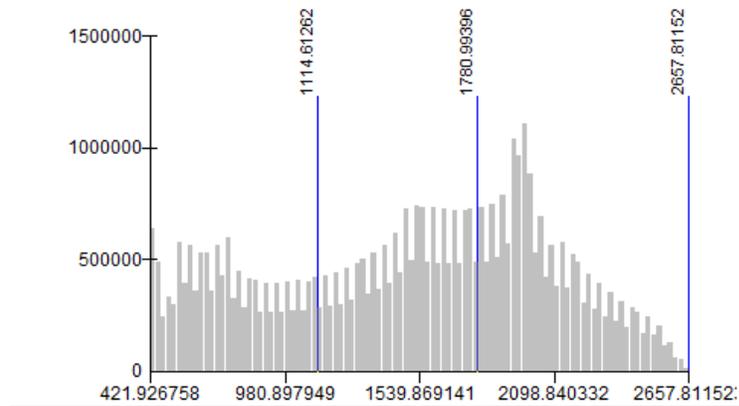


Figura 75. Histograma de frecuencias para el mapa de precipitación aplicando el método de cortes naturales (Jenks). Los valores del eje de las abscisas representan la precipitación (mm), el eje de las ordenadas representa la frecuencia de los valores representados.

Tabla 36. Índice de clase asignado por rangos para la precipitación anual.

| Precipitación (clase) | Índice de clase (I) |
|-----------------------|------------------------|
| 0-1114.6 | 1 |
| 1114.6-1780.9 | 3 |
| 1780.9-2657.8 | 2 |

En cuanto a los sismos no se tiene suficiente información para incorporarla a la ecuación de susceptibilidad ya que no existen evidencias de generación de flujos de escombros o deslizamientos en el área de estudio ocasionados por un sismo además de que se deben hacer estudios de la aceleración del terreno, sin embargo se considera la poca información disponible para este estudio.

CAPITULO 8. ANÁLISIS DE LA SUSCEPTIBILIDAD

En este capítulo se combina la información presentada en los capítulos anteriores, que incluye la caracterización morfométrica y geomorfológica de las cuencas, escenarios de peligro, mecanismos disparadores, cartografía de eventos, tipos de sedimentación, en forma de mapas temáticos como la precipitación, geología, PRM y uso de suelo, para construir un índice de susceptibilidad a flujos volcániclasticos (ISFV) que define las cuencas de drenaje potencialmente propensas a generar lahares. El mapa de susceptibilidad resultante clasifica a las cuencas de drenaje en tres clases diferentes de susceptibilidad (baja, media y alta).

8.1. Metodología

Para identificar las áreas más propensas a generar lahares se desarrolló un enfoque basado en SIG combinando la información sobre las cuencas de drenaje identificadas en el área de estudio. Los mapas resultantes se dividieron en: un mapa de susceptibilidad a la generación de lahares sin eruptivos o primarios y un mapa de susceptibilidad a la generación de lahares post eruptivos o secundarios.

El peso asignado a cada una de las capas se realizó con base en lo observado en la zona de estudio y a la ecuación para obtener el índice de susceptibilidad a flujos volcániclasticos (ISFV) (Abbattista et al, 2005, Bisson et al., 2013). Este índice permite clasificar a las cuencas de drenaje más propensas a generar estos flujos:

$$ISFV = \sum_n (W_n \times I_n)$$

Donde

ISFV= índice de susceptibilidad a flujos volcániclasticos

W_n= Peso del factor n;

I_n= Índice asignado al factor n de cada clase

n= número de factores

El peso de cada parámetro (*W_n*) representa la influencia que tiene cada factor en la susceptibilidad a generar lahares, el índice de cada clase (*I_n*) refleja el orden de importancia que posee cada parámetro en la formación de estos flujos.

Los pesos de cada parámetro y mapa temático se asignaron de acuerdo con la información observada en campo, la consulta bibliográfica de la historia eruptiva, la base de datos de precipitación, así como la cartografía temática elaborada a partir de datos de INEGI y SGM. Por lo tanto, el parámetro que se considera con mayor relevancia en la generación de lahares debe corresponder al mayor peso asignado (*W_n*). Para ello se asignaron valores de 0.01 a 1 siendo, 0.01 el de menor peso y 1 el de mayor peso.

Por otra parte, los índices de clase (I_n), se establecieron con base nuevamente en lo observado en campo, con información bibliográfica y con los histogramas de distribución para PRM. Se usaron los histogramas de frecuencias superponiendo el inventario de PRM con los mapas de pendientes, orientación, geología y uso de suelo ya que representan una fuente de material para posibles lahares (no se superpone con el mapa de distribución espacial de lahares ya que representan depósitos y no se tiene el punto de inicio o generación de cada evento por lo que sería erróneo usarlo).

Una vez elaborados y analizados los mapas temáticos con ayuda del SIG se reclasificaron en tres clases o rangos, a cada clase se le asignó un índice de clase (I_n); 1 para una susceptibilidad baja, 2 para una susceptibilidad moderada y 3 para una susceptibilidad alta, usando el método de Natural Breaks con la herramienta Reclassify, disponible en ArcGis 10.4. Para los factores en los que no era posible usar un mapa temático como en el caso de los parámetros morfométricos (orden de la red, densidad de drenaje y factor de forma), volumen de material de caída y de las corrientes piroclásticas, volumen del glaciar, cono de energía, colapso de sector, PRM y tipo de sedimentación se construyó en el SIG una tabla de atributos en donde se asignó el valor de susceptibilidad correspondiente a cada microcuenca y subcuenca (todas las capas se convirtieron a un formato ráster). Posteriormente con ayuda de la herramienta álgebra de mapas se multiplicó cada capa por su peso asignado (W_n) y se sumaron todas las capas para así obtener el mapa de susceptibilidad (Figura 76).

Debido a que se trabajó con diversos mapas y cada uno de ellos con diferente escala al obtener el mapa final en formato ráster se le asignó el tamaño de pixel de 12.5 m (resolución del DEM) ya que gran parte de la información se obtuvo de él.

Las cuencas de drenaje representan las áreas fuente de generación de flujos volcániclasticos y se considera la capa temática de referencia para este análisis, por tanto, todas las capas se recortaron en el SIG al tamaño de las microcuencas y subcuenca y los mapas finales solo representan la susceptibilidad dentro de ellas. Dado que la susceptibilidad es diferente por zonas dentro de cada sub y microcuenca se tomó en cuenta la mayor superficie cubierta para asignar la susceptibilidad alta, moderada o baja, es decir si una microcuenca tenía mayor superficie cubierta por una susceptibilidad moderada se consideró a toda la microcuenca con esta susceptibilidad, considerando esto se presentan dos mapas a) para la distribución espacial real y b) distribución espacial homogénea.

La forma de establecer los pesos e índices de clase para cada factor analizado se describió al final de cada capítulo.

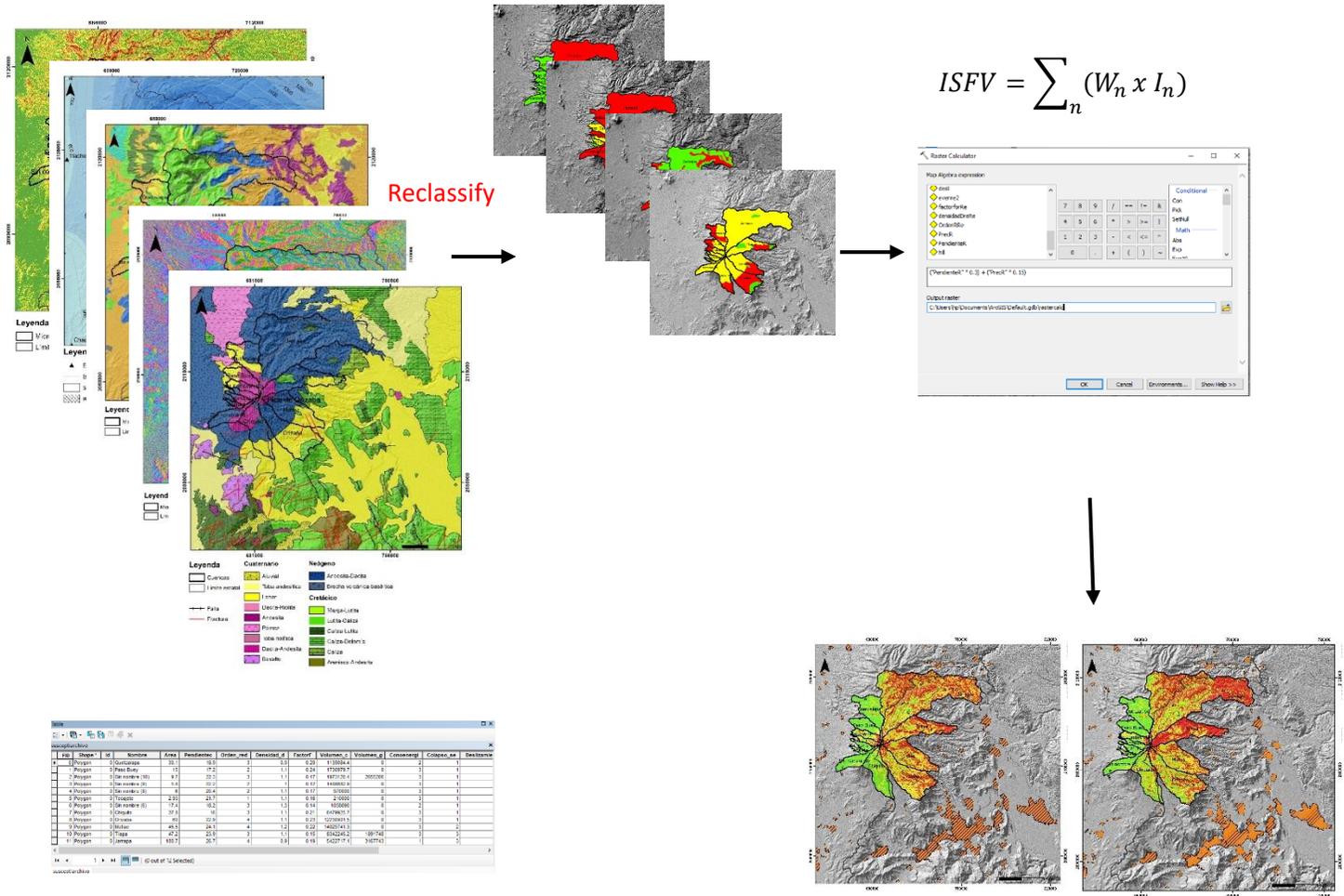
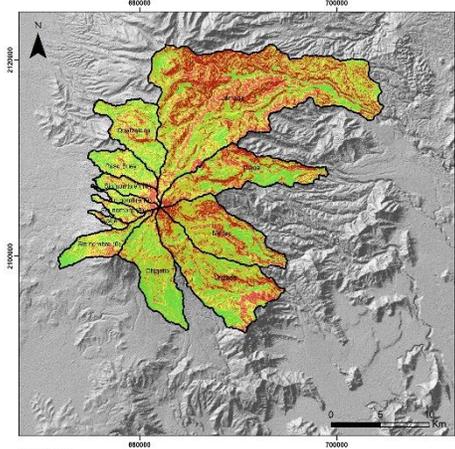
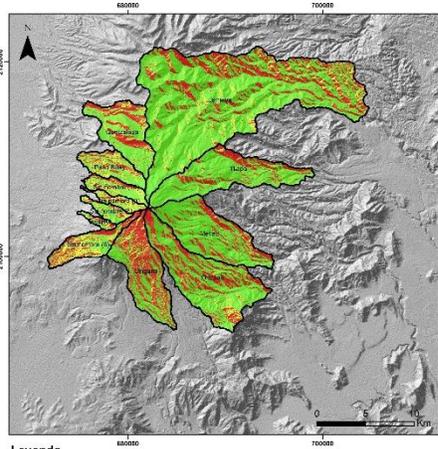


Figura 76. Metodología empleada para generar los mapas de susceptibilidad en el SIG.

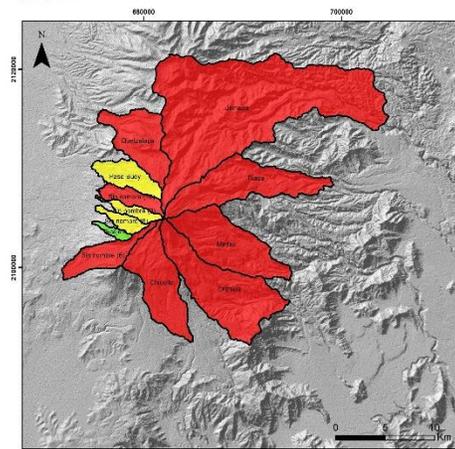
A continuación, se presentan los mapas reclasificados (Figura 77) que se utilizaron para generar los mapas de susceptibilidad tanto para lahares primarios como secundarios:



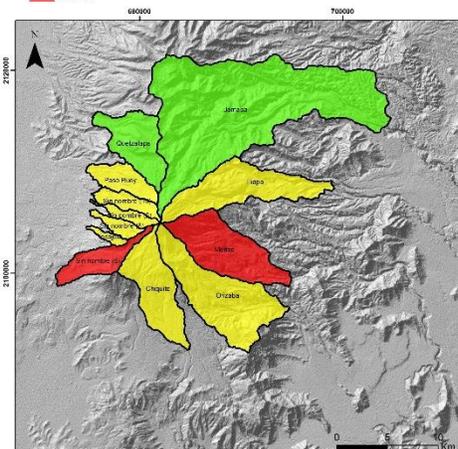
Leyenda
Pendientes reclasificado
 Microcuencas y Subcuenca
 0°-14°
 30°-80°
 15°-25°



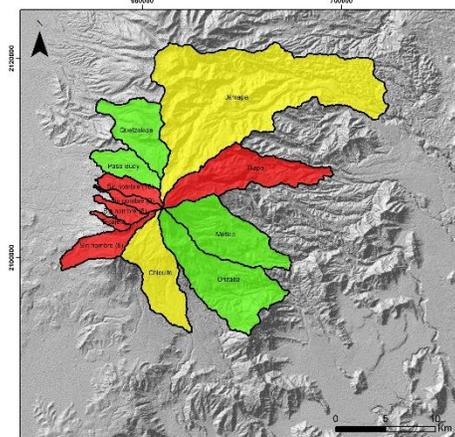
Leyenda
 Microcuencas y Subcuenca
Orientacion de laderas
 Norte/NE/Este/NW/SE/Plano
 Oeste
 SW/Sur



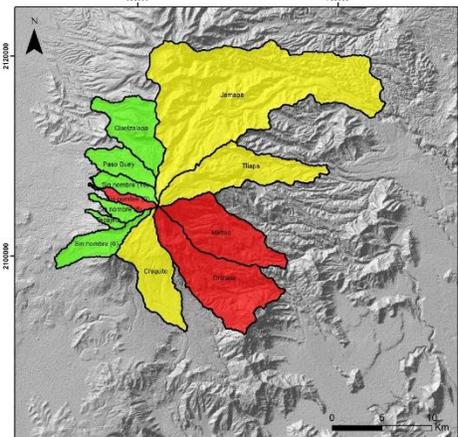
Leyenda
 Microcuencas y Subcuenca
Orden de la red
 1
 2
 3-4



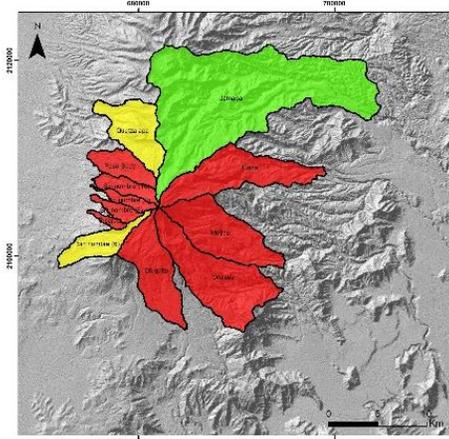
Leyenda
 Microcuencas y Subcuenca
Densidad de drenaje
 0.0
 0.6-1.1
 1.1-1.3



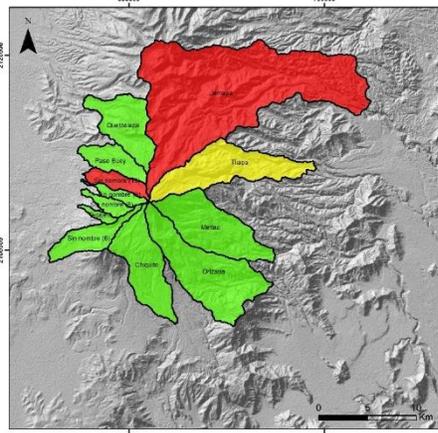
Leyenda
 Microcuencas y Subcuenca
Factor de la forma
 0.23-0.29
 0.19-0.22
 0.14-0.16



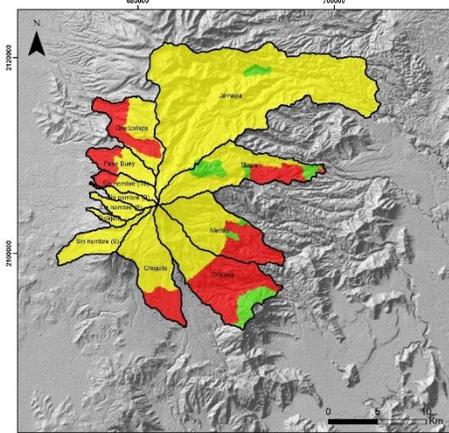
Leyenda
 Microcuencas y Subcuenca
Volumen de material de caída
 2.1x10⁵-1.9x10⁶
 1.9x10⁶-8.3x10⁶
 >8.3x10⁶



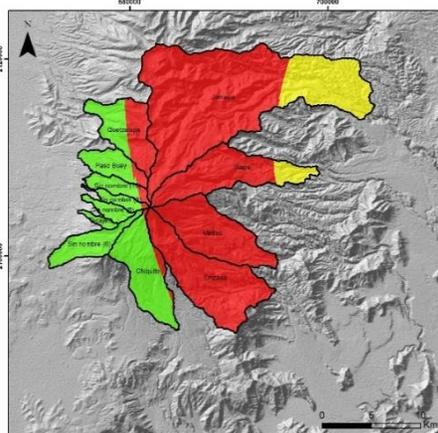
Leyenda
 Microcuencas y Subcuenca
materi al CPD
 <math>< 50\%</math> superior e inferior
 $50-80\%$ superior e inferior
 >80% superior e inferior



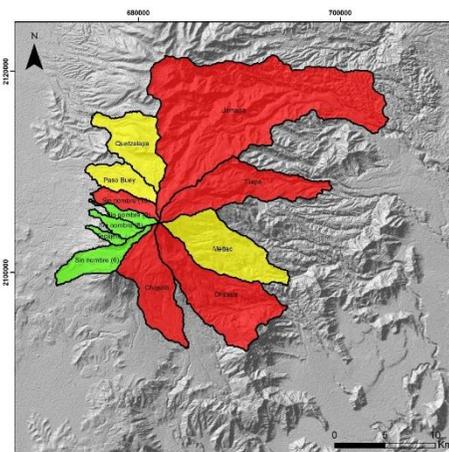
Leyenda
 Microcuencas y Subcuenca
Volumen glaciar
 0
 $0-1.9 \times 10^6 \text{ m}^3$
 >2.6 x 10^6 m³



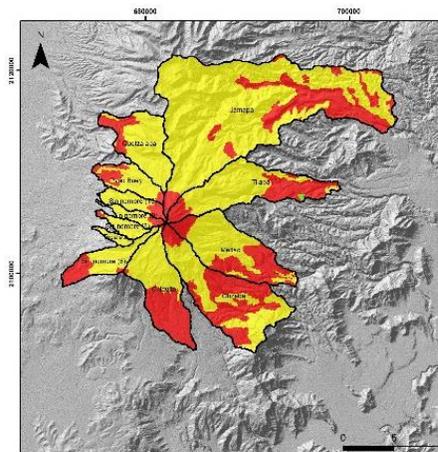
Leyenda
 Microcuencas y Subcuenca
Geología
 Caliza-Lutita
 Lahar/Pomez
 Andesita-Dacita



Leyenda
 Microcuencas y Subcuenca
Precipitación anual
 0-1114.6
 1114.6-1780.9
 1780.9-2657.6



Leyenda
 Microcuencas y Subcuenca
Tipo de sedimentación
 Lahares sineruptivos
 Lahares en terrazas
 Lahares recientes



Leyenda
 Microcuencas y Subcuenca
Uso de suelo y vegetación
 Urbano construido
 Bosque-pastizal (vegetación natural)
 Agricultura-sin vegetación

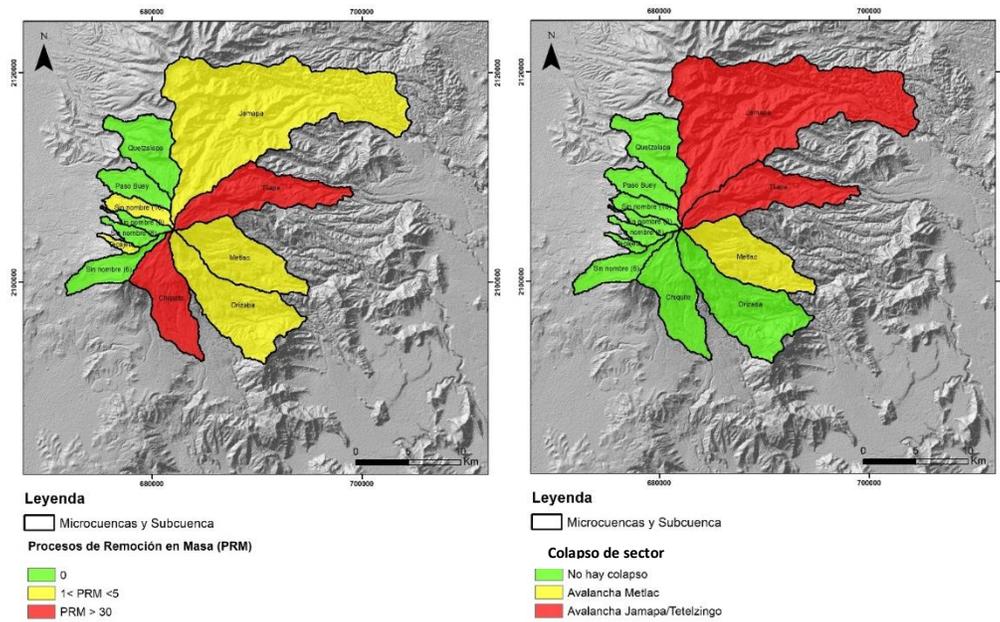


Figura 77. Mapas que se utilizaron en la ecuación de susceptibilidad, reclasificados en tres clases, cada clase representa un nivel de susceptibilidad baja (verde), moderada (amarillo) y alta (rojo). En total se utilizaron 14 mapas que corresponden a: pendientes, orientación de laderas, orden de la red, densidad de drenaje, factor de la forma, volumen de material de caída, distribución de CPD, volumen del glaciar, geología, precipitación anual, tipo de sedimentación y uso de suelo y vegetación, PRM y colapso de sector.

