



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

**POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**CENTRO DE GEOCIENCIAS**

**ANÁLISIS DE SUSCEPTIBILIDAD POR LAHARES INTRAERUPTIVOS EN EL  
VOLCÁN CHICHÓN, CHIAPAS**

**TESIS**

**QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:**

**MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**PRESENTA:**

**OMAR CRUZ VÁZQUEZ**

**TUTORA:**

**DRA. LUCIA CAPRA PEDOL (CENTRO DE GEOCIENCIAS, UNAM)**

**COMITÉ ASESOR:**

**DRA. ANA MARÍA LIZETH CABALLERO GARCÍA (FACULTAD DE CIENCIAS, UNAM)**

**DR. JOSÉ LUIS ARCE SALDAÑA (INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM)**

**DR. JAIME JESÚS CARRERA HERNÁNDEZ (CENTRO DE GEOCIENCIAS, UNAM)**

**DR. SERGIO RAÚL RODRÍGUEZ ELIZARRARÁS (INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM)**

**QUERÉTARO, MÉXICO. OCTUBRE DE 2023.**



Universidad Nacional  
Autónoma de México



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

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

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

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

## DECLARATORIA DE 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 la forma 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.*



---

Omar Cruz Vázquez

## AGRADECIMIENTOS

A la *Dra. Lucia Capra*, por permitirme ser su alumno en este proceso, por su guía y tiempo en la resolución de dudas de este proyecto, por su calidez humana lo cual hizo que las cosas fluyeran y disfrutara el desarrollo de mi investigación, gracias totales.

A la *Dra. Lizeth Caballero* y el *Dr. José Luis Arce*, por haber formado parte de mi comité tutor y cada semestre hacer comentarios acertados de cómo mejorar esta investigación, por su tiempo y consejos.

A el *Dr. Jaime Carrera* y *Dr. Sergio Rodríguez*, por su disponibilidad para fungir como miembros de mi jurado evaluador, por sus palabras y observaciones en este proceso.

Al *Dr. Miguel Alatorre*, por su apoyo y motivación pese a la distancia.

Al *Consejo Nacional de Humanidades, Ciencias y Tecnologías (CONAHCYT)*, por la beca otorgada durante estos dos años de mis estudios.

A cada uno de mis maestros del posgrado, por sus enseñanzas y apoyo en la resolución de problemas.

A las autoridades de Protección Civil de Chiapas, por su disposición para seguir trabajando en favor de las y los Chiapanecos.

A cada una de las personas que fungen como apoyo en el posgrado, por su disposición en la resolución de trámites administrativos.

A mis amigos y compañeros del posgrado, sin duda, conocerlos fue muy enriquecedor tanto en el ámbito académico como personal, hicieron mi estadía en CGEO mucho más divertida y llevadera.

A mis amigos de Chiapas, por siempre estar presente y apoyarme a su manera, es grato seguir compartiendo triunfos juntos.

A mi madre y familia, por su apoyo incondicional, por seguir motivándome en alcanzar mis sueños.

A cada una de las increíbles personas que he conocido en esta travesía, gracias infinitas

## CONTENIDO

Índice de Figuras	3
Índice de Tablas	5
Resumen	6
I.Introducción	7
1.1 Planteamiento del problema	8
1.2 Justificación	9
1.3 Hipótesis	10
1.4 Objetivos	10
1.4.1 <i>Objetivo General</i>	10
1.4.2 <i>Objetivos Particulares</i>	10
1.5 Antecedentes	11
1.5.1 <i>Lahares syneruptivos de 1982</i>	11
1.5.2 <i>Simulaciones numéricas de lahares en el volcán Chichón</i>	13
II. Lahares intraeruptivos, génesis y características	15
2.1 Génesis de lahares intraeruptivos: casos de estudio	16
2.2 Transición entre flujos	19
III. Geología	20
3.1 Geología regional de la zona de estudio	20
3.2 Geología del complejo volcánico El Chichón	22
IV. Geomorfología	27
4.1 Topografía del área de estudio	27
4.2 Morfometría de las microcuencas del volcán Chichón	28
4.3 Usos de suelo y tipos de vegetación del volcán Chichón	34
V. Procesos de remoción en masa y depósitos asociados	39
5.1 Procesamiento de muestras para análisis granulométrico	39
5.2 Deslizamiento el Guayabal	40
5.3 Actividad fluvial	43
VI. Análisis de precipitación en el volcán Chichón	47
6.1 Distribución de Weibull aplicada a base de datos de precipitación	48
6.2 Distribución de Gumbel aplicada a análisis de lluvia máximas	52
6.2.1 <i>Distribución Gumbel aplicada a la estación Pichucalco</i>	53
6.2.2 <i>Distribución Gumbel aplicada a la estación Tapilula</i>	54
6.2.3 <i>Distribución Gumbel aplicada a la estación Tecpatán</i>	54

6.2.4 <i>Distribución Gumbel aplicada a la estación Solosuchiapa</i>	55
6.2.5 <i>Distribución Gumbel aplicada a la estación Ocoatepec</i>	56
6.2.6 <i>Distribución Gumbel aplicada a la estación Ostuacán</i>	57
6.3 Periodos de retorno: 5, 10, 15 y 20 años	58
6.4 Análisis de lluvias asociadas al huracán Eta	60
6.4.1 <i>Lluvias en la región del volcán Chichón</i>	61
VII. Simulaciones numéricas	63
7.1 Código numérico FLO-2D	64
7.1.1 <i>Solución del algoritmo</i>	65
7.1.2 <i>Variabilidad en parámetros de entrada</i>	67
7.1.3 <i>Simulación de lluvia-escurrimiento</i>	69
7.1.4 <i>Simulación de flujos de agua mezclados con sedimentos</i>	72
VIII. Resultados	76
8.1 Simulaciones de lluvia-escurrimiento en el volcán Chichón	76
8.1.1 <i>Simulaciones bajo el escenario A (Lluvia acumulada en 24 h)</i>	76
8.1.2 <i>Simulaciones bajo el escenario B (Lluvia acumulada en 72 h)</i>	79
8.1.3 <i>Simulaciones bajo el escenario C (Lluvia acumulada en 72 h)</i>	82
8.2 Simulaciones de lahares intra eruptivos	84
8.2.1 <i>Escenario A: volcán Chichón con Tx de 5, 10 y 20 años</i>	85
8.2.2 <i>Escenario B: volcán Chichón con Tx de 10 y 20 años</i>	89
8.2.3 <i>Flujos sobre la sección Ostuacán-Presa Peñitas</i>	90
8.2.4 <i>Flujos sobre la sección Viejo Nicapa-Presa Sunuapa</i>	93
8.3. Lahares intra eruptivos recientes	96
8.4 Mapa de amenazas por lahares en el volcán Chichón	100
IX. Discusiones	104
9.1 Flujos modernos, condiciones para su formación	104
9.2 Lahares intraeruptivos: del análisis de lluvia-escurrimiento al modelado de lahares por escenario de precipitación	106
9.3 Validación de simulaciones numéricas	108
X. Conclusiones	110
XI. Referencias	112
Apéndice	122

## Índice de Figuras

Figura I-1 Ubicación del volcán Chichón .....	8
Figura I-2 Depósitos de lahar por rompimiento de represa en 1982. A) Vista general de la sección 155. B) La sección muestra los dos depósitos de flujos de escombros con una alternancia de secuencias de flujos de escombros y horizontes fluviales. FE: Depósito de flujo de escombros. FI: Depósito fluvial. C) Sección estratigráfica 155. D) Vista panorámica en 1985. (Modificado de Macías et al., 2004).....	12
Figura I-3 Zonas de inundación por lahar en el volcán Chichón. Escenarios de inundación: $1 \times 10^6$ m <sup>3</sup> (rojo), $2 \times 10^6$ m <sup>3</sup> (amarillo) y $3 \times 10^6$ m <sup>3</sup> (azul) (Macías et al., 2008).....	14
Figura I-4 Zonas de inundación por lahar con H/L de 0.25 (Ramírez-Solís, 2016).....	14
Figura II-1. Esquema ilustrativo del espectro de un lahar, las relaciones entre concentraciones y fuerzas dominantes, modificado de Capra y Caballero (2021).....	16
Figura III-1 Ubicación del volcán El Chichón. (B) Principales características morfoestructurales tomado de Garduño-Monroy et al. 2015.....	21
Figura III-2 Columna estratigráfica compuesta erupción 1982 (Scolamacchia y Capra et al. 2015) .....	25
Figura III-3 Geología local del volcán El Chichón, información vectorial de López-Loera et al (2020)...	26
Figura IV-1 Mapa de pendientes del volcán Chichón construido a partir de un Modelo Digital de Elevación (DEM) de 5 m. Las secciones A-A', B-B' se generaron con un DEM de 2 m. ....	28
Figura IV-2 Mapa de microcuencas del volcán Chichón generado a partir de un DEM de 2 m. ....	29
Figura IV-3 Mapa de usos de suelo y tipos de vegetación del volcán Chichón. A) USVE de 2020. B) USVE de 2021. Ambos mapas cumplen con el Área mínima cartografiable de 6,400 m <sup>2</sup> para una escala de 1:20,000. ....	35
Figura IV-4 Mapa de inventario de Procesos de Remoción en Masa asociados al Huracán Eta.....	38
Figura V-1 Comparación pre y post huracán Eta en la microcuenca S4, sobre un falso color infrarrojo. A) Imagen satelital de marzo de 2020. B) Imagen satelital de febrero de 2021. ....	40
Figura V-2 Recorrido sobre la microcuenca S4. A) Vista panorámica del deslizamiento, b) Lechos de calizas, c) secuencia sedimentaria dominante de lutitas. ....	41
Figura V-3 Características de los depósitos asociados al deslizamiento Guayabal. a) Cicatriz del deslizamiento, muestra CHI_S1 círculo rojo, b y c) contraste de depósitos.....	42
Figura V-4 Granulometría de muestra del deslizamiento Guayabal.....	43
Figura V-5 Depósitos fluviales. A) Zona distal microcuenca S4, b) depósito muestra CHI_S2, c) vista desde puente Ostuacán, d) flujo de escombros CHI_S4. ....	44
Figura V-6 Análisis granulométrico .....	46
Figura VI-1 Ubicación de estaciones climatológicas .....	47
Figura VI-2 Distribución de precipitación anual de 1987-2017 .....	48
Figura VI-3 Modelos de regresión lineal. a) Pichucalco, b) Tapilula, c) Tecpatán, d) Solosuchiapa, e) Ocotepc, f) Ostuacán.....	50
Figura VI-4 Periodos de retorno. a) Pichucalco, b) Tapilula, c) Tecpatán, d) Solosuchiapa, e) Ocotepc, f) Ostuacán.....	51
Figura VI-5 Análisis de precipitación de la estación Pichucalco mediante la distribución Gumbel. ....	53
Figura VI-6 Análisis de precipitación de la estación Tapilula mediante la distribución Gumbel.....	54
Figura VI-7 Análisis de precipitación de la estación Tecpatán mediante la distribución Gumbel. ....	55
Figura VI-8 Análisis de precipitación de la estación Solosuchiapa mediante la distribución Gumbel.....	56
Figura VI-9 Análisis de precipitación de la estación Ocotepc mediante la distribución Gumbel.....	57
Figura VI-10 Análisis de precipitación de la estación Ostuacán mediante la distribución Gumbel. ....	58

Figura VI-11 Periodos de retorno para las estaciones climatológicas del volcán Chichón, con base en la distribución de Gumbel.....	59
Figura VI-12 Trayectoria asociada al huracán Eta del Océano Atlántico (CONAGUA, 2020) .....	61
Figura VI-13 Precipitación acumulada asociada al huracán Eta (CONAGUA, 2020) .....	62
Figura VII-1 Esquema metodológico para el análisis de lahares.....	64
Figura VII-2 Área de simulación de escenarios de lluvia-escurrimiento.....	72
Figura VII-3 Esfuerzo de corte como función de la tasa de deformación para modelos de deformación de fluidos (Modificado de O'Brien, 2019). .....	74
Figura VII-4 Ejemplo de un hidrograma simplificado.....	75
Figura VIII-1 Tasas de descarga asociadas al escenario (A): Tx 5 años.....	78
Figura VIII-2 Tasas de descarga asociadas al escenario (A): Tx 10 años.....	78
Figura VIII-3 Tasas de descarga asociadas al escenario (A): Tx 20 años.....	79
Figura VIII-4 Tasas de descarga asociadas al escenario (B): Tx 5 años.....	81
Figura VIII-5 Tasas de descarga asociadas al escenario (B): Tx 10 años.....	81
Figura VIII-6 Tasas de descarga asociadas al escenario (B): Tx 20 años.....	82
Figura VIII-7 Tasas de descarga asociadas al escenario (C): Huracán Eta.....	83
Figura VIII-8 Zona de inundación post huracán Eta.....	85
Figura VIII-9 Flujos hiperconcentrados del volcán Chichón con TX de 5 años (Escenario A). .....	86
Figura VIII-10 Flujos hiperconcentrados del volcán Chichón con TX de 10 años (Escenario A). .....	87
Figura VIII-11 Flujos hiperconcentrados del volcán Chichón con TX de 20 años (Escenario A). .....	88
Figura VIII-12 Flujos hiperconcentrados del volcán Chichón con TX de 10 años (Escenario B).....	89
Figura VIII-13 Flujos hiperconcentrados del volcán Chichón con TX de 20 años (Escenario B).....	90
Figura VIII-14 Flujos hiperconcentrados del escenario A. i) Flujos con un Tx de 5 años. ii) Flujos con un Tx de 10 años. iii) Flujos con un Tx de 20 años. ....	92
Figura VIII-15 Flujos hiperconcentrados del escenario B. i) Flujos con un Tx de 10 años. ii) Flujos con un Tx de 20 años.....	93
Figura VIII-16 Flujos hiperconcentrados del escenario A. i) Flujos con un Tx de 5 años. ii) Flujos con un Tx de 20 años.....	94
Figura VIII-17 Flujos hiperconcentrados del escenario B. i) Flujos con un Tx de 5 años. ii) Flujos con un Tx de 20 años.....	95
Figura VIII-18 Flujo hiperconcentrado del volcán Chichón, asociado a lluvia atípica .....	97
Figura VIII-19 A) Flujo hiperconcentrado sobre la sección Ostuacán-Presa Peñitas asociado a lluvia atípica. B) Colapso parcial del puente Sayula asociado a lluvia atípica.....	98
Figura VIII-20 Flujo hiperconcentrado sobre la sección Viejo Nicapa-Sunuapa, asociado a lluvia atípica. ....	99
Figura VIII-21 Mapa de amenaza por lahares originados en 24 horas (escenario A).....	102
Figura VIII-22 Mapa de amenaza por lahares originados en 72 horas (escenario B).....	103
Figura IX-1 Relación de peso acumulado y phi.....	106

## Índice de Tablas

Tabla 1. Resumen de actividad eruptiva en el Holoceno (elaborado con datos de Espíndola et al. 2000; Macías et al. 2008; Mendoza-Rosas y De la Cruz- Reyna 2010; Scolamacchia y Capra 2015).....	24
Tabla 2 Resumen de parámetros morfométricos calculados en las microcuencas del Río Platanar. ....	30
Tabla 3 Resumen de parámetros morfométricos calculados en las microcuencas del Río Susnubac.....	31
Tabla 4 Resumen de parámetros morfométricos calculados en las microcuencas del Río Magdalena. ....	33
Tabla 5. Porcentajes de usos de suelo y tipos de vegetación de las microcuencas R. Platanar .....	36
Tabla 6. Porcentajes de usos de suelo y tipos de vegetación de las microcuencas R. Susnubac .....	36
Tabla 7. Porcentajes de usos de suelo y tipos de vegetación de las microcuencas R. Magdalena.....	37
Tabla 8. Porcentajes de usos de suelo y tipos de vegetación de las microcuencas R. Magdalena.....	37
Tabla 9. Distribución granulométrica de muestras fluviales.....	45
Tabla 10. Resumen del análisis ANOVA de los modelos de regresión lineal simple .....	49
Tabla 11. Valores empíricos para el coeficiente de Manning (O'Brien, 2019). .....	67
Tabla 12. Valores de la resistencia al flujo laminar (K) (O'Brien, 2019).....	68
Tabla 13. Parámetros reológicos de viscosidad y límite elástico como una función de la concentración de sedimento (O'Brien, 2019) .....	69
Tabla 14. Escenarios de precipitación en el volcán Chichón.....	70
Tabla 15. Número de curva por tipo de USVE .....	71
Tabla 16. Tipos de flujo en función de la concentración de sedimentos (O'Brien, 2019).....	73
Tabla 17. Datos de entrada para simulaciones de lahares .....	75
Tabla 18. Volúmenes asociados a las simulaciones de lluvia del escenario A. ....	76
Tabla 19. Volúmenes asociados a las simulaciones de lluvia del escenario B .....	80
Tabla 20. Volúmenes asociados a las simulaciones de lluvia del escenario C .....	83
Tabla 21. Escenario A: niveles de intensidad asociados a flujos hiperconcentrados.....	100
Tabla 22. Escenario B: niveles de intensidad asociados a flujos hiperconcentrados .....	101
Tabla 23. Parámetros morfométricos calculados en las microcuencas del volcán Chichón (modificado de Adnan et al., 2019; Tola y Shetty, 2022). .....	122

## Resumen

El volcán Chichón, ubicado en el estado de Chiapas, es uno de los volcanes que ha presentado una tendencia en el Holoceno a tener eventos explosivos cada vez más grandes, lo que genera junto a las abundantes lluvias que caracterizan la región, las condiciones adecuadas para la formación de lahares syn, post e intraeruptivos. Los eventos más recientes se describen como lahares intraeruptivos, ya que ocurrieron en una etapa de quietud del volcán, sin necesariamente la removilización del material piroclástico asociado a la erupción de 1982 y disparados por eventos hidrometeorológicos extremos como el paso del huracán Eta en el 2020 y la tormenta tropical Karl en 2022, además de la presencia de una lluvia atípica en el mismo año. Estos eventos extremos han generado cientos de deslizamientos superficiales y lahares que han afectado a varias comunidades en el área. El objetivo de esta investigación es analizar qué tan susceptible es el volcán Chichón a procesos erosivos con la formación de lahares intraeruptivos, bajo escenarios de lluvia característicos de la región para definir mejor su origen, frecuencia y magnitud.

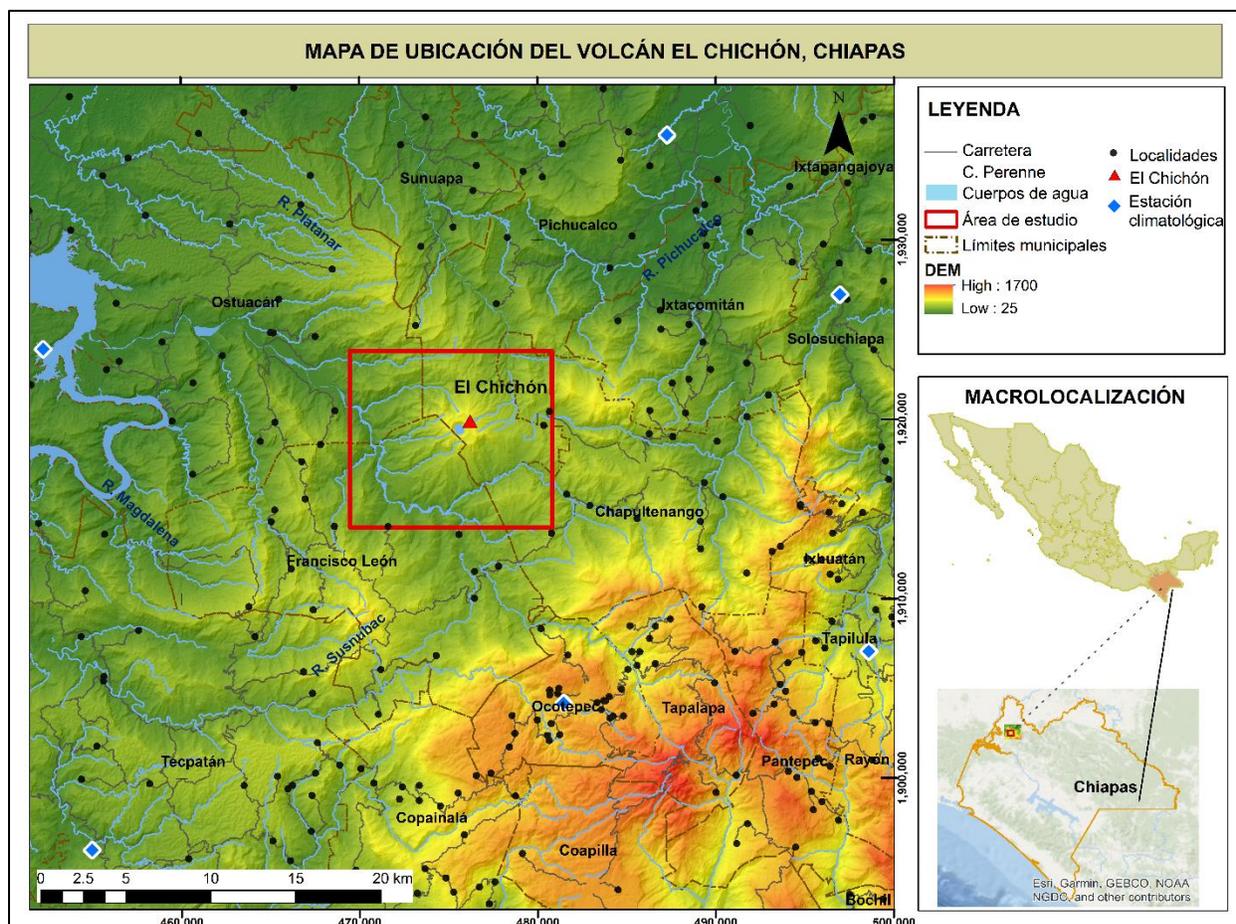
En este estudio se presenta una caracterización morfo-hidrológica de 33 microcuencas que integran al volcán, así como el análisis de los usos de suelo y tipos de vegetación para la identificación de los factores que promovieron los Procesos de Remoción en Masa (PRM) ocurridos por el impacto del Huracán Eta, con particular detalle al estudio del deslizamiento que ha afectado al cono El Guayabal, en el sector SE del volcán. Además, se efectuó un análisis climático de precipitación acumulada (anual, mensual, 72 y 24 horas) de seis estaciones climatológicas (1987-2017) y datos del huracán Eta y tormenta tropical Karl (noviembre 2020, octubre 2022, respectivamente), que permitió definir tres escenarios de precipitación con periodos de retorno de 5, 10 y 20 años. Este análisis permitió la realización de simulaciones de lluvia-escurrimiento a través del uso del código FLO-2D, obteniendo curvas de descargas por cada microcuenca, elementos que se usaron como parámetro de entrada para simular flujos hiperconcentrados con concentraciones de sedimentos de 0.25 en volumen (definidos por las características de los flujos recientes analizados en campo y laboratorio) que pudieran originarse en escenarios futuros. Los resultados son presentados en dos mapas de amenaza (24 y 72 horas) que integran tres niveles de susceptibilidad, basados en la probabilidad de ocurrencia y la intensidad de cada flujo, instrumentos necesarios para coadyuvar a la gestión de riesgos.

## I. Introducción

Uno de los fenómenos volcánicos que representan una amenaza potencial para las poblaciones que se encuentran circundantes a volcanes activos, son los lahares, flujos constituidos por una mezcla de agua con fragmentos de materiales volcánicos y no volcánicos, de distintos tamaños y en proporciones variables, que fluyen pendiente abajo debido a la gravedad (Blong, 1984; Smith y Fritz, 1989).

El volcán Chichón ( $17.36^{\circ}$  N,  $93.23^{\circ}$  W, 1,150 m s. n. m.) ubicado en el estado de Chiapas (Fig. I-1), al sureste de México, representa la estructura más joven del sistema volcánico conocido como Arco Volcánico Chiapaneco (Mora et al., 2012) y ha tenido al menos 12 erupciones explosivas en los últimos 8,000 años, de las cuáles muy probablemente tienen relación con la generación de lahares (Tilling et al., 1984; Espíndola et al., 2000; Scolamacchia y Capra, 2015). La última erupción ocurrida en 1982 se convirtió en el peor desastre volcánico en México, con la muerte de más de 2,000 personas y desplazando a miles de personas (De la Cruz-Reyna y Martín del Pozzo, 2009), debido principalmente al desconocimiento y ausencia de un sistema de monitoreo y mapas de peligro volcánico (Macías et al., 2008). Desde entonces, se han realizado diversos estudios y se ha logrado la consolidación de un sistema de monitoreo en el que participan diversas instituciones. Sin embargo, los trabajos relacionados a lahares son mínimos (Macías et al., 2004; Macías et al., 2008; Ramírez-Solís, 2016).

Actualmente, más de 25,000 personas se encuentran amenazadas por este fenómeno (INEGI, 2020), por lo que el presente trabajo busca, a partir de tres escenarios climáticos, analizar la ocurrencia de lahares intraeruptivos, los cuales serán simulados en el código numérico FLO-2D (O'Brien et al., 1993) con el objetivo de generar un mapa de susceptibilidad que permita coadyuvar en la toma de decisiones ante la ocurrencia de este fenómeno.



**Figura I-1** Ubicación del volcán Chichón (información vectorial de INEGI, 2018).

## 1.1 Planteamiento del problema

Los lahares son entre los fenómenos volcánicos que han provocado el mayor número de muertes en los últimos 400 años (Lavigne y Thouret, 2000), ya que pueden surgir durante una erupción (syn-eruptivos), después de una erupción (posteruptivos) o durante periodos de quietud del volcán (intraeruptivo) (Manville et al., 2009). En el volcán Chichón este fenómeno ha sido muy frecuente, ya sea durante erupciones pasadas, así como en periodos de inactividad, sobre todo debido a la región climática en donde se ubica, con intensas precipitaciones durante la temporada de lluvia. Por lo anterior es importante contar con un análisis detallado del origen, frecuencia y magnitud de los lahares en la región del Volcán Chichón para construcción de un mapa de susceptibilidad de las zonas de posible inundación que contribuya en mitigar los efectos ante su ocurrencia en un futuro.

## 1.2 Justificación

El volcán Chichón, es uno de los volcanes que durante los registros del Holoceno ha presentado una tendencia a tener eventos explosivos cada vez más grandes (de acuerdo al Índice de Explosividad Volcánica) con respecto a otros volcanes activos en México (Mendoza-Rosas y De la Cruz-Reyna, 2010), lo que genera, junto a las abundantes lluvias que caracterizan la región, las condiciones adecuadas para la removilización de estos materiales y la formación de lahares en los principales drenajes que rodean al volcán (río Magdalena y Platanar), tal como ocurrió después de la erupción de 1982 (Macías et al., 2008). Por otro lado, a distancia de 41 años desde la erupción, estos eventos han sido recurrentes, y de gran magnitud, como por ejemplo durante el paso del huracán Eta en el 2020 con la ocurrencia de deslizamientos y lahares que han afectado varias comunidades en el área.

Sin embargo, la zona de estudio carece de un análisis más detallado de la susceptibilidad ante este fenómeno, ya que los únicos trabajos realizados (Macías et al., 2004; Macías et al., 2008; Ramírez-Solís, 2016) no se basan en modelos numéricos y herramientas modernas que permitan conocer mejor el origen, recurrencia y distribución de lahares.

Este trabajo representa una contribución importante para el sureste de México, permitiendo entender mejor este fenómeno en una región tropical, integrando diversos campos de conocimiento y herramientas de las Ciencias de la Tierra, tales como Hidrología, Geología, Geomorfología y Geomática. Esperando que se convierta en un instrumento que provea información oportuna a las autoridades de protección civil correspondientes ante la ocurrencia de lahares.

### **1.3 Hipótesis**

Los relieves volcánicos son constituidos por material no consolidado altamente susceptible a ser removilizado durante eventos de lluvia generando lahares. La frecuencia y magnitud de los lahares depende de las características del evento meteorológico (cantidad e intensidad de la lluvia) así como del volumen de material disponible (durante una erupción, o en estado de quietud volcánica). El análisis climático, hidrogeológico y de estabilidad del relieve actual, va a permitir construir escenarios de probabilidad de ocurrencia de lahares en la región del Volcán Chichón, así como definir los alcances de los flujos según las características del evento hidrometeorológico, para la generación de mapas de peligro para la definición de las zonas de posible exposición.

### **1.4 Objetivos**

#### ***1.4.1 Objetivo General.***

Analizar la susceptibilidad por lahares intraeruptivos en el volcán Chichón bajo escenarios de lluvia características de la región.

#### ***1.4.2 Objetivos Particulares.***

- Determinar las características hidrometeorológicas en la región (magnitud, intensidad, recurrencia y periodo de retorno de lluvias).
- Determinar las características morfo-hidrológicas del área de estudio.
- Descripción de eventos recientes y características de los depósitos.
- Modelado de lluvia-escurrimiento para la definición de curvas de descarga por microcuenca y por diferentes periodos de retorno de las lluvias
- Modelado numérico de lahares por diferentes escenarios de lluvia para la definición de las zonas de afectación.
- Mapa de peligro por lahares intraeruptivos en el volcán Chichón.

## 1.5 Antecedentes

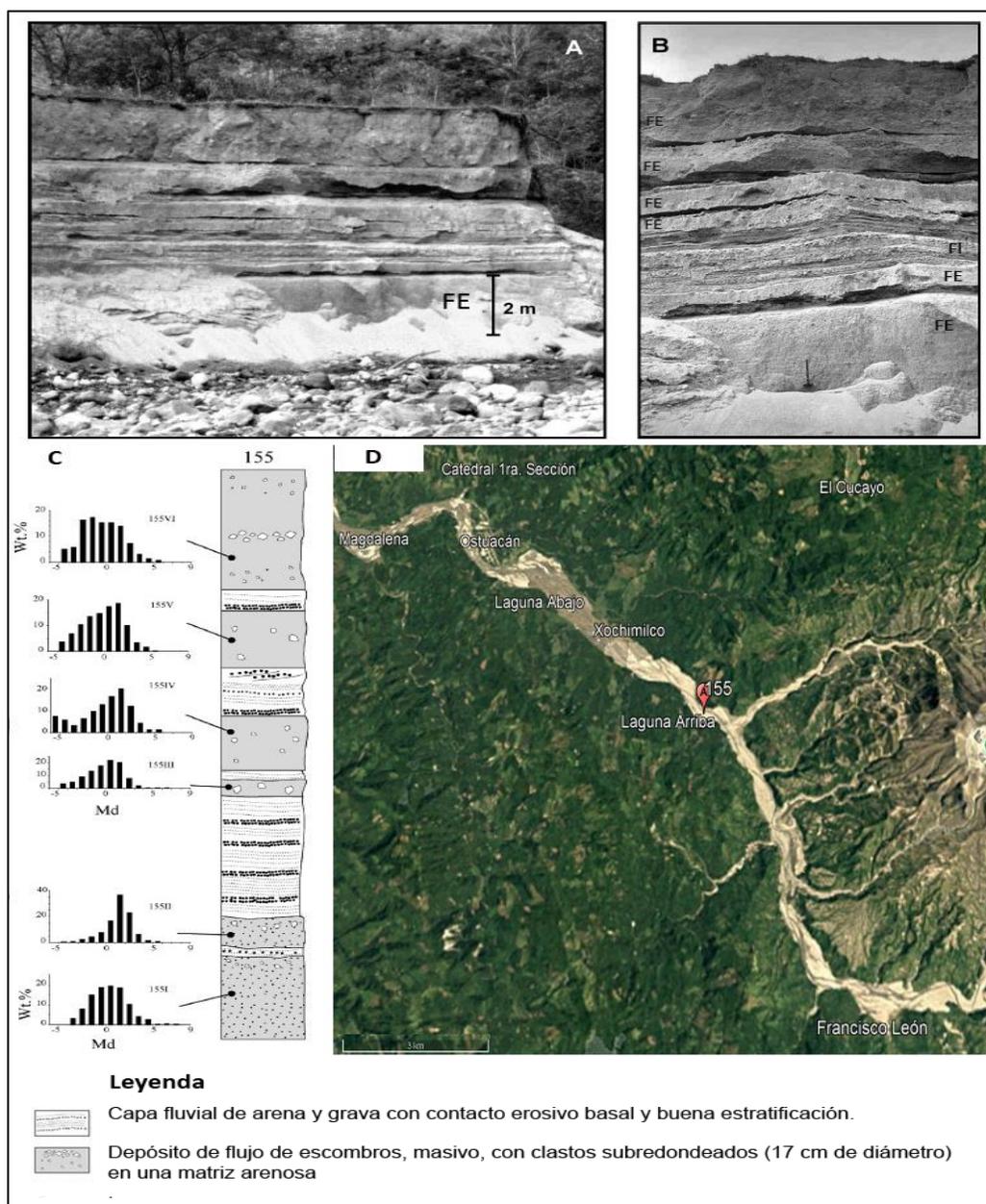
### *1.5.1 Lahares syneruptivos de 1982*

Inmediatamente después de la erupción de 1982, se formaron diversos lahares en el volcán Chichón, debido a la alta disponibilidad de material piroclástico ( $1.1 \text{ km}^3$  DRE) y la presencia de lluvias intensas en la región. Los lahares fueron generados en las principales barrancas del volcán, que drenan hacia el río Magdalena y Platanar (Macías et al., 2008).

De acuerdo con Macías y colaboradores (2004, 2008), los depósitos de lahares mejor expuestos corresponden a los generados a lo largo de la barranca Platanar y Cambac. Los primeros, viajaron aproximadamente 45 km río abajo, inundando escuelas y algunas casas. Estos depósitos constituyen al menos cuatro terrazas planas sobre la barranca del río Platanar que cubren un área mínima de  $1.1 \times 10^6 \text{ m}^2$  con un espesor promedio de 4 m, lo que estima un volumen de  $4 \times 10^6 \text{ m}^3$  para los cuatro depósitos de lahar. Por su parte, los lahares que drenaron hacia el río Magdalena se formaron por el colapso de una represa (cubriendo un área de  $\sim 5 \text{ km}^2$ ), generada por la acumulación de flujos piroclásticos (en las barrancas Cambac y Tuspac) durante la erupción de 1982. Esta represa, creó un lago caliente que dos meses más tarde generó un lago que albergó un volumen de agua de  $\sim 48 \times 10^6 \text{ m}^3$ . El 26 de mayo, la represa colapsó formando lahares calientes ( $82^\circ\text{C}$  en Ostuacán a 10 km río abajo) con un volumen mínimo estimado de  $17 \times 10^6 \text{ m}^3$  que viajaron más de 35 km río abajo, causando algunas pérdidas materiales.

La secuencia de los depósitos generados a partir del rompimiento de la represa consiste principalmente por unidades de flujos de escombros (FE), con textura homogénea y buena selección alternados a flujos hiperconcentrados (FH) masivos, mal seleccionados intercalados con horizontes fluviales (Fig. I-2). Desde la zona de rompimiento hasta la zona más distal, las características texturales varían, observando una general transición de flujos de escombros a flujos hiperconcentrados con débil estratificación. Los depósitos contienen principalmente fragmentos juveniles de pómez y andesita gris, así como en menor cantidad fragmentos líticos accidentales (de calizas y areniscas), con diámetros hasta de 20 cm y soportados en una matriz arenosa. Las unidades de flujos hiperconcentrados consisten principalmente de pómez y cristales (plagioclasa y hornblenda) de tamaño de centímetros (Macías et al., 2004).

Además del trabajo antes descrito, no existen estudios previos de eventos que hayan generado lahares en el volcán, ya sea durante una erupción histórica o en una etapa de quietud volcánica.



**Figura I-2** Depósitos de lahar por rompimiento de represa en 1982. A) Vista general de la sección 155. B) La sección muestra los dos depósitos de flujos de escombros con una alternancia de secuencias de flujos de escombros y horizontes fluviales. FE: Depósito de flujo de escombros. FI: Depósito fluvial. C) Sección estratigráfica 155. D) Vista panorámica en 1985. (Modificado de Macías et al., 2004)

### ***1.5.2 Simulaciones numéricas de lahares en el volcán Chichón***

La necesidad de reconstruir eventos de lahares y poder generar escenarios a futuro es cada vez más recurrente para la generación de mapas de peligros, sin embargo, la elección del modelo computacional a usar y de la adecuada calibración repercute sustancialmente en la validez de los resultados generados (Muñoz-Salinas et al., 2009).

En este sentido, los trabajos realizados en el volcán Chichón han sido limitados al empleo del código numérico LAHARZ (Iverson et al., 1998), el cual es un modelo semi-empírico que delimita zonas de inundación por lahares con base en dos ecuaciones que relacionan el volumen del flujo ( $V$ ) con la sección transversal de inundación a lo largo del canal ( $A= 0.05 V^{2/3}$ ) y con el área planimétrica total inundada ( $B= 200 V^{2/3}$ ), obtenidas a partir del análisis estadístico de 27 depósitos de lahares de diversas regiones del mundo (USA, México, Colombia, Canadá y Filipinas). Este modelo no toma en cuenta la reología de los lahares y únicamente requiere de un volumen de entrada para generar los resultados.

Tomando en cuenta la caracterización de los depósitos de lahar y las reconstrucciones de los volúmenes estimados para los eventos asociados a la erupción de 1982 en el volcán Chichón, Macías y colaboradores (2008) efectuaron simulaciones en LAHARZ para definir las zonas de posible inundación por tres escenarios diferentes:  $1 \times 10^6 \text{ m}^3$ ,  $2 \times 10^6 \text{ m}^3$ ,  $3 \times 10^6 \text{ m}^3$  (Fig. I-3). Los resultados muestran que, para el escenario de menor volumen, pueden existir afectaciones en pueblos como Nicapa sobre el río Platanar (~7 km desde el cráter), Xochimilco sobre el río Magdalena (~9 km desde el cráter) y Rancho San Juan sobre el río tributario Moba (~4.5 km desde el cráter). Por otro lado, para el escenario de mayor volumen, simularon eventos más grandes ( $3 \times 10^6 \text{ m}^3$ ), donde los flujos viajaron a lo largo del río Magdalena impactando a Ostuacán (población estimada en 16,392 habitantes). Sin embargo, los lahares a lo largo del río Magdalena y Platanar, no fueron capaces de alcanzar el río Grijalva, también debido a las limitaciones del software no fue posible modelar eventos de colapso de represas (como el ocurrido en 1982).

En 2016, Ramírez-Solís, efectuó simulaciones bajo el mismo modelo, contemplando conos de energía ( $H/L$ ) de 0.20, 0.25 y 0.30 con un rango de volúmenes más amplio que el de Macías et al., 2008 ( $5 \times 10^5 \text{ m}^3$ -  $10 \times 10^6 \text{ m}^3$ ). Los lahares con volúmenes superiores a  $3 \times 10^6 \text{ m}^3$  muestran alcances progresivos (Fig. I-4), sin embargo, únicamente podrían formarse por el rompimiento de

alguna represa, ya que las cuencas no pueden contener dicha cantidad de agua (con base en el análisis de precipitación de la región).

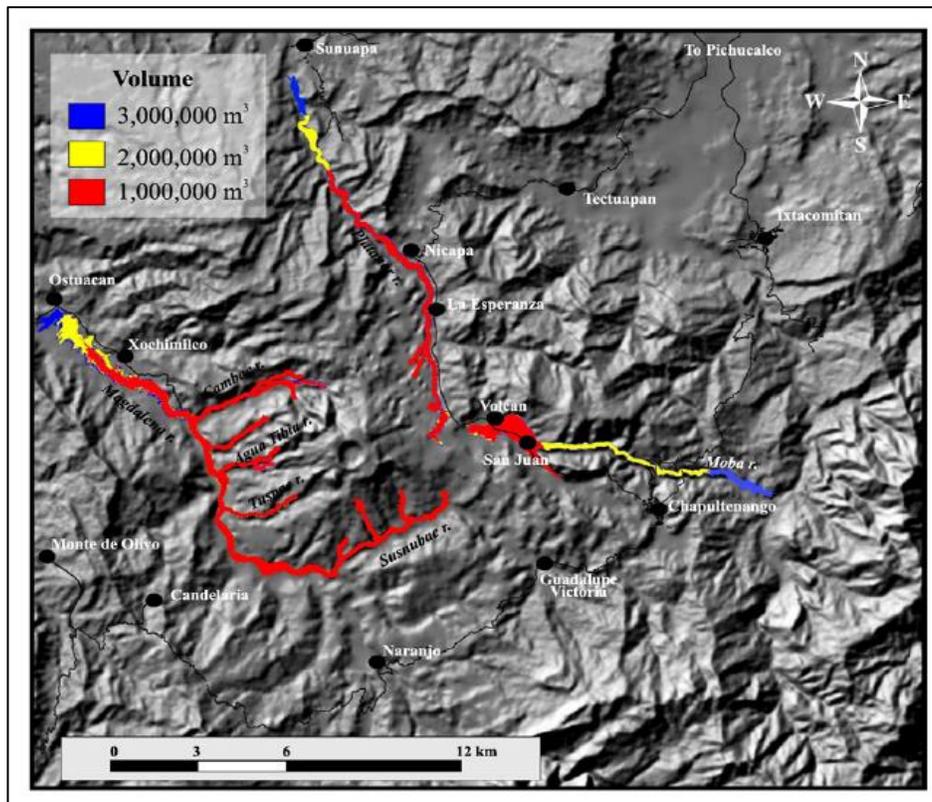


Figura I-3 Zonas de inundación por lahar en el volcán Chichón. Escenarios de inundación:  $1 \times 10^6 \text{ m}^3$  (rojo),  $2 \times 10^6 \text{ m}^3$  (amarillo) y  $3 \times 10^6 \text{ m}^3$  (azul) (Macías et al., 2008).

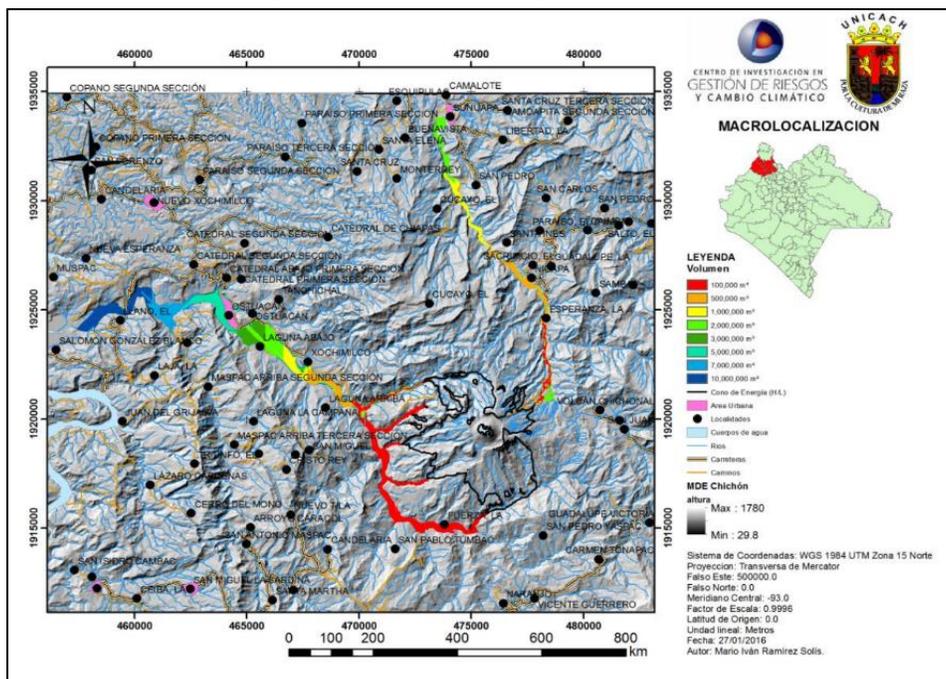


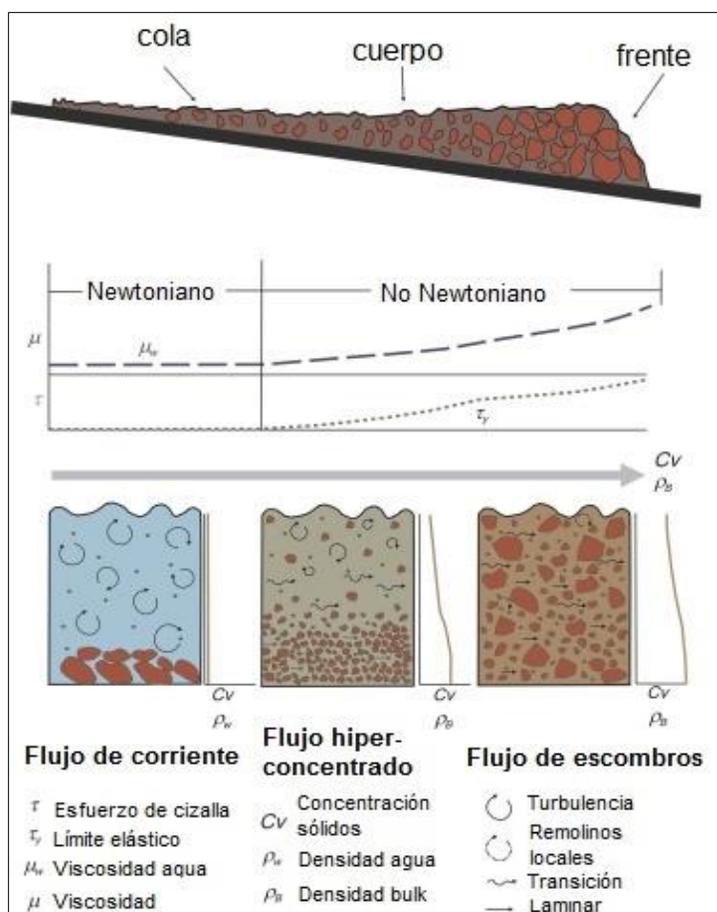
Figura I-4 Zonas de inundación por lahar con H/L de 0.25 (Ramírez-Solís, 2016).

## II. Lahares intraeruptivos, génesis y características

Los lahares son flujos constituidos por una mezcla de agua con fragmentos de materiales volcánicos y no volcánicos, de distintos tamaños y en proporciones variables, que fluyen pendiente abajo debido a la gravedad (Blong, 1984; Smith y Fritz, 1989); son un tipo de fenómeno común en volcanes activos (syn y post eruptivos) y en estado de quietud (intraeruptivos) su frecuencia y magnitud están relacionadas con la disponibilidad del material volcanoclástico para ser removilizado desde las laderas, la intensidad de la precipitación, el volumen de agua por el derretimiento de un glaciar o la ruptura de un lago cratérico (Vallance, 2005; Manville et al., 2009; Capra et al., 2019).

Los lahares poseen un espectro de contenido de sedimentos que van desde los flujos hiperconcentrados (20-60% en volumen), hasta flujos de escombros (60-90% en volumen) (Vallance y Scott, 1997). La figura II-1, representa de forma idealizada las secciones en las que se puede dividir un lahar, considerándolo como un flujo no newtoniano en donde no existe una relación proporcional entre el esfuerzo de cizalla y la tasa de deformación. A) Un lahar posee una cabeza o frente del flujo, en esta sección existe una alta concentración de material grueso que se acumula al frente y en los márgenes del flujo, generando resistencia al movimiento y provocando su depósito; dentro del espectro presentan mayor viscosidad y en la parte superior dominan los regímenes de transición entre turbulento y laminar, mientras que en la parte inferior tienden a generar fuerzas laminares; B) El cuerpo, presenta el flujo totalmente desarrollado, la concentración de fragmentos es menos enriquecida en bloques y presenta menor viscosidad, en la parte superior del flujo dominan regímenes turbulentos mientras que en el centro existen fuerzas de transición entre turbulentos y laminares, a diferencia de la parte inferior que presenta régimen laminar. C) La cola, presenta la menor concentración de sedimentos y se encuentra en el límite de un flujo de corriente en donde la viscosidad permanece constante en el tiempo, con la presencia de remolinos locales debido al contacto entre partículas de diversos tamaños.

Durante su transporte pueden ocurrir procesos de *bulking* que permite incorporar material del lecho y paredes del canal, o de *debulking*, con la sedimentación progresiva de la fracción sólida; ambos procesos favorecen variaciones y transiciones entre estos dos miembros finales del espectro de los lahares (Scott, 1988; Caballero et al., 2017; Capra y Caballero, 2021).



**Figura II-1.** Esquema ilustrativo del espectro de un lahar, las relaciones entre concentraciones y fuerzas dominantes, modificado de Capra y Caballero (2021).

En esta sección, se abordan únicamente los lahares intraeruptivos, es decir, aquellos que se producen cuando existe una etapa de quietud en un volcán (Meanville et al., 2009), donde el mecanismo detonador de su formación es: 1) lluvias intensas, como el caso del Volcán Casita en Nicaragua-1998 (Scott et al., 2005) y Tolimán en Guatemala-2005 (Charbonnier et al., 2018); 2) la coexistencia de eventos sísmicos, como el ocurrido en 2017 en el volcán Popocatepetl (Coviello et al., 2020).

## 2.1 Génesis de lahares intraeruptivos: casos de estudio

La formación de un lahar intraeruptivo, usualmente inicia con la generación de un Proceso de Remoción en Masa (PRM), definido como el movimiento de un cuerpo (rocas, detritos, suelo) sobre un plano o superficie de deslizamiento por influencia de la gravedad (ladera) (Alcántara-Ayala y Murillo-García, 2007). Las laderas tienden a convertirse en superficies inestables cuando

existen procesos que disminuyan la resistencia al corte de los materiales, así como causas externas que generan una redistribución o aumento de los esfuerzos a lo largo del plano de deslizamiento.

Uno de los procesos físicos que actúan como factor para el desarrollo de PRM son las lluvias, las cuales generan progresivamente la saturación del suelo, donde su intensidad condiciona la cantidad de exceso de agua en los poros hasta lograr una conexión de las zonas saturadas, ocasionando que exista una presión de poro positiva que rebase la resistencia al corte del material y favorezca el inicio del movimiento. La magnitud del deslizamiento está directamente relacionada con el espesor de la zona afectada, entre mayor sea la superficie de colapso, mayor es la cantidad de agua presente en el suelo y potencialmente más favorable la formación de un flujo (Montrasio y Valentino, 2008). Después del movimiento inicial, la masa removilizada se transforma en un flujo de escombros (Pierson, 1998) cuyo alcance y características dependerá del tipo del material, de la proporción de sedimentos, de las características del substrato y de la topografía,

Uno de los eventos más citados en la literatura por la generación de un lahar intraeruptivo producto de eventos hidrometeorológicos extremos, es el caso del volcán Casita en Nicaragua. Este evento fue generado por el paso del Huracán Mitch (octubre de 1998) que presentó un acumulado de 750 mm en 83 horas, ocasionando el colapso de una porción del flanco superior del volcán con un volumen estimado de  $1.6 \times 10^6 \text{m}^3$  (Kerle, 2002). El evento puede describirse como un deslizamiento volcánico que generó una avalancha de escombros con material alterado y saturado en agua que, durante el transporte, se transformó de manera progresiva en un flujo de escombros altamente erosivo. En zona proximal, hasta una distancia de 1 km desde la cicatriz del colapso, se describió como un flujo hiperconcentrado con abundantes clastos angulares y una matriz con proporciones de limo y arcilla en promedio del 8 y 5% (respectivamente). En zona intermedio distal, por un proceso de *bulking* se observó la transición a flujo de escombros. A medida que el flujo atravesaba los pueblos aumentaba significativamente en volumen, hasta aguas debajo de los poblados (10 km desde el colapso) y el volumen del flujo disminuyó a medida que la depositación excedía a la erosión. Las estimaciones del volumen de los lahares son:  $1.15$  y  $2.7 \times 10^6 \text{m}^3$  (flujo hiperconcentrado y de escombros, respectivamente), pero, además, se calculó el factor *bulking* basados en las proporciones de sedimento fino de la matriz del flujo y sus depósitos, para el cual se estimó un factor de aumento del volumen de 4-9, factor clave en su movilidad e impacto en las poblaciones afectadas (Scott et al., 2005).

Otro evento relacionado con la generación de lahares intraeruptivos es el caso del volcán Tolimán en Guatemala, en donde el paso del Huracán Stán (octubre de 2005) generó una precipitación acumulada de 562.3 mm (del 2 al 9 de octubre), siendo el día 4 de octubre donde se presentó el mayor registro de lluvia (297.5 mm en 24 h). Las lluvias intensas dispararon un deslizamiento de la ladera oeste del volcán, caracterizada por depósitos de material piroclástico con una inclinación superior a 50°. El evento disparó un lahar que descendió rápidamente y se dividió en dos canales hasta alcanzar el abanico aluvial a la orilla del lago Atitlán, generando la inundación de la comunidad Panabaj y ocasionando pérdidas humanas (~ 900 habitantes) (Charbonnier et al., 2018).

Sin embargo, las lluvias no son el único detonante para la generación de lahares intraeruptivos, los sismos también pueden actuar como disparadores de PRM y convertirse en lahares, como el caso del sismo del 19 de septiembre de 2017 y los efectos superficiales en el volcán Popocatepetl. El sismo de Puebla-Morelos de magnitud 7.1 (con epicentro a ~70 km SW del volcán Popocatepetl) actuó como disparador de PRM que afectaron los depósitos volcaniclásticos de las erupciones plinianas más recientes, esto considerando que los depósitos se encontraban saturados de agua por lluvias previas (524.6 mm acumulado de 01 marzo al 19 de septiembre, además de una lluvia dos días antes del evento con 19.7 mm). El sismo produjo licuefacción de los depósitos saturados, causando cinco grandes PRM (i.e. *soil slips*) con un volumen ~  $1.35 \times 10^6$  m<sup>3</sup>). Posteriormente la masa removilizada se transformó en dos flujos de escombros que alcanzaron distancias de 6.4 y 7.7 km, junto con el arrastre de grandes cantidades de madera (un volumen estimado de  $2 \times 10^5$  m<sup>3</sup>), algo que no se había observado en este volcán, y que debe considerarse al analizar los escenarios de peligro (Coviello et al., 2020).