Susceptibilidad a lahares sineruptivos/primarios

Para calcular la susceptibilidad a lahares primarios se incluyeron los siguientes parámetros: la pendiente, orientación de laderas, la densidad de drenaje, el orden de las corrientes y el factor de la forma de las cuencas (estos últimos tres parámetros morfométricos fueron incorporados a la ecuación de susceptibilidad ya que engloban las características hidrológicas más relevantes en la formación de inundaciones y lahares), el volumen de material de caída (erupción que dio origen a la Pómez Citlaltépetl), la distribución de las corrientes de densidad piroclástica, volumen de agua proveniente del glaciar, geología y precipitación. De la siguiente manera:

$$ISFV = W_P I_P + W_{OL} I_{OL} + W_{Pm} I_{Pm} + W_{Vc} I_{Vc} + W_{VCPD} I_{VCPD} + W_{Vg} I_{Vg} + W_G I_G + W_{PR} I_{PR}$$

En donde W corresponde al peso de cada capa y el subíndice a la capa correspondiente, I se refiere al índice asignado de acuerdo con las características estudiadas:

W_P = Peso por la pendiente

I_P = Índice para la pendiente

W_{OL} = peso por orientación de laderas

I_{OL} = Índice por orientación de laderas

W_{Pm} = Peso por parámetros morfométricos

I_{Pm} = Índice por parámetros morfométricos

W_{Vc} = Peso por volumen de material de caída

I_{Vc} = Índice por volumen de material de caída

W_{VCPD} = Peso por distribución de material de las corrientes piroclásticas de densidad (CPD)

I_{VCPD} = Índice por distribución de material de las corrientes piroclásticas de densidad (CPD)

W_{Vg} = Peso por volumen del glaciario

I_{Vg} = Índice por volumen del glaciario

W_G = Peso por geología

I_G = Índice por geología

W_{PR} = Peso por la precipitación

I_{PR} = Índice por precipitación

Susceptibilidad a lahares post eruptivos/secundarios

Para el mapa de lahares secundarios se incorporó a la ecuación, la pendiente, orientación de laderas, los parámetros morfométricos (densidad de drenaje, orden de las corrientes y factor de la forma de la cuenca), tipos de sedimentación, geología, uso de suelo y vegetación, PRM, colapso de sector y la precipitación:

$$ISFV = W_P I_P + W_{OL} I_{OL} + W_{Pm} I_{Pm} + W_{Ts} I_{Ts} + W_G I_G + W_{USV} I_{USV} + W_{PRM} I_{PRM} + W_{Cs} I_{Cs} + W_{PR} I_{PR}$$

Donde:

W_P = peso por la pendiente

I_P = Índice para la pendiente

W_{OL} = peso por orientación de laderas

I_{OL} = Índice por orientación de laderas

W_{Pm} = peso por parámetros morfométricos

I_{Pm} = Índice por parámetros morfométricos

W_{Ts} = peso por tipos de sedimentación

I_{Ts} = Índice por tipos de sedimentación

W_G = peso por geología

I_G = Índice por geología

W_{USV} = peso por uso de suelo y vegetación

I_{USV} = índice por uso de suelo y vegetación

W_{PRM} = peso por PRM

I_{PRM} = Índice por PRM

W_{Cs} = peso por colapso de sector

I_{Cs} = índice por colapso de sector

W_{PR} = peso por la precipitación

I_{PR} = Índice por precipitación

8.2. Resultados

8.2.1. Mapa de susceptibilidad a lahares primarios

El mapa que se obtuvo aplicando la ecuación del ISFV (Abbattista et al, 2005; Bisson et al., 2013) a las cuencas de drenaje del Pico de Orizaba distingue a las 12 cuencas acorde a tres clases de susceptibilidad para generar flujos volcánoclasticos baja, moderada y alta. En la tabla 37 y 38 se muestran los parámetros utilizados en la ecuación para obtener la susceptibilidad, así como el peso, la clase y el índice de clase asignado a cada uno de ellos. Según la gráfica de la figura 78 y el mapa de la figura 79, la subcuenca de Jamapa, las microcuencas de Tliapa, Metlac y Orizaba en el sector Este y la microcuenca 9 y 10 en el sector Oeste presentan una susceptibilidad moderada. En contraste, las microcuencas Chiquito, 6, Tecajete, 8, Paso Buey y Quetzalapa la mayoría de ellas en el sector Oeste presentan una susceptibilidad baja a generar lahares primarios.

En este estudio se identificó a la pendiente del terreno, la cubierta de depósitos piroclásticos, el volumen de material de caída, la precipitación y la fusión del glaciar como los parámetros más importantes (peso alto) en la formación de lahares primarios.

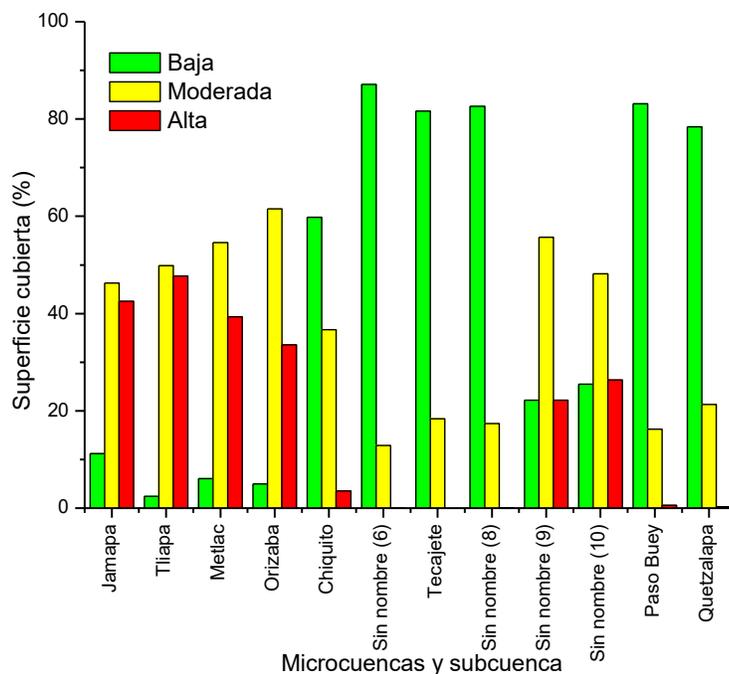


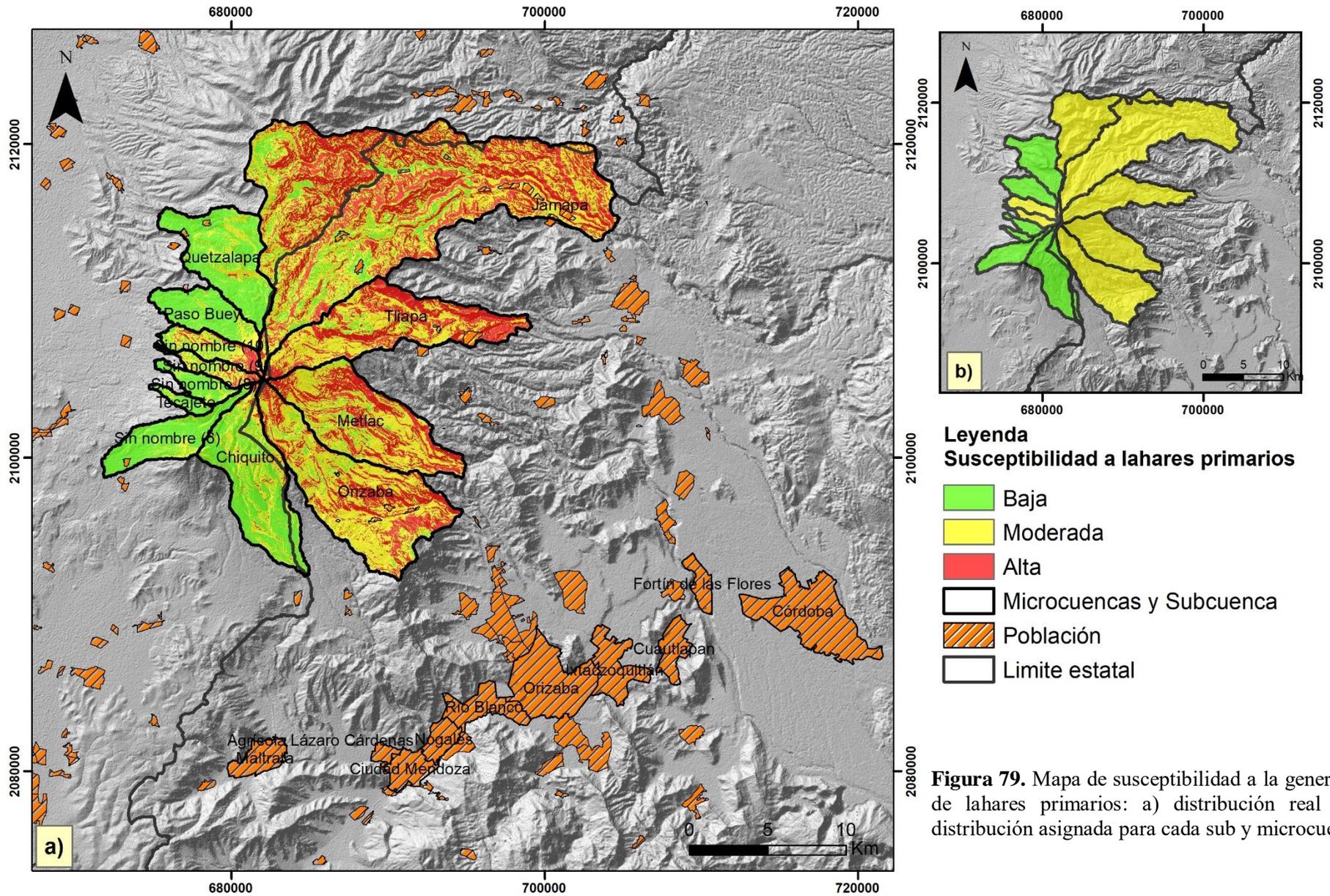
Figura 78. Gráfica de la superficie cubierta en porcentaje para cada cuenca en relación a lahares primarios.

Tabla 37. Parámetros utilizados para el análisis de la susceptibilidad primaria, con sus respectivos pesos, clases e índices de clases.

| Lahares sineruptivos o primarios | | | | |
|---|-----------------|--|----------------------------|------------------------|
| Parámetro | Peso (W) | Clase | Índice de clase (I) | Susceptibilidad |
| Pendientes | 0.30 | 0°-14° | 1 | Baja |
| | | 30°-80° | 2 | Moderada |
| | | 15°-29° | 3 | Alta |
| Orientación de laderas | 0.05 | Norte/NE/Este/NW/SE/Plano | 1 | Baja |
| | | Oeste | 2 | Moderada |
| | | SW/Sur | 3 | Alta |
| Parámetros morfométricos | 0.10 | * | 1 | Baja |
| | | | 2 | Moderada |
| | | | 3 | Alta |
| Volumen material de caída | 0.10 | 2.1x10 ⁵ -1.9x10 ⁶ | 1 | Baja |
| | | 1.9x10 ⁶ -8.3x10 ⁶ | 2 | Moderada |
| | | >8.3 x10 ⁶ | 3 | Alta |
| Volumen de material CPD | 0.10 | <50% superficie cubierta | 1 | Baja |
| | | ~50% superficie cubierta | 2 | Moderada |
| | | >80% superficie cubierta | 3 | Alta |
| Volumen glaciar | 0.10 | 0 | 1 | Baja |
| | | 0-1.9 x10 ⁶ m ³ | 2 | Moderada |
| | | >2.6x10 ⁶ m ³ | 3 | Alta |
| Geología | 0.05 | Calizas-lutitas | 1 | Baja |
| | | Andesitas-dacitas | 2 | Moderada |
| | | Lahar-Pómez | 3 | Alta |
| Precipitación | 0.20 | 0-1114.6 | 1 | Baja |
| | | 1780.9-2657.8 | 2 | Moderada |
| | | 1114.6-1780.9 | 3 | Alta |

Tabla 38. Parámetros morfométricos utilizados para el análisis de susceptibilidad.

| *Parámetros morfométricos | | | |
|----------------------------------|--------------|----------------------------|------------------------|
| Variable | Clase | Índice de clase (I) | Susceptibilidad |
| Orden de la red | 1 | 1 | Baja |
| | 2 | 2 | Moderada |
| | 3-4 | 3 | Alta |
| Densidad de drenaje | 0.9 | 1 | Baja |
| | 0.9-1.1 | 2 | Moderada |
| | 1.1-1.3 | 3 | Alta |
| Factor de la forma | 0.21-0.29 | 1 | Baja |
| | 0.17-0.21 | 2 | Moderada |
| | 0.12-0.17 | 3 | Alta |



8.2.2. Mapa de susceptibilidad a lahares secundarios

En la tabla 38 y 39 y las figuras 80 y 81 se muestran los resultados del análisis de la susceptibilidad a generar lahares secundarios.

Las microcuencas con susceptibilidad alta a generar lahares secundarios son Jamapa y Tliapa. Las microcuencas con susceptibilidad moderada son Metlac, Orizaba, Chiquito y 10. Y las microcuencas que presentan una susceptibilidad baja son 6, Tecajete, 8,9, Paso Buey y Quetzalapa. Los parámetros más importantes en la formación de lahares secundarios en el Pico de Orizaba son las pendientes, la precipitación, el material disponible sobre los cauces proveniente de los PRM y los parámetros morfométricos.

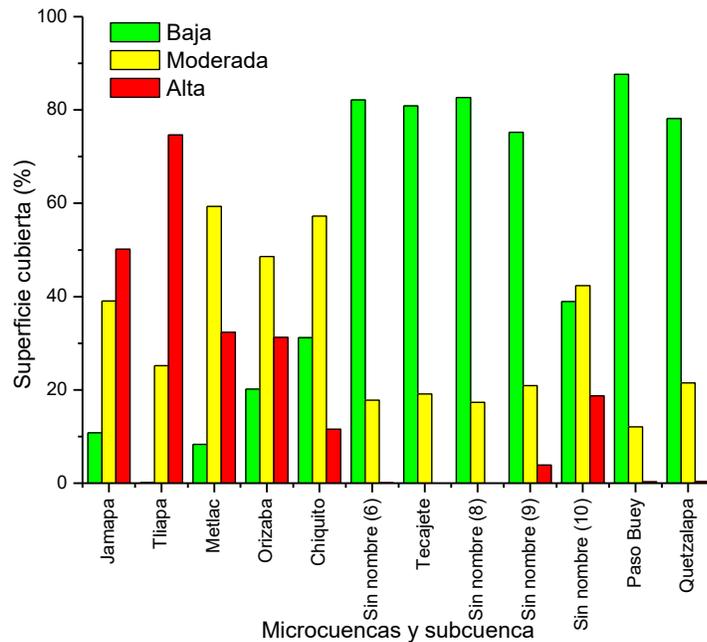
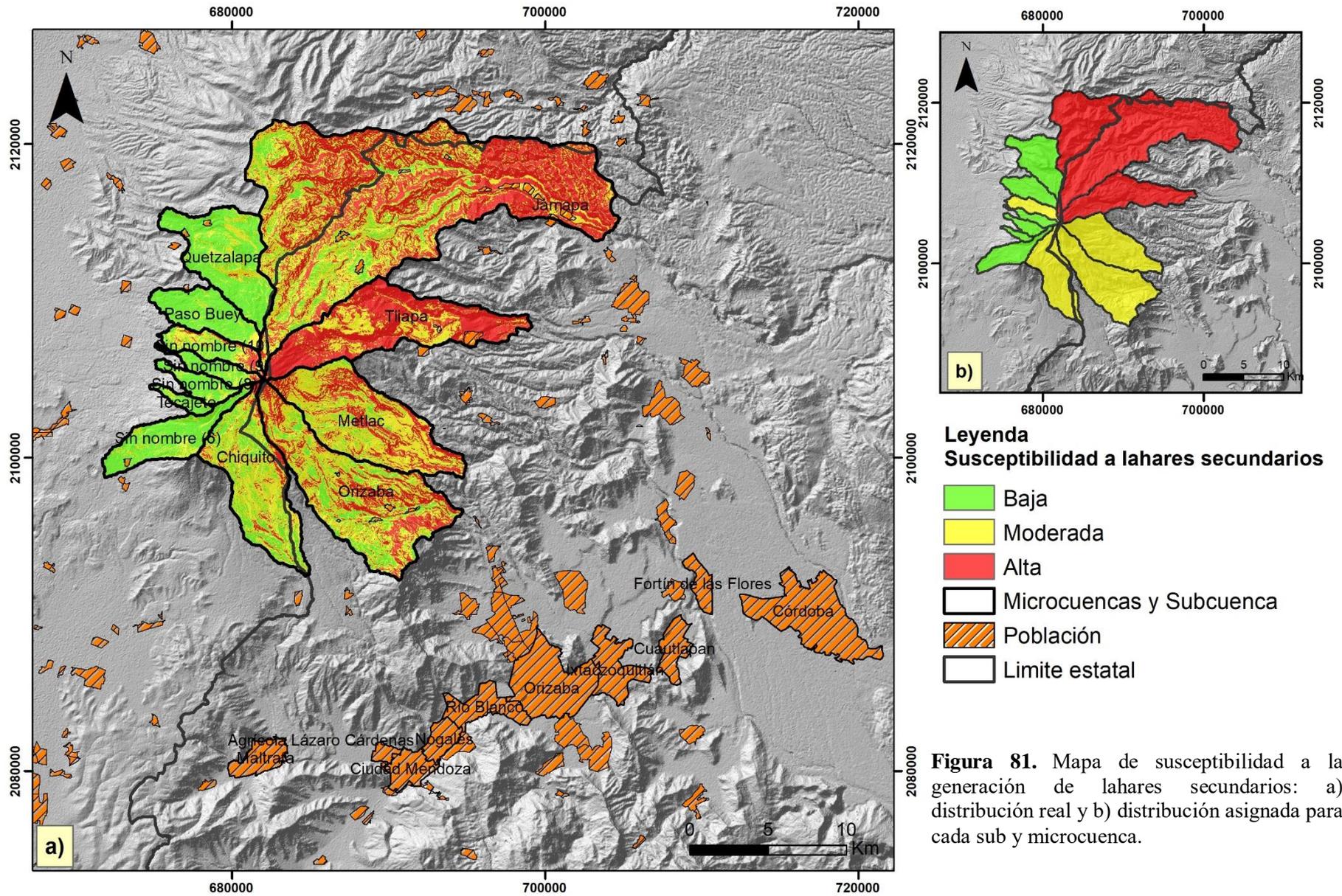


Figura 80. Gráfica de la superficie cubierta en porcentaje para cada cuenca en relación a lahares secundarios.

Tabla 39. Parámetros utilizados para el análisis de la susceptibilidad secundaria, con sus respectivos pesos, clases e índices de clases.

| Lahares post eruptivos o secundarios | | | | |
|---|-----------------|----------------------------|----------------------------|------------------------|
| Parámetro | Peso (W) | Clase | Índice de clase (I) | Susceptibilidad |
| Pendientes | 0.30 | 0°-14° | 1 | Baja |
| | | 30°-80° | 2 | Moderada |
| | | 15°-29° | 3 | Alta |
| Orientación de laderas | 0.05 | Norte/NE/Este/NW/SE/Plano | 1 | Baja |
| | | Oeste | 2 | Moderada |
| | | SW/Sur | 3 | Alta |
| Parámetros morfométricos | 0.10 | * | 1 | Baja |
| | | | 2 | Moderada |
| | | | 3 | Alta |
| Tipos de sedimentación | 0.03 | Lahares sin eruptivos | 1 | Baja |
| | | Lahares en terrazas | 2 | Moderada |
| | | Lahares recientes | 3 | Alta |
| Geología | 0.05 | Calizas-lutitas | 1 | Baja |
| | | Andesitas-dacitas | 2 | Moderada |
| | | Lahar-Pómez | 3 | Alta |
| Uso de suelo y vegetación | 0.10 | Urbano construido | 1 | Baja |
| | | Bosque-pastizal | 2 | Moderada |
| | | Agricultura-sin vegetación | 3 | Alta |
| PRM | 0.15 | 0 | 1 | Baja |
| | | 1 < PRM < 5 | 2 | Moderada |
| | | PRM > 30 | 3 | Alta |
| Colapso de sector | 0.02 | No hay colapso | 1 | Baja |
| | | Avalancha Metlac | 2 | Moderada |
| | | Avalancha | 3 | Alta |
| Precipitación | 0.20 | Jamapa/Tetelzingo | | |
| | | 0-1114.6 | 1 | Baja |
| | | 1780.9-2657.8 | 2 | Moderada |
| | | 1114.6-1780.9 | 3 | Alta |



CAPITULO 9. DISCUSIÓN

En este capítulo se discuten los factores que determinan el nivel de susceptibilidad a generar lahares e inundaciones en el Pico de Orizaba, con base en las características morfológicas, el tipo de sedimentación dentro de cada microcuenca, los escenarios de peligro que se plantearon y los mecanismos disparadores de estos flujos.

Es importante mencionar que dada la cantidad de información que se utilizó para este análisis, varios mapas temáticos tenían diferente escala desde 1:50000 hasta 1:250000 fueron utilizados ya que existe poca información al respecto sobre el Pico de Orizaba. Las imágenes ASTER tenían una resolución de 15 m y el modelo digital de elevación (DEM) 12.5 m. Debido a que gran parte de la información se obtuvo a partir del DEM a los mapas finales de susceptibilidad se les asignó la resolución de 12.5 m.

9.1. Análisis morfológico y tipos de sedimentación dentro de las cuencas

En este estudio se delimitaron y estudiaron 12 cuencas, 5 en el estado de Veracruz y 7 en el estado de Puebla. Las cuencas delimitadas en el estado de Veracruz pertenecen a la subcuenca del río Jamapa, la microcuenca del río Tliapa, Metlac, Orizaba y la microcuenca del río Chiquito. Las cuencas delimitadas en el estado de Puebla no poseen nombre a excepción de la microcuenca Tecajete, Paso Buey y la microcuenca del río Quetzalapa (Tabla 6 y Figura 8).

La morfometría particular de cada cuenca hidrográfica brinda información acerca de la posible respuesta ante una lluvia, de la escorrentía superficial expresada en términos de caudales, la infiltración y la incidencia en el transporte de sedimentos y agua.

El área junto con la pendiente de una cuenca de drenaje son probablemente las características más importantes, ya que el área está relacionada con el volumen de escurrimiento que puede ser generado por la lluvia (Patel et al., 2008). Y las pendientes brindan información acerca de la erosión que pueden sufrir, así como la velocidad de los flujos. En cuanto al tamaño de las cuencas, las microcuencas que se encuentran en el estado de Puebla poseen las áreas más pequeñas, tienen áreas en el rango de 2.9 a 30.1 km². En cambio, las microcuencas más grandes son las localizadas en el sector Este, de las cuales la subcuenca de Jamapa es la que posee el área más grande (180.7 km²) seguida de Orizaba (60 km²), Tliapa (47.2 km²), Metlac (45.5 km²) y Chiquito (37.8 km²) (Tabla 6).

La diferencia en el tamaño de las cuencas y de las barrancas en ambos sectores del volcán se debe a la erosión fluvial que sufren las barrancas del sector Este, ya que se registran mayores precipitaciones, a la disección provocada por la tectónica activa (Concha-Dimas et al., 2005), que se manifiesta morfológicamente en la presencia de pendientes abruptas, en el drenaje de tipo subparalelo y a la exposición del basamento de calizas y lutitas en este sector. Y todo esto debido a que el volcán está construido sobre un escalón tectónico lo que provoca un desnivel de altura con respecto al sector Oeste (ver figura 4, Capítulo 2).

Por otro lado, aun cuando las microcuencas con un área pequeña no tengan la capacidad de generar la misma cantidad de escurrimiento que las grandes, su morfología tiene implicaciones en su comportamiento hidrológico, en especial, en la respuesta de las microcuencas en presencia de precipitaciones de alta intensidad, ya que supone menores tiempos de concentración (menores a 1 hora) de la escorrentía superficial y mayor susceptibilidad a experimentar crecidas con hidrogramas de picos pronunciados y corta duración que, sumado a la erosión e incorporación de materiales, puede desarrollar estos flujos (Patton et al., 1976).

Las alturas de las microcuencas del área de estudio en el sector Este (Veracruz) están comprendidas desde los 1556 msnm, que corresponden a la desembocadura de la subcuenca de Jamapa, y 5495 msnm (altura promedio máxima) que corresponde al inicio de la microcuenca Tliapa. En el sector Oeste que corresponde al estado de Puebla, las alturas están comprendidas desde los 2933 msnm y los 5533 msnm. La diferencia entre estas alturas 3939 y 2600 msnm para el estado de Veracruz y Puebla respectivamente, sugiere alturas y pendientes significativas que favorecen la génesis de lahares, ya que activa procesos erosivos y de transporte de materiales. Los cambios fuertes de altitud sobre todo en la ladera Este, favorecen el incremento de velocidad de dichos fenómenos. Asimismo, las fuertes pendientes favorecen la erosión del suelo y el transporte rápido de sedimento y agua. En cuanto a las pendientes (ver figura 9), la subcuenca de Jamapa presenta la pendiente promedio más alta del área de estudio con 26. 7°, sin embargo, en la barranca de Jamapa se presentan pendientes de hasta 61° esto debido al material de las barrancas (espesos flujos de lava). La microcuenca de Metlac presenta pendientes promedio de 34. 4° pero pendientes de hasta 55° en sus barrancas. La microcuenca del río Chiquito posee la pendiente promedio más baja (16°) pero en sus barrancas las pendientes pueden alcanzar los 30°. El mapa con el cruce de pendientes y PRM (Figura 45) indica que el 43.7% de estos procesos ocurrieron en el rango de pendientes de 15°-29°, estas fuertes pendientes favorecen la activación de procesos erosivos y transporte de materiales y favorece una alta capacidad de erosión del suelo por el rápido desplazamiento del agua lo que también se traduce en que si se llegase a formar una inundación o lahar tendría alta velocidad. Aunque también hay que considerar que varios PRM han ocurrido a bajas alturas en donde las pendientes disminuyen, sin embargo, estos procesos ocurren sobre todo en las paredes casi verticales de las barrancas.

Con respecto al orden de las corrientes, las cuencas con mayor orden poseen un drenaje más integrado, por lo que son susceptibles a generar crecidas debido al aporte de varios tributarios. Estas cuencas son Jamapa, Metlac y Orizaba que presentan un orden de corriente 4. Las microcuencas que presentan un orden moderado (2-3) son Tliapa, Chiquito, 6, 8, 9, Paso Buey y Quetzalapa y la microcuenca que presentan un orden bajo (1) es Tecajete (Tabla 6). Esta propiedad se acopla con la densidad de drenaje (Dd), valores altos, favorecen una rápida respuesta a las lluvias, debido a la mayor estructuración de la red, es decir la respuesta de la cuenca frente a una tormenta será más rápida, evacuando el agua en menos tiempo o bien mayor potencial erosivo (Gaspari et al., 2009; Wani y Garg, 2009; Strahler, 1957). La

densidad de drenaje es un inverso de la permeabilidad y, por tanto, es un factor importante en estudios de escorrentía (Patel et al., 2008). La subcuenca de Jamapa y la microcuenca de Quetzalapa presenta Dd bajo, con valores de 0.9 km/km^2 , lo que indica un menor desarrollo en la red y una respuesta a las lluvias más lenta, traducido en un pico de descarga menor que tarda más tiempo en alcanzarse y sugiere materiales permeables, duros y resistentes. Esto puede deberse al material que conforman estas barrancas, por ejemplo, la subcuenca de Jamapa está formada por espesos flujos de lava (en algunos puntos de hasta 100 m) y la microcuenca de Quetzalapa también está conformada por flujos de lava de menor espesor y depósitos piroclásticos. El resto de las microcuencas presentan Dd moderadas en el rango de 1.0 a 1.3 km/km^2 (Tliapa, Metlac, Orizaba, Chiquito, 6, Tecajete, 7, 8, 9, 10 y Paso Buey), lo que indica una topografía disecada, alta escorrentía superficial, baja tasa de infiltración y en consecuencia un alto potencial de inundación y mayor erosión (Strahler, 1964; Farhan et al., 2016).

La relación de bifurcación (Rb) determina la relación del número de cauces de un determinado orden y el número de cauces del orden inmediatamente superior. Los valores de Rb bajos son característicos de cuencas hidrográficas menos perturbadas sin distorsión en el patrón de drenaje (Patel et al., 2008). Las relaciones de bifurcación más bajas las presentan las cuencas 9 (1.3), Paso Buey (1.4) y 8 (1.5), y los valores más altos de Rb lo tienen las cuencas de Orizaba (3.8) y Metlac (3.4).

El factor de la forma de las cuencas facilita el análisis, la evaluación, y zonificación de la amenaza por inundaciones y lahares al arrojar información sobre la influencia en la respuesta del caudal frente a cualquier precipitación. La subcuenca de Jamapa, así como las microcuencas de Tliapa, Chiquito, 6, Tecajete, 8, 9 y 10 presentan valores menores a 0.22 lo que indica que se trata de cuencas muy alargadas, es decir son cuencas menos sujetas a crecidas y con un pico de hidrograma plano que se alcanza de manera más lenta (Horton 1945). Las microcuencas Metlac, Orizaba, Paso Buey y Quetzalapa presentan valores en el rango de 0.22 a 0.29 lo que las clasifica como cuencas alargadas en donde es más fácil concentrar el escurrimiento de una lluvia formando crecidas (Horton 1945).

Los tiempos de concentración (Tc) son en promedio de 1 hora. La subcuenca de Jamapa posee el mayor tiempo de concentración con 2.5 horas, debido a que es la de mayor tamaño. La microcuenca Tecajete en cambio posee el menor tiempo con 0.41 horas esto debido a que es la microcuenca de menor tamaño de este estudio. El Tc, es importante ya que nos brinda un tiempo mínimo de respuesta de la población ante una inundación o un lahar.

El análisis de las curvas hipsométricas es una forma de evaluar el ciclo erosivo y la etapa evolutiva en la que se encuentran las cuencas (Strahler, 1952). Las gráficas (ver figura 10) resultantes indican que la microcuenca de Tecajete se encuentran en una etapa de juventud, cuyo relieve se encuentra en un estadio erosional, por lo que su potencial morfodinámico para experimentar procesos erosivos y movimientos en masa es alto. La subcuenca de Jamapa y las microcuencas Tliapa, Metlac, Chiquito, 6, 8, 9, 10, Paso Buey y Quetzalapa

están en equilibrio y poseen ríos maduros, las cuencas en etapa de madurez presentan cauces encañonados y valles angostos y pueden presentar una inestabilidad de laderas y cauces con meandros. Y la microcuenca de Orizaba se encuentran ya en una fase de sedimentación con ríos viejos, pueden presentar grandes áreas de sedimentación y planicies de inundación.

Según las gráficas de la figura 10, la altura promedio se sitúa entre los 3000 y 4000 msnm, el incremento en la pendiente de las curvas, sobre todo en las microcuencas en fase de sedimentación y las microcuencas en equilibrio indica que, por encima de la altura promedio, existe una mayor presencia de vertientes y cauces con pendientes relativamente más fuertes por encima de los 4000 m y pendientes más suaves por debajo de este valor. Así mismo, implican la predominancia de procesos erosivos por encima de este nivel y procesos de transporte y sedimentación por debajo de los 4000 m. Esta información puede brindar un umbral de altura en que se pueden generar lahares como se demuestra en los eventos de 2003 y 2012 y un evento al norte del volcán mismo que no tiene fecha de ocurrencia (Rodríguez et al., 2005; Morales-Martínez et al. 2016 y Parrilla et al., 1996), estos autores señalan el inicio de los eventos en los 4200 y 4230 msnm.

Establecer una categoría para cada cuenca puede ser difícil, ya que al encontrarse en áreas montañosas estas pueden presentar varias etapas, por ejemplo, en todas las cuencas se puede apreciar una morfología asociada a una etapa de formación temprana/joven de acuerdo a las características que presentan, es decir, la inestabilidad general de laderas, una profundización del cauce, pendientes muy altas (30-40°), la corriente principal está integrada por varias corrientes que generalmente se forman por lluvias y en el caso de Jamapa, Tliapa y 10, por deshielo del glaciar. En esta etapa, se produce erosión en surcos y cárcavas y la mayor cantidad de sedimentos producto de la erosión proviene de esta área.

Dentro de cada barranca se pueden diferenciar distintas zonas dependiendo sus características morfométricas: zonas donde predomina el proceso de erosión, generalmente en tramos con elevada pendiente donde las escorrentías y lahares podrían alcanzar velocidades altas; zonas sedimentarias o de depositación, donde el material es depositado como consecuencia de una reducción de la velocidad asociado a una disminución de pendiente y; zonas intermedias, donde existe una transición entre erosión y sedimentación. En los perfiles de la figura 82 se puede observar que en las cuencas del sector Este (Jamapa, Tliapa, Metlac, Orizaba y Chiquito), existen pendientes abruptas por encima de los 4000 m (mayores a 40-30°) este nivel es catalogado como la zona de erosión, gran parte de los sedimentos que podría incorporar un lahar pueden provenir de esta zona y estos van a depender de la geología, especialmente de la litología en el caso del Pico de Orizaba estos serían de materiales piroclásticos y de lavas que conforman las barrancas. La zona de transición donde pueden ocurrir procesos tanto de erosión como de sedimentación están en el límite de los 4000 y 2000 m para las microcuencas de Tliapa, Metlac, Orizaba y Chiquito (en los perfiles de la figura 82 se puede apreciar un cambio de pendiente, 20-15°), y en la subcuenca de Jamapa esta zona estaría entre los 4000 y 3000 m. La zona de sedimentación como se observa en los

perfiles existe un decremento considerable en las pendientes donde se puede considerar zonas casi planas estaría por debajo de los 2000 y 3000 m.

En el sector Oeste, hay una diferencia entre estas zonas ya que existen elevaciones menores en este sector. La zona de erosión para las microcuencas Tecajete y Quetzalapa se sitúa en los 4000 m, y 4500 para la microcuenca Paso Buey. La zona de transición para Tecajete estaría entre los 4000 y 3000 m, para Paso Buey entre los 4000 y 3750 m, y para Quetzalapa entre los 4000 y 3500 m. Y por último la zona de sedimentación está en los 3000, 3750 y 3500 m para Tecajete, Paso Buey y Quetzalapa respectivamente.

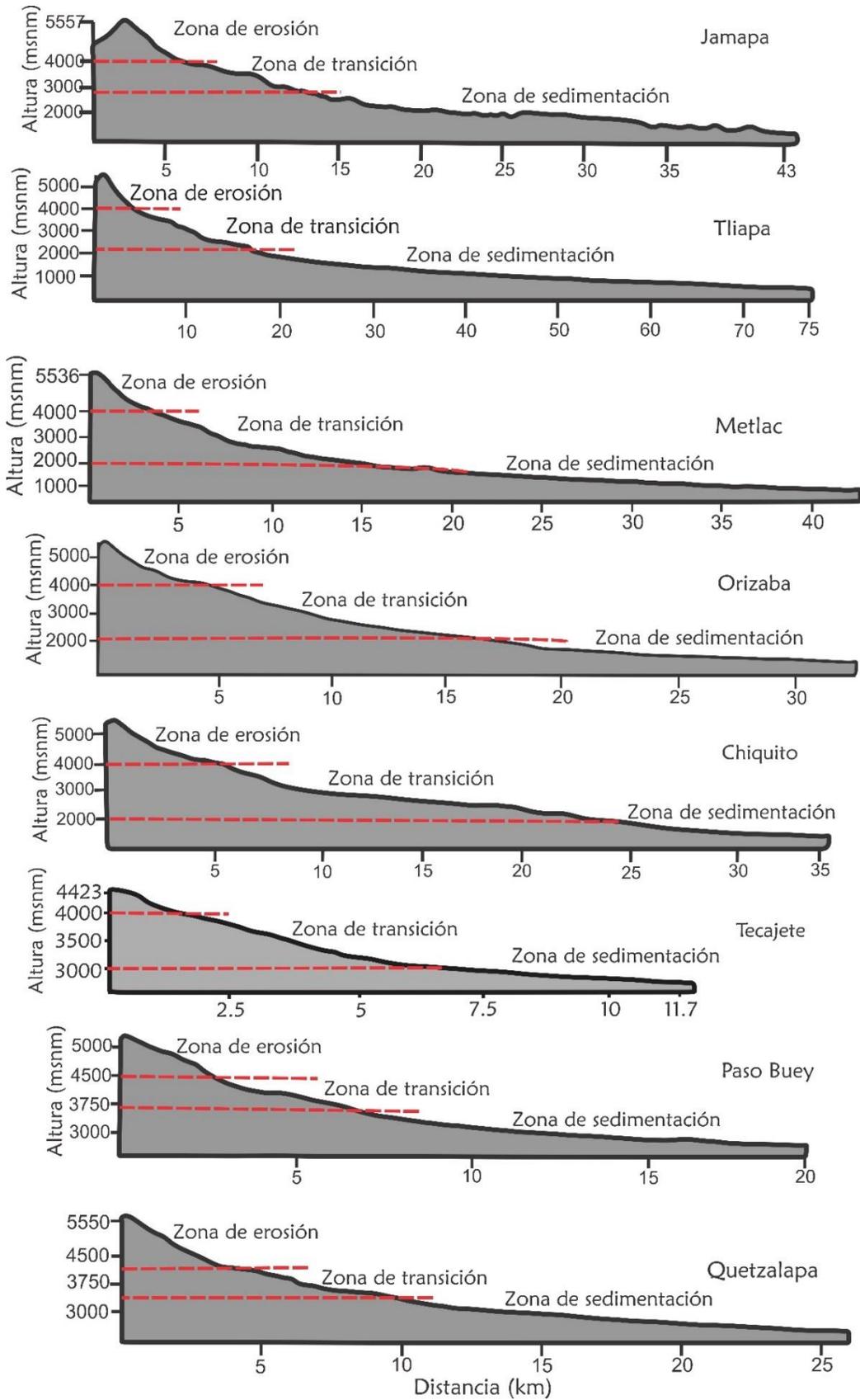


Figura 82. Perfiles de elevación longitudinales de las microcuencas.

En cuanto a la orientación de laderas, en mapa de la figura 12 y la tabla 9 muestran que la orientación dominante en Jamapa y Tliapa es hacia el Noreste (17.13% y 24.48% respectivamente). En la microcuenca de Metlac la orientación dominante es Sureste (24.82%), en Orizaba y Chiquito domina la orientación Sur con 11.95% y 29.90% respectivamente. En la microcuenca 6 la orientación dominante es Oeste (28.80%), en la Tecajete dominan dos orientaciones Suroeste y Oeste (25.34%). En la microcuenca 8 domina la orientación Noroeste (27.28%), en la microcuenca 9 la orientación dominante es Oeste (42.88%). En la microcuenca 10 y Paso buey domina la orientación Noroeste con 32.50% y 25.88% respectivamente. Por ultimo en la microcuenca de Quetzalapa la orientación que domina es norte (22.23%). El mapa de la orientación de laderas con el cruce de PRM (Figura 46) indican que el 36.7% de ellos ocurrieron sobre la orientación Suroeste, seguido de la orientación Sur con 25.3%. En la orientación Oeste ocurrieron 18.9% de los procesos y en las demás orientaciones menos del 10%. Sin embargo, es importante mencionar que las laderas expuestas al Este son las que reciben mayor humedad esto debido a que en el sector Este se registran las mayores precipitaciones.

Las variaciones en las características morfométricas y morfológicas de las cuencas influyen en el potencial de generar lahares primarios, secundarios y escorrentías, mayor área en las cuencas del sector Este, alto relieve y las pendientes pronunciadas, permiten la ocurrencia de inundaciones y aporte de sedimentos de la parte alta de las cuencas para generar flujos en el rango de corrientes diluidas-hiperconcentrado-escombros, como lo evidencia las inundaciones ocurridas en 2012 y 2017 en la microcuenca de Orizaba (E-consulta, 10 de agosto de 2017), los deslizamientos ocurridos en 2012 y 2017 ocasionados por lluvia cerca de Coscomatepec; los eventos de 2003 en la microcuenca del río Chiquito (Rodríguez et al., 2006) y el evento de 2012 en la subcuenca de Jamapa y Tliapa (Morales Martínez 2016).

Respecto a la sedimentación dentro de cada cuenca, las columnas estratigráficas de la figura 47, resumen el tipo de material que se encuentra en cada cuenca. El basamento de calizas y lutitas expuestas en la parte media y en la zona de salida en el sector Este, principalmente en las microcuencas de Tliapa, Metlac, Orizaba y Chiquito, les confiere características singulares a estas barrancas, ya que estas son muy profundas y encañonadas, este puede ser el motivo por el cual los lahares que se han generado en este sector han alcanzado mayores distancias debido a que se encauzan y pueden aumentar su velocidad inicial. También en este sector afloran lavas de varios metros de espesor (100 m) (Jamapa) y lahares del Cuaternario. El registro estratigráfico indica que existen depósitos de flujos de escombros de grandes dimensiones (ej. Depósito Tetelzingo) asociados al colapso de sector (Carrasco-Núñez, 1993), cuyos afloramientos se pueden observar a varios kilómetros del volcán (~85 km) y de varios metros de espesor. Así mismo, las columnas estratigráficas muestran el registro de depósitos de lahar (sineruptivos), asociados a depósitos piroclásticos, también se encuentran depósitos piroclásticos de gran espesor asociados a erupciones explosivas (ej. Pómez Citlaltépetl) (Rossotti, 2005) en la microcuenca de Tliapa. El desarrollo de terrazas sobre los cauces principales indica la existencia de numerosos depósitos de flujos en el rango

de concentraciones fluvial-hiperconcentrado-escombros, establecida con base en las características texturales. Estos depósitos incluyen los reportados por Rodríguez-Elizarrarás et al. (2006) y Morales et al. (2016). Los depósitos asociados a lahares se encuentran desde cotas altas a 4200 msnm hasta los 270 msnm.