## 2.2 Transición entre flujos

Los lahares no se comportan homogéneamente durante su transporte, como se pudo observar en los casos de estudio, existe una variabilidad longitudinal importante que depende de tamaño de las partículas, el volumen de agua disponible, la morfología y rugosidad del canal, así como la capacidad para efectuar procesos de *bulking* y *debulking*, modificando sus propiedades reológicas y transformando el flujo de escombros a uno hiperconcentrado o viceversa (Pierson y Scott, 1985).

La transformación de un flujo de escombros a hiperconcentrado puede generarse por la incorporación de un volumen de agua (cuerpos de agua) o por la sedimentación de fragmentos gruesos. El proceso puede actuar al frente del flujo y se va desplazando de manera horizontal hasta llegar a la parte distal o cola, en la que existe una rápida selección de los clastos debido a la acreción rápida del lecho. Además, este cambio también puede originarse por las diferencias de velocidad dentro del flujo, el cuál ocurre cuando existe incorporación de grandes volúmenes de agua volviéndolo un flujo más diluido y mejorando el grado de selección dentro del flujo. Mientras que el caso contrario, transformar de un flujo hiperconcentrado a uno de escombros, implica el proceso de *bulking* con el incremento progresivo de la fracción sólida y el aumento en la resistencia crítica del fluido, incrementado su capacidad de transporte de sedimentos sobre mayores distancias (Pierson y Scott, 1985).

### III. Geología

#### 3.1 Geología regional de la zona de estudio

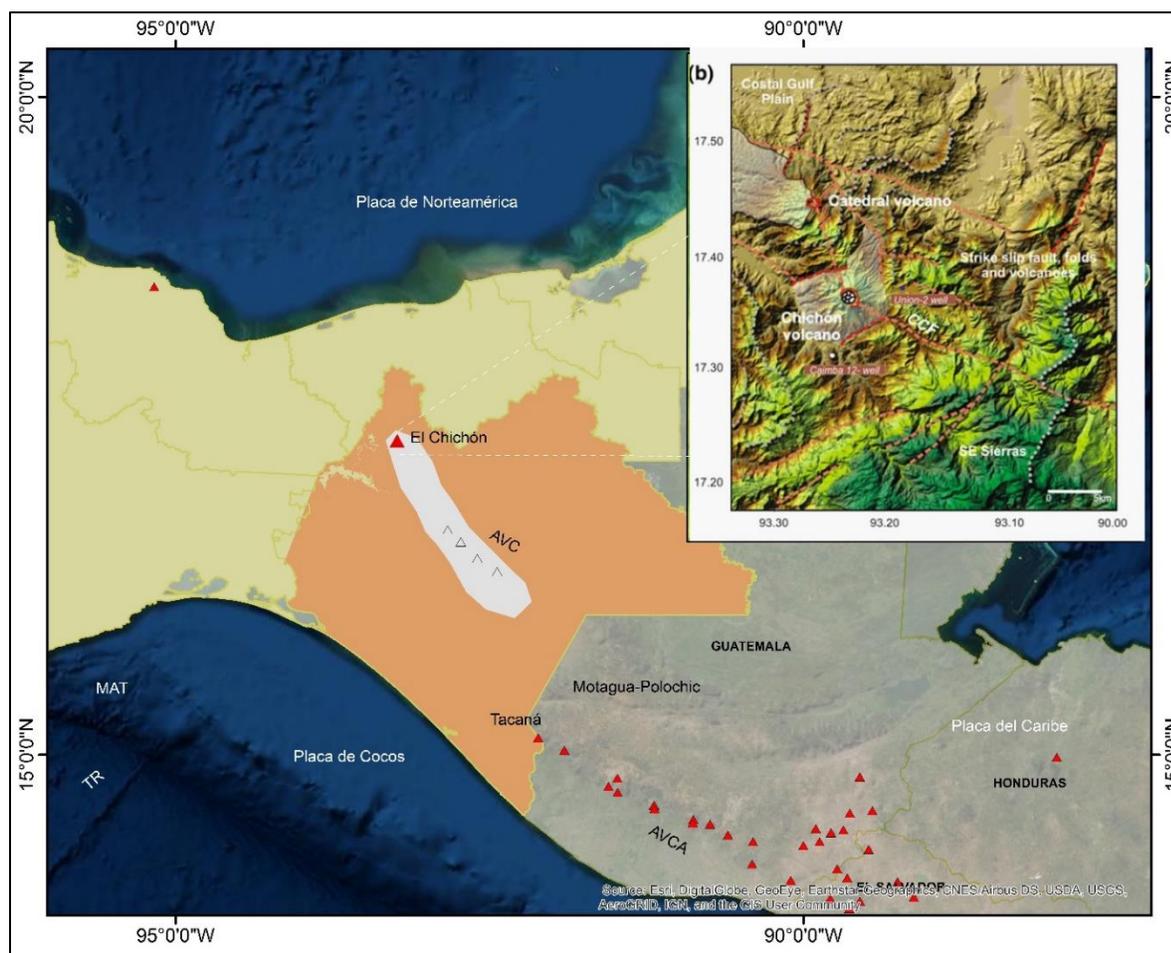
La actividad volcánica en el sureste de México y Centroamérica está asociada con procesos de subducción de la placa oceánica de Cocos debajo de dos placas continentales: Norteamérica y Caribe. Sin embargo, su dinámica es más compleja por enmarcarse en una unión difusa e inestable de transformación de trinchera-trinchera que favoreció la generación de patrones de fallamiento, sismicidad y actividad volcánica en un área que se extiende desde el Istmo de Tehuantepec hasta la parte central de Honduras (Guzmán-Speziale et al., 1989; Ratschbacher et al., 2009; Authemayou et al., 2011).

En Chiapas, parte del movimiento relativo de las placas entre Norteamérica y el Caribe es acomodado por un sistema de fallas con tendencia WNW de deslizamiento lateral izquierdo (Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha 2000), el cual ha estado activo desde el Mioceno tardío. Además, la placa de Cocos se hunde en un ángulo de aproximadamente 40° y, en esta zona, tiene un espesor de  $39 \pm 4$  km (Rebollar et al. 1999). En esta región, el vulcanismo desde la costa de Chiapas presenta una transición que alberga un arco magmático extinto de edad Mioceno, representada por plutones de composición intermedia (granodioritas, tonalitas y cuarzomonzonitas). Mientras que, en el interior se encuentra el Arco Volcánico Chiapaneco (AVC), el cual presenta centros volcánicos con una distancia relativamente grande desde la trinchera (300-350 km) (Damon y Montesinos, 1978).

El volcán Chichón está ubicado a una distancia aproximada de 350 km a la trinchera y yace a ~200 km por encima de la placa de Cocos proyectada debajo del centro de Chiapas (Fig. III.1). Este complejo volcánico representa el más joven de los centros volcánicos dispersos del AVC, como el complejo de domos de Tzontehuitz, el volcán Apas y otros domos volcánicos relativamente pequeños (Mora et al., 2007, 2012; López-Loera et al., 2020).

Manea y Manea (2006) explican la posición del AVC en términos de espacio y evolución temporal de la placa de Cocos, acompañada por una afluencia de manto caliente del NO a SE, y la consiguiente liberación de cantidades significativas de agua mediante deserpentinización de la placa. Combinando diagramas de fase para sedimentos, basalto y peridotita, con una estructura

térmica modelada de la zona de subducción debajo de El Chichón, Manea y Manea (2006) propusieron que la raíz serpentinizada de la dorsal de Tehuantepec se deshidrata intensamente (90%) en profundidades ~200 km, que son comparables con los extrapolados para la placa debajo del AVC (Rebollar et al. 1999). De esta manera los magmas del AVC aparentemente se generaron dentro de un escenario complejo de tectónica de placas que involucra una placa de Cocos desgarrada (zona de fractura de Tehuantepec), fluido liberado de la placa subducida, y el ascenso caliente del manto astenosférico (López-Loera et al., 2020).



**Figura III-1** Ubicación del volcán El Chichón. (B) Principales características morfoestructurales (tomado de Garduño-Monroy et al. 2015).

### 3.2 Geología del complejo volcánico El Chichón

En esta sección se aborda la geología local del volcán Chichón, el cual fue construido sobre rocas sedimentarias plegadas del Cretácico al Mioceno. En este sentido, la geología se puede dividir en seis grandes unidades, de acuerdo con López-Loera et al. (2020) y tomando como base trabajos previos (Canul y Rocha 1981; Layer et al., 2009; Macías et al., 2010; Garduño-Monroy et al., 2015).

1.- Evaporitas intercaladas con calizas dolomíticas y lechos bentoníticos del Cretácico Inferior (IK-evls). Esta unidad está cubierta por rocas masivas de calizas dolomíticas y evaporitas de color marrón claro a gris con un espesor total de 1,500 m. Estas rocas afloran hacia el NE-SE del volcán El Chichón en el anticlinal Caimba; las evaporitas y rocas carbonatadas que constituyen esta unidad sugieren un ambiente de depósito de ambiente marino somero y marginal. Esta sucesión corresponde a la formación Sierra Madre (KapssCz-Do) del Servicio Geológico Mexicano (SGM, 1996).

2.- Areniscas y lutitas calcáreas del Paleoceno al Eoceno (P-Escu), esta unidad tiene una amplia distribución en todas las unidades pre-volcánicas, ocupando todos los valles alrededor del volcán, con un espesor mínimo inferido de 2,000 m. Pertenece a las formaciones Nanchital (TpaeLu-Ar), Soyalo (TpaLu-Ar) y El Bosque (TeLm-Ar) (SGM, 1996). De la base a la parte superior se compone de lutitas de color gris oscuro con lechos de calizas, gradualmente reemplazados por lutitas finamente estratificadas y lentes o lechos de areniscas. Además, numerosos lechos de arenisca de varios centímetros de espesor que se alternan con una capa lenticular de calizas arrecifales afloran a lo largo del río Susnubac (al sur del volcán), la presencia de corales indica un ambiente de depósito de aguas poco profundas. Al NW del edificio volcánico esta unidad consiste en facies más calcáreas. La mayor parte de los manantiales geotérmicos y no geotérmicos que se encuentran alrededor del volcán tienen contacto entre facies terrígenas de la unidad P-Escu y los productos volcánicos de El Chichón.

3.- Areniscas y lutitas del Mioceno Temprano (eMscu), esta unidad se encuentra superpuesta a la unidad P-Escu, la cual consiste en lechos de conglomerados y areniscas marrón claro gruesas, con hojas, fragmentos de tallo y carbón, alternado con lechos de limolitas de color gris oscuro. Esta unidad tiene un espesor máximo de 300 m y se correlaciona con las formaciones

La Laja y Depósito Encanto (SGM, 1996). El volcán Catedral fue construido sobre esta unidad terrígena.

4.- Areniscas y conglomerados del Mioceno Medio a Superior (P-Mtu); esta unidad aflora al noreste del volcán Chichón y está compuesta por la presencia de calizas, areniscas y conglomerados rojizos recubren todas las unidades del Paleoceno-Mioceno a través de una discordancia angular. La distribución de esta unidad es muy limitada y se ha interpretado como cuencas *pull-apart*.

5.- El volcán Catedral (1.64 Ma) está ubicado ~11 km al NW de El Chichón. Es una estructura elongada hacia el noreste y con un avanzado nivel de erosión. Los depósitos imitan un abanico compuesto por una serie de depósitos de flujo de escombros que contienen cantos rodados y grava soportados en una matriz arenosa, intercalados con depósitos piroclásticos. La roca es porfirítica de composición traquiandesita (56.7% de sílice y 5.6% álcali), con plagioclasa, piroxeno, anfíbol y fenocristales de biotita.

6.- El volcán Chichón (1.09 Ma-Holoceno) presenta un cráter Somma de 2 km de ancho con un cráter interior de 1 km de ancho que se formó durante la erupción de 1982 (A.P.). La actividad del volcán Chichón inició aproximadamente hace 209 ka (Damon y Montesinos 1978; Duffield et al. 1984). Su estructura no corresponde a la de un estratovolcán, ya que se caracteriza por un conjunto de domos traquiandesíticos expuestos al NNW del cráter Somma (Macías et al. 2010); el domo Cambac (187-168 ka), los domos de Capulín (152 ka), el domo NW (80-97 ka), el cono de tobas Guayabal (~10 ka) y los depósitos de flujos piroclásticos asociados (48-102 ka).

El último evento registrado entre el límite del pre holoceno-holoceno, corresponde a la actividad del cono de Tobas Guayabal (~10 ka), de acuerdo con Layer y colaboradores (2009), sugieren que el tipo de actividad que dio origen a la formación de esta unidad volcánica fue de un carácter hidromagmático. El cono colapsó hacia el SE del volcán dejando una pared semicircular hacia el NE, el escarpe expone una secuencia de unidades piroclásticas indiferenciadas de al menos 3 m de espesor separadas por paleosuelos (referenciadas como PDCs), esta secuencia es limitada por una secesión de depósitos masivos a estratificados de oleadas piroclásticas y contiene cantos rodados de calizas del Cretácico del basamento del volcán, las cuáles también son abundantes debajo de las andesitas del cráter Somma (Espíndola et al., 2000; Scolamacchia y Capra, 2015).

Por otro lado, durante el Holoceno, desde el cráter Somma, han ocurrido al menos 12 erupciones explosivas (Tabla 1) (Rose et al. 1984; Tilling et al. 1984; Espíndola et al. 2000; Macías et al. 2008; Scolamacchia y Capra, 2015) con intervalos de reposo entre 100 y 600 años, con excepción al periodo de 4 ka entre la erupción de 7,700 y 3,700 años A.P. Después de la última actividad pliniana ocurrida hace 550 años (A. P), se emplazó un domo somital de ~110 m de altura que fue destruido durante la erupción de 1982, causando el emplazamiento de corrientes de densidad piroclásticas (PDC) en dirección radial, y con la formación de tres columnas plinianas.

**Tabla 1.** Resumen de actividad eruptiva en el Holoceno (elaborado con datos de Espíndola et al. 2000; Macías et al. 2008; Mendoza-Rosas y De la Cruz- Reyna 2010; Scolamacchia y Capra 2015).

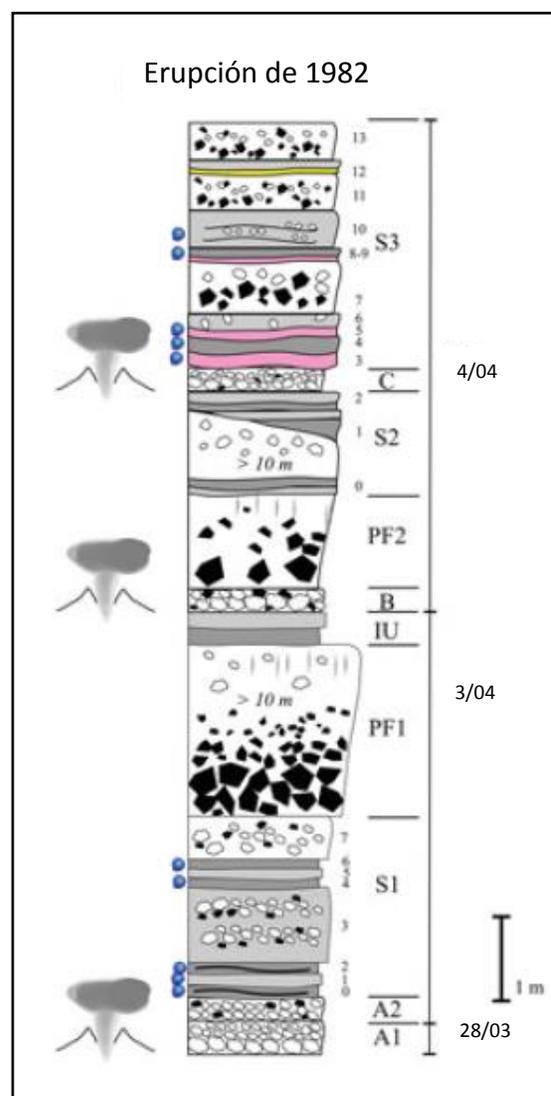
Edad (años A.P.)	Tipo de erupción	Depósitos asociados <sup>1</sup>	Volumen (km <sup>3</sup> ) DRE	VEI
1982*	Pliniana, destrucción de domo e hidromagmática	Caída de pómez, PDC, lahar	1.1	5
550	Pliniana	Flujo piroclástico y caída de pómez	1.1	4
900	<i>Boiling over</i>	Flujo y caída de pómez	0.05	3
1225	Pliniana, colapso columna	Flujo de ceniza, caída de pómez	1	4~5
1500	Destrucción domo/freatomagmática	BAF, oleadas piroclásticas	0.02	3
1600	Hidromagmática?	AF, oleadas piroclásticas	N.D.	2~3?
1850	Hidromagmática	AF, oleadas piroclásticas, caída de ceniza?	<0.1	2~3?
2000	Freatomagmática	AF, oleadas piroclásticas	<0.1	2~3?
2500	Colapso columna	AF	<0.1	2~3?
3100	Destrucción domo	BAF, oleadas piroclásticas	N.D.	2~3?

<sup>1</sup> PDC: Corrientes piroclásticas de densidad. AF: Flujos de ceniza, BAF: Flujo de bloques y ceniza.

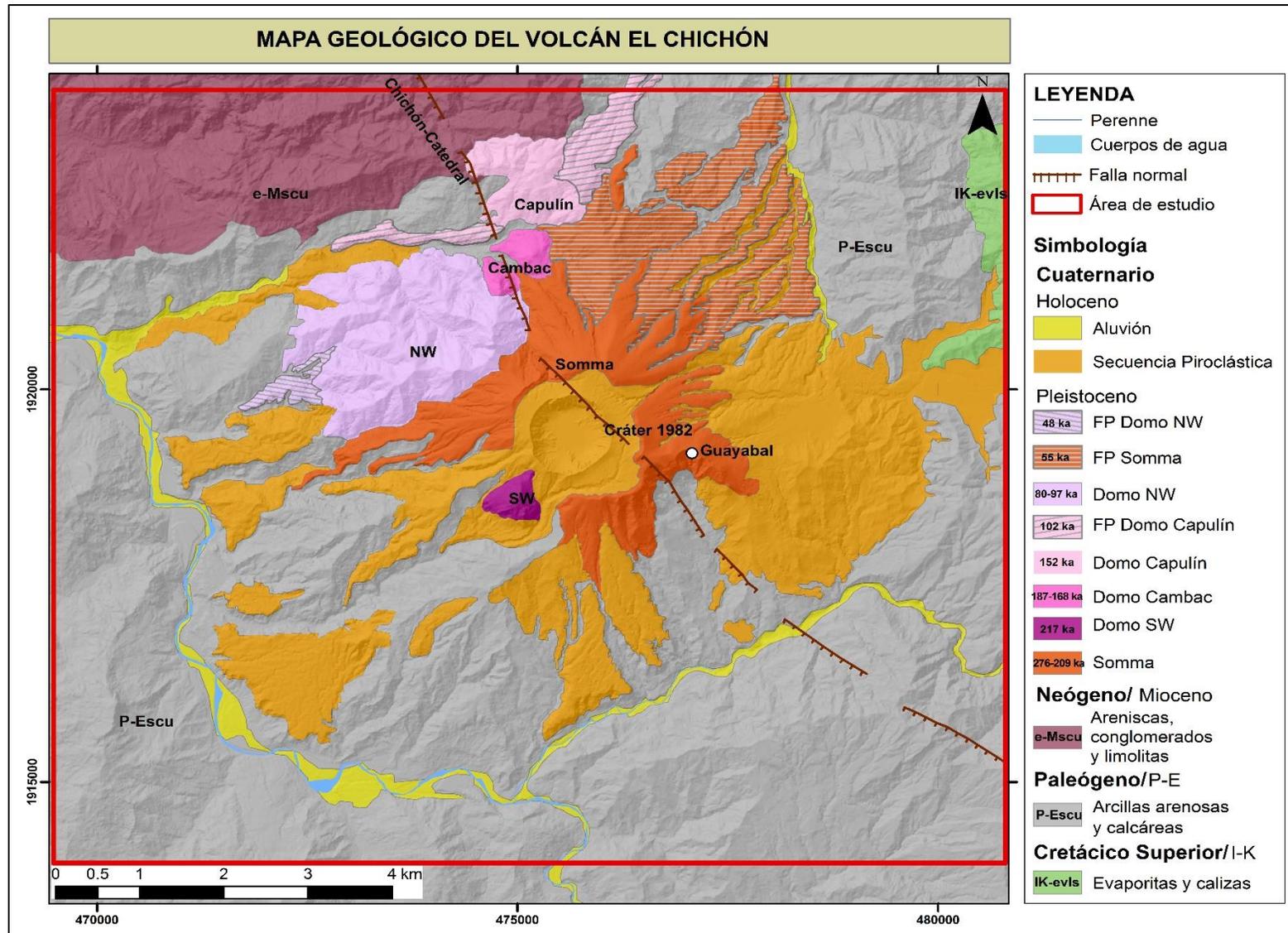
3700	Colapso columna	AF, caída de pómez	N.D	4
7700	Colapso columna	AF	N.D	3

De acuerdo con los registros sísmicos, el 28 de marzo ocurrió una erupción freatomagmática (23:15 hora local) que generó una columna de 18.5 km de altura, la cual causó la destrucción de un cuarto del domo dentro del cráter Somma y la depositación de material de caída con pómez traquiandesíticas y bajo contenido de fragmentos líticos (Fig. III-2, A1-2)) (De la Cruz Reyna y Martín del Pozzo, 2009; Scolamacchia y Capra, 2015). Posteriormente, del 30 al 02 de abril se generaron una serie de eventos eruptivos que no produjeron depósitos significativos de acuerdo con testigos de la región (SEAN, 1989). El 03 de abril (19:35 hora local) ocurrió la explosión más violenta formando una columna eruptiva de 32 km, generada por la interacción entre el aumento del magma y el contacto con el agua subterránea del sistema hidrotermal, ocasionando la destrucción del domo remanente y produciendo PDC ricas en fragmentos líticos alterados (Fig. III-2, B). Finalmente, la última fase eruptiva se generó el 04 de abril (05:20 am) con una columna de 28 km (Fig. III-2, C), la cual colapsó generando PDC densas que se

emplazaron en los valles principales hacia el W, NE y N del volcán. Los depósitos asociados a esta actividad consisten en varias unidades de flujo masivos, de color gris oscuro con pómez y ceniza y ricos en líticos de bloques (Scolamacchia y Capra, 2015).



**Figura III-2** Columna estratigráfica compuesta erupción 1982 (Scolamacchia y Capra et al. 2015)



**Figura III-3** Geología local del volcán El Chichón, información vectorial de López-Loera et al (2020).

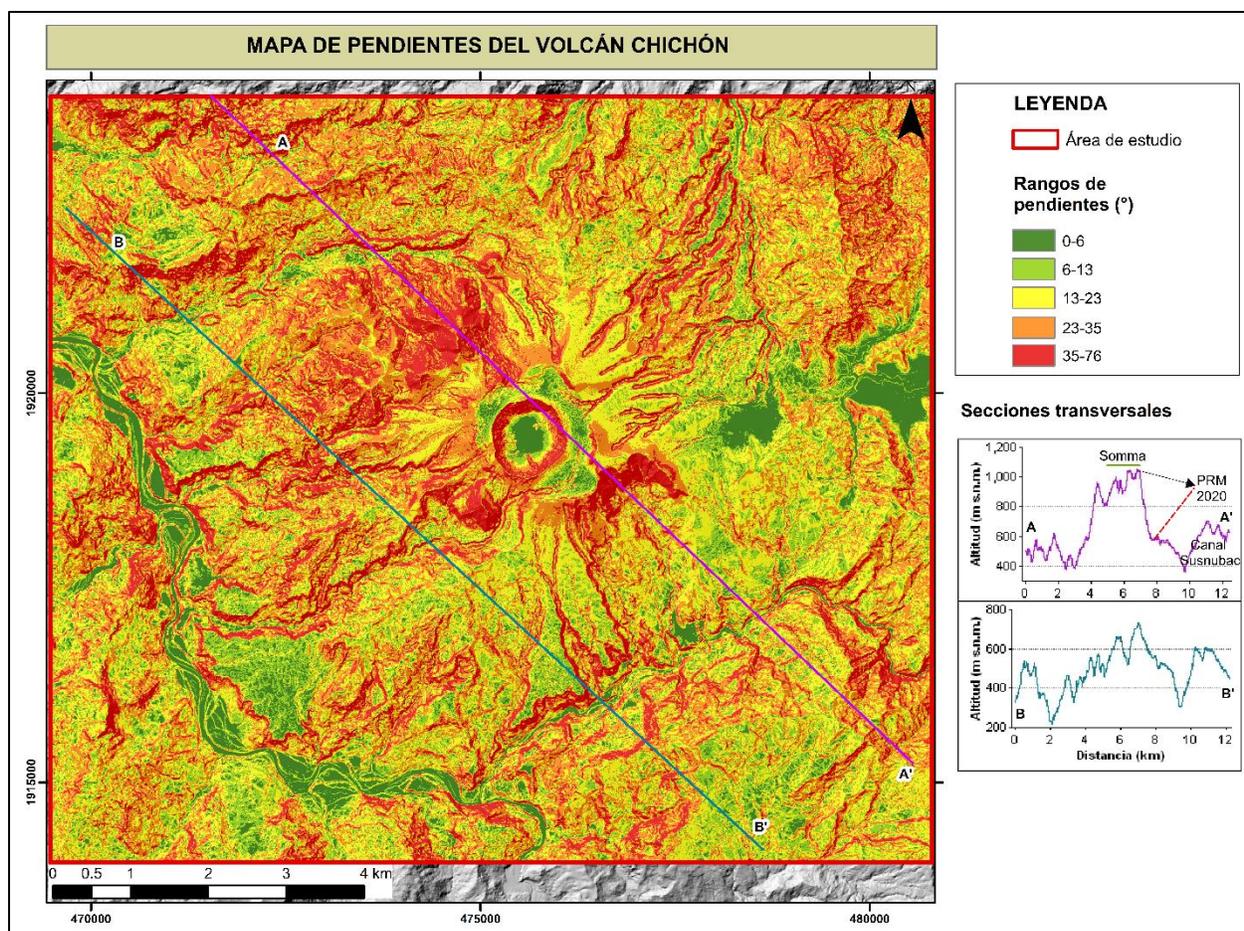
## IV. Geomorfología

El volcán Chichón se encuentra inmerso dentro de las montañas del norte de Chiapas, con un relieve bastante accidentado, con pendientes al SE que superan los 45°, mientras que al NE dominan las pendientes suaves, inferiores a 10°, con altitudes que van desde los 1,700 a 20 m s. n. m. En esta sección se aborda de manera detallada los diferentes aspectos topográficos, morfométricos, así como coberturas de usos de suelo y tipo de vegetación del volcán Chichón.