Por otro lado, en el sector Oeste, se observa un cambio abrupto en el tipo de sedimentación, aquí no aflora el basamento de calizas-lutitas, lo que ocasiona que al pie del volcán se encuentren las desembocaduras de las barrancas. El tipo de sedimentación dominante es el de depósitos piroclásticos, intercalados con flujos de lava de al menos 15 m de espesor, que conforman las paredes de las barrancas. Sin embargo, también se encuentran depósitos de flujos hiperconcentrados, de escombros y, en menor medida, de corrientes diluidas. A la cima de las columnas estratigráficas del sector Oeste se encuentran depósitos asociados a flujos de escombros que, al sobreyacer a los depósitos piroclásticos, su edad mínima es de 4100 años AP, que corresponde a la última actividad eruptiva del volcán (Carrasco et al., 1999).

Es importante recordar que gran parte de las características antes descritas están controladas en gran parte por el escalón tectónico sobre el cual está construido el volcán. Dicho escalón se puede observar en los perfiles de la figura 4 (capítulo 2) ya que se encuentra un desnivel en el sector Este con respecto al sector Oeste.

9.2. Escenarios de peligro por lahares primarios

Los escenarios de generación de lahares por removilización de material de caída, de material de las corrientes piroclásticas de densidad y la fusión del glaciar necesitan una reactivación del volcán.

En el caso de la removilización de material de caída se tomó en cuenta la erupción que dio origen al depósito nombrado Pómez Citlaltépetl con un VEI de 4-5 (Rossotti, 2005), la cual estuvo caracterizada por actividad pliniana, de acuerdo a su distribución, las cuencas afectadas serían las del sector E y SE, es decir, Metlac, Orizaba, Tliapa y Chiquito y en menor medida las microcuencas del sector Oeste.

La probabilidad de que se presenten erupciones en el Pico de Orizaba con un VEI 2-4 es mayor a las erupciones con un VEI 5 (De la Cruz Reyna et al., 2002), sin embargo, no se tienen datos suficientes, por lo que no se pueden analizar para establecer un escenario. Datos en otros volcanes del mundo, como el Monte Merapi que tuvo una erupción en 2010 con VEI 4, generó 240 lahares (Kumalawati et al., 2013; De Belizal et al., 2013) o la erupción (VEI 3) del Nevado del Ruiz en Colombia en 1985 (Pierson et al., 1995), que generó varios lahares de dimensiones considerables, ponen de manifiesto que erupciones pequeñas pueden generar grandes daños asociados a la formación de lahares.

Adicionalmente, en el caso de una erupción grande, el sistema fluvial podría cambiar drásticamente, durante la erupción e incluso varios años después de ella, siguen presentándose alteraciones en cuanto a la morfometría, morfología, sedimentación e hidrología de las cuencas (Pierson et al., 2014).

Para el escenario de la removilización por material proveniente de las corrientes de densidad piroclástica, y tomando en cuenta una distribución radial para estos flujos, prácticamente todas las cuencas son afectadas en gran parte de su superficie a excepción de la subcuenca de Jamapa.

Por último, en el caso de la fusión del glaciar al encontrarse con una limitada distribución las microcuencas afectadas serían Jamapa y Tliapa en el sector Este y la microcuenca sin nombre (10) en el sector Oeste, cabe mencionar que incluso una erupción pequeña que genere piroclastos y estos entren en contacto con el glaciar podrían incorporar la cantidad de agua suficiente para generar lahares como lo ocurrido en la erupción del Nevado del Ruiz en 1985 (Pierson et al., 1990) o en el volcán Popocatépetl en el 2001 (Julio-Miranda et al., 2005).

9.3. Escenarios de peligro por lahares secundarios

Con respecto a los escenarios de peligro que se plantean en este trabajo, y a las condiciones actuales del Pico de Orizaba, es decir sin actividad volcánica, el escenario más probable es el de la generación de lahares secundarios desencadenados por lluvias. En este caso juegan un papel importante los factores que pueden favorecer su generación como la geología, vegetación y uso de suelo, al igual que la cantidad de material fácilmente erosionable proveniente de los procesos de remoción en masa.

Con respecto a la geología, esta condiciona la estabilidad de las laderas y la presencia de calizas y lutitas del basamento favorece el desarrollo de barrancas con una mayor longitud y, por ende, mantiene confinados los flujos generados favoreciendo su desplazamiento. Asimismo, la estratificación y fracturamiento, favorece el colapso de material hacia el cauce. Lo anterior, se puede observar sobre todo en las cuencas de Tliapa y Chiquito. Además, las rocas volcánicas son afectadas por un intenso intemperismo e hidrotermalismo que también favorecen el desarrollo de pequeños pero numerosos procesos gravitacionales (Aceves-Quesada et al., 2016).

La superposición de la litología con los PRM (Figura 60), expuso que 98 de ellos (60.49%) se han formado en zonas cubiertas por material piroclástico y lahares por ende se asignó el nivel alto de susceptibilidad a esta unidad. Las andesitas y dacitas que conforman gran parte del edificio volcánico presentan el segundo lugar en PRM con 46 de ellos (28.39%), además de que estas presentan un intenso fracturamiento aunado a que son las rocas que presentan las pendientes más abruptas. Las calizas y lutitas del basamento, en ellas se observó que los PRM (11.11%) se encuentran en zonas donde afloran otros materiales como calizas-andesitas-dacitas y calizas-lahares esto puede ser debido a la diferente competencia de los materiales.

Con respecto a la vegetación que cubre las laderas del volcán ésta varía según lo hacen los factores climáticos de temperatura, humedad y precipitación. La presencia o ausencia de vegetación o su grado de conservación determina el efecto que tiene la precipitación en el suelo, especialmente en el lavado y arrastre del material suelto acumulado en las barrancas y por tanto también en la formación de los lahares.

Se ha comprobado que los procesos de remoción en masa (en este caso se analizan como posible fuente de erosión de material disponible para futuros lahares), son iniciados en áreas con escasa vegetación, suelos desnudos o deforestación, en el caso del Pico de Orizaba por arriba de 4300 m no hay vegetación, esto reafirma lo que se mencionó en el apartado 9.1 que la zona de erosión se encuentran por arriba de los 4300 m debido a las fuertes pendientes que se encuentran ahí y poca vegetación lo que favorece los procesos de erosión en esa zona.

De acuerdo al cruce del inventario de PRM con el mapa de uso de suelo y vegetación (Figura 61), el 18.51% de los PRM se han generado en zonas con vegetación de bosque o pastizal, aunque esta vegetación supone una disminución en la erosión del suelo y de material disponible para ser movilizado en la época de lluvias, esta vegetación se encuentra en la parte media de las cuencas. Las zonas de agricultura fueron consideradas con una susceptibilidad alta ya que implica remover suelos y materiales, lo que facilita la erosión de los mismos, en este uso de suelo se han presentado el 81.48% de los PRM. Cabe mencionar que en el Pico de Orizaba grandes áreas son ocupadas por actividades de agricultura de temporal y riego lo que implica a su vez grandes áreas de deforestación.

Respecto a los factores que pueden condicionar la formación de lahares secundarios, se establece que la cantidad y tamaño de los PRM dentro de las barrancas juega un papel fundamental, ya que condiciona el volumen de material que puede ser arrastrado por el lahar (procesos de bulking). Además, los materiales desprendidos por colapso de las paredes de las barrancas, pueden generar represamientos, estos diques naturales pueden obstruir el cauce de las barrancas acumulando toda clase de materiales hasta que el flujo pueda superar su capacidad de carga. Si el represamiento cede y su contenido es liberado, el flujo puede incrementar el poder erosivo del mismo. Ejemplos de lo anterior, se observaron en las microcuencas Jamapa, Tliapa, Metlac, Chiquito y Tecajete.

Estos PRM crean una situación de peligro para más de 360,000 personas a lo largo de las poblaciones como Córdoba, Orizaba, Rio Blanco, Nogales y Ciudad Mendoza (INEGI, 2014).

En el escenario por colapso de sector que es el escenario de mayor magnitud que se plantea en este trabajo, pero el de menor probabilidad de ocurrencia, puede presentarse aún sin la reactivación del volcán, ya que dos de los tres colapsos parciales que ha tenido el volcán se han dado por alteración hidrotermal del edificio volcánico (Carrasco-Núñez et al., 1993; Carrasco-Núñez et al., 2006), en caso de presentarse este escenario las cuencas afectadas serian Jamapa, Tliapa y Metlac, dependiendo el tamaño del colapso este puede ser todo el sector o solo una parte.

El material volcánico emitido durante los episodios eruptivos del pasado genera depósitos susceptibles a ser arrastrados por las corrientes de agua, condicionando el origen de los lahares. Al encontrarse el volcán en un periodo de reposo, los depósitos encontrados en las barrancas y alrededores en su mayoría se trata de lahares secundarios, ya que todo el material

factible a ser removido es material de actividad explosiva pasada que generó depósitos piroclásticos que fueron depositados en los alrededores del volcán.

9.4. Mecanismos disparadores

Con respecto a los mecanismos disparadores se considera a la lluvia como el mecanismo de disparo más frecuente para lahares en el Pico de Orizaba. La vertiente Este (NE y SE) recibe las mayores precipitaciones, debido al choque de las masas cálidas y húmedas procedentes del Golfo de México contra el edificio del Pico y a la entrada de huracanes procedentes del Océano Atlántico, lo que produce abundantes lluvias orográficas y permite el desarrollo de abundante vegetación. Esta es la causa de que las barrancas con mayor número de lahares secundarios sean las ubicadas en la ladera Este. Por ejemplo, en el sector Este las mayores precipitaciones anuales las recibe la estación Cuitláhuac con 2658 mm seguida de Coscomatepec con 2148 mm. En Puebla, la mayor precipitación se registra en la estación Chilchotla con 1566 mm y en San Isidro Canoas Altas con 773.1 mm (Figura 72). De acuerdo al análisis de los datos de precipitación, el sector Oeste recibe sólo el 40 % de la lluvia que se registra en las laderas del sector Este.

Los factores importantes que regulan la cantidad de lluvia efectiva sobre una cuenca son la precipitación, la escorrentía superficial, la infiltración y la evapotranspiración, lamentablemente las estaciones no cuentan con ninguno de estos parámetros. La infiltración es un proceso que depende de otros elementos como la textura del suelo, las pendientes del terreno, el volumen de escurrimiento, el tiempo de lluvia, etc., lo que hace complicado su estimación. Por otro lado, la evapotranspiración depende de la humedad del suelo. Por tanto, en este estudio se considera que el 100 % de precipitación se convierte en escorrentía superficial y, por lo tanto, los cálculos asociados sobreestiman el volumen de agua disponible en cada cuenca.

Con respecto al análisis de la precipitación diaria, las precipitaciones de 150 y 99.5 mm/día reportada para los eventos de 2003 y 2012 respectivamente (Rodríguez et al., 2006; Morales Martínez 2016) y tomando 100 mm/día como umbral para generar lahares, el análisis de las estaciones entre el periodo de 1927 a 2014 muestra que este valor se ha rebasado en 227 ocasiones. Lamentablemente no se tiene la certeza de que se hayan formado lahares producto de estas precipitaciones debido a la poca información que existe para correlacionarlos. De estos 227 casos, 202 se registran en el sector Este y solo 25 en el flanco Oeste, dejando de manifiesto que las mayores precipitaciones se registran en el flanco Este. Además, se debe considerar que los umbrales determinados para los eventos de 2003 y 2012 no son los reales, ya que en cotas altas la precipitación debe ser diferente.

Las precipitaciones para los eventos de 2003 y 2012 mostraron que, en los flujos de baja concentración del 2003, la precipitación para el 5 de junio fue de sólo 15 mm/día mientras que la acumulada fue de 152 mm (1-5 de junio) estos flujos pudieron generarse debido a la precipitación acumulada más que a la precipitación de solo ese día. En cambio, el flujo de escombros del 2012, está relacionado más a la precipitación registrada el 9 de agosto (132

mm/día), ya que la precipitación acumulada (169 mm del 1-9 de agosto) no varía significativamente para este evento. Esto puede deberse a la capacidad de transportar sedimentos y a la cantidad de sedimentos disponibles en el área. Con una mayor resolución de datos de precipitación, podrían establecerse umbrales que pueden disparar un lahar, para esto se necesitan datos que incluyan la precipitación por hora y el cálculo de la intensidad con esto podría encontrarse una relación de origen con la precipitación acumulada inundaciones-flujos diluidos- flujos hiperconcentrados y la intensidad de la precipitación con flujos de escombros. También podría correlacionarse la magnitud del evento con la cantidad de lluvia acumulada.

Otro aspecto muy importante a la hora de realizar evaluaciones de peligro por lahares es considerar la cantidad de lluvia que puede caer durante la temporada de huracanes (junio-noviembre) ya que la mayor intensidad de los procesos erosivos- acumulativos dentro de las barrancas ocurran durante esta temporada, como el caso del flujo de escombros de 2012 generado por la entrada del huracán Ernesto. Durante la temporada de huracanes se pueden presentar lluvias extraordinarias del doble de las precipitaciones normales tal es el caso del huracán Ernesto en la que se registró en tan solo un mes (agosto, 558.2 mm) una cuarta parte de la precipitación anual. Asimismo, los umbrales de lluvia se modifican debido al cambio en el contenido de humedad del suelo como ocurre en el volcán de Colima (Capra et al., 2010). En este sentido las cuencas que podrían verse más afectadas por la cantidad de precipitación que pueden acumular son Jamapa con 3.4×10^8 , Orizaba con 1.1×10^8 , Tliapa con 8.8×10^7 , Metlac con 8.5×10^7 y Chiquito con 7.1×10^7 m³ en el sector Este y en el sector Oeste Quetzalapa con 1.8×10^7 m³.

Con respecto al análisis de los datos de la precipitación anual presentados en el mapa de la figura 72 y cuyos datos fueron incorporados a la ecuación de susceptibilidad, las microcuencas Jamapa, Tliapa, Metlac y Orizaba presentan precipitaciones en el rango de 1114.6-1780.9 mm. por lo que tendrían una susceptibilidad alta ya que pueden saturar el suelo y formar movimientos de ladera, lahares e inundaciones. Las microcuencas Chiquito, 6, Tecajete, 8, 9, 10, Paso Buey y Quetzalapa presentan precipitaciones bajas en el rango de 0-1114.6 mm, por lo tanto, se consideran como sitios de baja susceptibilidad a formar inundaciones y lahares. En la parte baja de la subcuenca de Jamapa y la microcuenca Tliapa se registran las mayores precipitaciones (1780.9-2657.8 mm) sin embargo fueron consideradas como zonas con susceptibilidad moderada ya que como se ha visto a lo largo de este trabajo los lahares que se han generado en el volcán han sido en cotas altas.

El periodo de retorno que se calculó para precipitaciones mayores a 100 mm/día arrojó que este es en promedio de 1 año, lo que se interpreta como que estas precipitaciones (100 mm/día), son muy comunes en el área de estudio. Sin embargo, no se encontraron reportes acerca de eventos que se hayan generado por estas lluvias, esto puede ser debido a que si se generan eventos estos pueden ser de pequeña magnitud y que se restringen a los cauces sin afectar a las poblaciones, pero esto implica que puede existir una acumulación de material

disponible a ser removilizado en caso de presentarse lluvias extraordinarias y que estas puedan transportar este material formando lahares de una magnitud mayor.

Dadas las características que se presentan dentro de las barrancas, se puede decir que existe una dinámica de erosión-depositación originada por la incidencia de eventos laháricos y corrientes diluidas que están profundamente ligados a la temporada de lluvias.

Los drenajes en el sector NE y SE son más propensos a la erosión por escorrentía superficial. Este hecho es consecuencia de la concentración pluviométrica derivada de las intensas precipitaciones generadas en este sector, además de que corresponden a la zona de barlovento, aunque su efecto depende en gran medida de la cohesión de los materiales y de la presencia de vegetación. En este sector se identificaron a los procesos fluviales como el tipo de proceso dominante, lo cual se manifiesta en moderada-alta densidad de la red de barrancos.

Por el contrario, en el sector NW y SW, existe una disminución en las precipitaciones y menor cantidad de vegetación. Sin embargo, la dinámica de las barrancas también es muy activa. En estas barrancas los drenajes son intermitentes a excepción del río Paso Buey y Quetzalapa.

En cuanto a los sismos, no se tienen suficientes datos para correlacionar un sismo con la generación de probables PRM o transformación de estos a lahares en el área de estudio, debido a esto no se incorporó a la ecuación de susceptibilidad. Sin embargo, existe la probabilidad de que un sismo pueda ocasionar un flujo de escombros como el ocurrido con el sismo de Xalapa de 1920 (M 6.4) con una profundidad de 15 km que ocasionó flujos de escombros al Norte del área de estudio (en una barranca de Las Cumbres), en este evento murieron 420 personas (Flores y Camacho, 1922; Suárez, 1992). En este caso se deben de estudiar las condiciones mecánicas de las rocas, así como la aceleración del terreno acopladas con los datos de lluvia, como en los trabajos de Yang y colaboradores (2015) donde establecen que los deslizamientos de tierra poco profundos inician con erosión a la base de la ladera causada por la escorrentía superficial durante fuertes lluvias.

En este trabajo se tomaron en cuenta los sismos que se han generado desde 1900 al 2019 ya que estos, aunque de pequeña magnitud pueden ocasionar daños menores de tratarse de sismos someros.

9.5. Análisis de la susceptibilidad

El Pico de Orizaba es un estratovolcán que en el transcurso de su historia ha registrado varias erupciones explosivas. Durante las últimas décadas el desarrollo urbano en el área alrededor del edificio volcánico ha aumentado. En la actualidad, 1,215,844 habitantes se encuentran en un radio de 40 km (INEGI, 2014). La mayor densidad de población se encuentra justamente en el sector E y SE del volcán, que son las zonas ocupadas por depósitos de flujo piroclástico y de lahares antiguos.

Los dos mapas de susceptibilidad presentados en este trabajo son el primer paso para una evaluación de peligro más precisa para estos flujos, ya que brinda una primera aproximación para la delimitación de zonas a revisar puntualmente (áreas críticas) que son las que corresponden con zonas de susceptibilidad alta y moderada.

Susceptibilidad a lahares primarios

Respecto a la susceptibilidad: la predisposición de los materiales y las características del terreno a generar flujos volcánoclasticos, los mapas de susceptibilidad identifican áreas potencialmente propensas a generar estos flujos. En el caso de lahares primarios se incorporaron a la ecuación de susceptibilidad las pendientes, la orientación de laderas, la precipitación, volumen de agua proveniente del glaciar, parámetros morfométricos (orden de la red, densidad de drenaje y factor de la forma, ya que estos tres engloban varias características hidrológicas importantes dentro de las cuencas), el volumen de material de caída y de CPD, así como la geología. De estos factores se identificó a la pendiente del terreno, la cubierta de depósitos piroclásticos, el volumen de material de caída y la precipitación como los parámetros más importantes.

En el caso de la reactivación del volcán y la posible formación de lahares primarios la importancia debe darse a las cuencas de Jamapa, Tliapa, Metlac y Orizaba en el sector Este y a las microcuencas 9 y 10 en el sector Oeste.

En el mapa de la figura 79, se puede observar que dentro de la subcuenca de Jamapa que presenta una susceptibilidad de moderada a alta, las principales localidades que podrán ser afectadas en caso de un evento serían Nueva Vaquería, Nuevo Jacal, La Mesa de Atotonilco, Itzapa, Tecpanquiahua, Excola, Cruz Verde, El Terrero, Alpatláhuac, Calchualco y en la salida de esta subcuenca podrían ser afectadas las comunidades de Tezongo y Coscomatepec de Bravo.

En la microcuenca (Tliapa) que presenta susceptibilidad igual de moderada a alta, las comunidades afectadas serían Potrerillo, Cuiyachapa, Tetelzingo, Ixtayuca, Xalatlaco, Tomatlán y Chocamán. En caso de presentarse un evento de magnitud considerable este podría llegar a afectar la ciudad de Córdoba con 140,896 habitantes (INEGI, 2014), ya que ésta se encuentra a 37 km del volcán y se localiza a un costado de una de las barrancas provenientes del volcán, además se está asentada sobre los remanentes del lahar Tetelzingo.

En la microcuenca de Metlac sólo dos comunidades se localizan cerca de la barranca Metlac a 25 km del volcán, estas son Dos Ríos y Fortín de las Flores. Sin embargo, según datos del SGM (1995-2000), la comunidad de Fortín de las Flores está asentada justamente sobre depósitos de lahar del cuaternario, por lo tanto, estos eventos podrían llegar a tener este alcance. A 30 km se encuentra una de las grandes estructuras del estado de Veracruz, el Puente de Metlac, que según la cartografía está construido sobre depósitos de lahar.

En la microcuenca de Orizaba, las comunidades dentro de las barrancas son San Baltazar, Frijolillo, Xiquila, Texmalaca, Los Fresnos, La Perla, Mariano Escobedo y San Isidro. A 25 km del volcán se encuentra la ciudad de Orizaba una de las ciudades con el mayor número de habitantes (120,844 habitantes, INEGI,2014) y que podría verse afectada en caso de un evento de magnitud considerable.

En el sector Oeste las microcuencas 9 y 10 son las que presentan susceptibilidad de moderada a alta en caso de generarse lahares primarios las comunidades afectadas serian: San José Llano Grande, Manuel Edgardo Ávalos y San Miguel Zoapan.

Susceptibilidad a lahares secundarios

Como ya se mencionó antes, el escenario más probable en el volcán, es el de la generación de lahares secundarios desencadenados por lluvias. En este caso los parámetros considerados fueron las pendientes, la precipitación máxima anual, parámetros morfométricos (orden de la red, densidad de drenaje y factor de la forma), orientación de laderas, la presencia de PRM, el uso de suelo y vegetación, la geología, el colapso de sector y el tipo de sedimentación presente en cada cuenca. En este trabajo, se identificó a las pendientes, la precipitación, la cantidad de material disponible dentro de las barrancas provenientes de los PRM y los parámetros morfométricos como los factores más importantes en su génesis.

De acuerdo al mapa de susceptibilidad las cuencas más susceptibles a desarrollar lahares secundarios y en su caso posibles inundaciones (dependiendo la concentración de material sólido) serían la microcuenca de Tliapa y Jamapa con una susceptibilidad alta, seguida de Metlac, Orizaba y Chiquito con una susceptibilidad moderada, en el sector Este (Veracruz) y la microcuenca 10 en el sector Oeste (Puebla). Las microcuencas del sector Oeste presentan una susceptibilidad baja.

En este caso las cuencas Tliapa, Jamapa, Metlac, Orizaba y 10 (Figura 81) ya se mencionaron las comunidades afectadas. Una de las microcuencas que presenta una susceptibilidad de moderada a alta es la del río Chiquito, la cual tiene una gran carga de sedimentos que es capaz de transportar grandes clastos, en el año 2003 se registraron flujos diluidos en la barranca del Muerto los cuales causaron grandes afectaciones (Rodríguez-Elizarrarás et al. 2006). En caso de presentarse nuevamente las comunidades afectadas serian Plan del Capulín en la salida de la microcuenca y a poco más de 20 km la ciudad de Maltrata, Aquila, Agrícola Lázaro Cárdenas, Ciudad Mendoza, Nogales e incluso Río Blanco.

El mapa de la figura 83 muestra los principales eventos de los que se tiene registro en cuanto a lahares secundarios disparados por lluvias. Las microcuencas que resultaron con susceptibilidad alta y moderada son las que en los últimos 30 años han registrado los eventos de mayor magnitud.

El primer caso corresponde a los flujos diluidos generados al SE del volcán en el río Chiquito en el año 2003, mismos que llegaron hasta las comunidades de Ciudad Mendoza, la Balustrera y Nogales, en la parte media de la barranca se tienen evidencias de clastos de 2-3

m de diámetro movidos por arrastre. En la figura 83 se puede observar la marca de agua en un jardín de niños ubicado cerca del cauce del río Chiquito en la población de Ciudad Mendoza. La altura máxima es de 2.5 m (Rodríguez-Elizarrarás et al. 2006).

En la microcuenca de Orizaba en los años 2012 y 2017 se ha tenido la evidencia del desborde del río Orizaba que ha inundado partes bajas del volcán, así como la destrucción del puente de la comunidad de Mariano Escobedo. Durante el trabajo de campo se observaron evidencias de otros eventos como terrazas recientes y daños ocasionados por estos flujos que se encuentran en el rango de concentraciones de fluvial a hiperconcentrado, sin embargo, no se tienen fechas exactas de estos eventos.

Y en el año 2012 se generó un flujo de escombros en la subcuenca de Jamapa y la microcuenca de Tliapa disparado por lluvias ocasionadas por la entrada del huracán Ernesto.

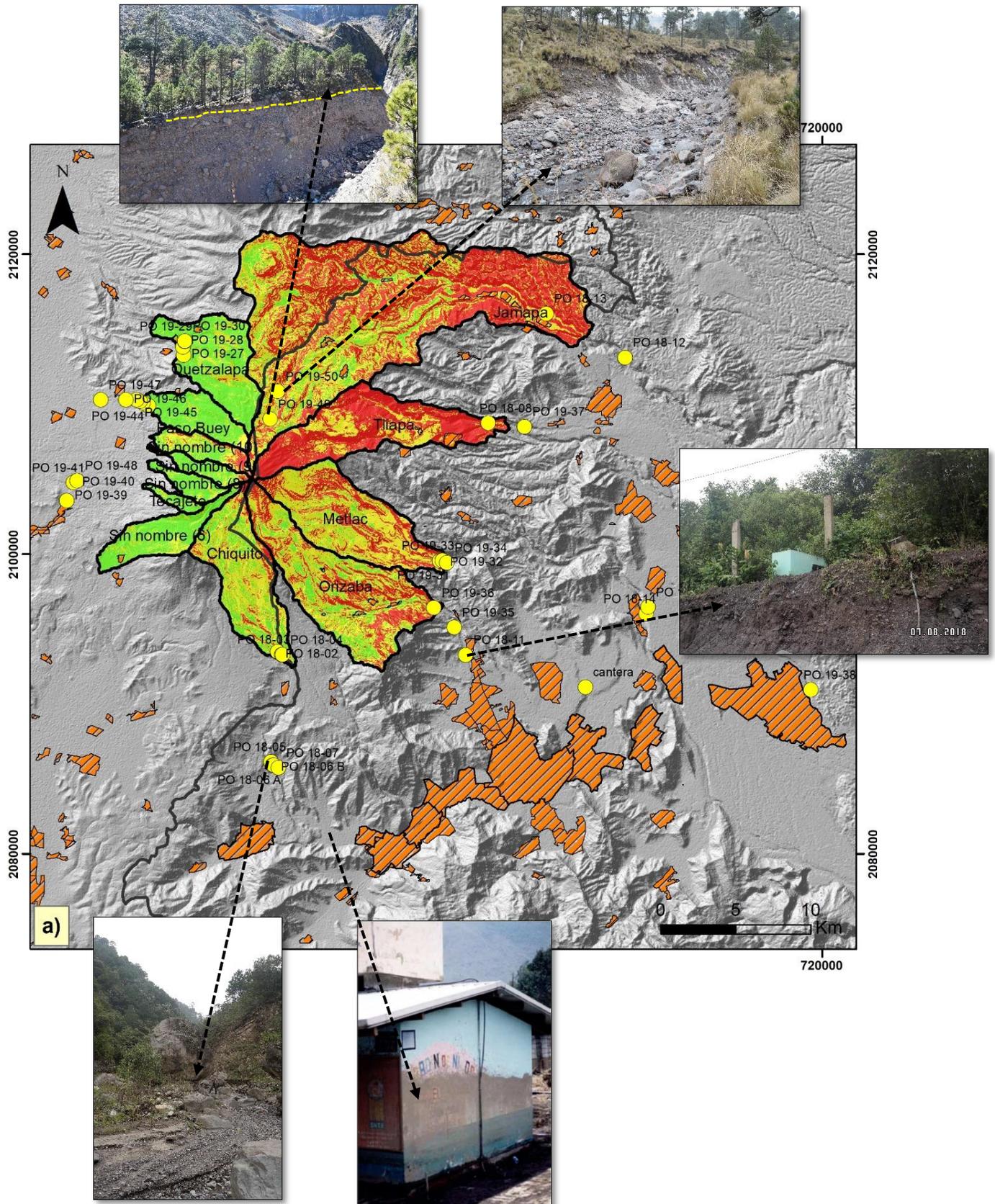


Figura 83. Cartografía de áreas críticas, donde se muestra con fotografías los lahares identificados como secundarios, mismas que validan cualitativamente el mapa de susceptibilidad.

Finalmente, en el Pico de Orizaba existe un espectro de flujos, desde flujos de escombros hasta flujos más diluidos y estos son de distinta magnitud. El volumen de material movilizado por los lahares está condicionado a la disponibilidad de material procedente de cotas más altas, así como de la intensidad y duración de la lluvia que arrastra esos depósitos.

En función del volumen de material movilizado y la cantidad de agua disponible, en el Pico de Orizaba se puede producir un tipo u otro de lahar. Cuando la concentración de sedimento y otros materiales sueltos es grande se genera un flujo de escombros, lo que produce una intensa erosión en el cauce y los márgenes de la barranca a lo largo de su recorrido. Si, por el contrario, la cantidad de material transportado por el flujo es pequeña, se forman flujos hiperconcentrados o diluidos (inundaciones comunes). También es común que se puedan dar transformaciones entre flujos, esto al incorporar tributarios que favorecen la dilución del flujo (procesos de debulking) o la incorporación del material (bulking) erosionado a lo largo de las barrancas.

CAPITULO 10. CONCLUSIONES

Para conocer las áreas más propensas a generar lahares o inundaciones se construyeron mapas de susceptibilidad mediante la combinación del análisis morfométrico y morfológico de las cuencas derivado de un modelo digital de elevación. Además, se utilizó información vulcanológica (espesor de los depósitos), precipitación, factores condicionantes en forma de mapas temáticos como geología, distribución de PRM y uso de suelo y vegetación, así como un factor de susceptibilidad a partir de las evidencias observadas en campo, como eventos recientes y el tipo de sedimentación en cada cuenca.

De acuerdo a las condiciones actuales del volcán (sin actividad magmática) debe darse un énfasis al estudio y análisis de los resultados aquí presentados para lahares secundarios, principalmente a las barrancas de la subcuenca de Jamapa y Tliapa, pero también a las barrancas que están dentro de las microcuencas de Metlac, Orizaba y Chiquito, ya que la desembocadura de ellas está en las ciudades con el mayor número de habitantes como Orizaba con 120,844 habitantes, Ciudad Mendoza con 35,641 o Maltrata con 11,842 habitantes. En el caso de la microcuenca Metlac en caso de que se generara un lahar de gran magnitud puede ocasionar daños a una de las grandes estructuras que se han construido en Veracruz, el Puente Metlac una estructura localizada en la carretera Córdoba-Orizaba. Y a la microcuenca 10 en el sector Oeste.

En caso de una reactivación del volcán las cuencas más susceptibles a generar lahares primarios serían Jamapa, Tliapa, Metlac y Orizaba en el sector Este y las cuencas 9 y 10 que no posee nombre ubicada en el sector Oeste del volcán. En contraste las cuencas que presentan la susceptibilidad más baja son Paso Buey, Quetzalapa, 6, Tecajete y 8.

Estos resultados confirman que el área de estudio puede ser fuertemente afectada por la generación de lahares tanto primarios como secundarios, así como inundaciones. Los dos mapas de susceptibilidad presentados en este trabajo son el primer paso para una evaluación de peligro para estos flujos ya que brinda una primera aproximación para la delimitación de zonas a revisar puntualmente (áreas críticas). Los resultados podrían ser empleados en el área de prevención y mitigación del peligro por lahares e inundaciones. Así como para futuros estudios a detalle sobre lahares, estudios hidrológicos o de peligro por inundaciones.

En esta investigación se establece que:

- 1) El escenario con la probabilidad más alta de presentarse es el de lahares secundarios disparados por lluvias.
- 2) En el escenario de lahares secundarios, prácticamente todas las microcuencas del sector Este poseen una susceptibilidad de moderada a alta, Tliapa y Jamapa poseen la susceptibilidad más alta seguida de Metlac, Orizaba y Chiquito. Y en el sector Oeste la microcuenca 10.

- 3) En el escenario de lahares primarios con la reactivación del volcán, las microcuencas más susceptibles son Jamapa seguido de la microcuenca Tliapa, Metlac y Orizaba en el sector Este y las microcuencas 9 y 10 en el sector Oeste.
- 4) Los factores más importantes en la formación de lahares tanto primarios como secundarios son: las pendientes, la precipitación máxima, el volumen de material piroclástico (material de caída y de las corrientes de densidad piroclástica), los parámetros morfométricos de las cuencas y la cantidad de procesos de remoción en masa sobre las barrancas.
- 5) Los sectores Este y Oeste del volcán presentan una dinámica de erosión y tipo de sedimentación completamente diferente esto debido a las características morfológicas, a los materiales que forman los barrancos y a las condiciones climáticas contrastantes. En el sector Este las barrancas son profundas y encañonadas debido al basamento de calizas y lutitas y a los grandes espesores de lavas, este encañonamiento aunado a las pendientes abruptas genera que los lahares en este sector alcancen distancias más largas y velocidades más altas. En cambio, las barrancas en el sector Oeste son más pequeñas, menos profundas y formadas principalmente por depósitos piroclásticos, depósitos de flujos de escombros e hiperconcentrados. Aquí los valores de altitud son menores lo que podría disminuir las velocidades y alcances de estos eventos. Estas características están fuertemente controladas por el escalón tectónico sobre el cual se construyó el volcán, lo que hace que el sector Este presente mayor inestabilidad que el sector Oeste.

Recomendaciones

A continuación, se enlistan algunas recomendaciones que se obtienen de este trabajo, que ayudarían a mitigar los daños ocasionados por inundaciones y lahares tanto primarios como secundarios:

1. Realizar estudios geológicos de mayor precisión con base en los depósitos existentes, las características de los materiales, así como la historia de ocurrencia de fenómenos similares en épocas pasadas.
2. Instalar estaciones meteorológicas en las partes altas del volcán, especialmente en las cabeceras de las cuencas del sector Este. Esta información permitiría desarrollar un sistema de alerta temprana en caso de que la precipitación rebase el umbral definido a partir de datos con mayor resolución.
3. Frenar en un futuro los asentamientos de nuevas comunidades sobre las desembocaduras de barrancas o en sus márgenes. Fomentando un programa de reubicación de viviendas.
4. Construir muros de retención de sedimentos en zonas precisas, a lo largo de las barrancas con susceptibilidad moderada-alta. Para detener paulatinamente la carga de sedimentos y disminuir la velocidad de estos.

REFERENCIAS

- Aguirre, M, N. 2007. Manual para el manejo sustentable de cuencas hidrográficas. Universidad Nacional de Loja. Área agropecuaria y de recursos naturales renovables. Carrera de ingeniería Forestal. p 117.
- Alaska Satellite Facility, ALOS PALSAR. Recuperado de www.asf.alaska.edu
- Amigo, A., 2013. Estimation of tephra-fall and lahar hazards at Hudson Volcano, souther Chile: Insights from numerical models, in Rose, W. I., Palma. J. L., Delgado Granados. H., and Varley, N., eds., *Understanding Open- Vent Volcanism and Related Hazard: Geological Society of America Special Paper 498*. P. 177-199.
- Aparicio, M., F., J. 1992. Fundamentos de Hidrología de superficie. Ed. Limusa, S.A de C.V. Grupo Noriega Editores, México, 152 p.
- Aster Volcano Archive (AVA). 2016. Imágenes satelitales tipo ASTER. Recuperado de http://ava.jpl.nasa.gov/ASTER_data.php?id=1401-09=
- Abbattista F., D'agostino G., Del Monaco G., Di filippo l., Falconil., Leoni G., Margottini C., Puglisi C., Romano P. & Spizzichino D. (2005) - Assessment of landslide susceptibility: application to rapid flows at Cervinara (Southern Italy). *Geologia tecnica e ambientale*, 1/2005, 25-40.
- Aceves, Q., J. F., G. Legorreta P., J. Lugo H., J. Umaña R. y H. A. Legorreta C. (2016). Sistemas de información geográfica y cartografía geomorfológica aplicados al inventario de deslizamientos y cartografía de susceptibilidad en la cuenca del rio El Estado, Pico de Orizaba, México, *Investigaciones geográficas*, núm. 91, Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 43-55, [dx.doi.org/10.14350/rig.46503](https://doi.org/10.14350/rig.46503).
- Barclay, J.; Alexander, J.; y Susnik, J, 2007. Rainfall-induced lahars in the Belham Valley Montserrat, West Indies, *Journal of the Geological Society, London*, 164: 815–827.
- Baumann, V., Bonadonna, C., Cuomo, S., Moscariello, M., Biass, S., Pistolesi, M., Gatusso, A. 2019. Mapping the susceptibility of syn-eruptive rain-triggered lahars at Vulcano island (Italy) combining field characterization and numerical modelling. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 19, 2421–2449.
- Besch, T., Negendank, J., Emmermann, R., 1988. Geochemical constraints on the originof the calc-alkaline and alkaline magmas of the eastern Trans-Mexican VolcanicBelt. *Geofisica Internacional* 27, 641-663

- Beverage, J.P., Culberson, J.K., 1964. Hyperconcentrations of suspended sediment: Journal of the Hydraulics Division, Proceeding of the American Society of Civil Engineers, v. 90, p.117-128.
- Bisson, M., Fubelli, G., Sulpizio, R., Zanchetta, G. 2013. A GIS-based approach for estimating volcaniclastic flow susceptibility: a case study from Sorrentina Peninsula (Campania Region). *Boll. Soc. Geol. It.* Vol. 132, No.3, pp. 394-404.
- Borcelli, L. y Sarocchi, D., 2004, 2012. DECOLOG www.DECOLOG.org
- Brown, s, b., Weissling, b, p., Lewis, M, J. 2005. An Ice Thickness Study Utilizing Ground Penetrating Radar on the Lower Jamapa Glacier of Citlaltépetl (El Pico de Orizaba), Mexico. Workshop on Radar.
- Calvo, C, L. 2016. Riesgos hidrovulcánicos en el volcán Fuego de Colima, México. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid. Facultad de Geografía e Historia.
- Campos, A. 1987. Procesos del ciclo hidrológico. Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Vol. 1, t. 1/2. San Luis Potosí. México. Pp. 2-52.
- Campos-Enríquez, J. O. y Garduño-Monroy, V. H., 1987. "The Shallow structure of Los Humeros and Las Derrumbadas geothermal fields, México". *Geothermics*, Vol. 16, No. 5/6. p.p. 539-554.
- Capra, L., J. L. Macías, K. M. Scott, M. Abrams y V. H. Garduño-Monroy (2002,) "Debris avalanches and debris flows transformed from collapses in the Trans-Mexican Volcanic Belt, México. Behavior and implication for hazard assessment", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 113, núms. 1-2, pp. 81-110.
- Capra, L., Borselli, L., Varley, N., Gavilanes-Ruiz, J. C., Norini, G., Sarocchi, D., ... & Cortes, A. (2010). Rainfall-triggered lahars at Volcán de Colima, Mexico: surface hydro-repellency as initiation process. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 189(1-2), 105-117.
- Capra L., Coviello V., Borselli, L., Márquez-Ramírez V. H., Arámbula-Mendoza R. 2018. Hydrological control of large hurricane-induced lahars: evidence from rainfall-runoff modeling, seismic and video monitoring. *Nata. Hazards Earth Sus.*, 18,781-794.
- Carey, S., y Sparks, R. S. J., 1986. Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. *Bulletin of Volcanology*, 48(2-3), 109-125. DOI: 10.1007/BF01046546
- Carrasco-Núñez, G., 1993. Structure, eruptive history and some major hazardous events of Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba), Mexico. Ph.D. dissertation, Michigan Technological University, USA, 182 pp.

- Carrasco-Núñez, G., Vallance, J.W., y Rose, W.I., 1993. A voluminous avalanche-induced lahar from Citlaltépetl volcano, Mexico: Implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59: 35-46.
- Carrasco-Núñez G., Ban M., 1994. Geologic map and structure sections of the summit area of Citlaltépetl volcano, México. Serie de cartas geológicas y mineras n 9, Instituto de Geología UNAM, México
- 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., Gómez Tuena. A., 1997. Volcanogenic sedimentation around Citlaltépetl volcano (Pico de Orizaba) and surroundings, Veracruz, México, in Aguirre-Diaz, G, J., Aranda-Gómez. J.J., Carrasco-Núñez, Gerardo and Ferrari, Luca, eds., *Magmatismo and tectónicas in the central and northwestern México a selection of the 1997 IAVCEI General Assembly excursions: México, D.F. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Excursión 16*, p. 131-151.
- 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), Mexico: *Geological Society of America Special Paper 334*: 247-262.
- Carrasco-Núñez, G., Díaz-Castellón R., Siebert, L., Hubbard, B., Sheridan M. F., Rodríguez S. R. 2006. Multiple edifice-collapse events in the Eastern Mexican Volcanic Belt: The role of sloping substrate and implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158, 151–176.
- CLICOM, 2014. Base de datos climatológica nacional.
- CONABIO (1998). *Uso de suelo y vegetación*, 1:1000000. Comisión Nacional para el conocimiento y uso de la biodiversidad.
- CONAFOR, Comisión Nacional Forestal-Instituto Nacional de investigaciones Forestales y Agropecuarias (INIFAP) (2013). *Datos vectoriales de uso de suelo y vegetación escala 1:50,000, Veracruz-Puebla. Inventario Forestal 201.*, México.
- CONAGUA. Comisión Nacional del agua. 2016. *Red de estaciones climatológicas*.
- Concha-Dimas, Aline, Watters, Robert. (2003). Preliminary evaluation of volcanic flank stability using finite difference modeling: Citlaltépetl volcano, Mexico *Evaluacion preliminar de estabilidad de flancos volcánicos con modelación en diferencia finita: volcán Citlaltépetl, México*.