### 4.1 Topografía del área de estudio

A nivel regional, el volcán Chichón se encuentra inmerso en la dinámica de tres subcuencas: 1) Río Magdalena; 2) Río Platanar; 3) Río Pichucalco. La influencia de estas subcuencas en el drenaje del volcán corresponde a un patrón centrífugo o radial, donde los ríos con principal predominio son: el Río Magdalena (al SW del volcán), que vierte sus aguas a la presa Peñitas; y al norte, el Río Platanar. Por el contrario, el Río Pichucalco presenta menor influencia en el sistema fluvial vinculado al volcán. Dichas corrientes se dirigen hacia el norte del estado por el río Grijalva, que termina desembocando en el Golfo de México.

Debido a la escala de análisis del presente trabajo, es necesario efectuar una caracterización morfológica a nivel local. La Fig. IV-1 muestra una clasificación de pendientes (en grados) considerando la inclinación mínima para superar el ángulo de reposo promedio de los materiales granulares arenosos (23°) (Miura et al., 1997). En este sentido, se observa que la parte central de la estructura volcánica presenta pendientes superiores a los 23°, en donde dominan litologías que corresponden a depósitos piroclásticos, así como a secuencias sedimentarias (Fig. III-2), generando condiciones apropiadas para la erosión. Las altitudes de esta área oscilan entre 400-1,100 m s.n.m. (sección A-A'), hasta 200-800 m s.n.m en la parte occidental. (sección B-B'),



**Figura IV-1** Mapa de pendientes del volcán Chichón construido a partir de un Modelo Digital de Elevación (DEM) de 5 m. Las secciones A-A', B-B' se generaron con un DEM de 2 m.

#### 4.2 Morfometría de las microcuencas del volcán Chichón

El análisis morfométrico a nivel microcuenca se realizó tomando como base dos Modelos Digitales de Elevación (DEM): uno de tipo LIDAR del INEGI (5 m de resolución, generado en marzo 2010) (<https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=702825796341>) y el otro generado a partir de una imagen Pléiades (2 m de resolución, adquirida en enero 2021). Los DEM fueron procesados en QGIS 3.4 mediante el módulo de GRASS (watershed) y Arc Map 10.3 usando el subconjunto de herramientas *Hydrology* (*fill sinks*, *flow direction*, *flow accumulation*, *watershed*, *stream link*, *stream order*), mediante el cual se definieron 33 microcuencas: nueve que drenan al R. Platanar, ocho al R. Susnubac y 16 al R. Magdalena (Fig. IV-2). Además, se calcularon 25 parámetros morfométricos por cada microcuenca, tomando como base el trabajo de Adnan y colaboradores (2019), así como el de Tola y Shetty (2022). En la Tabla 23 del Apéndice, se

presentan las fórmulas asociadas para calcular cada uno de estos parámetros, en esta sección únicamente se presentan los parámetros más representativos (Tabla 2, 3 y 4).

En la Fig. IV-2, se puede apreciar secciones longitudinales de las tres corrientes principales de drenaje de las microcuencas. El río Platanar presenta una altitud de ~ 900 m s.n.m. en la parte superior del volcán y en la parte distal ~400 m s.n.m. (dentro de una distancia de 8.5 km), con orden de corrientes mayoritariamente de 4. Mientras que el río Susnubac tiene altitudes desde los ~500- ~250 m s.n.m. (con una longitud de 8 km), con orden de corrientes de 3 a 5. Por último, el río Magdalena, va desde los 300 a 150 m s.n.m. (en una distancia de 12 km), que lo convierte en el de mayor longitud y aportación de las microcuencas del volcán, situación que se refleja en el alto número de orden de corrientes que va de 5 a 6 (Strahler, 1952).

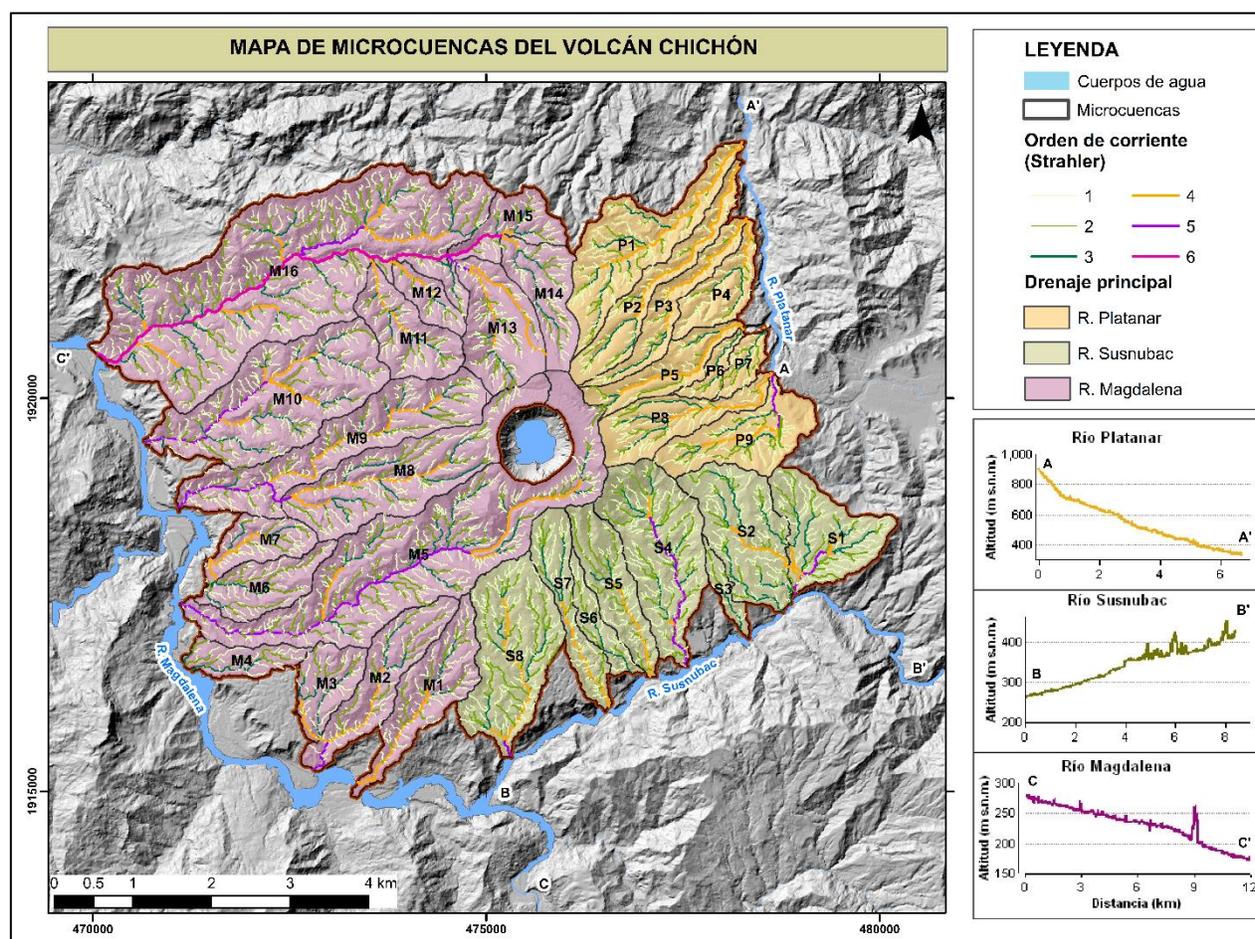


Figura IV-2 Mapa de microcuencas del volcán Chichón generado a partir de un DEM de 2 m.

Las microcuencas del Río Platanar (Tabla 2) son de forma oval oblonga (valores de Cc 1.9-2.8) (Horton, 1945), con una relación de circularidad muy baja ( $R_c < 0.27$ ) que denota un estado geomorfológico joven (Mahala, 2020) con alto patrón dendrítico (Dd 10-23), convirtiéndolas en cuencas de respuesta rápida. El 66% de estas cuencas presenta un orden de corriente cuatro, acumulando poca cantidad de precipitación con tiempos de drenaje ( $T_c$ ) en promedio de 11 minutos. Las pendientes medias de las corrientes principales que drenan hacia el R. Platanar oscilan entre 10-29° (P9 y P4, respectivamente) con diferencias de altitudes entre 200 y 700 m (P7 y P2, respectivamente). También es importante conocer el parámetro de relación textural ( $R_t$ ), que se refiere al número total de segmentos de corrientes divididos por el perímetro de la cuenca (Horton 1945); los valores encontrados para las microcuencas del R. Platanar ( $>8$ ) sugieren que existe una baja tasa de infiltración y un potencial alto de escurrimientos (Tola y Shetty, 2022).

**Tabla 2** Resumen de parámetros morfométricos calculados en las microcuencas del Río Platanar.

ID	Parámetro morfométrico	Microcuencas Río Platanar								
		P1	P2	P3	P4	P5	P6	P7	P8	P9
1	Orden de corriente (Su)	4	4	4	4	4	3	3	4	5
2	Longitud de corriente principal (Lp)	3.09	2.93	2.26	0.77	2.29	1.07	0.81	1.95	2.11
3	Longitud de la cuenca (Lb)	4.40	3.73	2.64	1.44	1.94	0.53	0.55	2.36	2.11
4	Longitud de corriente promedio (Lum)	0.09	0.11	0.07	0.10	0.13	0.17	0.14	0.11	0.10
5	Área de la cuenca (A)	1.83	1.10	0.83	0.71	0.82	0.26	0.30	1.06	1.30
6	Perímetro de la cuenca (P)	11.50	10.76	9.04	5.84	7.41	4.19	3.75	7.68	8.13
7	Densidad de drenaje (Dd)	12.65	11.95	10.85	11.37	12.5	23.64	23.52	12.89	16.24
8	Frecuencia de corriente (Fs)	137.55	109.67	159.2	113.5	97.4	140.8	166.0	113.6	162.1
9	Relación textura ( $R_t$ )	21.91	11.25	14.60	13.87	10.8	8.59	13.33	15.76	25.83
10	Relación de elongación ( $R_e$ )	0.35	0.32	0.39	0.66	0.53	1.08	1.12	0.49	0.61
11	Relación de circularidad ( $R_c$ )	0.17	0.12	0.13	0.26	0.19	0.18	0.27	0.23	0.25
12	Longitud del flujo sobre la superficie ( $l_o$ )	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.02	0.02	0.04	0.03
13	Relación de compacidad (Cc), Gravelious	2.40	2.89	2.80	1.95	2.31	2.34	1.93	2.10	2.01
14	Factor de forma de Gravelious (Ff)	0.19	0.09	0.10	0.23	0.17	0.19	0.25	0.20	0.39
15	Relieve de la cuenca (H)	0.65	0.70	0.65	0.32	0.57	0.22	0.19	0.47	0.44
16	Relación de relieve (Rr)	0.15	0.19	0.25	0.22	0.29	0.42	0.34	0.20	0.21
17	Pendiente (S media)	26.88	27.77	30.02	27.57	28.6	19.76	20.16	23.37	15.93
18	Pendiente media de corriente principal (Sms)	25.16	25.64	26.75	29.90	24.0	17.92	18.68	16.51	10.38
19	Tiempo de concentración California ( $T_c$ )	17.30	15.83	12.05	4.60	12.9	7.70	5.99	11.50	12.94

Por su parte, las microcuencas del Río Susnubac (Tabla 3) también presentan forma oval oblonga (valores de compacidad de 1.6-2.5) (Horton, 1945), con una relación de circularidad baja ( $R_c < 0.38$ ) y un alto densidad de drenaje (Dd 8-15), convirtiéndolas en cuencas de respuesta rápida. El 33.7% de estas cuencas presenta un orden de corriente cuatro y el 33.7% de orden cinco, acumulan mayor cantidad de precipitación que las de R. Platanar, sin embargo, debido a la diferencia altitudinal (300 a 700 m) y a las pendientes medias de las corrientes principales (22-31°), generan que los tiempos de concentración sean en promedio de ocho minutos. La relación textural al igual que las microcuencas del R. Platanar, indican valores ( $>7$ ) con implicaciones en una baja tasa de infiltración (Tola y Shetty, 2022). Es importante mencionar que el drenaje de estas microcuencas forma parte del río tributario al R. Magdalena, condición que se tendrá presente al analizar las relaciones de escurrimientos.

**Tabla 3** Resumen de parámetros morfométricos calculados en las microcuencas del Río Susnubac.

ID	Parámetro morfométrico	Microcuencas Río Susnubac							
		S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8
1	Orden de corriente (Su)	5	4	3	5	4	3	4	5
2	Longitud de corriente principal (Lp)	0.89	1.45	0.72	2.44	1.55	1.15	1.69	2.63
3	Longitud de la cuenca (Lb)	2.39	2.68	0.61	4.16	2.41	1.08	2.47	3.99
4	Longitud de corriente promedio (Lum)	0.10	0.07	0.08	0.10	0.10	0.15	0.11	0.09
5	Área de la cuenca (A)	2.85	1.65	0.23	2.17	1.07	0.43	0.93	2.13
6	Perímetro de la cuenca (P)	9.64	7.88	4.31	9.13	7.27	5.66	8.15	9.48
7	Densidad de drenaje (Dd)	8.20	14.97	13.03	14.03	12.57	14.39	15.13	13.46
8	Frecuencia de corriente (Fs)	78.5	223.7	160.12	138.5	122.2	96.65	136.1	153.57
9	Relación textura (Rt)	23.24	46.95	8.58	32.85	18.02	7.43	15.46	34.49
10	Relación de elongación (Re)	0.80	0.54	0.88	0.40	0.48	0.69	0.44	0.41
11	Relación de circularidad (Rc)	0.38	0.33	0.16	0.33	0.25	0.17	0.17	0.30
12	Longitud del flujo sobre la superficie (lo)	0	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04
13	Relación de compacidad (Cc), Gravelious	1.61	1.73	2.53	1.75	1.98	2.42	2.39	1.83
14	Factor de forma de Gravelious (Ff)	0.50	0.23	0.61	0.13	0.18	0.37	0.15	0.13
15	Relieve de la cuenca (H)	0.33	0.53	0.29	0.72	0.69	0.45	0.69	0.45
16	Relación de relieve (Rr)	0.14	0.20	0.47	0.17	0.29	0.41	0.28	0.11
17	Pendiente (S media)	22.22	22.92	22.93	30.69	31.86	24.80	29.59	26.69
18	Pendiente media de corriente principal (Sms)	22.92	26.19	24.46	11.10	27.94	26.23	32.33	25.24
19	Tiempo de concentración California (Tc)	5.37	7.83	4.42	12.67	7.62	6.39	8.42	16.60

Finalmente, las microcuencas del Río Magdalena (Tabla 4) representan la mayor extensión de drenaje desde el volcán. La forma de estas microcuencas es de tipo oval a rectangular oblonga (valores de compacidad de 1.4-2.7) (Horton, 1945). Esta diversidad de formas se ve reflejado en las distintas relaciones de circularidad que va desde muy baja ( $<0.2$ ) hasta media (0.5 cuenca M13). El 31% presenta un orden de corriente cuatro, el 44% de orden cinco y el 12% de orden seis, condición asociada al área de cada una de estas cuencas, 1, 2.68 y 4.10 km<sup>2</sup>, respectivamente.

La diferencia altitudinal va desde los 220 a 1,000 m, con pendientes medias de las corrientes principales de 17 a 33°, estas características morfométricas permiten generar tiempos de concentración (Tc) en promedio de 13 minutos, sin embargo, microcuencas como la M9, M10 y M16 tienen Tc de 20 a 32 minutos. Sin embargo, la relación textural indica que existe baja tasa de infiltración (valores  $>12$ ).

El río Magdalena es el más caudaloso y posee un aporte tributario del río Susnubac, por lo que no solo abarca el drenaje de las 16 microcuencas del Magdalena (30 km<sup>2</sup>), sino además ocho del tributario Susnubac (11.5 km<sup>2</sup>), por lo que la cantidad de sedimentos y procesos erosivos es bastante alta, convirtiéndolo en un cauce potencialmente peligroso para la generación de inundaciones asociado a estos fenómenos.

**Tabla 4** Resumen de parámetros morfométricos calculados en las microcuencas del Río Magdalena.

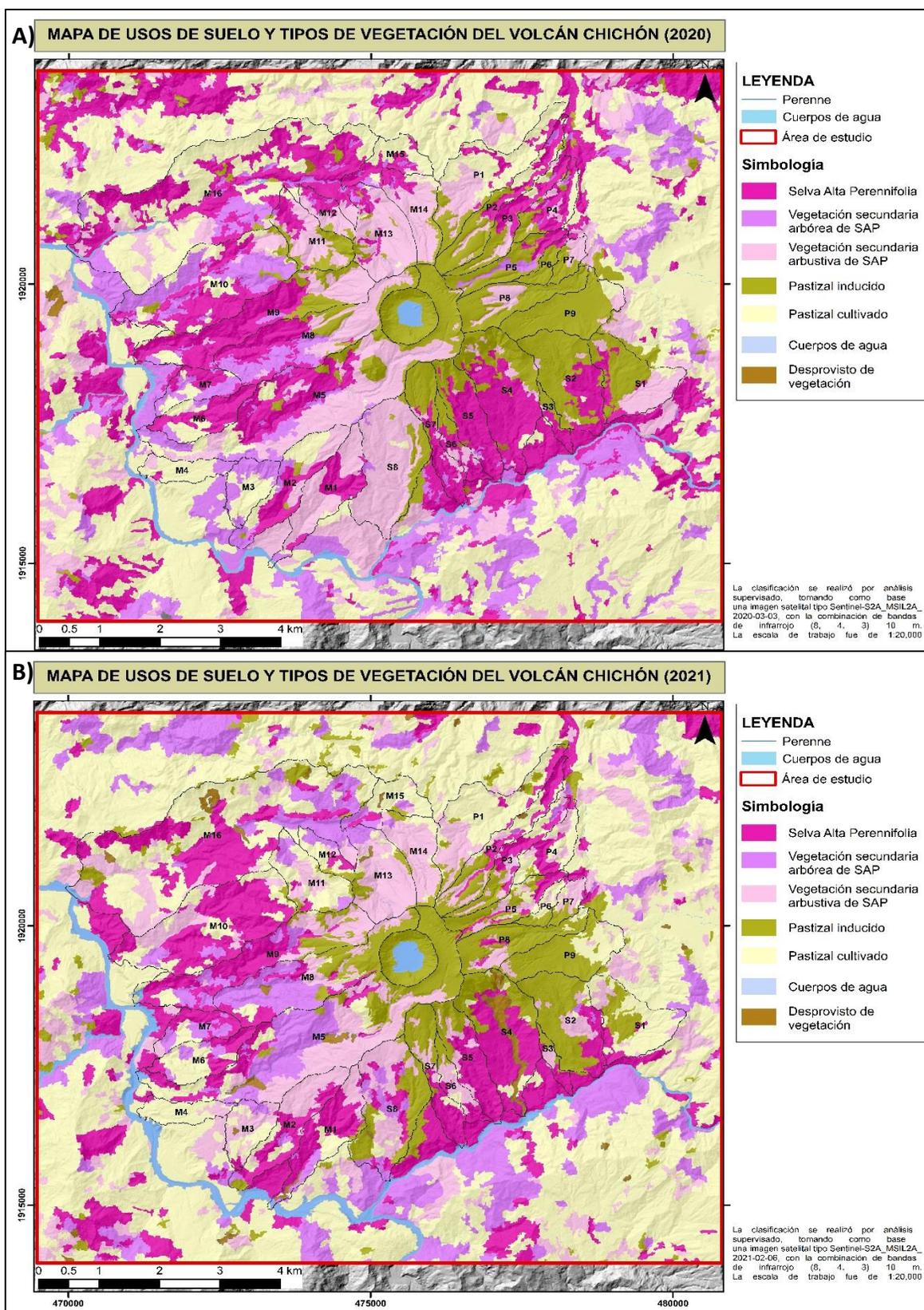
ID	Parámetro	Microcuencas Río Magdalena															
		M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7	M8	M9	M10	M11	M12	M13	M14	M15	M16
1	(Su)	4	5	4	3	5	3	4	4	5	5	4	4	5	4	6	6
2	(Lp)	2.04	2.01	1.34	1.17	4.88	0.91	1.53	2.47	4.78	3.55	1.92	1.03	1.72	1.82	1.04	5.48
3	(Lb)	3.40	3.26	1.14	1.14	14.28	1.83	1.21	6.77	4.65	6.06	1.76	0.77	2.07	1.81	1.18	16.11
4	(Lum)	0.09	0.10	0.09	0.15	0.08	0.13	0.10	0.09	0.11	0.08	0.10	0.21	0.10	0.24	0.15	0.08
5	(A)	1.30	1.31	0.72	0.54	5.18	0.89	0.68	2.40	2.43	3.11	1.07	0.42	1.37	0.96	0.72	7.48
6	(P)	9.32	8.79	5.08	5.54	22.29	6.53	5.41	10.92	12.55	11.49	6.28	4.13	5.84	5.83	6.34	22.25
7	(Dd)	11.87	12.86	12.49	13.07	12.30	12.39	17.79	12.75	12.88	11.88	11.10	25.89	12.73	20.40	21.32	12.99
8	(Fs)	134.1	133.1	132.6	85.9	160.4	94.3	177.6	137.1	118.1	143.8	112.0	123.0	124.5	85.0	144.8	162.4
9	(Rt)		19.8	18.9	8.3	37.3	12.9	22.4	30.1	22.9	39.0	19.1	12.6	29.1	14.1	16.4	54.6
10	(Re)	0.4	0.4	0.8	0.7	0.2	0.6	0.8	0.3	0.4	0.3	0.7	1.0	0.6	0.6	0.8	0.2
11	(Rc)	0.19	0.21	0.35	0.22	0.13	0.26	0.29	0.25	0.19	0.30	0.34	0.31	0.50	0.36	0.22	0.19
12	(lo)	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05	0.02	0.04	0.02	0.02	0.04
13	(Cc)	2.31	2.17	1.68	2.14	2.76	1.95	1.85	1.99	2.27	1.84	1.71	1.79	1.41	1.67	2.11	2.30
14	(Ff)	0.11	0.12	0.56	0.41	0.03	0.27	0.47	0.05	0.11	0.08	0.35	0.72	0.32	0.29	0.52	0.03
15	(H)	0.47	0.45	0.22	0.22	1.02	0.37	0.38	0.71	0.85	0.65	0.64	0.60	0.56	0.57	0.30	0.70
16	(Rr)	0.14	0.14	0.19	0.19	0.07	0.20	0.31	0.10	0.18	0.11	0.36	0.78	0.27	0.32	0.25	0.04
17	(S media)	31.89	29.01	24.27	18.88	31.97	31.75	32.48	32.06	32.89	33.20	35.64	37.48	32.98	27.83	29.78	31.19
18	(Sms)	25.27	26.82	17.61	20.89	25.31	24.02	30.83	32.26	27.39	29.34	23.67	33.32	27.56	21.72	28.49	19.95
19	(Tc)	12.16	12.17	10.05	8.60	24.66	5.23	9.50	12.95	25.89	20.40	10.06	5.03	9.32	9.88	6.67	32.68

### 4.3 Usos de suelo y tipos de vegetación del volcán Chichón

Los usos de suelo y tipos de vegetación (USVE) representan un elemento determinante en la dinámica y capacidad de infiltración-escurrimientos de las cuencas. Este factor condiciona el potencial para generar inundaciones, así como la ocurrencia de Procesos de Remoción en Masa (PRM). La ausencia o modificación de la vegetación natural propicia la inestabilidad de laderas y ocurrencia de procesos erosivos, dependiendo las condiciones del terreno.

En ese sentido, se llevó a cabo un análisis de la cobertura vegetal del volcán Chichón, tomando como muestras de vegetación la información vectorial de los tipos de USVE serie VII del INEGI (2018-2021) y dos imágenes satelitales tipo Sentinel 2 (marzo del 2020 y febrero de 2021). El propósito de analizar esta serie de tiempo fue para identificar las zonas afectadas por PRM post huracán Eta y definir una posible relación entre el tipo de uso de suelo y la susceptibilidad a PRM. Las imágenes fueron procesadas en el Software IDRISI, a partir de una clasificación supervisada (muestras de INEGI), con el falso color infrarrojo (bandas 8, 4, 3 de 10 m de resolución espacial). Se empleó una segmentación de píxeles de 40 m que favoreció la clasificación de máxima verosimilitud y se obtuvieron siete clases: 1) Selva Alta Perennifolia (SAP); 2) Vegetación Secundaria Arbórea de SAP (VSA/SAP); 3) Vegetación Secundaria Arbustiva de SAP (VSa/SAP); 4) Pastizal inducido (PI); 5) Pastizal cultivado (PC); 6) Cuerpo de agua (CA); 7) Desprovisto de vegetación (DV).

Los tipos de USVE obtenidos se analizaron por cada microcuenca (el “Pre” corresponde al 2020 y el “Post” al 2021), con el objetivo de tener tasas de cambio en porcentaje (valores positivos muestran pérdida de cobertura vegetal y negativos ganancia) y conocer cuál ha sido la cuenca que tiende a tener mayor modificación de la cobertura vegetal. En la Fig. IV-3, se pueden observar los tipos de USVE del 2020 (A) y del 2021 (B), donde uno de los rasgos visibles es la generación del deslizamiento ocurrido durante el huracán Eta (noviembre de 2020), el cual posee una extensión de 30 Ha y un volumen estimado de  $3 \times 10^6 \text{ m}^3$  (Fig.IV-3, B).



**Figura IV-3** Mapa de usos de suelo y tipos de vegetación del volcán Chichón. A) USVE de 2020. B) USVE de 2021. Ambos mapas cumplen con el Área mínima cartografiada de 6,400 m<sup>2</sup> para una escala de 1:20,000.

Las microcuencas del R. Platanar (Tabla 5), muestran una tendencia al aumento de actividades agropecuarias, viéndose reflejado en los porcentajes mayores de 50% de pastizales inducidos y pastizales cultivados (P1, P5-P9). Las únicas microcuencas con porcentajes importantes de vegetación de selvas (~40%) corresponden a la P2, P3 y P4. Las tasas de cambio en promedio para todas las microcuencas por tipo de USVE son: para el SAP es de 5.5%, VSA/SAP del 2.3%, VSa/SAP con -6.7%, PI de 17.6%, PC -18.5%, CA con 0% y DV -0.2%. Los valores positivos indican que hay una pérdida (modificación) de ese tipo de cobertura vegetal y los negativos que hay una ganancia.