- Concha-Dimas, A., Cerca, M., Rodríguez, S. R., Watters R. J. 2005. Geomorphological evidence of the influence of pre-volcanic basement structure on emplacement and deformation of Volcanic edifices at the Cofre de Perote–Pico de Orizaba chain and implications for avalanche generation. *Geomorphology* 72 (2005) 19–39.
- Crausaz, W., 1994. Pico de Orizaba or Citlaltépetl: Geology, Archeology, History, Natural History and Mountaineering Routes. Geopress International, OH, 594 pp.
- Corradine M. F. 2017. Caracterización físico-biótica de la cuenca. Morfometría. Plan de Ordenación y manejo de la Cuenca Hidrográfica.
- Cortés R. J. 2012. Evolución espacio-temporal de la superficie del glaciar Norte del Volcán Citlaltépetl utilizando sensores remotos. Tesis de maestría. Universidad Nacional Autónoma de México. pp 158.
- Cortés R. J. y Delgado G, H. 2015. Reconstruction of glacier área on Citlaltépetl volcano, 1958 and implications for Mexico's deglaciation rates. *Geofísica Internacional*, 54 (2):111-125.
- Cortés R. J. 2016. Determinación de los regímenes glaciales en los volcanes Citlaltépetl e Iztaccíhuatl: factores físicos del retroceso y evolución glacial en México. Tesis de doctorado. Universidad Nacional Autónoma de México. pp 391.
- Costa JE (1984) Physical geomorphology of debris flows. In: Costa JE, Fleisher PJ (eds) *Developments and applications of geomorphology*. Springer, Berlin Heidelberg New York, pp 268–317.
- Coviello, V., Capra, L., Norini, G., Dávila, N., Ferrés, D., Márquez-Ramirez, V. H., and Pico, E.: Earthquake-induced debris flows at Popocatépetl Volcano, Mexico, *Earth Surf. Dynam*
- De Belizal, E., Lavigne, F., Hadmoko, S, D., Degeai, P, J., Dipayana, A, G., Mutaqin, W, B., Marfai, A, M., Coquet, M., Le Mauff, B., Robin, K.A., Vidal, C., Cholik, N., Aisyah, N. 2013. Rain-triggered lahars following the 2010 eruption of Merapi volcano, Indonesia: A major risk. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 261, 330-347.
- 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, p. 307-318.
- Díaz, C., Mamadou. K., Iturbe. A., Esteller. M. V., y Reyna. F. 1999. Estimación de las Características Fisiográficas de una cuenca con la ayuda de SIG y MEDT: Caso del curso alto del Río Lerma, Estado de México. Ed. *Ciencias Ergo Sum*. Julio. Volumen 6. Número dos. Universidad Autónoma del Estado de México. Toluca. México. Pp. 124–134.
- E-consulta (10 de agosto de 2017) recuperado de E-Consulta.com

- Farhan Y., Anaba O., Salim A. 2016. Morphometric Analysis and Flash Floods Assessment for Drainage Basins of the Ras En Naqb Area, South Jordan Using GIS. *Journal of Geoscience and Environment Protection*, 2016, 4, 9-33.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, G., 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central México. From the Sierra Madre Occidental to the Mexican volcanic belt. *Geology* 27, 303-306
- Ferrari, L., 2000. Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 53, 84-92.
- Flores T., H. Camacho. (1922). "Terremoto Mexicano del 3 de enero de 1920", *Boletín* 38, Instituto Geológico Mexicano. <http://bcct.unam.mx/bogeolpdf/geo38/geo381.pdf>.
- Folk, R.L., and Ward, W.C., 1957. Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters: *Journal of Sedimentary Petrology*, v.27, p 3-26.
- Folch A., Costa A., Macedonio G., 2009. Fall3D: A computational model for transport and deposition of Volcanic ash. *Computers and Geosciences*, 35,6,1334-1342.
- Franco-Ramos, O., Ballesteros-Cánovas, J.A., Figueroa-García, J.E., Vazquez-Selem, L., Stoffel, M. & Caballero, L. (2020). Modelling the 2012 Lahar in a Sector of Jamapa Gorge (Pico de Orizaba Volcano, Mexico) Using RAMMS and Tree-Ring Evidence. *Water* 12 (2), 333.
- Frank, D., 1983. Origin, distribution and rapid removal of hydrothermally formed clay at Mount Baker, Washington. U.S. Geological Survey Professional paper 1022-E.
- Fuentes. J. J. A. 2004. Análisis morfométrico de cuencas: caso de estudio del Parque Nacional Pico de Tancítaro. Dirección General de Investigación de Ordenamiento Ecológico y Conservación de Ecosistemas. Instituto Nacional de Ecología pp 47.
- Gaspari, F.J., Senisterra, G.E., Delgado, M.I., Rodríguez Vagaría, A.M. y Besteiro, S.I. 2009. Manual de manejo integral de cuencas hidrográficas. Gaspari. La Plata: 321.
- Gaspari F. J., Vagaría R. A.M., Senisterra G. E., Denegri G., Delgado. I., Besteiro., S. 2012. Caracterización morfométrica de la cuenca alta del río Sauce Grande, Buenos Aires, Argentina. 7° Congreso de Medio Ambiente. La Plata Argentina.
- García, E. y Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO), (1998). Climas (clasificación de Koppen, modificado por García) Escala 1:1000000. Catálogo de metadatos geográficos. México.
- Gómez., P., V., M. 2017. Evaluación de la susceptibilidad de deslizamientos en el río el Estado, Puebla-Veracruz, México. Tesis de maestría. Universidad Nacional Autónoma de México. 118 p.
- González de Vallejo., L., I. Mercedes. F., Ortuño. L., Oteo, C. 2002. Ingeniería Geológica. Pearson Educación, Madrid. pp 744.

- Horton, R. E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology Geological Society of America Bulletin. 56, 275-370. U.S.A.
- Hoskuldsson, A., Robin, C., Cantagrel, J.M., 1990, Repetitive debris avalanche events at Volcano Pico de Orizaba, México, and their implications for future hazard zones, en: IAVCEI International Volcanological Congress, Mainz, Germany, Resumen, 47.
- Höskuldsson, A., y Robin, C., 1993. Late Pleistocene to Holocene eruptive activity of Pico de Orizaba, eastern Mexico. Bull. Volcanol., 55: 571-587.
- <https://www.asf.alaska.edu/sar-data/palsar/terrain-corrected-rtc/>
- Hubbard B. E., Sheridan M. F., Carrasco-Núñez. G., Díaz-Castellón, R., Rodríguez R. S. 2001. Comparative lahar hazard mapping at Volcán Citlaltépetl, México using.
- Hubbard, B.E., 2001. Volcanic Hazard Mapping using Aircraft, Satellite, and Digital Topographic Data: Pico de Orizaba (Citlaltépetl), México, Ph.D. dissertation, University at Buffalo, NY. 354 pp.
- Ibáñez, S., Moreno, H., & Gisbert Blanquer, J. (2011). Métodos para la determinación de los tiempos de concentración (tc). Valencia.
- INEGI, Conjunto de datos vectoriales 1: 50,000, E14B45, San Salvador, 2014.
- INEGI, Conjunto de datos vectoriales 1: 50,000, E14B46, Coscomatepec, 2014.
- INEGI, Conjunto de datos vectoriales 1: 50,000, E14B55, Ciudad Serdán, 2014.
- INEGI, Conjunto de datos vectoriales 1: 50,000, E14B56, Orizaba, 2014.
- INEGI, Conjunto de datos vectoriales 1: 50,000, E14B57, Córdoba, 2014.
- INEGI, Conjunto de datos vectoriales, Edafología, 1:250 000, 2014.
- INEGI, Conjunto de datos vectoriales, Clima, 1:250 000, 2014.
- Iverson, R. M., 1997. The physics of debris flows. Reviews of Geophysics, v. 35, p.245-296.
- Iwamoto, M. 1996. Prevention of disasters caused by debris flows at Unzen volcano, Japan, En; Slaymayer, O. (ed.), geomorphic hazards. John Wiley and Sons, 95-110.
- Julio Miranda P., González H., A., E., Delgado G., H., Käab Z., A. 2005. Glacier melting and lahar formation during January 22, 2001 eruption, Popocatépetl volcano (Mexico). Z. Geomorph. N.F. Suppl. Vol. 140, 93-102. Berlin Stuttgart.
- Klohn, W. (1970). Magnitudes fisiográficas e índices morfométricos relacionados con la hidrología. Publicación Aperiódica No.12 del Servicio Colombiano de Meteorología e Hidrología, Bogotá, Colombia.

- Korup, O., M. J. McSaveney y T. R. Davies (2004), "Sediment generation and delivery from large historic landslides in the Southern Alps, New Zealand", *Geomorphology*, vol. 6, núms. 1-2, pp. 189-207.
- Kumalawati, R., Rijanta, R., Sartohadi J., Pradiptyo., R. Rijal, S., S. 2013. Managing lahar susceptibility area (Case study in Kali Putih, Magelang, Indonesia. *Procedia Environmental Sciences*
- Lavigne, F., 1998. Les lahars du volcan Merapi, Java central, Indonésie: déclenchement, Budget sédimentaire, dynamique et zonage des risques associés. Tesis Doctoral, Université Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, 539 p.
- Legorreta, P. G., Bursik, M., Ramírez, H. T., Lugo, H. J. I., Zamorano, O. J. J., Alcántara, A. I., 2013. Landslide inventory and susceptibility mapping the rio Chiquito-Barranca del Muerto Watershed, Pico de Orizaba volcano, Mexico. *Springer Verlag Berlin Heidelberg*, 19, 279-289.
- Legorreta, P. G., Bursik, M., Lugo, H. J., Paredes. M. L. M., Aceves. Q. F., 2014. A GIS method for landslide inventory and susceptibility mapping in the Río El Estado watershed, Pico de Orizaba volcano, México. *Nat Hazards* (2014) 71:229–241.
- Legorreta, P. G., Bursik, M., Zamorano, O. J. J., Lugo, H. J., Martinez-Hackert. B., Bajo. S. J.V., 2016. Estimación del volumen de los depósitos asociados a deslizamientos a través de geoformas, en el flanco SW del volcán Pico de Orizaba, Puebla-Veracruz. *Investigaciones Geográficas • Instituto de Geografía • UNAM ISSN (digital): 2448-7279*.
- Llerena S. 2016. Parámetros morfométricos, hidrográficos y caudales máximos en la cuenca del rio Suches. Programa regional para el fortalecimiento de los servicios meteorológicos, hidrológicos, climáticos y el desarrollo (PRASDES).
- Londoño, C. H. (2001). Cuencas hidrográficas: bases conceptuales-caracterización-planificación-administración. Ibagué.
- Lorenzo, J. L., 1964. Los glaciares de México, vol 1. Universidad Nacional Autónoma de México. 2 ed.
- Luna Bauza, C. (1994), Sismos en el estado de Veracruz 1900-1994. Gobierno del Estado de Veracruz-Llave, Editora del gobierno del estado de Veracruz-Llave.
- Maidment, D. R. (1993). *Handobook of hydrology*. New York: Mc Graw Hill.
- Malin, M., C., Sheridan, M. E. 1982. Computer-assisted mapping of pyroclastic surges. *Science*, vol. 217, p. 637-693.
- Mead, S., Magill, C., and Hilton, J. (2016). Rain-triggered lahar susceptibility using a shallow landslide and Surface erosion model. *Geomorphology* 273, 168–177.

- Mead, S and Magill, C. (2017). Probabilistic hazard modelling of rain-triggered lahars. *Journal of Applied Volcanology* 6:8. DOI 10.1186/s13617-017-0060-y
- Media Cybernetics Inc Image Pro Plus
- Monfil León Edwin Ulices. Evaluación de peligro por lahar secundario en la subcuenca del Río Jamapa y Río Seco (Pico de Orizaba). Tesis de licenciatura. Universidad Veracruzana, 2018.
- Mooser, F., Meyer-Abich, H., McBirney, A.R., 1958. Catalogue of Active Volcanoes of the World: Part VI, Central America. International Association of Volcanology, Napoli, 146 pp.
- Morales Martinez, Marco Aurelio; Welsh Rodriguez, Carlos Manuel; Ruelas Monjardín, Laura C.; Weissling, Blake; Sieron, Katrin; Ochoa Martinez, Carolina Andrea. Afectaciones por posible asociación de eventos hidrometeorológicos y geológicos en los municipios de Calchualco y Coscomatepec, Veracruz. Teoría y praxis, octubre, 2016, pp. 31-49. Universidad de Quintana Roo, Cozumel, Mexico.
- Muñoz, E., 2007. Los lahares del Popocatepetl: obtención y tratamiento de la información para la prevención de riesgos, Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 229 p.
- Ordoñez J., Samaniego P., Mothes P., Schilling S. 2013. Las potenciales zonas de inundación por lahares en el volcán Cotopaxi.
- Orozco y Berra, J., 1887. Seismologia. Efemérides Seismicas mexicanas. Memo. Soc. Ciento. Antonio Álzate Mes. 1, 305-541.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana, J., Aranda Gómez, J. J., Morán-Zenteno, D. J., Alanís-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., 1992, Carta geológica de la República Mexicana: quinta edición escala 1:2.000,000: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa, texto explicativo 74 p.
- Palacios, D., Vázquez-Salem, L., 1996. Geomorphic effects of the retreat of Jamapa Glacier, Pico de Orizaba Volcano (Mexico). *Geogr. Ann.* 78 A (1): 19-43.
- Palacios, D., Parrilla, G., Zamorano, J. J., 1999. Paraglacial and postglacial debris flows on a Little Ice Age terminal moraine: Jamapa Glacier, Pico de Orizaba (Mexico). *Geomorphology* 27, 95-118.
- Pareschi, M. T., Favalli, M., Giannini, F., Sulpizio, R., Zanchetta, G., and Santacroce, R. (2000). May 5, 1998, debris flows in circum-Vesuvian areas (Southern): Insights for hazard assessment. *Geology* 28, 639–642.
- Parrilla, G., Zamorano, J. J. 1996. Análisis de un flujo de depósitos (Debris Flow) en la ladera Norte del Pico de Orizaba (Mexico). IV Reunión de Geomorfología, Grandal d' Anglade, A y Pages Valcarlos, J., Eds. 1996, Sociedad Española de Geomorfología.

- Patel, D. P., Dholakia B, M., Naresh, N., Srivastava P, K. 2008. Water Harvesting Structure Positioning by Using Geo-Visualization Concept and Prioritization of Mini-Watersheds Through Morphometric Analysis in the Lower Tape Basin. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*. Vol. 36 No 1.
- Patton P., C, Baker., V, R. 1976. Morphometry and Floods in Small Drainage Basins Subject to Diverse Hydrogeomorphic Controls. *Water Resources Research*. Vol 12, No 5.
- Pierson, T.C., Scott, K. M., 1985. Downstream dilution of a lahar: transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow. *Water Resources Research* v.21, p 1511-1524.
- Pierson, T.C., Costa, J.C., 1987. A rheologic classification of subaerial sediment water flows: *Geological Society of America Reviews in Engineering Geology*, v. 7, p. 1-12.
- Pierson. T, C., Janda, R. J., Thouret, J. C. and Borrero, C. A. 1990. Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia, and consequent mobilization, flow and deposition of lahars. In: S.N. Williams (Editor), *Nevado del Ruiz Volcano, Colombia, I. Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 41; 17-66.
- Pierson, T.C., 1995. Flow characteristics of large eruption-triggered debris flow at snow-clad volcanoes: constraints for debris-flow models: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 66, p. 283-294.
- Pierson, T.C., 1998. An empirical method for estimating travel times for wet volcanic mass flows. *Bulletin of Volcanology* v.60, p. 98-109.
- Pierson, T. C., and Major, J. J. (2014). Hydrogeomorphic Effects of Explosive Volcanic Eruptions on Drainage Basins. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 42, 469–507.
- Redacción AN, agosto 2006, recuperado de <https://aristeguinoticias.com/0608/mexico/tormenta-earl-deja-tres-muertos-y-dos-heridos-en-veracruz/>
- Red sísmica de Veracruz, Red Veracruzana de Monitoreo Sísmico, 2014. Universidad Veracruzana.
- Rodríguez, E, S, R., Mora, G, I., Murrieta, H, J, I., 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*. Número Especial de Geología Urbana. Tomo LVIII, núm. 2, 2006, p. 223-236
- Rodolfo, K.S., Umbal, J.V., Alonso, R.A., Remotigue, C.T., Paladio-Melosantos, M.L., Salvador, J.H.G., Evangelista, D. y Miller, Y., (1996). Two years of lahars on the western flank of Mount Pinatubo: Initiation, flow processes, deposits, and attendant geomorphic and hydraulic changes. En: Newhall C. G., Punongbayan R. S. (Eds), *Fire and mud; eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippine*. Institute of Volcanology and Seismology, University of Washington Press, Seattle and London, 989-1013.

- Rossotti, A., 2005, Reconstrucción de la historia eruptiva de la Pómez Citlaltépetl (Volcán Pico de Orizaba): Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Querétaro, Tesis doctoral, 142 p.
- Sarocchi D., Borselli L., Macías J.L., 2005. Construcción de perfiles granulométricos de depósitos piroclásticos por métodos ópticos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 22, núm. 3, 2005, p. 371-382.
- Sarocchi, D., 2006. Análisis textural del depósito de flujo de bloques y ceniza del 17 de julio de 1999 en el volcán de Colima. Tesis Doctoral. Universidad Nacional Autónoma de México. Ciudad de México.
- Scott, K.M., 1988a. Origins, behavior, and sedimentology of lahars and lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz River system: U.S. Geological Survey Professional. Paper 1447-A, 74 p.
- Scott, K.M., Vallance, J.W y Pringle, P.P., 1995, Sedimentology, behavior and hazards of debris flows at Mount Rainier, Washington: U.S. Geological Survey Professional Paper 1547, 56 p.
- Scott, K., Janda, R.J., De la Cruz, E.G., Gabinete, E., Eto, I., Isada, M., Sexon, M., Hadley. K.C., (1996). Channel and sedimentation responses to large volumes of 1991 volcanic deposits on the east flank of Mount Pinatubo. En: Newhall C. G., Punongbayan R. S. (Eds), *Fire and mud; eruptions and lahars of Mount Pinatubo*, Philippine. Institute of Volcanology and Seismology, University of Washington Press, Seattle and London, 971-988.
- Scott, K.M., Vallance, J.W., Kerle, N., Macías, J.L., Strauch, W., Devoli, G., 2005. Catastrophic precipitation-triggered lahar at Casita volcano, Nicaragua -occurrence, bulking, and transformation. *Earth Surf. Proc. Land*. 30, 59-79.
- Servicio Geológico Minero (2000). Veracruz E14-3. Carta geológico-Minera, escala 1: 250,000.
- Servicio Geológico Minero (2000). Orizaba. E14-6. Carta geológico-Minera, escala 1: 250,000.
- Servicio Geológico Minero (1995-2000). Cartografía Geológica de la República Mexicana, escala 1: 250,000.
- Servicio Meteorológico Nacional (2016). Normales climatológicas, climatología diaria.
- Servicio Sismológico Nacional (SSN), UNAM. 2019. Catálogo de sismos (1900-2019).
- Serway, R. A. 1997. Física: Tomo I cuarta edición. Ed. McGraw-Hill. México, D.F. 645 pp.
- Sheridan, M. F., Carrasco-Núñez, G., Hubbard, B. E., Siebe. C., Rodríguez, E. S. 2001. Mapa de peligros del Volcán Citlaltépetl (Pico de Orizaba).
- Sheridan, M. F., Connor, C. B., Connor, L., Stinton, A. J., Galacia, O., and Barrios, G.: October 2005 Debris Flows at Panabaj, Guatemala: Hazard Assessment, American Geophysical Union, Spring Meeting 2007, abstract #V33A-07, 2007.

- Siebe, C, J. C. Komorowski y M. F. Sheridan (1992) "Morphology and emplacement collapse of an unusual debris avalanche deposit at Jocotitlán Volcano, Central Mexico", *Bull. Volcanology*, núm. 54, pp. 573-589.
- Siebe, H.C., Abrams, M., Sheridan, M., 1993, Major Holocene block-andash 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.
- Smith, G.A., Lowe, D.R., 1991. Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow hiperconcentrated flow continuum. *Sedimentation in Volcanic Settings*, SEPM Special Publication 45, 59-70.
- Sohn, Y.K., 1997. On traction-carpet sedimentation: *Journal of Sedimentary Research*, v.67, p. 502-509.
- Strahler, A.N. 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, 63 (11): 1117 - 1142.
- Strahler, A.N. 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Civil Engineering*, 101: 1258 - 1262.
- Strahler, A. (1964). *Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks*. Mc Graw-Hill. New York - USA.
- Suárez, G. (1992). El sismo de Jalapa del 3 de enero de 1920, *Rev. Mex. Ing. Sism.* 42, 3–15
- Sulpizio, R., Zanchetta, G., Demi, F., Di Vito, M. A., Pareschi, M. T., and Santacroce, R. (2006). The Holocene syneruptive volcanoclastic debris flows in the Vesuvian area: Geological data as a guide for hazard assessment. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 402, 217–235.
- Summerfield, M.A. (1991) *Global Geomorphology: An Introduction to the Study of Landform*. John Wiley and Sons Inc., New York.
- Suzuki, T. (1983). The theoretical model for dispersion tephra. En D. Shimozuro, & I. Yokoyama, *Arc Volcanisms: physic and tectonics* (págs. 95-113). Tokyo: Terra Scientific publishing company.
- Tierz P, Woodhouse MJ, Phillips JC, Sandri L, Selva J, Marzocchi W and Odbert HM (2017) A Framework for Probabilistic Multi-Hazard Assessment of Rain-Triggered Lahars Using Bayesian Belief Networks. *Front. Earth Sci.* 5:73. doi: 10.3389/feart.2017.00073.
- Ui T (1983) Volcanic dry avalanche deposits-Identification and comparison with non-volcanic debris stream deposits. In: Aramaki S, Kushiro I (eds) *Arc volcanism*. *J Volcanol Geotherm Res* 18:135–150.

- Vallance, J. W. (2000). Lahars. *Encyclopedia of Volcanoes*, Ed. by Sigurdsson, H, Houghton, BF, McNutt, SR, Rymer, H, Stix, J, 601-616.
- Van Bemmelen, R.W., 1949. The geology of Indonesia, vol. 1A: government Printing Office. The Hague.
- Van Wyk Vries, B., Kerle, N., and Petley, D.: Sector collapse forming at Casita volcano, Nicaragua, *Geology*, 28, 167–170, 2000.
- Vázquez, R., Capra, L., L, Caballero., Arámbula-Mendoza, R., Reyes-Dávila, G., 2014. The anatomy of a lahar: Deciphering the 15th September 2012 lahar at Volcan de Colima, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 272, 126-136.
- Voight B, Janda RJ, Glicken H, Douglas PM (1983) Nature and mechanism of the Mount St. Helens rockslide avalanche of 18 May 1980. *Geotechnique* 33:224–273.
- Yañez-García, C., and García-Durán, D., 1982, Exploración de la región geotérmica Los Humeros–Las Derrumbadas, Estados de Puebla y Veracruz: Comisión Federal de Electricidad de México, 96 p.
- Yarza de la Torre, E., 1971. *Volcanes de México*, 2nd edn. Aguilar, México, D.F., 237 pp.
- Waitz, P., 1910. Observaciones geológicas acerca del Pico de Orizaba. *Bol. Soc. Geol. Mex.* 7, 67-76.
- Wani, S.P. y Garg, K.K. 2009. Watershed management concept and principles. Best-bet Options for Integrated Watershed Management. ICRISAT Patancheru, Andhra Pradesh, India, 2009: 1 - 11.
- Yang, H. Wang F. Bilme., Airaba, K., Asando, S. 2015. Investigation of rainfall-induced shallow landslides on the northeastern rim of as caldera, Japan, in July 2012. *Geoenvironmental Disasters*.
- Zanchetta, G., Sulpizio, R., and Di Vito, M.A., 2004b, The role of Volcanic activity and climate in alluvial fan growth at volcanic areas: An example from southern Campania (Italy): *Sedimentary Geology*, v. 168, p. 249–280, doi: 10.1016/j.sedgeo.2004.04.001.
- Zimbelman, D.R., Watters, R.J., Firth, I.R., Breit, G.N., Carrasco-Núñez, G., 2004. Stratovolcano stability assessment methods and results from Citlaltépetl, Mexico. *Bull. Volcanol.* 66, 66–79.