**Tabla 5.** Porcentajes de usos de suelo y tipos de vegetación de las microcuencas R. Platanar

USVE	Microcuencas Río Platanar (%)																	
	P1		P2		P3		P4		P5		P6		P7		P8		P9	
	Pre	Post	Pre	Post	Pre	Post	Pre	Post	Pre	Post	Pre	Post	Pre	Post	Pre	Post	Pre	Post
SAP	11.0	7.7	26.6	25.8	44.2	32.5	46.2	28.0	16.4	12.3	13.8	3.2	0.7	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0
VSA/SAP	0.0	0.0	2.4	1.2	1.0	3.9	3.9	0.0	18.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Vsa/SAP	25.3	24.0	8.0	20.7	13.8	20.5	14.6	20.2	0.5	23.0	0.9	10.1	41.8	55.6	23.1	14.6	5.7	5.4
PI	14.2	9.3	48.5	29.4	32.6	27.1	23.3	3.7	64.2	48.5	85.3	37.9	57.5	30.6	76.9	80.7	88.1	65.3
PC	49.4	58.6	14.4	21.9	8.4	16.0	12.1	48.1	0.2	16.2	0.0	48.9	0.0	13.6	0.0	4.7	6.3	29.3
CA	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
DV	0.0	0.4	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

En el caso de las microcuencas del R. Susnubac (Tabla 6), existe una importante presencia de vegetación de selvas en las cuencas S3-S7 (~50%), sin embargo, las partes altas de las cuencas se encuentran dominadas por pastizales. Por el contrario, las que tienen mayor influencia de actividades agropecuarias corresponden a la S1, S2, S7 y S8 (>60%). Las tasas de cambio indican que por tipo de USVE existe los siguientes cambios: el SAP es de 6.9%, VSA/SAP del -1.5%, VSa/SAP con 0.8%, PI de 4.5%, PC -9.1%, CA con -0.1% y DV -1.5%.

**Tabla 6.** Porcentajes de usos de suelo y tipos de vegetación de las microcuencas R. Susnubac

USVE	Microcuencas del Río Susnubac (%)															
	S1		S2		S3		S4		S5		S6		S7		S8	
	Pre	Post	Pre	Post	Pre	Post	Pre	Post	Pre	Post	Pre	Post	Pre	Post	Pre	Post
SAP	14.6	9.4	31.4	17.9	54.9	44.8	57.0	52.9	68.0	57.9	48.2	28.0	41.4	35.9	0.2	13.5
VSA/SAP	0.0	1.8	0.0	1.6	0.0	0.0	0.5	0.0	1.7	0.0	0.0	0.0	1.8	0.0	2.1	14.9
Vsa/SAP	34.4	10.6	2.7	13.8	2.7	24.7	6.1	0.0	2.2	15.2	22.2	44.0	10.1	14.4	82.4	33.6
PI	47.4	24.6	64.9	63.8	39.7	30.5	34.2	25.0	26.8	25.7	27.8	17.2	46.4	44.9	13.5	32.9
PC	3.6	53.6	1.1	2.9	2.6	0.0	1.4	6.2	0.0	0.8	0.0	10.8	0.0	4.3	1.9	4.6
CA	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.5	0.0	0.0	0.1	0.5	0.0	0.0
DV	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.8	15.8	1.0	0.0	1.8	0.0	0.2	0.0	0.0	0.4

Las microcuencas del R. Magdalena (Tabla 7 y 8) son las que más conservan vegetación de selvas primarias y secundarias (>60%), con la excepción de la cuenca M4 con dominancia de pastizal cultivado (80%) y las cuencas M11, M15 y M16 (>50%) con pastizales. Las tasas de cambio en promedio para todas las microcuencas por tipo de USVE son: para el SAP es de 6.2%, VSA/SAP del 2.5%, Vsa/SAP con 0.2%, PI de 0.8%, PC -8%, CA con -0.2% y DV -0.5%.

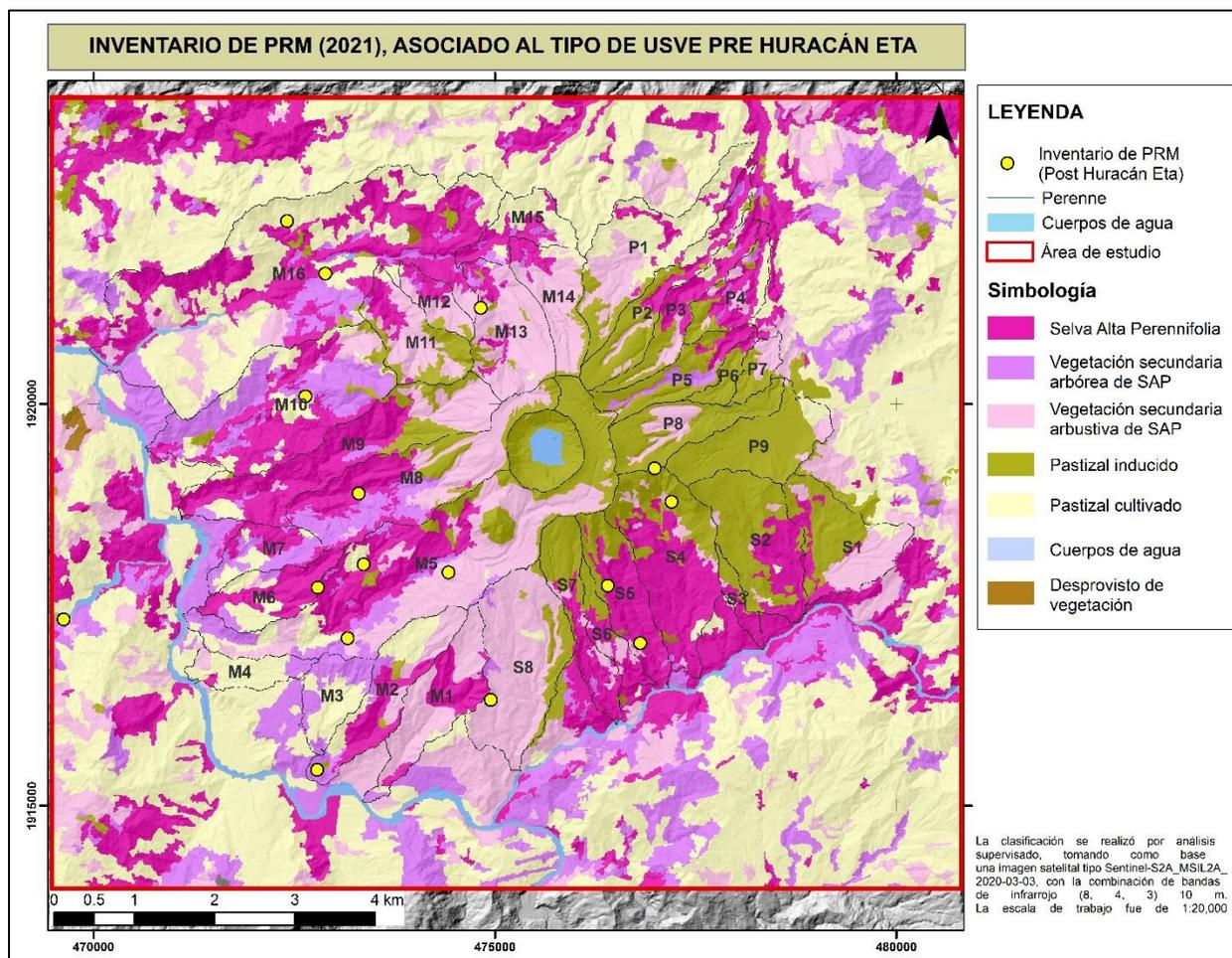
**Tabla 7.** Porcentajes de usos de suelo y tipos de vegetación de las microcuencas R. Magdalena

USVE	Microcuencas del Río Magdalena (%)															
	M1		M2		M3		M4		M5		M6		M7		M8	
	Pre	Post	Pre	Post	Pre	Post	Pre	Post	Pre	Post	Pre	Post	Pre	Post	Pre	Post
SAP	31.0	54.3	33.0	40.1	4.3	4.9	3.3	2.4	22.4	10.9	60.0	35.8	36.2	43.2	30.7	14.5
VSA/SAP	30.7	9.5	13.9	5.2	44.3	10.9	12.9	1.8	10.8	23.7	4.9	15.6	42.7	35.7	23.2	36.5
Vsa/SAP	33.7	16.4	22.4	38.8	0.0	46.3	11.6	14.3	38.7	29.7	4.9	0.1	0.0	5.7	29.6	15.2
PI	0.0	2.3	3.5	3.1	0.0	0.0	0.0	0.0	20.4	22.9	0.0	0.0	0.0	0.0	16.4	26.6
PC	4.2	14.5	27.3	12.8	51.3	36.8	71.8	81.1	7.7	9.8	30.1	48.5	21.1	15.5	0.1	6.1
CA	0.4	0.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.3	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.9
DV	0.0	2.2	0.0	0.0	0.0	1.1	0.0	0.0	0.0	2.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

**Tabla 8.** Porcentajes de usos de suelo y tipos de vegetación de las microcuencas R. Magdalena

USVE	Microcuencas del Río Magdalena (%)															
	M9		M10		M11		M12		M13		M14		M15		M16	
	Pre	Post	Pre	Post	Pre	Post	Pre	Post	Pre	Post	Pre	Post	Pre	Post	Pre	Post
SAP	54.8	42.1	34.5	56.5	18.3	4.6	31.4	16.0	12.8	0.1	14.6	0.1	37.5	7.9	36.3	28.7
VSA/SAP	4.4	15.7	38.9	5.8	0.8	15.9	5.2	20.4	2.9	8.5	1.2	2.5	8.6	20.3	9.9	12.4
Vsa/SAP	20.7	21.9	6.6	15.2	47.3	22.2	51.6	6.2	75.2	73.8	67.7	73.1	3.6	5.4	8.9	13.2
PI	15.1	12.7	4.6	1.0	30.7	7.7	10.0	11.6	7.3	10.0	9.7	10.9	0.0	4.5	1.4	4.1
PC	5.1	6.7	15.4	21.5	3.0	49.6	1.8	45.7	1.8	6.3	6.8	13.5	50.3	60.4	42.1	39.3
CA	0.0	0.9	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.1	0.5
DV	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.3	0.0	0.0	0.0	1.6	0.4	1.8

Por último, se realizó un inventario de PRM asociados al huracán Eta (Fig. IV-4), identificando la cicatriz de deslizamiento principal con base en la morfología del relieve y la pendiente asociada. Esta información se cruzó con el mapa de USVE del 2020, con el objetivo de conocer si existe una correlación entre el tipo de USVE y los deslizamientos Eta. Los resultados indican que el 40% de los PRM registrados están vinculados a usos de suelo destinados a pastizales, mientras que el 33% se asocia a vegetación secundaria y el 27 % a selvas altas perennifolias. Además, la pendiente en promedio para estos tipos de USVE corresponde a: 31, 29 y 44° (respectivamente).



**Figura IV-4** Mapa de inventario de Procesos de Remoción en Masa asociados al Huracán Eta.

## V. Procesos de remoción en masa y depósitos asociados

A raíz de las precipitaciones intensas del huracán Eta, en noviembre de 2020 (ver sección 6.4), se generaron diversos PRM en la región del volcán Chichón, siendo el de mayor dimensión el ocurrido al SE del cráter del volcán (en la microcuenca S4 como se definió anteriormente) asociado a las abundantes lluvias.

En marzo 2023 se realizó trabajo de campo para caracterizar los diferentes depósitos asociados a la actividad fluvial en las diferentes microcuencas previamente descritas, así como analizar los factores que favorecen los PRM como el observado en la microcuenca S4, aquí denominado Deslizamiento el Guayabal.

### 5.1 Procesamiento de muestras para análisis granulométrico

A continuación, se describe la metodología empleada para el análisis de las muestras, las cuales fueron procesadas en el laboratorio de Vulcanología Física del Centro de Geociencias de la UNAM (Campus Juriquilla), empleando: 1) Horno de secado de laboratorio (Riossa modelo H-48); 2) juego de tamices de acero inoxidable (Fisher para muestras secas); 3) balanza de precisión (Mettler Toledo); 4) Analizador de partículas por vía húmeda ANALYSETTE 22 (FRITSCH).

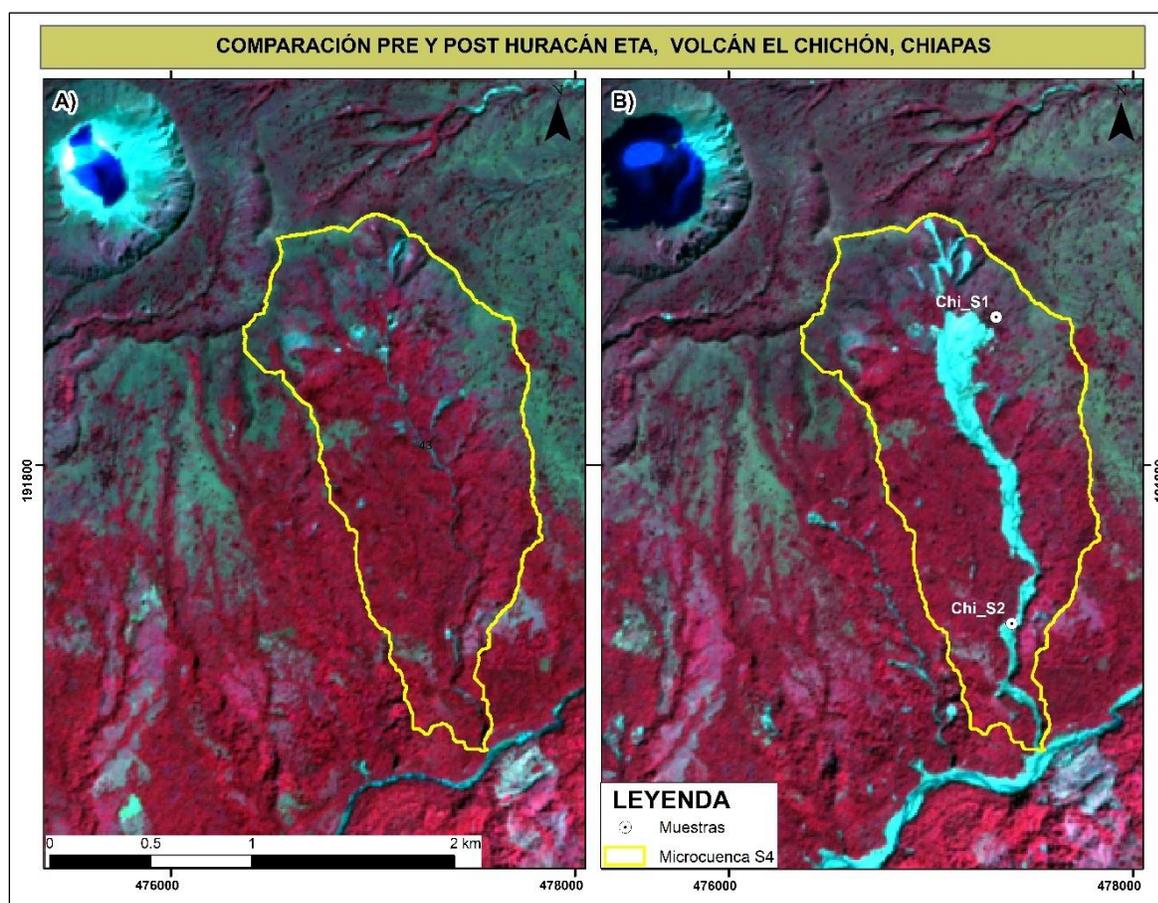
El espectro granulométrico se obtiene mediante el tamizado en seco (las muestras húmedas son secadas a una temperatura de 100° C por un tiempo aproximado de 24 h), empleado tamices con mallas de  $-5 \phi$  (32 mm) a  $4 \phi$  (0.0625 mm) con intervalos de  $1 \phi$ . Mientras que las fracciones finas ( $> 4 \phi$ ), se analizan por vía húmeda, utilizando el analizador de partículas ANALYSETTE 22, con el cual se puede obtener el espectro de 5 a 9  $\phi$  (limos-arcillas). Las fracciones obtenidos son normalizadas para poder conocer el porcentaje en peso (wt %) de las gravas, arenas, limos y arcillas (Tabla 9).

Además, es importante conocer algunos parámetros estadísticos que ayudan a tener una idea relativa de la energía cinética implícita en las características granulométricas de los depósitos. Para ello Folk y Ward (1957) propusieron que, a través de la media, desviación estándar, *kurtosis* y *skewness* se pueden encontrar estas relaciones. Para calcular estos parámetros se empleó el software DECOLOG 6.0.1 (<https://www.lorenzo-borselli.eu/decolog/>), el cual permite además

desarrollar una solución para decodificar la información presente en la mezcla natural de partículas/sedimentos, usando como paradigma las distribuciones Log-normal o Weibull.

## 5.2 Deslizamiento el Guayabal.

El deslizamiento el Guayabal ocurrido por el paso del huracán Eta (2020), abarca una extensión de  $3 \times 10^5 \text{ m}^2$  y un volumen estimado de  $3 \times 10^6 \text{ m}^3$  de material sólido (figura V-1). El volumen fue estimado a partir de la comparación de un DEM del 2010 y el obtenido con las imágenes Pléiades del 2021 (5 y 2 m/píxel de resolución).



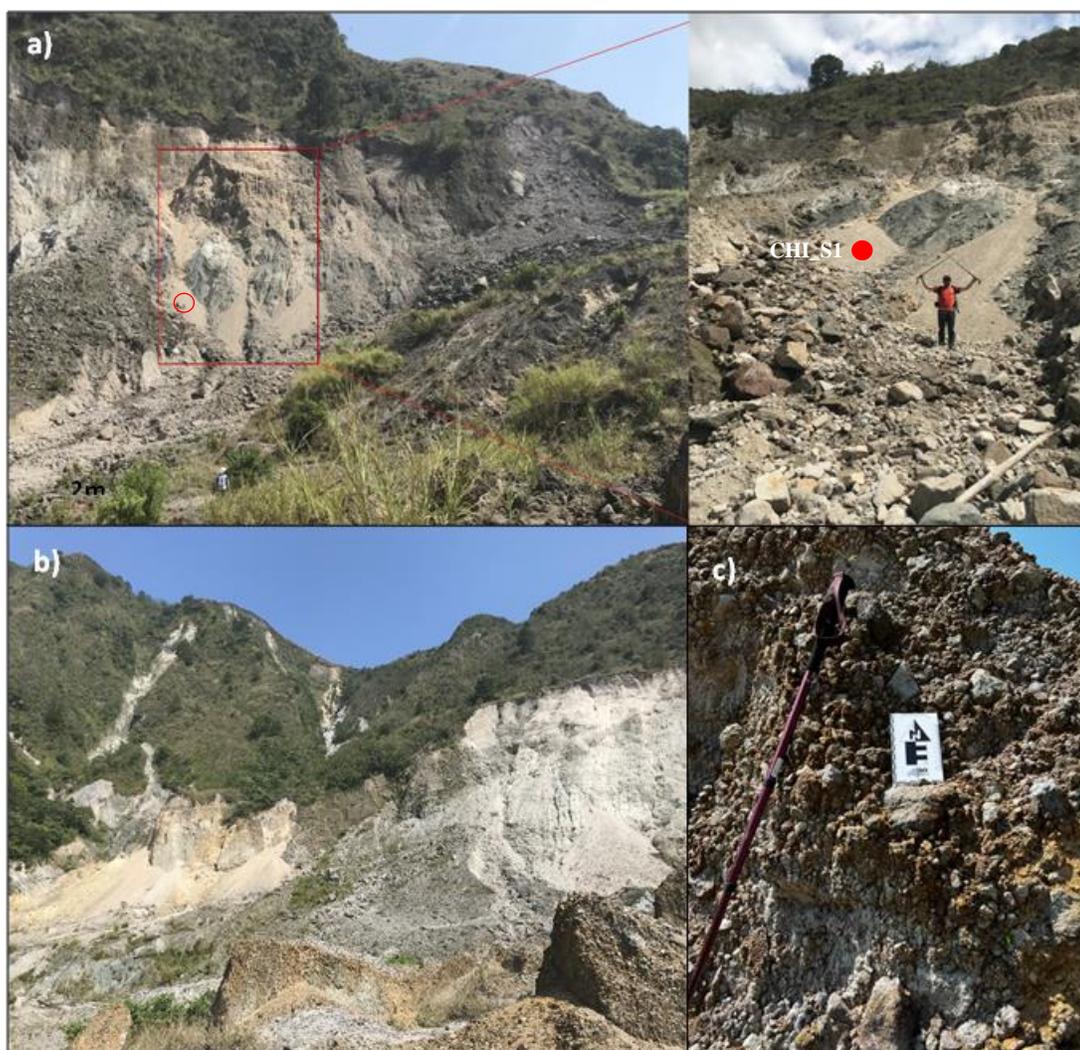
**Figura V-1** Comparación pre y post huracán Eta en la microcuenca S4, sobre un falso color infrarrojo. A) Imagen satelital de marzo de 2020 (S2A\_MSIL2A\_20200303T163151\_R083\_T15QVV\_20200303T202631). B) Imagen satelital de febrero de 2021 (S2A\_MSIL2A\_20210206T163441\_N0214\_R083\_T15QVV\_20210206T204556).

La cicatriz del deslizamiento se encuentra a una altitud de 700 m s. n. m. ( $\pm 10$  m), en la sección Este del Cono del Guayabal (Fig. V-2a), el tipo de movimiento que dio origen a este PRM es de tipo rotacional, debido a la geometría de la zona de la corona y del plano de cizalla principal que corresponde a la secuencia sedimentaria que conforma el basamento del volcán Chichón. Esta secuencia (perteneciente a la formación Soyalo) ocupa todos los valles alrededor del volcán, tal como se pudo apreciar en el recorrido sobre la zona de la microcuenca S4 (Figura III-3); la parte basal de la secuencia se compone de lutitas de color gris oscuro con lechos de calizas (Fig. V-2b), estos lechos están expuestos en diversos puntos del río que drena en el río Susnubac, sin embargo, son gradualmente reemplazados por lutitas finamente estratificadas y lentes o lechos de areniscas (Fig. V-2 c).



**Figura V-2** Recorrido sobre la microcuenca S4. A) Vista panorámica del deslizamiento, b) Lechos de calizas, c) secuencia sedimentaria dominante de lutitas.

En la cicatriz del deslizamiento, se colectó la muestra CHI\_S1 (Fig. V-1 y V-3a) que corresponde a la parte superior del deslizamiento; en ella predominan diversas unidades de secuencias masivas (indiferenciadas) de depósitos piroclásticos (que constituyen la actividad eruptiva del cono Guayabal, sección 3.2) de color café claro a ocre, con material abundante de tamaño de bloques a lapilli. Estas unidades piroclásticas se encuentran depositadas sobre material sedimentario de lutitas y limolitas (facés terrígenas de la unidad P-Escu) con presencia de manantiales activos. El depósito resultado del deslizamiento, es altamente desleznable, con presencia de bloques que corresponden al cono el Guayabal (Fig. V-3b), mezclados con fragmentos arcillosos de lutita (roca) o arcillosos (sedimento) (Fig. V-3c).



**Figura V-3** Características de los depósitos asociados al deslizamiento Guayabal. a) Cicatriz del deslizamiento, muestra CHI\_S1 círculo rojo, b y c) contraste de depósitos.

El análisis granulométrico indica que para la muestra CHI\_S1 (Fig. V-4), domina la fracción de grava (59.19%) en comparación a los de arena (40.68%), mientras que las fracciones finas (limo y arcilla) son menores al 0.12 %. Además, está caracterizada por poseer una media aritmética de  $-1.71 \phi$  (la cual corresponde a la fracción de lapilli o su equivalente de gravas en sedimentología) con una desviación estándar de 2.07 que corresponde a un depósito muy pobremente seleccionado, presenta una distribución de tipo simétrica y un valor de kurtosis de  $-0.8$ , la cual se asume como platicúrtica, es decir que existe poca concentración de datos en la media, con una curva de forma achatada.

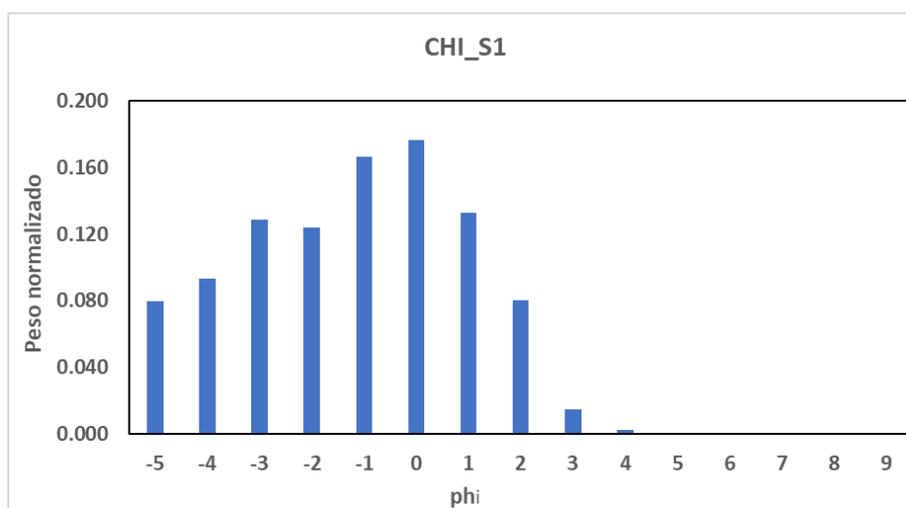


Figura V-4 Granulometría de muestra del deslizamiento Guayabal

### 5.3 Actividad fluvial

Se realizaron observaciones en la parte distal de la microcuenca S4 así como a lo largo del río Magdalena para describir las características de los depósitos asociados a la actividad fluvial y reconocer áreas de inundación existentes.

En la parte distal de la microcuenca S4 (Fig. V-5a), fue colectada la muestra CHI\_S2, forma parte de una pequeña terraza (< 1m de espesor) que se caracteriza por formar parte de un depósito fluvial con su base dominada por clastos sub-redondeados a sub-angulosos (cantos, guijarros) por transporte de fondo, seguido de una capa con matriz soportada (arenosa) con clastos sub-angulosos, finalmente, en la parte superior se observan estructuras sedimentarias poco desarrolladas de laminación horizontal (Fig. V-5b).

A lo largo del río Magdalena se reconocieron terrazas y llanuras de inundación originadas por episodios de crecidas (Fig. V-5c); se colectó la muestra CHI\_S3 de un depósito fluvial, de 50 cm de espesor, a la altura del puente Sayula con características similares a las observadas en el sitio de muestreo CHI\_S2.

En las terrazas antiguas del puente Sayula, se colectó la muestra CHI\_S4 (Fig. V-5d) que corresponde a un depósito antiguo de flujo de escombros (a ~50 m del cauce principal), el cual evidencia las condiciones que se han generado en el pasado. Este depósito se caracteriza por ser matriz soportada con presencia de bloques y cantos redondeados, algunos de ellos imbricados, sobreyacido por una capa de material fino con un porcentaje bajo de cantos sub-redondeados que se interpreta como un depósito de un flujo con muy baja concentración de sedimentos.



**Figura V-5** Depósitos fluviales. A) Zona distal microcuenca S4, b) depósito muestra CHI\_S2, c) vista desde puente Ostuacán, d) flujo de escombros CHI\_S4.