GLOSARIO

Alteración hidrotermal. La alteración hidrotermal se define como el conjunto de cambios significantes en textura, mineralogía y composición de las fases solidas preexistentes debido a la reacción con un fluido hidrotermal, en una escala de centímetros a kilómetros.

Cabecera. Porción superior de un cauce fluvial, de una cuenca hidrográfica de un valle donde predomina la erosión vertical, con un modelado incipiente del cauce, a menudo con escollos rocosos y débil desarrollo de terrazas o de algunos procesos gravitacionales.

Cauce. Porción inferior de un valle fluvial ocupada por la corriente. Se caracteriza por la anchura, la profundidad y la superficie del agua, factores que varían de manera continua.

Caudal. Volumen de agua de un flujo por unidad de tiempo, generalmente en m³/s, medido en un punto determinado del conducto.

Crecida/Avenida. Aumento del nivel y gasto de agua en un río, a costa de las precipitaciones pluviales o el derretimiento rápido de la nieve en la parte alta de la cuenca fluvial.

Cuenca de captación. Porción de la superficie terrestre donde se origina el escurrimiento hacia un río, cuenca hidrográfica, lago o mar.

Inundación. Sumersión temporal de terrenos normalmente secos, como consecuencia de la aportación inusual y más o menos repentina de una cantidad de agua superior a la que es habitual en una zona determinada. Puede ser un proceso periódico, como el que ocurre en una planicie de inundación, o esporádico.

Piedemonte. Superficie marginal a las montañas, de las que se distingue por una pendiente aproximadamente de 6° en el contacto con la ladera y descendiendo gradualmente, en ocasiones se une con una planicie de nivel de base de inclinación menor a 0.5°; su altura es considerablemente menor que la de las elevaciones contiguas.

Procesos periglaciares. Los que consisten en alternancia de congelamiento y deshielo, principalmente prolongados en una o más estaciones del año. La actividad de estos procesos se produce principalmente en el subsuelo, en la capa activa de un grosor de hasta 4 m; los cambios del estado del agua, de líquido a sólido, da lugar a la remoción y clasificación de detritos rocosos hacia la superficie.

ANEXO I. ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO

Tamizado en seco

El análisis granulométrico con el método de tamizado por vía seca, se llevó a cabo en el Laboratorio "A" de Sedimentología Volcánica del Instituto de Geofísica, UNAM. El análisis granulométrico, consistió en la separación de cada muestra en intervalos de 1ϕ , entre -4ϕ y 4ϕ (16mm - 0.062 mm). Antes del tamizado las muestras fueron colocadas en charolas y puestas en hornos a 60 °C durante 24 horas para eliminar la humedad presente. Después se pesó cada muestra en una balanza digital con una resolución de 0.01 g.

El tamizado se realizó vía manual, por medio de una pila de tamices, con diversas aperturas de tamaño de malla en unidades ϕ , que se apilan de mayor a menor tamaño.

Finalmente se calculó el porcentaje en peso (wt%) de cada muestra para elaborar histogramas granulométricos y curvas de acumulación

Intersecciones de Rosiwal

Los métodos granulométricos ópticos se aplican a rocas compactas o sedimentos endurecidos de los cuales se tiene que medir el diámetro de las partículas que los componen, la mayoría de los métodos ópticos empleados con el análisis de imágenes se basan en la medición del área de los rasgos en cortes bidimensionales, dentro de estos métodos los más empleados son el conteo de píxeles, el conteo de puntos y las intersecciones de Rosiwal. El conteo de puntos es el método óptico más utilizado por su sencillez, es ampliamente utilizado en petrografía donde se le conoce como análisis modal. Sin embargo, las intersecciones de Rosiwal es el método menos conocido, pero es más preciso que los anteriores. (Sarocchi et al, 2005; Sarocchi, 2006).

Este método se lleva a cabo midiendo las intersecciones o rasgos sobresalientes la razón entre la longitud total de las intersecciones y la longitud total de las líneas trazadas es igual a la razón entre la superficie ocupada por los rasgos y la superficie total medida (Sarocchi et al, 2005). La relación entre intersecciones y áreas se puede extender a la relación entre áreas y volúmenes por medio de la siguiente relación:

$$\frac{Ll}{Lt} = \frac{Aa}{At} = \frac{Va}{Vt}$$

Dónde:

Ll: es la longitud de las intersecciones o rasgos sobresalientes;

Lt: la longitud total de la línea trazada;

Aa: el área ocupada por los rasgos de las partículas;

At: el área total analizada;

Va: el volumen ocupado por las partículas y

Vt: el volumen total analizado

Este análisis comprende la fracción de entre -4ϕ y -9ϕ . Para ello se aplicó el método óptico antes descrito, por medio de fotografías digitales. Para el análisis de esta fracción se basó principalmente en el procedimiento propuesto por Sarocchi (2005), usando el método de Rosiwal (1898) como fundamento principal. Para el procesamiento de las imágenes se utilizó el software Image Pro Plus.

Para efectuar el análisis granulométrico por este método, se realizaron los siguientes pasos:

Paso 1. Se tomaron fotografías de cada punto muestreado con una escala, a una distancia de entre 1 y 2 metros, cuidando principalmente la iluminación, la escala y que la deformación de la imagen por efectos ópticos no fuera muy grande. Para ello se tomó la fotografía lo más perpendicularmente posible al afloramiento.

Paso 2. Cada imagen es procesada mediante un software de edición de imágenes, para este caso se utilizó el programa Image Pro Plus versión 6.1 (Media Cybernetics Inc). Con el software se calibra la imagen y se trazan líneas rectas paralelas a la superficie del depósito (grid), la cantidad de líneas fue variable dependiendo de la unidad y el espesor. Sobre estas líneas se trazan los diámetros de los clastos que se observan.

Paso 3. El diámetro de estos clastos es calculado de manera automática por el software. La información se recolecta en una hoja de cálculo en donde se separan los datos por tamaño de partículas en ϕ .

Los parámetros estadísticos utilizados aquí, son los desarrollados por Folk y Ward (1957) por ser los más ampliamente utilizados, los cuales se mencionan a continuación:

Media (Mz): Este parámetro determina el diámetro promedio de cada muestra y se obtiene mediante la fórmula:

$$M_z = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$$

| | |
|--------------|------------------|
| -1.00 – 0.01 | Arena muy gruesa |
| 0.01 -1.0 | Arena gruesa |
| 1.01 – 2.0 | Arena mediana |
| 2.01 – 3.00 | Arena fina |
| 3.01 – 4.00 | Arena muy fina |

Desviación estándar o clasificación (σ): Este parámetro mide el grado de dispersión o uniformidad de los valores con respecto a la media, este valor es dado en unidades ϕ , al igual que la curtosis, mide el grado de selección dentro de la muestra.

$$\sigma = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6}$$

| | |
|-------------|---------------------------------|
| <0.35 | Muy bien clasificado |
| 0.35 – 0.49 | Bien seleccionado |
| 0.50 – 0.70 | Moderadamente bien seleccionado |
| 0.71 – 0.99 | Moderadamente seleccionado |
| 1.00 – 1.99 | Pobrememente seleccionado |
| 2.00 – 3.99 | Muy pobrememente seleccionado |
| >4.00 | Extremadamente mal seleccionado |

Asimetría (Sk): es una medida de la tendencia de la distribución de tamaño de partículas a estar hacia el lado fino o grueso de las partículas. Valores positivos indican una cola en el lado derecho de la curva o de lado del material fino y valores negativos o de lado izquierdo de la curva, indican un exceso de material grueso.

$$Sk = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$$

| | |
|---------------|-----------------------------|
| -1.00 - -0.31 | Altamente asimétrico grueso |
| -0.30 - -0.11 | Asimétrico grueso |
| -0.10 - 0.09 | Casi simétrico |
| 0.10 - 0.29 | Asimétrico fino |
| 0.30 - 0.99 | Altamente asimétrico fino |

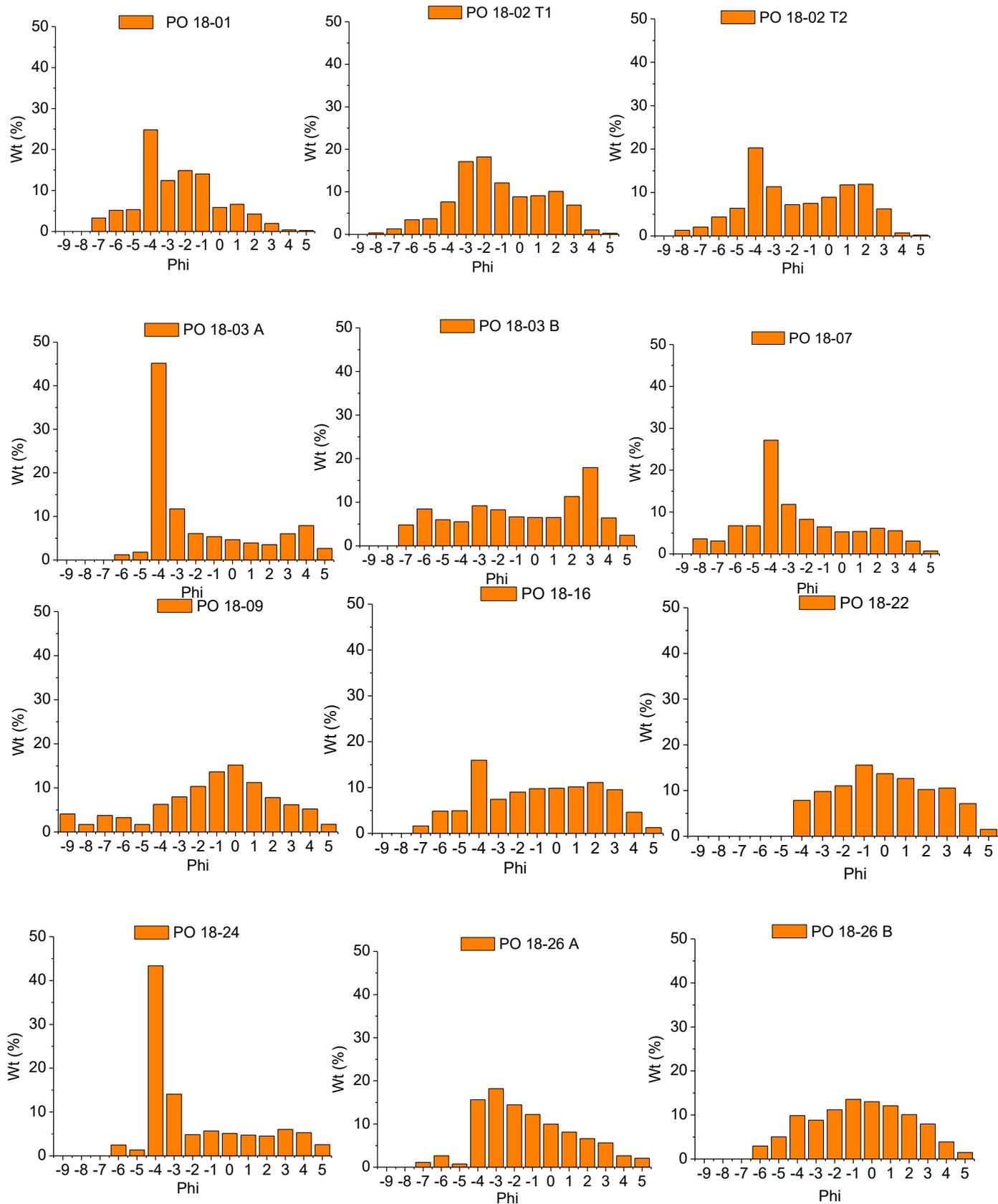
Curtosis (Kg): es una medida de que tan amplia o estrecha es la curva de distribución de tamaños de las partículas. Básicamente mide el grado de selección de las partículas en los extremos de la curva y en la parte central, si la parte central está mejor seleccionada que los extremos la curva es leptocúrtica o puntiaguda, si las colas son las que se encuentran mejor seleccionadas entonces la curva es platicúrtica o aplanada.

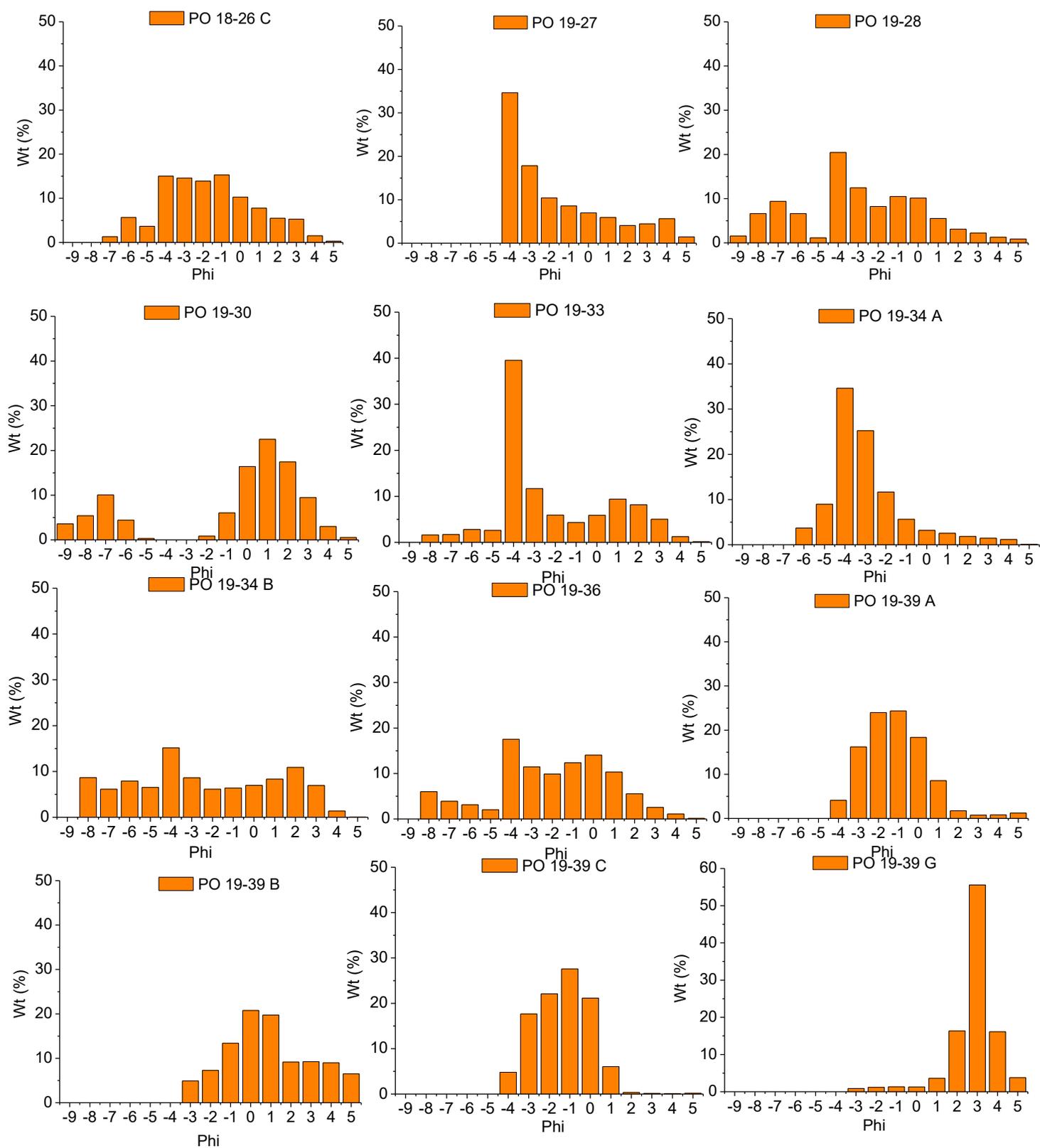
$$Kg = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44(\phi_{75} - \phi_{25})}$$

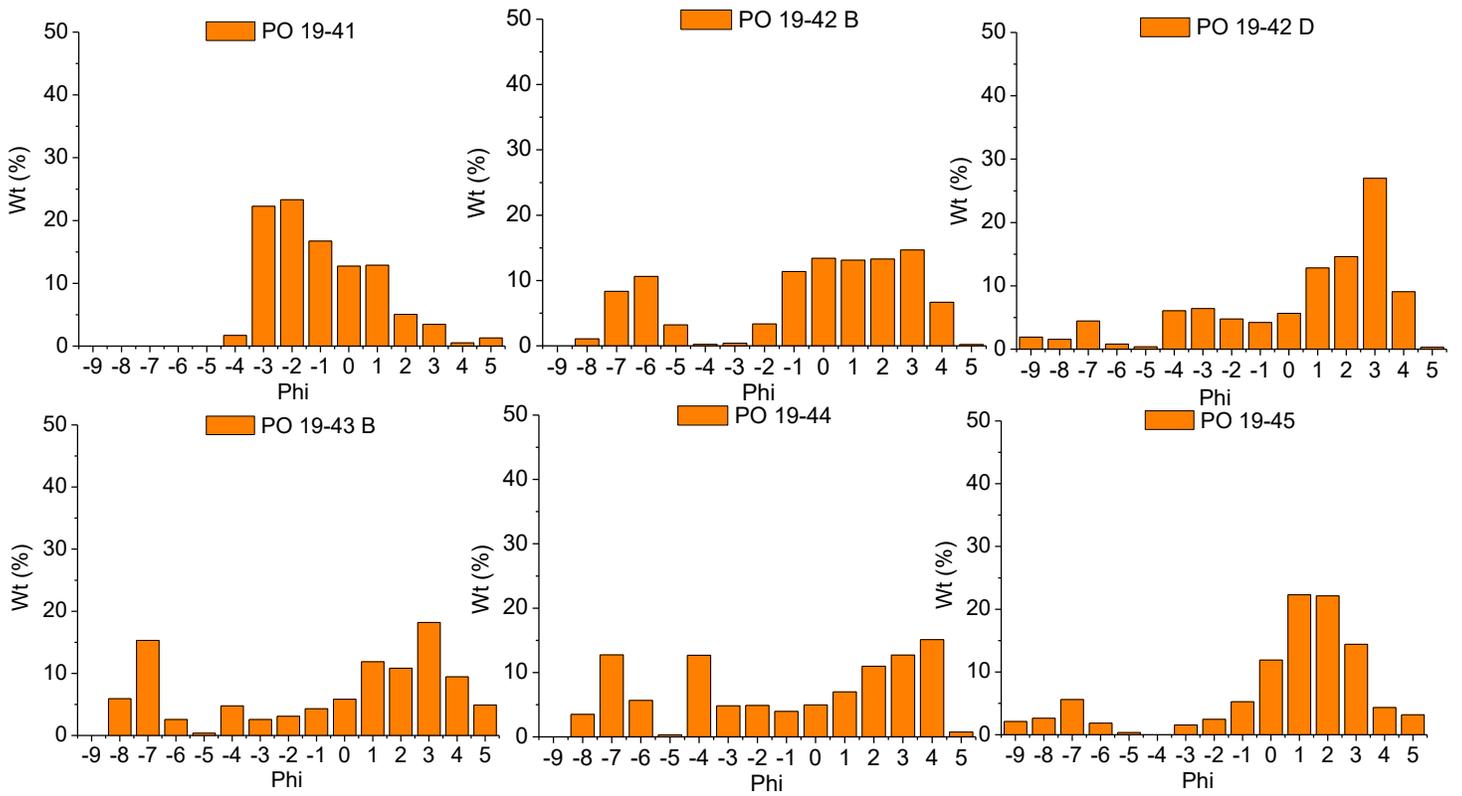
| | |
|-----------|-----------------------------|
| <0.67 | Muy platicúrtica |
| 0.67-0.89 | Platicúrtica |
| 0.90-1.09 | Mesocúrtica |
| 1.10-1.49 | Leptocúrtica |
| 1.50-2.99 | Muy leptocúrtica |
| > 3.00 | Extremadamente leptocúrtica |