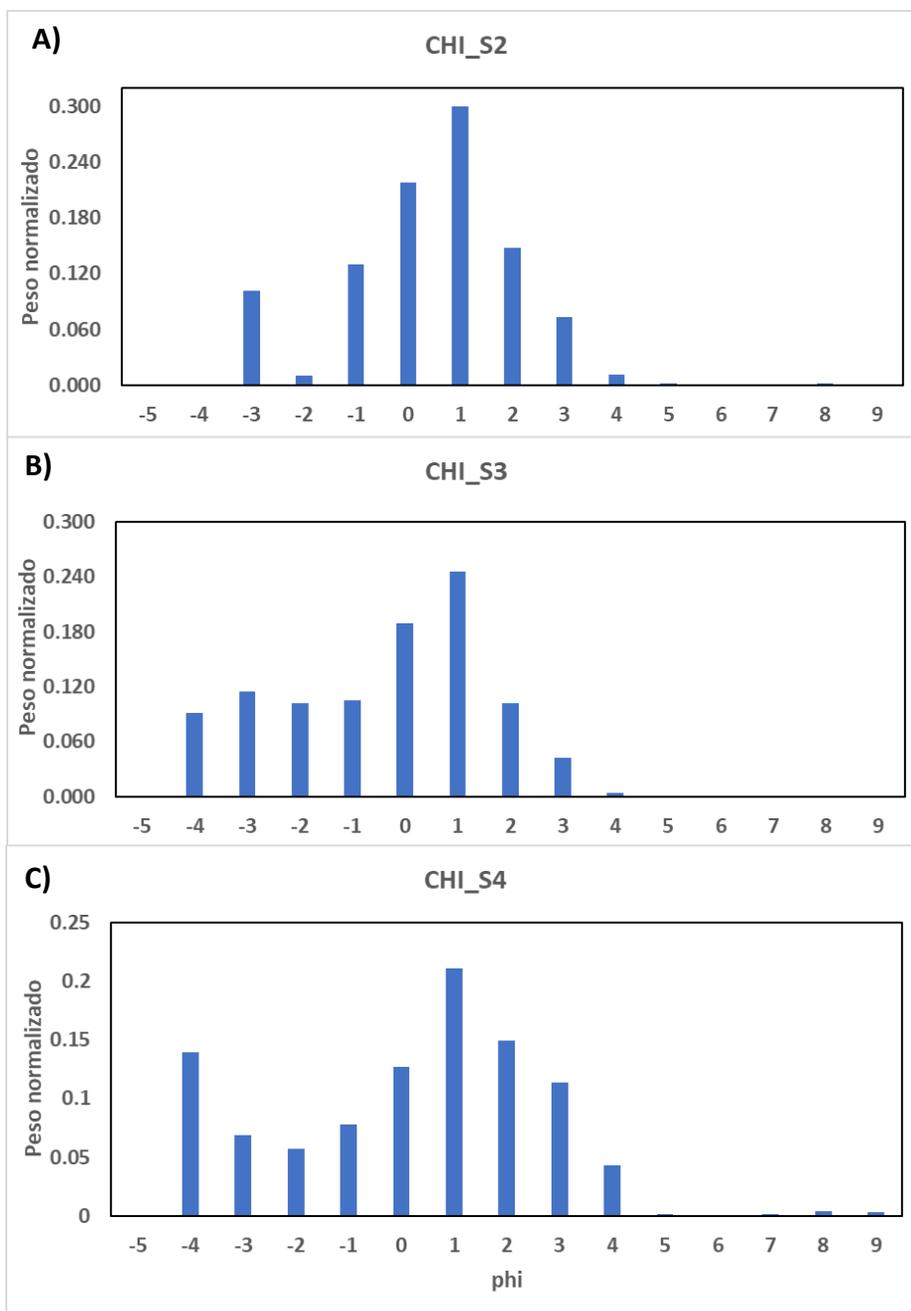
Los resultados obtenidos del análisis granulométrico (Tabla 9) indican de manera general que predominan las fracciones de arena (65.99% en promedio), seguidas de las gravas (33.34% en promedio), mientras que las fracciones menores corresponden a los limos (0.49% en promedio) y arcillas (0.16 % en promedio), los cuales están relacionados a depósitos fluviales y de flujos de escombros.

**Tabla 9.** Distribución granulométrica de muestras fluviales

Muestra	Grava (wt %)	Arena (wt%)	Limo (wt%)	Arcilla (wt %)
CHI_S2	24.244	75.072	0.650	0.034
CHI_S3	41.334	58.499	0.049	0.118
CHI_S4	34.457	64.416	0.773	0.353

La muestra CHI\_2 (Fig. V-6A), presenta una media aritmética de  $-0.02 \phi$  (arena muy gruesa), tiene una desviación estándar de 1.65 con lo que se asume un depósito pobremente seleccionado, el tipo de distribución que posee es simétrica ( $-0.16$ ) y tiene un valor de kurtosis de 1.28, que corresponde a una curva leptocúrtica, es decir que los datos están concentrados en la media.

La muestra distal (CHI\_S3 (Fig. V-6B) está caracterizada por una media de  $-0.90 \phi$  (arena muy gruesa), con una desviación estándar de 1.96 que corresponde a un depósito pobremente seleccionado y una distribución tipo simétrica ( $-0.13$  de sesgo), mientras que el nivel de kurtosis ( $-0.44$ ) indica que se trata de una curva mesocúrtica, es decir, una distribución normal. Por último, la muestra CHI\_S4 (Fig. V-6C), presenta una media de  $-0.32 \phi$  (arena muy gruesa) con una desviación estándar de 2.44 que indica un depósito muy pobremente seleccionado, el tipo de distribución es de tipo simétrica ( $-0.07$ ) y tiene una kurtosis de  $-0.30$  que al igual que la muestra CHI\_S3 es de tipo mesocúrtica.

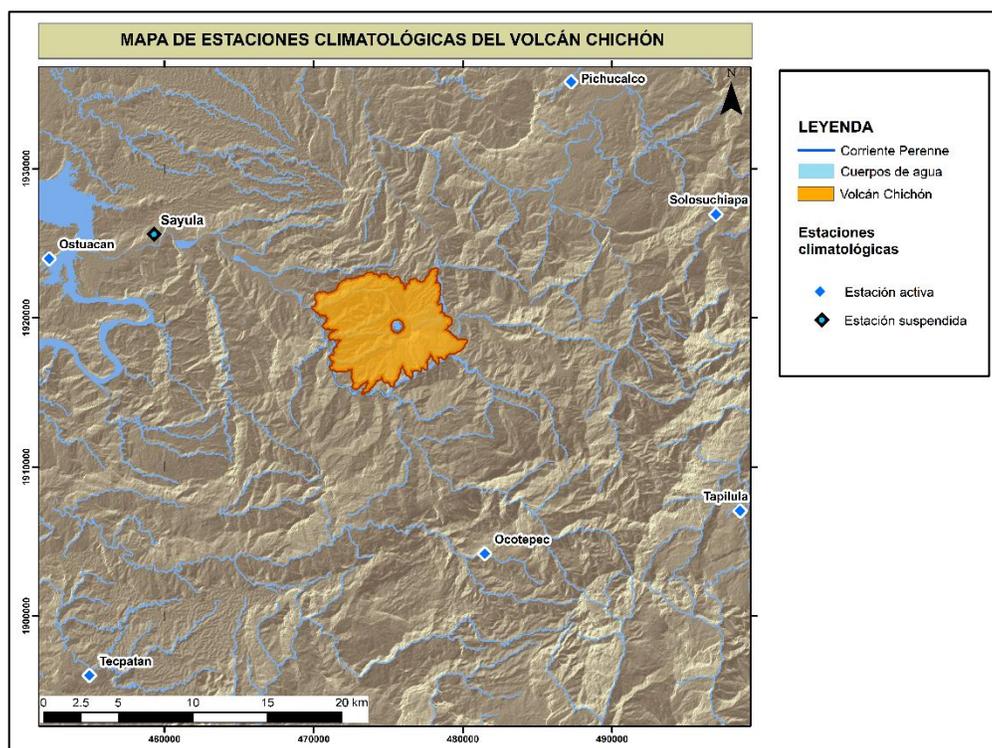


**Figura V-6** Análisis granulométrico

## VI. Análisis de precipitación en el volcán Chichón

La precipitación es un fenómeno meteorológico que condiciona la generación y desarrollo de procesos exógenos que ocurren en la Tierra, convirtiéndolo en uno de los mecanismos de disparo de diversos peligros geológicos vinculados con la temporalidad e intensidad de la lluvia, como los lahares. En este sentido, el análisis de la precipitación permite determinar cuáles han sido los valores máximos de lluvia acumulada registrados en un periodo definido de tiempo, información que resulta esencial para la realización de simulaciones numéricas de eventos de lluvia/escorrentía que permita definir zonas potenciales de inundación.

Para poder conocer la distribución de la precipitación, se recurre a técnicas estadísticas que permiten analizar la probabilidad y frecuencia de la lluvia a partir de un periodo de años con datos continuos. Uno de los elementos que se define a partir de estos análisis, es el periodo de retorno (Tx), el cual indica el tiempo (años) en el que se espera ocurra una determinada cantidad de lluvia (Gutiérrez et al., 2011). En este sentido, el objetivo de este capítulo es analizar los datos de precipitación en la región del volcán Chichón constituida por seis estaciones climatológicas (Fig. VI-1) en un periodo de 30 años (1987-2017), así como datos de lluvia del huracán Eta en 2020 (estación Sayula), determinando probabilidades de excedencia y periodos de retorno de lluvias.

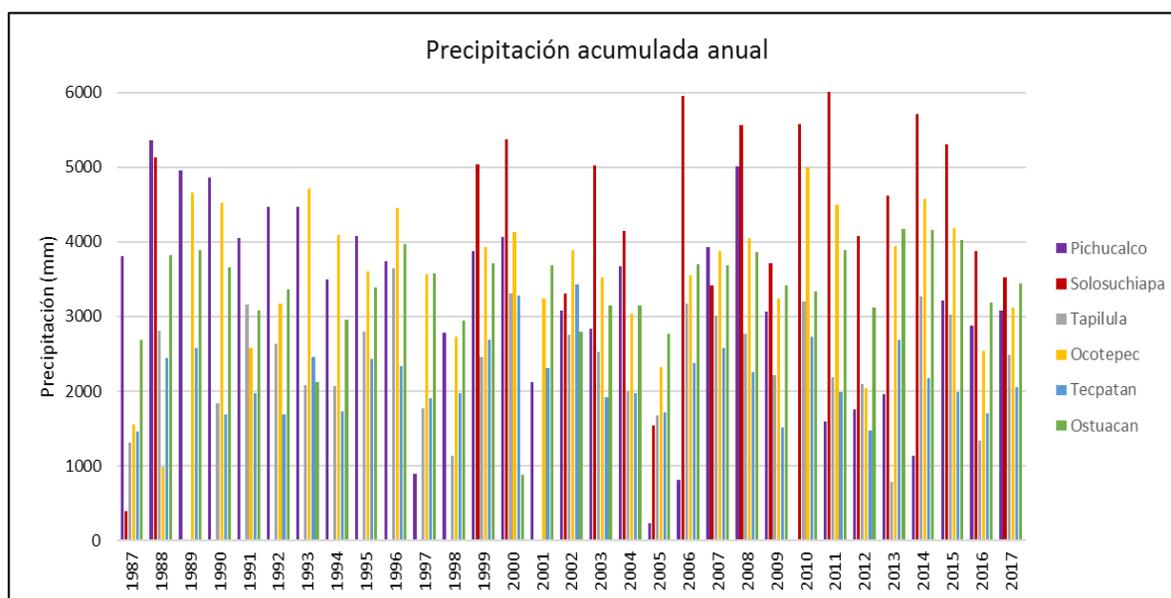


**Figura VI-1** Ubicación de estaciones climatológicas

## 6.1 Distribución de Weibull aplicada a base de datos de precipitación

La información para el análisis de precipitación se construyó a partir de la obtención de datos de lluvia acumulada anual, mensual y diario, de seis estaciones climatológicas convencionales activas (Pichucalco, Solosuchiapa, Tapilula, Ocoatepec, Tecpatán y Ostuacán), las cuáles cumplen con el tiempo mínimo aceptable de 30 años de datos continuos para efectuar un análisis de frecuencia (Raes 2004), con la excepción de la estación Solosuchiapa que únicamente cuenta con 20 años de datos, pero que también será utilizado para fines comparativos.

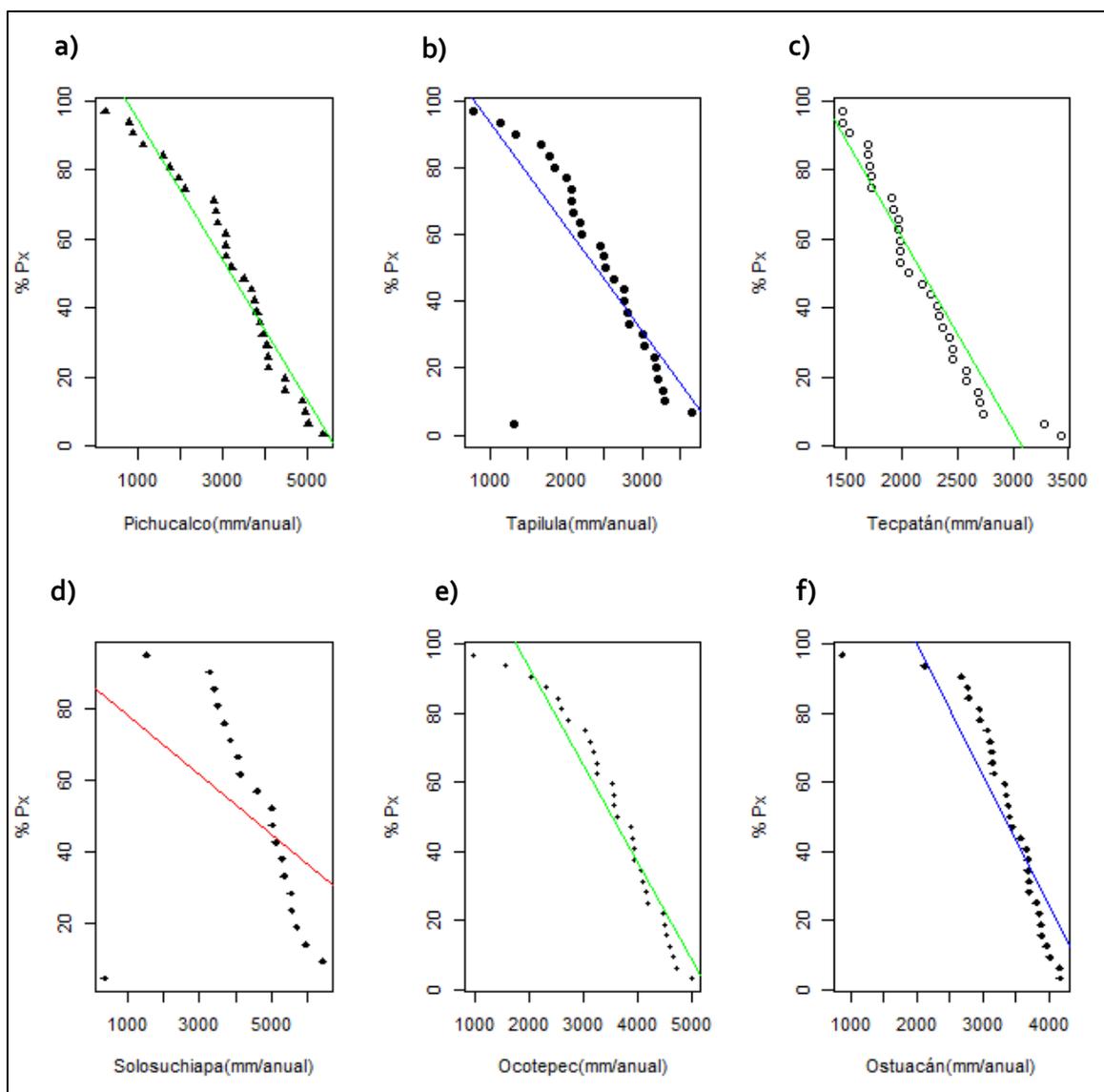
La Fig.VI-2, muestra la distribución de la precipitación acumulada anual, donde el valor de la media anual es de 3,500 mm/año con temporadas de lluvias de mayo a noviembre y siendo las máximas en octubre (100-350 mm) (CONAGUA, 2021).



**Figura VI-2** Distribución de precipitación anual de 1987-2017

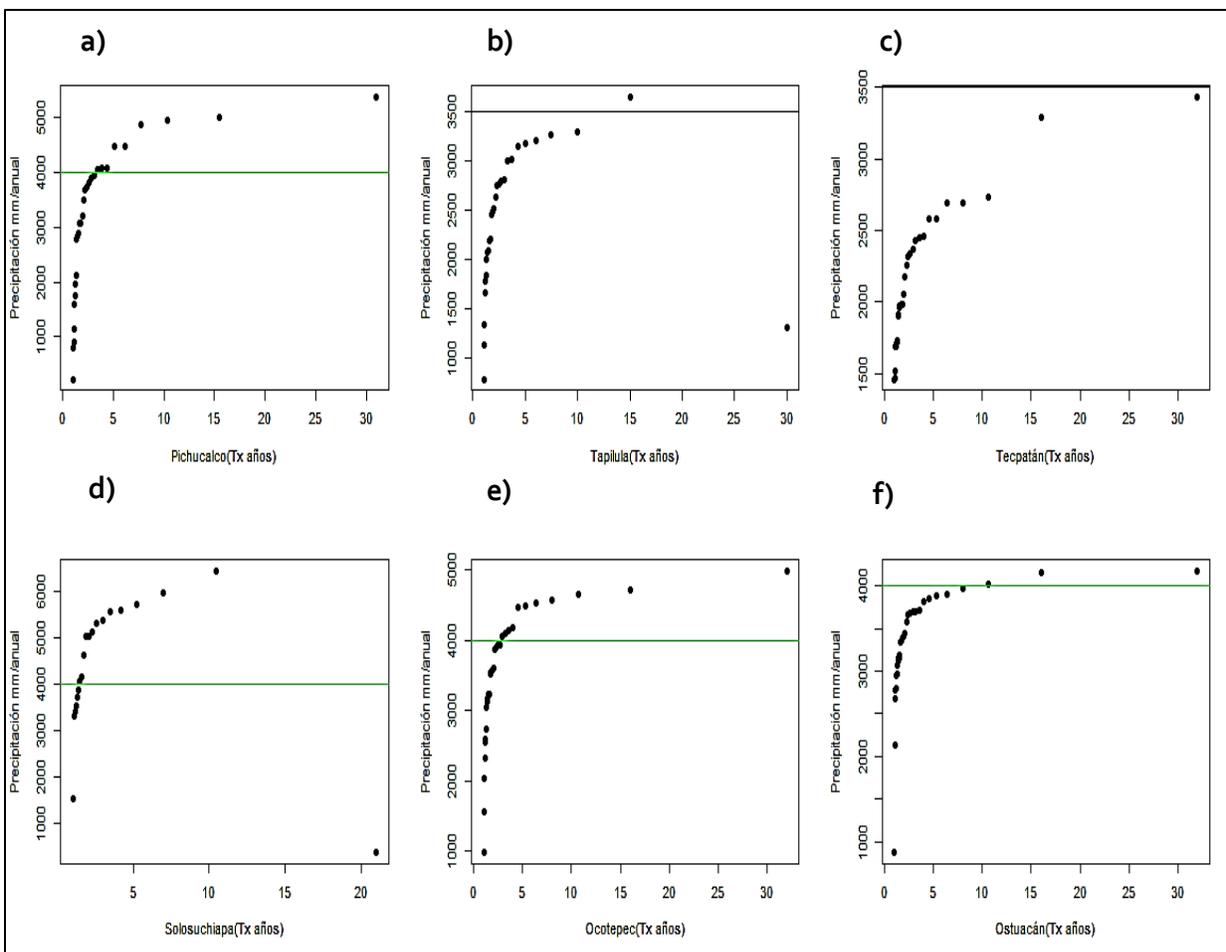
Una vez teniendo la base de datos completa (lluvia acumulada anual, mensual y 24 h), se emplea la Distribución de Weibull (1939) descrita por la ecuación 1, la cual calcula la probabilidad de excedencia de la lluvia ( $P_x$ ), donde  $r$  representa la posición numérica del dato, y  $n$  el número total de datos. Para aplicar esta ecuación, es necesario ordenar los datos de cada estación de mayor a menor asignándole una posición numérica ( $r$ ), este ranking permite determinar la probabilidad de lluvia a ser superado. Dicho valor corresponde a una fracción acumulativa (de 0 a 1), por lo que





**Figura VI-3** Modelos de regresión lineal. a) Pichucalco, b) Tapilula, c) Tecpatán, d) Solosuchiapa, e) Ocoatepec, f) Ostucán.

Con respecto a los periodos de retorno ( $T_x$ ) obtenidos para cada estación, la Fig. VI-4, muestra la relación de  $T_x$  de 0 a 30 años con el valor de precipitación anual. En este sentido, se buscó conocer cuál es el periodo de retorno para que la precipitación exceda el promedio anual para la zona de estudio (3,500 mm). Las estaciones Pichucalco, Solosuchiapa, Ocoatepec y Ostucán, superan el valor de lluvia anual con periodos de retorno de: 5, <5, <5, 10 años (respectivamente). Mientras que Tapilula y Tecpatán, tienen  $T_x$  mayores a 30 años para superar 3,500 mm.



**Figura VI-4** Periodos de retorno. a) Pichualco, b) Tapilula, c) Tecpatán, d) Solosuchiapa, e) Ocoatepec, f) Ostucán.

Sin embargo, comúnmente el análisis de frecuencia de precipitaciones máximas no debe restringirse a un solo modelo de distribución, es por eso que en la siguiente sección se aplicará la función Gumbel (conocida como distribución de doble exponencial), la cual es una de las más empleadas en hidrología, dado que las observaciones son numerosas e independientes y se distribuyen de acuerdo a una distribución de tipo exponencial (Garrido 1992; Koutsoyiannis 2003; Adeyemi y Ojo 2003; Gutiérrez-Lozano et al., 2011).

## 6.2 Distribución de Gumbel aplicada a análisis de lluvia máximas

La distribución de Gumbel permite representar datos que tienen una distribución asimétrica, en donde los valores más frecuentes son más bajos que la media. En este sentido, Gumbel representa una función de distribución que permite analizar valores máximos de precipitación. En esta sección se analizará el ajuste de acuerdo con la cantidad de precipitación por un periodo de tiempo, empleando datos de lluvia acumulada anual, mensual, en 24 horas y acumulado en 74 horas de las seis estaciones mencionadas anteriormente.

La distribución de Gumbel es descrita por la ecuación 3, donde la probabilidad que se presente un valor inferior a  $x$  es:

$$F(x) = e^{-e^{-b}} \dots \dots \dots \text{Ec. 3}$$

Siendo:

$$b = (x - u)/\alpha \dots \dots \dots 3.1$$

$$\alpha = Sx/\sigma_y \dots \dots \dots 3.2$$

$$u = \bar{x} - \mu_y * \alpha \dots \dots \dots 3.3$$

Donde:

$F(x)$ : Probabilidad de que se presente un valor igual o menor que  $x$  ( $1-Px$ )

$\bar{x}$ : media aritmética

$Sx$ : desviación estándar

$\sigma_y, \mu_y$ : los valores corresponden al número de datos de la muestra y son la media y la desviación estándar de una serie de valores  $y_i$  ( $i=1$  a  $N$ ;  $N= n^\circ$  de datos de la muestra)

$$\text{Siendo: } y_i = -\ln\left(\ln\left(\frac{N+1}{i}\right)\right)$$

Mediante la ecuación 3, se puede calcular la cantidad de precipitación que se producirá cada  $n$  años (se calculó para 5, 10, 15 y 20 años por cada estación), para ello es necesario despejar  $b$ , obteniendo que:

$$b = -\ln(-\ln(F(x))) \dots \dots \dots \text{Ec. 4}$$

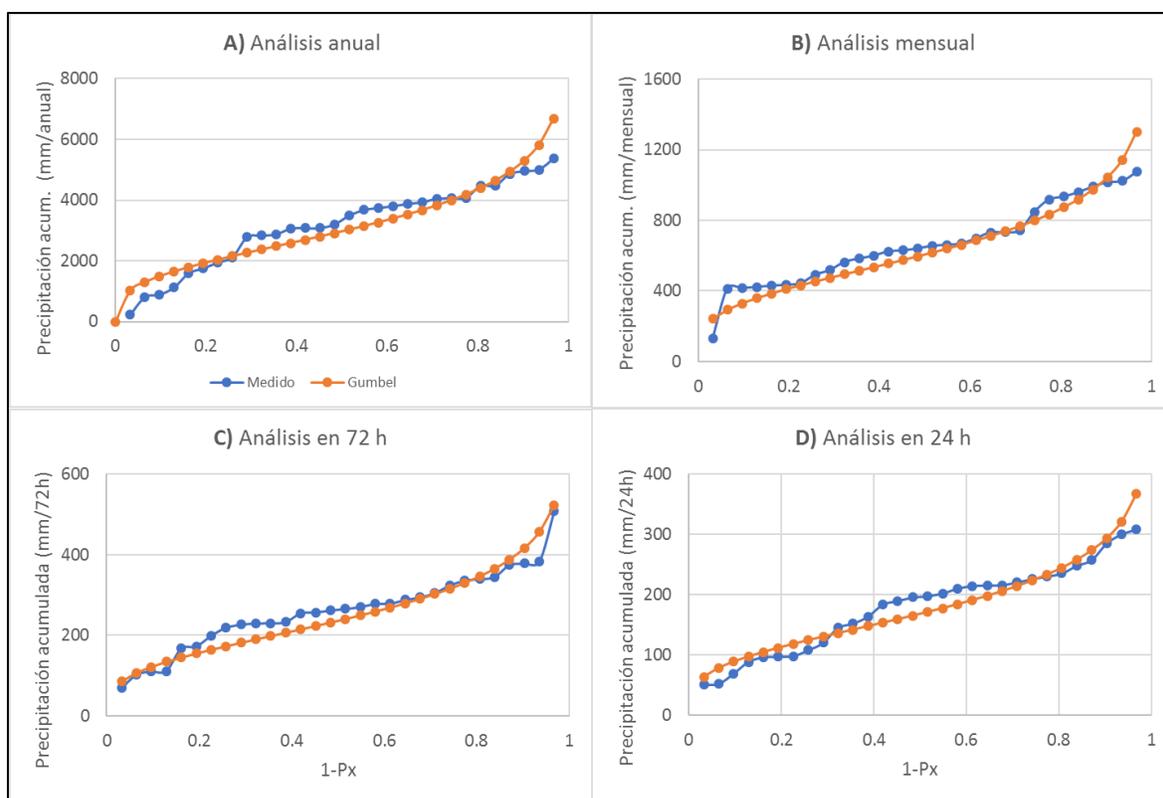
Finalmente, despejando  $x$  en (Ec. 3.1)

$$x = -\ln(-\ln(F(x)))(\alpha + u) \dots \dots \dots 4.1$$

### 6.2.1 Distribución Gumbel aplicada a la estación Pichucalco

La Fig. VI-5, muestra la relación que existe entre el valor de precipitación observado (azul) y el teórico de Gumbel (obtenido mediante la Ec. 4.1), de acuerdo con la probabilidad de que el valor de  $x$  sea igualado o excedido. El análisis se realizó considerando los valores máximos acumulados de manera anual (A), mensual (B), en tres días (C) y en un día (D), si bien, el ajuste entre estos datos no es perfecto, existe una tendencia bastante homogénea.