Análisis sedimentológico

| Muestra | Grava (%) | Arena (%) | Finos (arcilla+limos) | Espesor (m) | Media (Mz) | Desviación estándar (σ) | Asimetría (Sk) | Curtosis (Kg) |
|-------------|-----------|-----------|-----------------------|-------------|------------|----------------------------------|----------------|---------------|
| PO 18-01 | 79.9 | 19.0 | 1.1 | 8 | -2.71 | 2.3 | 0.18 | 1.12 |
| PO 18-02 T1 | 63.8 | 35.9 | 0.3 | 4 | -1.64 | 2.5 | 0.16 | 0.9 |
| PO 18-02 T2 | 60.4 | 39.4 | 0.2 | 2 | -1.99 | 2.8 | 0.12 | 0.72 |
| PO 18-03 A | 71.4 | 26 | 2.6 | 0.5 | -1.98 | 2.8 | 0.86 | 1.84 |
| PO 18-03 B | 48.9 | 48.7 | 2.4 | 1.4 | -1.27 | 3.62 | -0.16 | 0.7 |
| PO 18-07 | 73.9 | 25.4 | 0.7 | 1.35 | -2.83 | 3.18 | 0.36 | 1.08 |
| PO 18-09 | 52.7 | 45.6 | 1.7 | 3.5 | -1.39 | 3.32 | -0.16 | 1.18 |
| PO 18-16 | 53.5 | 45.2 | 1.2 | 2.5 | -1.34 | 3.05 | -1.01 | 0.72 |
| PO 18-22 | 44.2 | 54.3 | 1.5 | 1 | -0.48 | 2.52 | 0.05 | 0.84 |
| PO 18-24 | 71.8 | 25.7 | 2.6 | 1 | -2.15 | 2.64 | 0.85 | 0.88 |
| PO 18-26 A | 65.0 | 33.0 | 2.1 | 0.36 | -1.71 | 2.45 | 0.31 | 0.83 |
| PO 18-26 B | 51.4 | 47.1 | 1.5 | 0.38 | -1.19 | 2.77 | -0.03 | 0.87 |
| PO 18-26 C | 69.4 | 30.3 | 0.3 | 1.2 | -2.07 | 2.54 | 0.1 | 0.98 |
| PO 19-27 | 71.5 | 27.1 | 1.5 | 7 | -2.23 | 2.54 | 0.58 | 0.87 |
| PO 19-28 | 76.9 | 22.2 | 0.9 | 3 | -3.73 | 3.25 | 0.02 | 1.03 |
| PO 19-30 | 30.7 | 68.8 | 0.5 | 3 | -1.79 | 4.01 | -0.58 | 1.48 |
| PO 19-33 | 70.2 | 29.7 | 0.2 | 3 | -2.55 | 2.67 | 0.57 | 0.8 |
| PO 19-34 A | 89.8 | 10.1 | 0.1 | 2 | -3.58 | 1.7 | 0.38 | 1.53 |
| PO 19-34 B | 65.5 | 34.5 | 0.1 | 2.5 | -2.97 | 3.67 | 0.1 | 0.74 |
| PO 19-36 | 66.3 | 33.5 | 0.2 | 1.1 | -2.3 | 2.78 | -0.05 | 1.01 |
| PO 19-39 A | 68.6 | 30.2 | 1.2 | 0.5 | -1.73 | 1.47 | 0.07 | 0.93 |
| PO 19-39 B | 25.6 | 67.9 | 6.5 | 0.04-0.10 | 0.48 | 2.24 | 0.16 | 0.98 |
| PO 19-39 C | 72.1 | 27.7 | 0.2 | 0.12 | -1.87 | 1.33 | -0.06 | 0.85 |
| PO 19-39 G | 3.3 | 92.9 | 3.8 | 1.5 | 2.41 | 0.94 | -0.17 | 1.8 |
| PO 19-41 A | 64.0 | 34.6 | 1.3 | 2 | -1.54 | 1.82 | 0.3 | 0.83 |
| PO 19-42 B | 38.7 | 61.1 | 0.2 | 1.2 | -1.4 | 3.8 | -0.4 | 1.01 |
| PO 19-42 D | 30.5 | 69.2 | 0.3 | 1.5 | -0.02 | 3.31 | -0.54 | 0.95 |
| PO 19-43 B | 38.9 | 56.2 | 4.9 | 0.75 | -1.34 | 4.4 | -0.47 | 0.69 |
| PO 19-44 B | 48.5 | 50.7 | 0.7 | 3 | -1.57 | 4.23 | -0.25 | 0.67 |
| PO 19-45 B | 21.8 | 75.1 | 3.2 | 1.2 | 0.3 | 2.85 | -0.4 | 1.86 |







ANEXO II. PERIODO DE RETORNO

Valores de Y_t para distintos periodos de retorno para ser utilizados en el análisis de la distribución de Gumbel.

| T | 2 | 5 | 10 | 25 | 30 | 50 | 75 | 100 |
|-------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Y_t | 0.36651 | 1.49994 | 2.25037 | 3.19853 | 3.38429 | 3.90194 | 4.31078 | 4.60015 |

Valores de Y_n y S_n para ser utilizados en el análisis de la distribución de Gumbel

| N de datos | Y_n | S_n | N de datos | Y_n | S_n |
|------------|---------|---------|------------|---------|---------|
| 1 | 0.36651 | 0 | 33 | 0.53881 | 1.12249 |
| 2 | 0.40434 | 0.49838 | 34 | 0.53959 | 1.12555 |
| 3 | 0.42859 | 0.64348 | 35 | 0.54034 | 1.12847 |
| 4 | 0.44588 | 0.73147 | 36 | 0.54105 | 1.13126 |
| 5 | 0.45879 | 0.79278 | 37 | 0.54174 | 1.33394 |
| 6 | 0.46903 | 0.83877 | 38 | 0.54239 | 1.13650 |
| 7 | 0.47735 | 0.87493 | 39 | 0.54302 | 1.13896 |
| 8 | 0.48428 | 0.90432 | 40 | 0.54362 | 1.14131 |
| 9 | 0.49015 | 0.92882 | 41 | 0.54420 | 1.14358 |
| 10 | 0.49521 | 0.94963 | 42 | 0.54475 | 1.14576 |
| 11 | 0.49961 | 0.96758 | 43 | 0.54529 | 1.14787 |
| 12 | 0.50350 | 0.98327 | 44 | 0.54580 | 1.14989 |
| 13 | 0.50695 | 0.99713 | 45 | 0.54630 | 1.15184 |
| 14 | 0.51004 | 1.00948 | 46 | 0.54678 | 1.15373 |
| 15 | 0.51284 | 1.02057 | 47 | 0.54724 | 1.15555 |
| 16 | 0.51537 | 1.03060 | 48 | 0.54769 | 1.15731 |
| 17 | 0.51768 | 1.03973 | 49 | 0.54812 | 1.15901 |
| 18 | 0.51980 | 1.04807 | 50 | 0.54854 | 1.16066 |
| 19 | 0.52175 | 1.05575 | 51 | 0.54895 | 1.16226 |
| 20 | 0.52355 | 1.06282 | 52 | 0.54934 | 1.16380 |
| 21 | 0.52522 | 1.06938 | 53 | 0.54972 | 1.16530 |
| 22 | 0.52678 | 1.07547 | 54 | 0.55009 | 1.16676 |
| 23 | 0.52823 | 1.08115 | 55 | 0.55044 | 1.16817 |
| 24 | 0.52959 | 1.08646 | 56 | 0.55079 | 1.16955 |
| 25 | 0.53086 | 1.09145 | 57 | 0.55113 | 1.17088 |
| 26 | 0.53206 | 1.09613 | 58 | 0.55146 | 1.17218 |
| 27 | 0.53319 | 1.10054 | 59 | 0.55177 | 1.17344 |
| 28 | 0.53426 | 1.10470 | 60 | 0.55208 | 1.17467 |
| 29 | 0.53527 | 1.10864 | 61 | 0.55238 | 1.17586 |
| 30 | 0.53622 | 1.11237 | 62 | 0.55268 | 1.17702 |
| 31 | 0.53713 | 1.11592 | 63 | 0.55296 | 1.17816 |
| 32 | 0.53799 | 1.11929 | 64 | 0.55324 | 1.17926 |

Periodo de retorno para precipitaciones ≥ 100 mm**Chilchotla**

| Años | Precipitación ordenada | m | T (años) | P |
|------|------------------------|----|----------|------|
| 1975 | 160 | 1 | 12 | 0.08 |
| 1981 | 145 | 2 | 6 | 0.16 |
| 1969 | 122 | 3 | 4 | 0.25 |
| 1975 | 109 | 4 | 3 | 0.33 |
| 1993 | 108 | 5 | 2.4 | 0.41 |
| 1974 | 107 | 6 | 2 | 0.5 |
| 1985 | 105 | 7 | 1.71 | 0.58 |
| 1991 | 103 | 8 | 1.5 | 0.66 |
| 1969 | 102 | 9 | 1.33 | 0.75 |
| 1972 | 102 | 10 | 1.2 | 0.83 |
| 1992 | 100 | 11 | 1.09 | 0.91 |

Ciudad Serdán

| Años | Precipitación ordenada | m | T (años) | P |
|------|------------------------|---|----------|-----|
| 1941 | 220 | 1 | 10 | 0.1 |
| 1941 | 218 | 2 | 5 | 0.2 |
| 1941 | 180 | 3 | 3.33 | 0.3 |
| 1941 | 175 | 4 | 2.5 | 0.4 |
| 1941 | 162 | 5 | 2 | 0.5 |
| 1941 | 140 | 6 | 1.66 | 0.6 |
| 1941 | 125 | 7 | 1.42 | 0.7 |
| 1941 | 120 | 8 | 1.25 | 0.8 |
| 1941 | 112 | 9 | 1.11 | 0.9 |

Fortín de las flores

| Años | Precipitación ordenada | m | T (años) | P |
|------|------------------------|----|----------|-------|
| 1988 | 186 | 1 | 12 | 0.083 |
| 1983 | 160.2 | 2 | 6 | 0.17 |
| 1988 | 129 | 3 | 4 | 0.25 |
| 1988 | 121 | 4 | 3 | 0.33 |
| 1983 | 120.1 | 5 | 2.4 | 0.42 |
| 1969 | 116.4 | 6 | 2 | 0.5 |
| 1984 | 116.3 | 7 | 1.71 | 0.58 |
| 1989 | 112.6 | 8 | 1.5 | 0.67 |
| 1972 | 110.8 | 9 | 1.33 | 0.75 |
| 1985 | 108.8 | 10 | 1.2 | 0.83 |
| 1970 | 100 | 11 | 1.09 | 0.92 |

Ixhuatlán del Café

| Años | Precipitación ordenada | m | T (años) | P |
|------|------------------------|----|----------|------|
| 1961 | 230.5 | 1 | 30 | 0.03 |
| 1967 | 200 | 2 | 15 | 0.07 |
| 2010 | 190 | 3 | 10 | 0.10 |
| 1999 | 186 | 4 | 7.5 | 0.13 |
| 2000 | 160 | 5 | 6 | 0.17 |
| 2010 | 140 | 6 | 5 | 0.20 |
| 2012 | 132 | 7 | 4.2 | 0.24 |
| 1947 | 125.5 | 8 | 3.75 | 0.27 |
| 1993 | 123.5 | 9 | 3.33 | 0.30 |
| 1974 | 123 | 10 | 3 | 0.33 |
| 2007 | 122.5 | 11 | 2.72 | 0.37 |
| 1996 | 122 | 12 | 2.5 | 0.40 |
| 1948 | 121 | 13 | 2.3 | 0.43 |
| 1960 | 120.3 | 14 | 2.14 | 0.47 |
| 1950 | 116 | 15 | 2 | 0.50 |
| 2008 | 115.5 | 16 | 1.87 | 0.53 |
| 2011 | 115 | 17 | 1.76 | 0.57 |
| 1990 | 112 | 18 | 1.66 | 0.60 |
| 1976 | 110.5 | 19 | 1.57 | 0.64 |
| 1995 | 110 | 20 | 1.5 | 0.67 |
| 1999 | 105 | 21 | 1.42 | 0.70 |
| 1954 | 104 | 22 | 1.36 | 0.74 |
| 1974 | 103.5 | 23 | 1.3 | 0.77 |
| 1974 | 103.5 | 24 | 1.25 | 0.80 |
| 1985 | 102 | 25 | 1.2 | 0.83 |
| 1998 | 102 | 26 | 1.15 | 0.87 |
| 1971 | 101.5 | 27 | 1.11 | 0.90 |
| 1945 | 100.8 | 28 | 1.07 | 0.93 |
| 1993 | 100 | 29 | 1.03 | 0.97 |

Huatusco

| Años | Precipitación ordenada | m | T (años) | P |
|------|------------------------|----|----------|------|
| 1999 | 232 | 1 | 64 | 0.02 |
| 1927 | 230 | 2 | 32 | 0.03 |
| 1926 | 200 | 3 | 21.33 | 0.05 |
| 1927 | 200 | 4 | 16 | 0.06 |
| 1927 | 200 | 5 | 12.8 | 0.08 |
| 1927 | 200 | 6 | 10.66 | 0.09 |
| 1961 | 180 | 7 | 9.14 | 0.11 |
| 1974 | 177 | 8 | 8 | 0.13 |
| 1983 | 176 | 9 | 7.11 | 0.14 |
| 1927 | 170 | 10 | 6.4 | 0.16 |
| 1992 | 169 | 11 | 5.81 | 0.17 |
| 1958 | 166 | 12 | 5.33 | 0.19 |
| 1976 | 166 | 13 | 4.92 | 0.20 |
| 1982 | 164 | 14 | 4.57 | 0.22 |
| 1927 | 160 | 15 | 4.26 | 0.23 |
| 1980 | 160 | 16 | 4 | 0.25 |
| 1961 | 152 | 17 | 3.76 | 0.27 |
| 1927 | 150 | 18 | 3.55 | 0.28 |
| 1927 | 144 | 19 | 3.36 | 0.30 |
| 1927 | 142 | 20 | 3.2 | 0.31 |
| 1927 | 141 | 21 | 3.04 | 0.33 |
| 1982 | 140 | 22 | 2.9 | 0.34 |
| 1927 | 136 | 23 | 2.78 | 0.36 |
| 1927 | 135 | 24 | 2.66 | 0.38 |
| 1980 | 135 | 25 | 2.56 | 0.39 |
| 1927 | 129 | 26 | 2.46 | 0.41 |
| 1927 | 128 | 27 | 2.37 | 0.42 |
| 1988 | 128 | 28 | 2.28 | 0.44 |
| 1970 | 127 | 29 | 2.2 | 0.45 |
| 1999 | 123 | 30 | 2.13 | 0.47 |
| 1927 | 120 | 31 | 2.06 | 0.49 |
| 1927 | 120 | 32 | 2 | 0.50 |
| 1927 | 120 | 33 | 1.93 | 0.52 |
| 1977 | 120 | 34 | 1.88 | 0.53 |
| 1978 | 120 | 35 | 1.82 | 0.55 |
| 1927 | 118.5 | 36 | 1.77 | 0.56 |
| 1974 | 117 | 37 | 1.72 | 0.58 |
| 1975 | 116 | 38 | 1.68 | 0.60 |

| | | | | |
|------|-------|----|------|------|
| 1997 | 116 | 39 | 1.64 | 0.61 |
| 1959 | 115.5 | 40 | 1.6 | 0.63 |
| 1992 | 114 | 41 | 1.56 | 0.64 |
| 1926 | 112.5 | 42 | 1.52 | 0.66 |
| 1984 | 112 | 43 | 1.48 | 0.68 |
| 1939 | 110 | 44 | 1.45 | 0.69 |
| 1965 | 110 | 45 | 1.42 | 0.70 |
| 1972 | 110 | 46 | 1.39 | 0.72 |
| 1972 | 110 | 47 | 1.36 | 0.74 |
| 1977 | 110 | 48 | 1.33 | 0.75 |
| 1987 | 110 | 49 | 1.3 | 0.77 |
| 1989 | 109 | 50 | 1.28 | 0.78 |
| 1995 | 109 | 51 | 1.25 | 0.80 |
| 1998 | 109 | 52 | 1.23 | 0.81 |
| 1933 | 107 | 53 | 1.2 | 0.83 |
| 2000 | 107 | 54 | 1.18 | 0.85 |
| 1995 | 106 | 55 | 1.16 | 0.86 |
| 1927 | 105 | 56 | 1.14 | 0.88 |
| 1931 | 105 | 57 | 1.12 | 0.89 |
| 1961 | 104 | 58 | 1.1 | 0.91 |
| 1963 | 104 | 59 | 1.08 | 0.93 |
| 1967 | 102 | 60 | 1.06 | 0.94 |
| 1979 | 102 | 61 | 1.04 | 0.96 |
| 1981 | 102 | 62 | 1.03 | 0.97 |
| 1927 | 100 | 63 | 1.01 | 0.99 |

Coscomatepec

| Años | Precipitación ordenada | m | T (años) | P |
|------|------------------------|----|----------|------|
| 1977 | 200 | 1 | 15 | 0.06 |
| 1977 | 190 | 2 | 7.5 | 0.13 |
| 1957 | 179 | 3 | 5 | 0.2 |
| 1961 | 159 | 4 | 3.75 | 0.27 |
| 1974 | 130 | 5 | 3 | 0.33 |
| 1981 | 126 | 6 | 2.5 | 0.4 |
| 1983 | 124.5 | 7 | 2.14 | 0.47 |
| 1976 | 121 | 8 | 1.87 | 0.53 |
| 1974 | 120 | 9 | 1.66 | 0.60 |
| 1952 | 112 | 10 | 1.5 | 0.67 |
| 1993 | 111 | 11 | 1.36 | 0.73 |
| 1976 | 110 | 12 | 1.25 | 0.8 |
| 1949 | 109.5 | 13 | 1.15 | 0.86 |
| 1952 | 103 | 14 | 1.07 | 0.93 |

Cuitláhuac

| Años | Precipitación ordenada | m | T (años) | P |
|------|------------------------|----|----------|------|
| 2010 | 350 | 1 | 54 | 0.02 |
| 1984 | 230 | 2 | 27 | 0.04 |
| 1977 | 188.4 | 3 | 18 | 0.06 |
| 2014 | 178 | 4 | 13.5 | 0.07 |
| 1965 | 165.7 | 5 | 10.8 | 0.09 |
| 1969 | 162.5 | 6 | 9 | 0.11 |
| 1988 | 160 | 7 | 7.71 | 0.13 |
| 1973 | 159.7 | 8 | 6.75 | 0.15 |
| 1982 | 156 | 9 | 6 | 0.17 |
| 1988 | 150 | 10 | 5.4 | 0.19 |
| 1975 | 147.7 | 11 | 4.9 | 0.20 |
| 1973 | 147.2 | 12 | 4.5 | 0.22 |
| 1984 | 147 | 13 | 4.15 | 0.24 |
| 1981 | 145 | 14 | 3.85 | 0.26 |
| 2010 | 145 | 15 | 3.6 | 0.28 |
| 1968 | 144.5 | 16 | 3.37 | 0.30 |
| 1980 | 142.5 | 17 | 3.17 | 0.32 |
| 1988 | 140 | 18 | 3 | 0.33 |
| 1974 | 138.5 | 19 | 2.84 | 0.35 |
| 2008 | 138 | 20 | 2.7 | 0.37 |
| 1980 | 135 | 21 | 2.57 | 0.39 |
| 1988 | 135 | 22 | 2.45 | 0.41 |
| 1975 | 132.7 | 23 | 2.34 | 0.43 |
| 1969 | 131.6 | 24 | 2.25 | 0.44 |
| 1983 | 131.5 | 25 | 2.16 | 0.46 |
| 1974 | 127 | 26 | 2.07 | 0.48 |
| 2010 | 127 | 27 | 2 | 0.50 |
| 1974 | 125.1 | 28 | 1.92 | 0.52 |
| 1966 | 120.3 | 29 | 1.86 | 0.54 |
| 2009 | 120 | 30 | 1.8 | 0.56 |
| 1979 | 119 | 31 | 1.74 | 0.57 |
| 1975 | 117.8 | 32 | 1.68 | 0.60 |
| 2010 | 117 | 33 | 1.63 | 0.61 |
| 1967 | 116.4 | 34 | 1.58 | 0.63 |
| 1968 | 116.4 | 35 | 1.54 | 0.65 |
| 1978 | 115.5 | 36 | 1.5 | 0.67 |
| 1979 | 114.4 | 37 | 1.45 | 0.69 |
| 1964 | 114 | 38 | 1.42 | 0.70 |
| 1981 | 113.6 | 39 | 1.38 | 0.72 |
| 1975 | 113 | 40 | 1.35 | 0.74 |

| | | | | |
|------|-------|----|------|------|
| 1974 | 108.6 | 41 | 1.31 | 0.76 |
| 1982 | 108 | 42 | 1.28 | 0.78 |
| 2012 | 107 | 43 | 1.25 | 0.80 |
| 1968 | 105 | 44 | 1.22 | 0.82 |
| 1978 | 104.6 | 45 | 1.2 | 0.83 |
| 1976 | 103.6 | 46 | 1.17 | 0.85 |
| 2007 | 103 | 47 | 1.14 | 0.88 |
| 1978 | 102.5 | 48 | 1.12 | 0.89 |
| 1968 | 102 | 49 | 1.1 | 0.91 |
| 1972 | 102 | 50 | 1.08 | 0.93 |
| 1987 | 102 | 51 | 1.05 | 0.95 |
| 1967 | 101.4 | 52 | 1.03 | 0.97 |
| 1977 | 100 | 53 | 1.01 | 0.99 |

El carrizal

| Años | Precipitación ordenada | m | T (años) | P |
|------|------------------------|----|----------|------|
| 2010 | 200.4 | 1 | 26 | 0.04 |
| 1974 | 200 | 2 | 13 | 0.08 |
| 1999 | 171.5 | 3 | 8.66 | 0.12 |
| 1993 | 159 | 4 | 6.5 | 0.15 |
| 2012 | 150.5 | 5 | 5.2 | 0.19 |
| 2012 | 150 | 6 | 4.33 | 0.23 |
| 2001 | 149 | 7 | 3.71 | 0.27 |
| 2008 | 133.5 | 8 | 3.25 | 0.31 |
| 2013 | 128.8 | 9 | 2.88 | 0.35 |
| 1969 | 123.5 | 10 | 2.6 | 0.38 |
| 1972 | 123.5 | 11 | 2.36 | 0.42 |
| 1984 | 122.5 | 12 | 2.16 | 0.46 |
| 1979 | 121 | 13 | 2 | 0.50 |
| 2000 | 118 | 14 | 1.85 | 0.54 |
| 1976 | 114 | 15 | 1.73 | 0.58 |
| 2010 | 112 | 16 | 1.62 | 0.62 |
| 1992 | 110 | 17 | 1.52 | 0.66 |
| 1974 | 109 | 18 | 1.44 | 0.69 |
| 1974 | 108.5 | 19 | 1.36 | 0.74 |
| 1974 | 108 | 20 | 1.3 | 0.77 |
| 1989 | 102 | 21 | 1.23 | 0.81 |
| 1994 | 102 | 22 | 1.18 | 0.85 |
| 1970 | 101.5 | 23 | 1.13 | 0.88 |
| 1999 | 101 | 24 | 1.08 | 0.93 |
| 1981 | 100 | 25 | 1.04 | 0.96 |