El análisis muestra que en la probabilidad mayor al 90% pueden ocurrir precipitaciones acumuladas superiores a 5,000 mm (anual), 1,000 mm (mensual), 400 mm (72 h) y 300 mm (24 h). Con base en este análisis, se puede conocer particularmente la cantidad de precipitación que puede ocurrir en un determinado tiempo (periodos de retorno), misma que se analizará en la sección 4.3.

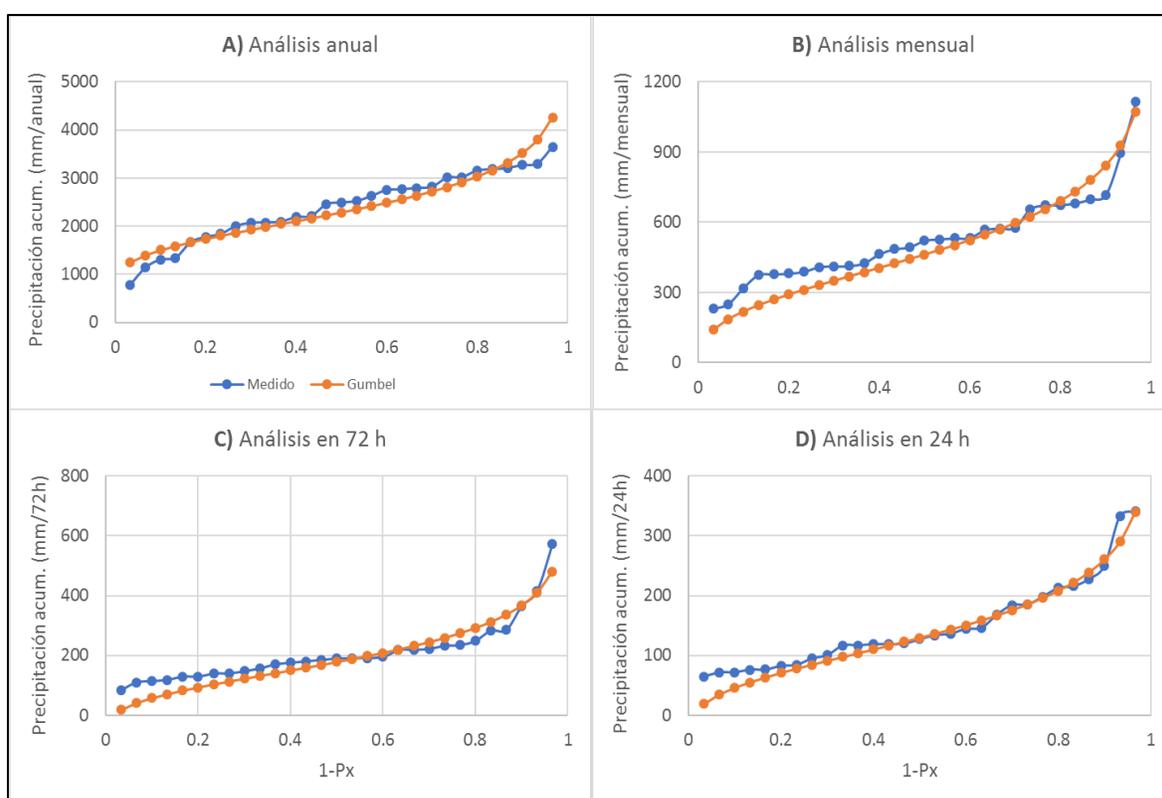


**Figura VI-5** Análisis de precipitación de la estación Pichucalco mediante la distribución Gumbel.

### 6.2.2 Distribución Gumbel aplicada a la estación Tapilula

Para la estación Tapilula, existe un mejor ajuste entre los datos empíricos (medidos) y los teóricos (Gumbel) para el análisis anual, en 72 y en 24 horas (Fig. VI-6). A pesar de que el ajuste en el análisis mensual es ligeramente más heterogéneo que los anteriores, la tendencia entre ambos elementos es similar.

Las probabilidades muestran que las precipitaciones acumuladas que pueden superar el 90% de ocurrencia corresponden a: 3,000 mm (anual), 700 mm (mensual), 350 mm (72 h) y 250 mm (24 h).

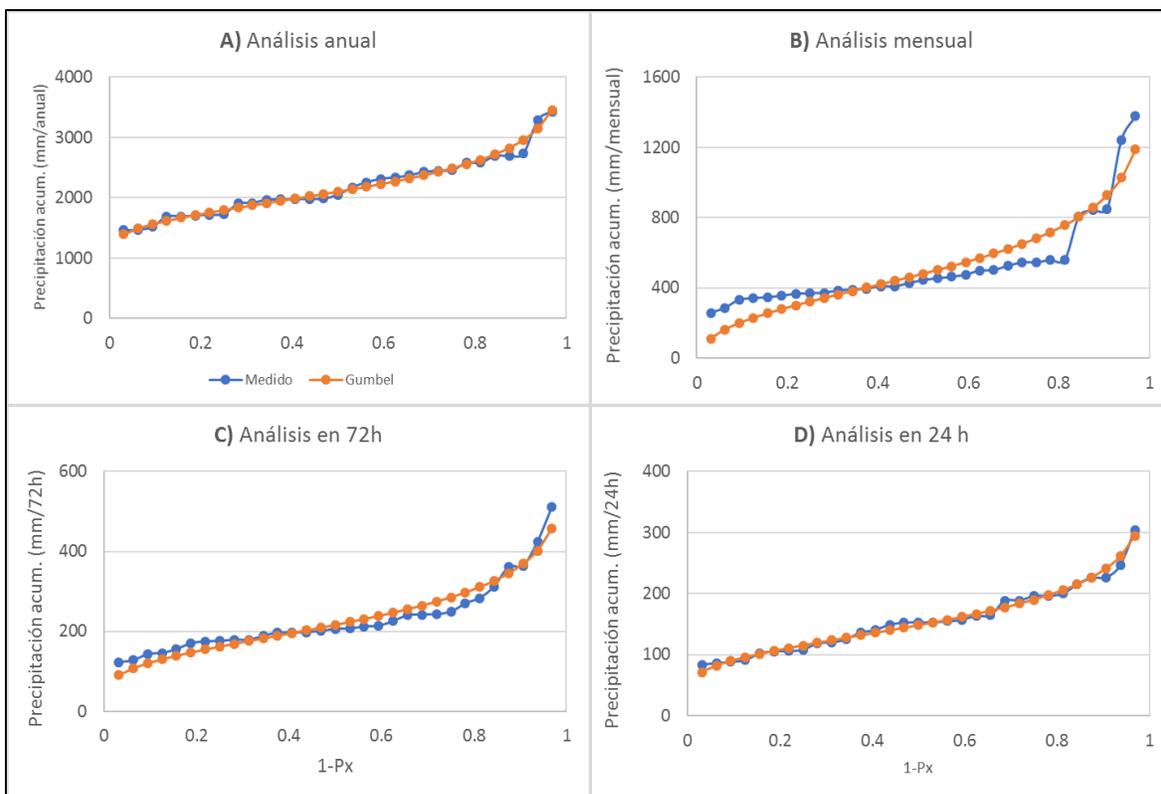


**Figura VI-6** Análisis de precipitación de la estación Tapilula mediante la distribución Gumbel.

### 6.2.3 Distribución Gumbel aplicada a la estación Tecpatán

El análisis efectuado en la estación Tecpatán (Fig. VI-7), muestra que existe un mejor ajuste entre los datos teóricos y empíricos de la precipitación acumulada anual, en 72 y 24 horas. En el caso del análisis mensual, no hay un ajuste adecuado a este tipo de distribución. Las probabilidades

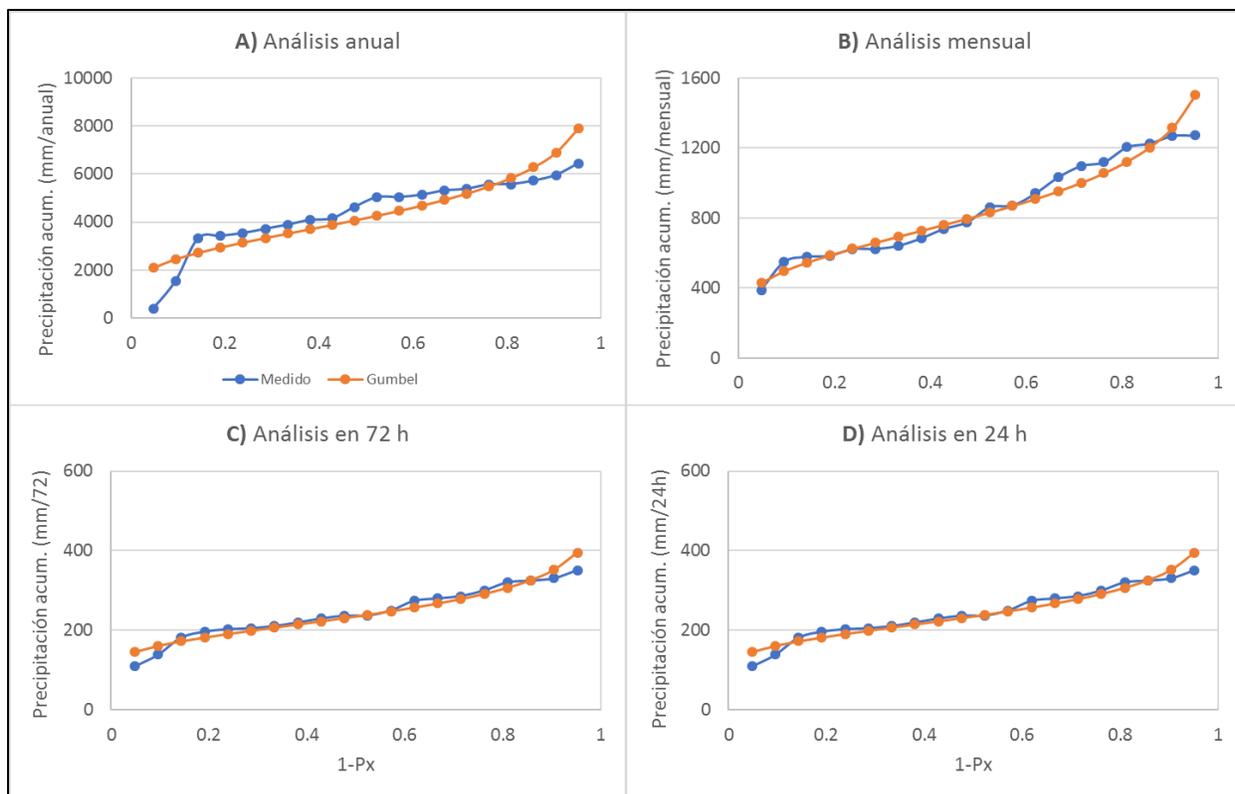
indican que las precipitaciones acumuladas que pueden superar el 90% de ocurrencia corresponden a: 2,500 mm (anual), 800 mm (mensual), 350 mm (72 h) y 200 mm (24 h).



**Figura VI-7** Análisis de precipitación de la estación Tecpatán mediante la distribución Gumbel.

#### 6.2.4 Distribución Gumbel aplicada a la estación Solosuchiapa

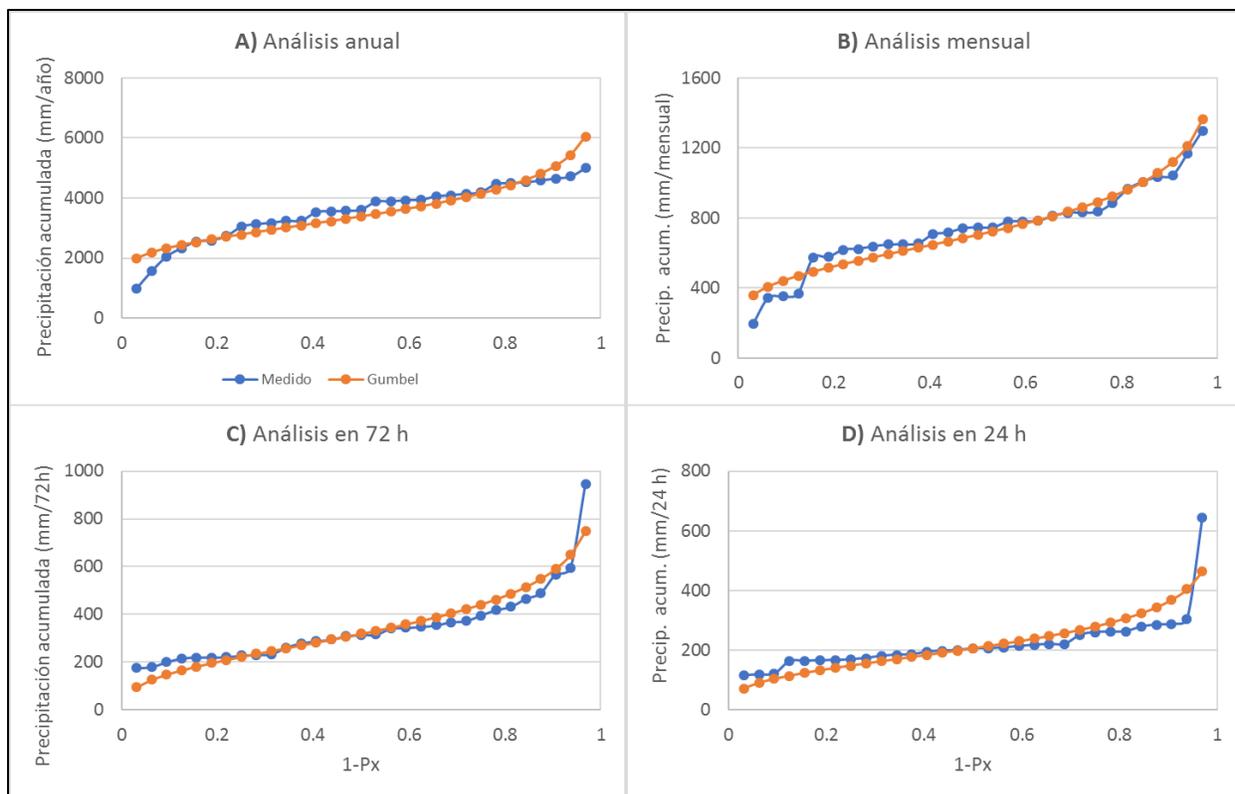
La estación de Solosuchiapa, es la que posee menor cantidad de datos analizados (20 años), esto podría verse reflejado en la dispersión de los datos. Sin embargo, bajo el análisis que muestra la Fig. VI-8, se observa que los mejores ajustes entre los datos medidos y los calculados corresponden al análisis mensual, 72 y 24 horas. La probabilidad del 90% de superar lluvias acumuladas corresponde a: 6,000 mm (anual), 1,200 mm (mensual), 450 mm (72 h) y 300 mm (24 h).



**Figura VI-8** Análisis de precipitación de la estación Solosuchiapa mediante la distribución Gumbel.

### 6.2.5 Distribución Gumbel aplicada a la estación Ocoatepec

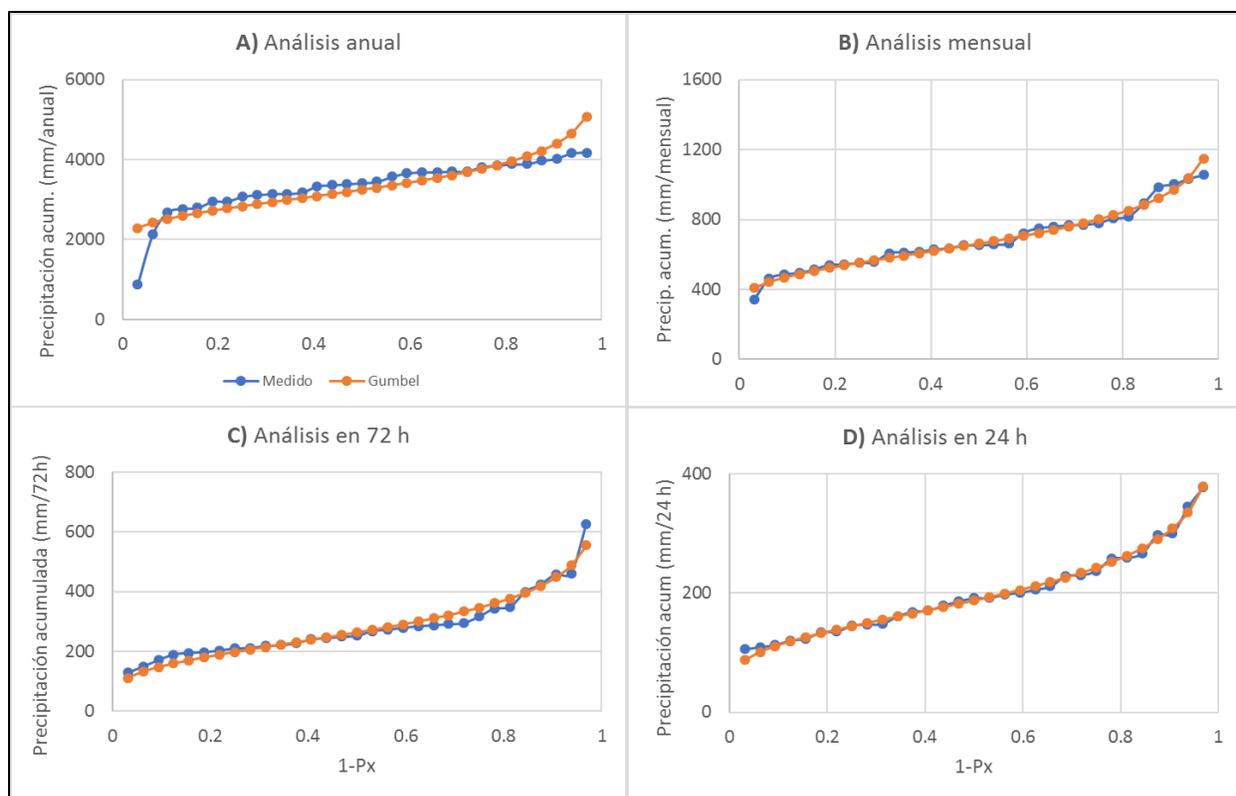
El análisis efectuado en la estación Ocoatepec, muestra que la relación entre los datos empíricos y los teóricos tienen un mejor ajuste en el análisis en 72 y 24 horas, mientras que el anual y mensual se ajustan mejor entre las probabilidades de 0.3-0.8. Por su parte, las probabilidades superiores al 90% indican que se esperarían precipitaciones acumuladas superiores a: 4,500 mm (anual), 1,000 mm (mensual), 450 mm (72 h) y 300 mm (24 h).



**Figura VI-9** Análisis de precipitación de la estación Ocoatepec mediante la distribución Gumbel.

### 6.2.6 Distribución Gumbel aplicada a la estación Ostuacán

Los resultados del análisis de la estación Ostuacán, muestran el mejor ajuste entre los datos teóricos y empíricos de todas las estaciones. Siendo el análisis mensual, 74 y en 24 h, el que refleja un ajuste casi perfecto. Por su parte, las lluvias acumuladas que se esperan con probabilidades del 90% corresponden a: 4,000 mm (anual), 1,000 mm (mensual), 450 mm (72 h) y 300 mm (24 h).



**Figura VI-10** Análisis de precipitación de la estación Ostuacán mediante la distribución Gumbel.

### 6.3 Periodos de retorno: 5, 10, 15 y 20 años

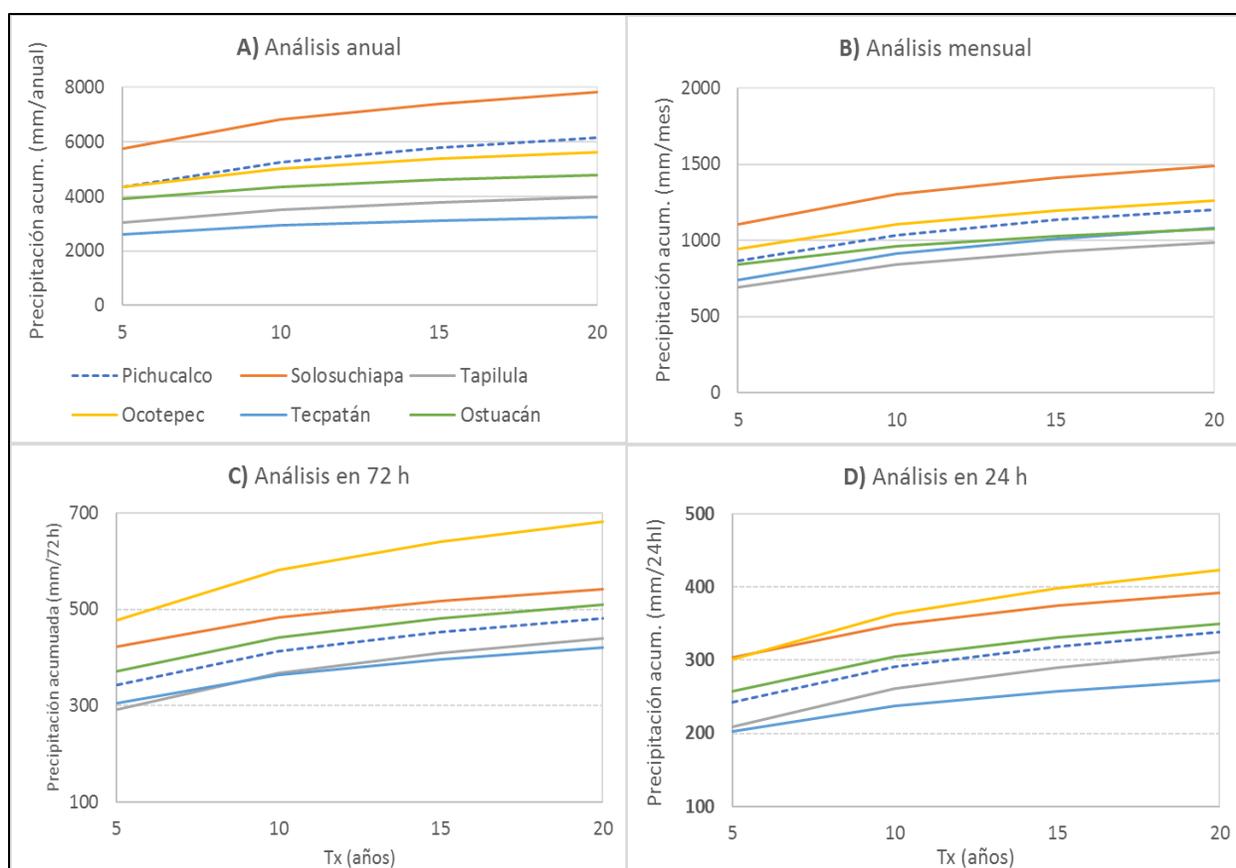
El análisis realizado en la sección 6.2, permitió calcular los periodos de retorno ( $T_x$ ) para 5, 10, 15 y 20 años de las seis estaciones climatológicas, bajo el mismo esquema: anual, mensual, en 72 y 24 horas. La Fig. VI-11, muestra las tendencias de precipitación que se esperan en los periodos de retorno mencionados anteriormente.

Sin embargo, debido a que las estaciones climatológicas se encuentran distribuidas espacialmente en un rango máximo de 35 km (desde el cráter del volcán Chichón), se decidió obtener un promedio de los valores de precipitación para tres estaciones que son las más próximas al volcán, las cuales corresponden a: Pichualco, Ostuacán y Ocotepc (20, 24, 16 km, respectivamente). Esta información será empleada en las simulaciones de lluvia-escurrimiento para conocer la capacidad de cada microcuenca.

En este sentido, para el análisis de precipitación acumulada anual (A), el promedio de las tres estaciones indica que: para un  $T_x$  de 5 años se esperan 4,200 mm, mientras que para un  $T_x$  de

10 y 15 años son 4,800 y 5,200 mm (respectivamente), por último, para un Tx de 20 años correspondería a 5,500 mm. En el caso de las precipitaciones acumuladas mensuales (B), se generarían 884, 1,034, 1,118 y 1,178 mm (Tx de 5, 10, 15 y 20 años respectivamente).

No obstante, es importante hacer énfasis en la cantidad de precipitación que puede generarse tanto en 72 y 24 horas, las cuales permite entender mejor la dinámica de lluvias-escurrimientos en las microcuencas. En el caso de la precipitación en 72 horas (C), para un Tx de 5 años se generarían lluvias de 396 mm, mientras que para un Tx de 10 y 15 años habría 478 y 525 mm (respectivamente), y para un Tx de 20 se esperarían 557 mm. Por el contrario, para las lluvias acumuladas en 24 horas, se esperarían 266, 319, 349 y 370 mm (Tx de 5, 10, 15 y 20 años respectivamente).



**Figura VI-11** Periodos de retorno para las estaciones climatológicas del volcán Chichón, con base en la distribución de Gumbel.

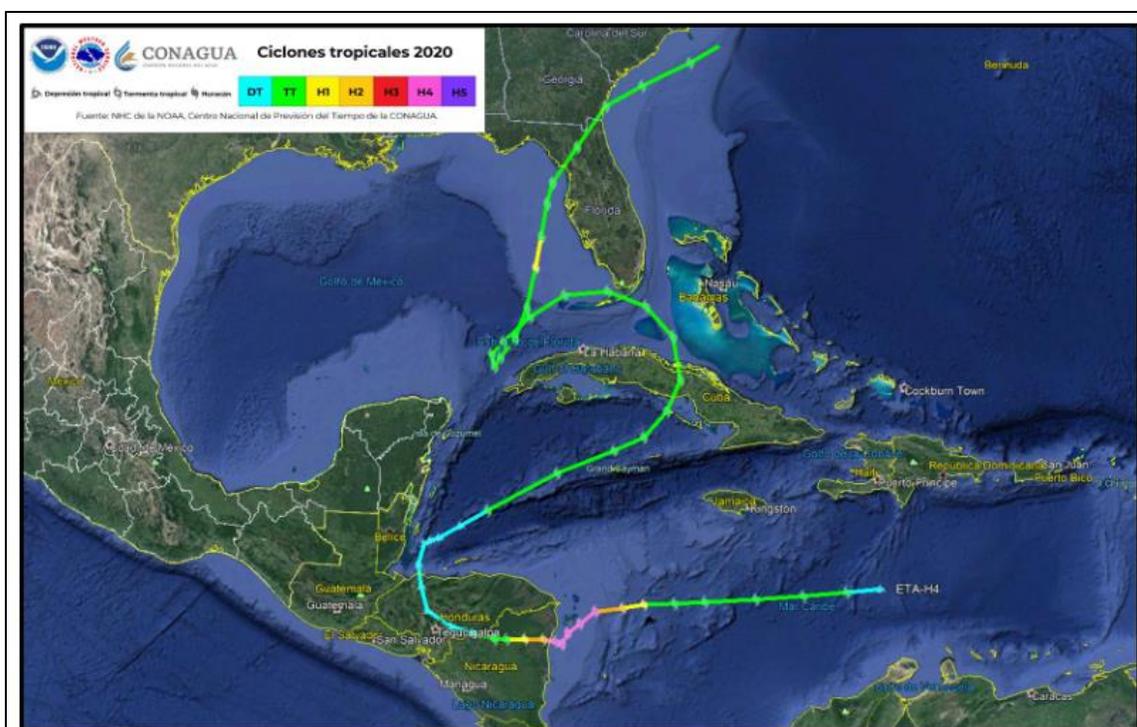
#### 6.4 Análisis de lluvias asociadas al huracán Eta

Antes de analizar las precipitaciones asociadas al huracán Eta en el área de estudio, es importante mencionar el desarrollo y la trayectoria que tuvo este huracán (Fig. VI -12), para ello se recurrió a los reportes oficiales emitidos por CONAGUA (2020) y la NHC (2021).

El 31 de octubre de 2020 a las 15:00 horas (tiempo del centro de México), se formó en el Mar Caribe, la Depresión Tropical “Veintinueve”, la cual se transformó en la tormenta tropical “Eta” (en tan solo seis horas de haberse formado) con vientos sostenidos de 65 km/h y rachas de 85 km/h. Debido a las condiciones favorables que encontró Eta para su desarrollo ciclónico, esta se intensificó a huracán categoría 1, el día 2 de noviembre a las 3:00 horas, con vientos máximos sostenidos de 120 km/h y rachas de 150 km/h a una distancia de 250 km al este de Cabo Gracias a Dios, Honduras (frontera con Nicaragua) y a 845 km al E-SE de Puerto Costa Maya, Quintana Roo, México. Eta siguió fortaleciéndose y a las 21:00 horas, cuando se encontraba a 75 km al este de Puerto Cabezas, Nicaragua, alcanzó su mayor fuerza como huracán categoría 4 con vientos máximos sostenidos de 240 km/h y rachas de 295 km/h.

El 03 de noviembre a las 15:00 horas, Eta tocó tierra en la costa de Nicaragua, como huracán de categoría 4, con vientos máximos sostenidos de 220 km/h y rachas de 270 km/h y con bandas nubosas que cubrían Centroamérica y el sureste de México. El 04 de noviembre a las 3:00 horas se degradó a tormenta tropical con vientos máximos sostenidos de 110 km/h y rachas de 140 km/h a 140 km al W-SW de Puerto Cabezas, Nicaragua. Posteriormente, a las 18:00 horas del mismo día, se degradó a depresión tropical sobre el territorio de Honduras con vientos máximos sostenidos de 55 km/h a 115 km al este de Tegucigalpa, Honduras.

El 05 de noviembre se desplazaba hacia el NE sobre el Mar Caribe y debido a la influencia de sistemas de alta presión, Eta volvió a desarrollarse como tormenta tropical (por segunda vez en su trayectoria), después de salir por la costa norte de Cuba, empezó a cambiar su rumbo y pasó sobre la región de Los Cayos, Florida. El día 11 de noviembre a las 09:00, se intensificó a huracán de categoría 1 que mantuvo por tres horas, ya que a las 12:00 nuevamente se debilitó a tormenta tropical con vientos máximos sostenidos de 110 km/h. Finalmente, el 12 de noviembre, la tormenta tropical Eta, tocó tierra en la costa occidental de la Florida, cruzó por el norte y salió al mar por la costa sureste de Georgia.

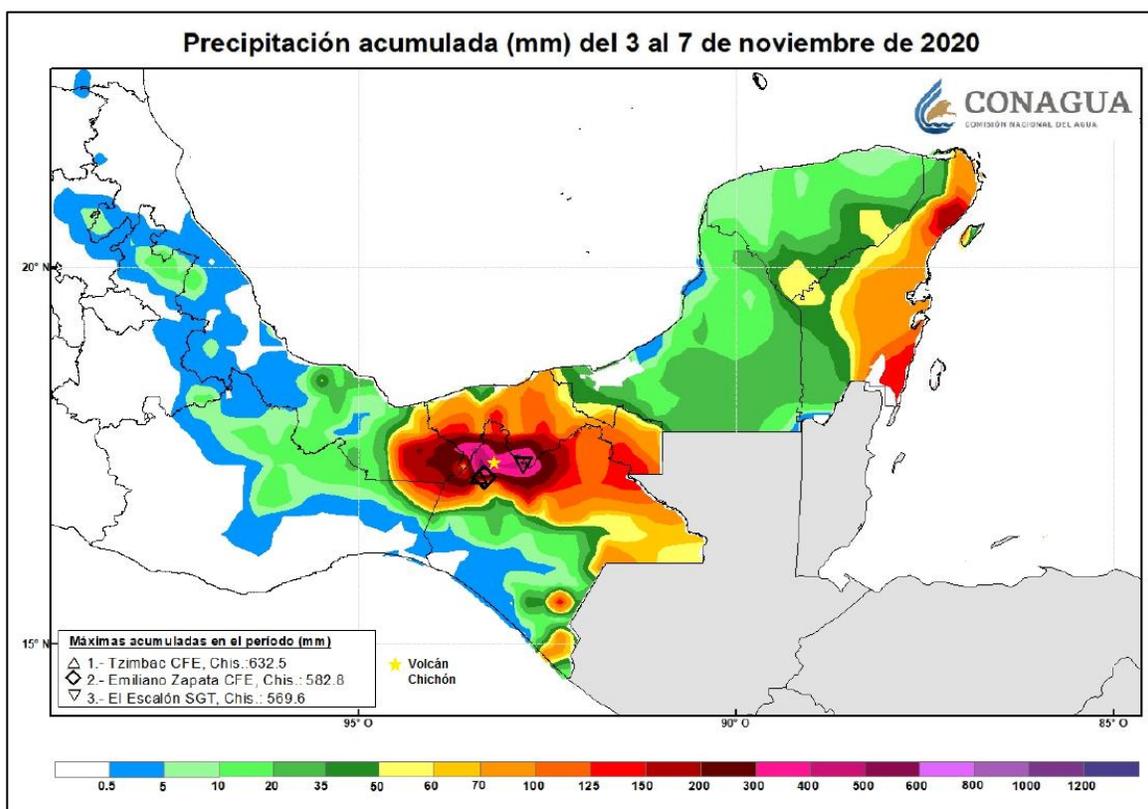


**Figura VI-12** Trayectoria asociada al huracán Eta del Océano Atlántico (CONAGUA, 2020)

#### 6.4.1 Lluvias en la región del volcán Chichón

Una vez que se conoce de manera general el desarrollo del huracán Eta, se analiza las lluvias asociadas a este ciclón tropical en el volcán Chichón. La Fig. VI-13, muestra la precipitación acumulada que se registró para el sureste de México del 03 al 07 de noviembre, la cual estuvo asociada a Eta, pero como tormenta tropical y no como huracán. En este sentido, las estaciones Tzimbac, Emiliano Zapata y El Escalón (de Comisión Federal de Electricidad) reportaron un acumulado en el periodo mencionado de: 632.5, 582.8 y 569.6 mm (respectivamente).

Sin embargo, para conocer de forma puntual la precipitación sobre el volcán Chichón, se optó por analizar los datos de lluvia de la estación Sayula la cual registra el gasto sobre el río Magdalena que drena hacia la presa Peñitas (ubicada a 17 km desde el cráter del Chichón). Esta estación registró del 04-06 de noviembre un acumulado de 520 mm, valor que está asociado a un periodo de retorno de 20 años (con base en el análisis histórico de la estación Ostucacán); este dato será empleado en las simulaciones de lluvia.



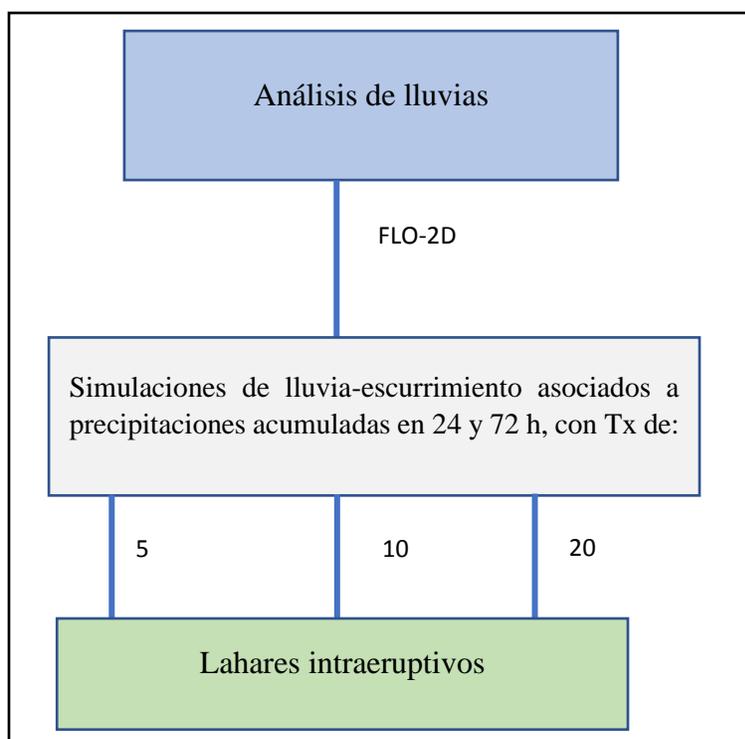
**Figura VI-13** Precipitación acumulada asociada al huracán Eta (CONAGUA, 2020)

## VII. Simulaciones numéricas

La dinámica espacial y temporal de los lahares los convierte en sistemas complejos que son difíciles de modelar por la reología que está implícita en ellos. Sin embargo, se han propuesto diversos modelos que permitan evaluar el peligro relacionado con este fenómeno. Estos modelos, se han desarrollado desde ecuaciones semi-empíricas, como LAHARZ (Schilling, 1998), hasta modelos computacionales que involucran la simulación de flujos bifásicos, como TITAN Two-phase (Córdoba et al., 2010) o FLO-2D (O'Brian et al., 1993). En particular, el código FLO-2D permite modificar parámetros físicos y dinámicos del flujo, incluyendo propiedades reológicas del fluido y concentración de sedimentos de la mezcla (Caballero et al., 2017).

No obstante, la aplicación de modelos más complejos requiere de una mayor cantidad de parámetros de entrada, que deben ser calibrados con base en eventos recientes o registros del pasado, para tener una mayor confiabilidad en los resultados. En este sentido, el código numérico que se empleará en este trabajo es FLO-2D, que ha sido aplicado y validado satisfactoriamente en diversos volcanes de México, como en el Popocatepetl (Caballero y Capra, 2014; Martin Del Pozzo et al., 2017), volcán de Colima (Caballero et al., 2017) y Ceboruco (Ferrés et al., 2019; Sieron et al., 2019).

El código numérico FLO-2D, permite simular diversos aspectos hidrológicos, incluyendo el de infiltración-escorrimento de lluvia, así como procesos superficiales de escurrimiento de agua, y mezcla de agua y sedimentos. En esta sección, se establece el esquema metodológico a desarrollar (Fig. VII-1), así como los fundamentos de FLO-2D y la rutina para poder simular procesos de lluvia-escorrimento, con el fin de conocer la capacidad de descarga de cada microcuenca.



**Figura VII-1** Esquema metodológico para el análisis de lahares.

### 7.1 Código numérico FLO-2D

El código numérico FLO-2D (O'Brien et al., 1993), es un modelo de ruteo de inundaciones que simula flujos superficiales sobre una topografía compleja, a través de la resolución de la ecuación de onda dinámica completa. El software se basa en el modelo de flujo somero, considerando ecuaciones constitutivas de continuidad y movimiento en un esquema de diferencias finitas centrales, considerando la conservación de volumen. Las ecuaciones de continuidad y movimiento (Ec. 5 y 6, respectivamente), se resuelven en ocho direcciones principales (N, NE, E, SE, S, SW, W, NW), las cuales se ejecutan a través de cada uno de los bordes de los elementos de una malla computacional, en una dirección, en un tiempo específico y resolviéndose de manera independiente unas de otras (O'Brien, 1993, 2019). La resolución de estas ecuaciones permite simular: 1) la trayectoria del flujo, 2) el área de inundación, 3) las profundidades del flujo, 4) la velocidad del flujo, entre otros parámetros.

La ecuación de continuidad (Ec. 5) es un caso particular de la ecuación de conservación de la masa, en donde:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial hv}{\partial x} = i \dots \dots \dots \text{Ec. 5}$$

$h$ = profundidad del fluido (m)

$v$ = velocidad promedio en profundidad del fluido en ocho direcciones de desplazamiento  $x$  (m/s)

$t$ = tiempo

$i$ = intensidad de la lluvia

Mientras que la ecuación de movimiento (Ec. 6) en dirección  $x$ , se describe en términos adimensionales a partir de la pendiente de fricción o fuerza de fricción (variable dependiente), en donde:

$$S_f = S_0 - \frac{\partial h}{\partial x} - \frac{v}{g} \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t} \dots \dots \dots \text{Ec. 6}$$

$S_f$ = Componente de la pendiente de fricción del fondo (basado en la ecuación de Manning)

$S_0$  =Pendiente del lecho (grados)

$\frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t}$  = Aceleración local, siendo,  $g$ = aceleración de la gravedad y  $t$ = tiempo.

$\frac{v}{g} \frac{\partial v}{\partial x}$  = Aceleración convectiva

$\frac{\partial h}{\partial x}$  = Gradiente de presión

### 7.1.1 Solución del algoritmo

La solución a la forma diferencial de las ecuaciones de continuidad y momento resulta de una representación discreta de la ecuación cuando se aplica en un solo punto. Los esquemas explícitos son fáciles de formular, pero usualmente se limitan a pequeños intervalos de tiempo por más estrictos que sean los criterios de estabilidad numérica. Las soluciones de diferencias finitas pueden requerir grandes ejecuciones computacionales para simular ondas de inundación de aumento pronunciado o de muy lento, canales con secciones transversales altamente variables, cambios abruptos en la pendiente, flujo dividido y áreas de flujo estancado. La atenuación de la onda de inundación representa la interacción de los términos de fricción y pendiente del lecho con el

gradiente de presión difusiva. El modelo no tiene la capacidad de simular ondas de choque, flujos que varían rápidamente o saltos hidráulicos, y estas discontinuidades se representan en el perfil del flujo de forma suavizada con base en el cálculo del modelo (O'Brian, 2019).

A manera de resumen, la solución del algoritmo incorpora los siguientes pasos (O'Brian, 2019):

- 1) Para la ubicación de una dirección de flujo, se calcula a cada uno de los elementos de la cuadrícula, la geometría promedio del flujo, la pendiente, la rugosidad (número de Manning).
- 2) Se asigna la profundidad del flujo a partir del volumen inicial definido en una de las celdas ( $dx^i$ ), el cual surge de una curva hidrográfica, un volumen de entrada. De acuerdo con este primer valor de la profundidad del flujo, se estima el siguiente valor ( $i+1$ ) para cada una de las ocho celdas con las que colinda, promediando ambos elementos en la cuadrícula computacional.

$$d_x^{i+1} = d_x^i + d_{x+1}^i \dots \dots \dots \text{Ec. 7}$$

- 3) A partir de la ecuación de movimiento (Ec. 6), se realiza un primer cálculo de la velocidad, la cual se emplea como base para permitir resolver la ecuación de movimiento por el método de Newton-Raphson (James et al., 1977). Es importante mencionar que, para los flujos de lodo, de escombros e hiperconcentrados, los cálculos de la velocidad incluyen términos adicionales de viscosidad y límite elástico.
- 4) Posteriormente, se calcula la descarga ( $Q$ ) en el borde de cada uno de los elementos, multiplicando la velocidad por el área transversal del terreno. A su vez, el incremento en la descarga se calcula a partir de la sumatoria de las descargas en las ocho direcciones (Ec. 8) (o aguas arriba y elementos del canal aguas abajo).

$$\sum Qi_x^{i+1} = Q_n + Q_e + Q_s + Q_\omega + Q_{NE} + Q_{SE} + Q_{SW} + Q_{NW} \dots \dots \dots \text{Ec. 8}$$

- 5) Después, se comprueban los criterios de estabilidad numérica para la nueva profundidad de flujo. Si el número de Courant se excede al criterio de estabilidad, el paso de tiempo se reduce al número de Courant calculado al paso de tiempo, todos los cálculos de pasos de tiempo previos se descartan y los cálculos de velocidad comienzan de nuevo con la primera dirección de flujo computacional.

- 6) La simulación avanza con pasos de tiempo crecientes utilizando un algoritmo de paso de tiempo hasta que se exceden nuevamente los criterios de estabilidad.

### 7.1.2 Variabilidad en parámetros de entrada

FLO-2D necesita además diversos parámetros (input) que especifiquen las características del flujo a modelar, en este sentido, los datos de entrada necesarios comprenden:

- a) Modelos Digitales de Elevación (DEM). El cual representa la topografía del área de estudio y dependiendo de la resolución del DEM será el tamaño de la malla computacional sobre la cual el software efectúa el cálculo y resolución de ecuaciones.
- b) Curva hidrográfica. Permite representar la variación en el tiempo de la lluvia o de un flujo. Para el caso de un evento de lluvia, las variaciones en la curva están relacionada con cambios en la intensidad, y en caso de un flujo, en el cambio de la descarga. La construcción de este elemento puede lograrse a través del uso de mediciones directas (Estaciones Meteorológicas Automáticas, EMA; o con sensores sísmicos en caso de flujos), o curvas teóricas para eventos de lluvias característicos (Capra et al., 2018).
- c) Una matriz de coeficientes de rugosidad ( $n$  de Manning). Este elemento representa la resistencia a fluir para los flujos, el cual depende de la rugosidad de la superficie topográfica, que a su vez está condicionada por el tipo de substrato natural o antrópico (vegetación natural, suelo, concreto, etc.). Para definir este valor, se han realizado cálculos en diferentes substratos de manera empírica, su especificación dependerá de las condiciones del área de estudio (Tabla 11) (O'Brien y Julien, 1988).

**Tabla 11.** Valores empíricos para el coeficiente de Manning (O'Brien, 2019).

Superficie	Número de Manning <sup>2</sup>
Césped denso	0.17-0.80
Vegetación densa	0.17-0.48
Pastizales, arbustos y lechos boscosos	0.30-0.40
Césped promedio	0.20-0.40

<sup>2</sup> Tomado de COE, HEC-1 Manual, 1990 y COE, Technical Engineering and Design Guide, No. 19, 1997.

Superficies ásperas con poco césped	0.20-0.30
Campos agrícolas con cobertura vegetal	0.17-0.47
Campos en barbecho	0.08-0.12
Vegetación escasa	0.05-0.13
Asfalto o concreto	0.02-0.05

- d) Resistencia al flujo laminar (K). Un flujo es laminar si las fuerzas viscosas son muy fuertes en relación con las fuerzas inerciales. Para los flujos laminares y en transición, la turbulencia se suprime y el parámetro de resistencia al flujo laminar (K) adquiere importancia. El valor de este parámetro depende de las características de los canales y la rugosidad, O'Brien (2019) proporciona valores en el manual de referencia de FLO-2D (Tabla 12).

**Tabla 12.** Valores de la resistencia al flujo laminar (K) (O'Brien, 2019)

Superficie	Rango de $K^2$
Concreto/asfalto	24-108
Arena descubierta	30-120
Superficie graduada	90-400
Arcilla descubierta- suelo franco erosionado	100-500
Vegetación escasa	1,000-4,000
Hierba de pradera corta	3,000-10,000
Césped de hierba azul	7,000-50,000
<sup>2</sup> Woolhiser (1975)	

- e) Número de Froude (F). Es una cantidad adimensional que representa la relación entre las fuerzas inerciales y las gravitacionales. Este parámetro define el régimen del flujo, donde: si es menor a 1 indica que es subcrítico, mayor a 1 que es supercrítico y valores de 1 indican que el flujo es crítico. En FLO-2D, el F, puede especificarse para el flujo por tierra (overland flow), el flujo de canal (channel flow) y el flujo de calle (streetflow). Además, los números de Froude pueden especificarse para ajustar la relación entre el área de flujo, la pendiente y los valores n de Manning (O'Brien, 2019).

f) Parámetros reológicos ( $\alpha$  y  $\beta$ ). Los coeficientes reológicos ( $\alpha$  y  $\beta$ ) relacionan el límite elástico ( $\text{dinas/cm}^2$ ) y la viscosidad (poises) con la concentración de sedimentos, representan uno de los parámetros más sensibles que puede afectar la confiabilidad en los resultados de las simulaciones, por lo que es necesario realizar análisis granulométricos de los depósitos o retomar valores obtenidos mediante experimentos. En este sentido, O'Brien y Julien (1988) obtuvieron relaciones con coeficientes empíricos definidos en laboratorio junto con datos de campo (Tabla 13).

**Tabla 13.** Parámetros reológicos de viscosidad y límite elástico como una función de la concentración de sedimento (O'Brien, 2019)

Fuente	Límite elástico		Viscosidad	
	$\alpha$	B	$\alpha$	$\beta$
Datos de campo				
Aspen Pit 1	0.181	25.7	0.0360	22.1
Aspen Pit 2	2.72	10.4	0.0538	14.5
Aspen Natural Soil	0.152	18.7	0.00136	28.4
Aspen Mine Fill	0.0473	21.1	0.128	12.0
Aspen Watershed	0.0383	19.6	0.000495	27.1
Aspen Mine Source Area	0.291	14.3	0.000201	33.1
Glenwood 1	0.0345	20.1	0.00283	23.0
Glenwood 2	0.0765	16.9	0.0648	6.20
Glenwood 3	0.000707	29.8	0.00632	19.9
Glenwood 4	0.00172	29.5	0.0006002	33.1

### 7.1.3 Simulación de lluvia-escurrimiento

El primer parámetro de entrada para efectuar las simulaciones de lluvia-escurrimiento, corresponde a la topografía, en donde se define el tamaño de la malla computacional. EL DEM empleado corresponde a una resolución de 5 m/píxel que fue re muestreado a 10 m/píxel con el cual se definió un grid de 20 m para la ejecución de estas simulaciones.

Una vez definido el dominio de trabajo, es necesario ingresar una curva hidrográfica, la cual establece la variación de lluvia en el tiempo, además de definir el total de lluvia acumulada. Este valor fue obtenido a partir del análisis de periodos de retorno (Capítulo 6.3), sin embargo,

debido a la distribución espacial de las estaciones climatológicas, se decidió obtener un promedio de las precipitaciones (acumuladas en 72 y 24 h) de las tres estaciones más próximas al volcán Chichón (Ostuacán, Pichucalco y Ocotepec). Con base en el análisis realizado, se definieron tres escenarios (Tabla 14): A) Lluvias acumuladas en 24 horas de 250, 300 y 350 mm (Tx 5, 10 y 20 años, respectivamente), con tiempos de simulación de 45, 50 y 55 horas (respectivamente); B) lluvias acumuladas en 72 horas de 370, 490 y 520 mm (Tx 5, 10 y 20 años, respectivamente), con tiempos de simulación de 55 horas; C) lluvias asociadas al huracán Eta con un acumulado de 500 mm en 72 horas (55 horas de simulación).

La variación de la lluvia a través del tiempo es introducida mediante una curva de descarga (porcentaje acumulado vs tiempo), la cual es conocida de forma directa mediante una EMA, que permite cuantificar la lluvia cada cierto intervalo de tiempo (usualmente cada 10 minutos), sin embargo, en la zona de estudio los datos son cada 24 horas y este parámetro suele estar limitado. Por lo que el presente estudio, toma curvas hidrográficas de referencia definidas con base en los huracanes Manuel y Patricia (Capra et al., 2018), cuya cantidad y duración de lluvia acumulada es bastante similar.

**Tabla 14.** Escenarios de precipitación en el volcán Chichón

Tx (años)	Escenario A (24 h)	Escenario B (72 h)	Escenario C: Huracán Eta
	Precipitación (mm)		
5	250*	370**	
10	300*	450**	500**
20	350^	520**	

\* Huracán Manuel, \*\* Huracán Patricia, ^ Promedio M-P (Capra et al., 2018)

Para conocer la capacidad que puede contener cada una de las 33 microcuenca del volcán Chichón, fue necesario definir puntos de salida en cada zona de drenaje (Fig. VII-2), considerando dos escenarios: 1) sin efectos de infiltración, 2) con efectos infiltración. El efecto de la infiltración en el modelo de lluvia-escurrimiento es esencial, sin embargo, debido a que no existe una linealidad entre la cantidad de precipitación y la esorrentía, es necesario emplear aproximaciones empíricas que permitan estimar el potencial de infiltración. Para lograr esta estimación, el modelo FLO-2D permite agregar este parámetro hidrológico a través de dos métodos (número de curva y

Green-Ampt), en este análisis la opción empleada fue el Número de Curva (NC), el cual establece una relación con base en las características del suelo (principalmente textura) y el tipo de uso de suelo y vegetación. De acuerdo con Chong y Teng (1986), así como de Grimaldi y colaboradores (2013), este valor varía de 0 a 100, a mayor valor, menor es la capacidad de infiltración, la asignación de estos valores se puede realizar a través de un NC global para toda el área de estudio o considerando polígonos específicos. Particularmente, se optó asignarlos por cada tipo de USVE (Tabla 15), considerando que la información vectorial de los suelos del INEGI (2007) es regional (serie II, escala 1:250,000) para la zona de estudio (textura franco arcillosa-franco arenosa). Las curvas de descargas obtenidas serán empleadas como parámetro para simular flujos con concentración de sedimentos y establecer relaciones reales en la cantidad de agua que puede contener cada microcuenca.

**Tabla 15.** Número de curva por tipo de USVE

USVE	Valor CN
Selva alta perennifolia (SAP)	80
Vegetación secundaria arbórea (VSA/SAP)	85
Vegetación secundaria arbustiva (VSa/SAP)	80
Pastizal cultivado (PC)	75
Pastizal inducido (PI)	75
Desprovisto de vegetación (DV)	90
Cuerpos de agua (CA)	0



**Figura VII-2** Área de simulación de escenarios de lluvia-escorrento

#### 7.1.4 Simulación de flujos de agua mezclados con sedimentos

FLO-2D, se encarga de predecir el movimiento de un fluido viscoso en función de la concentración de sedimentos (Caballero y Capra, 2014). Esta concentración se define como la relación entre el volumen de sedimento y el volumen de agua (O'Brien, 2019)

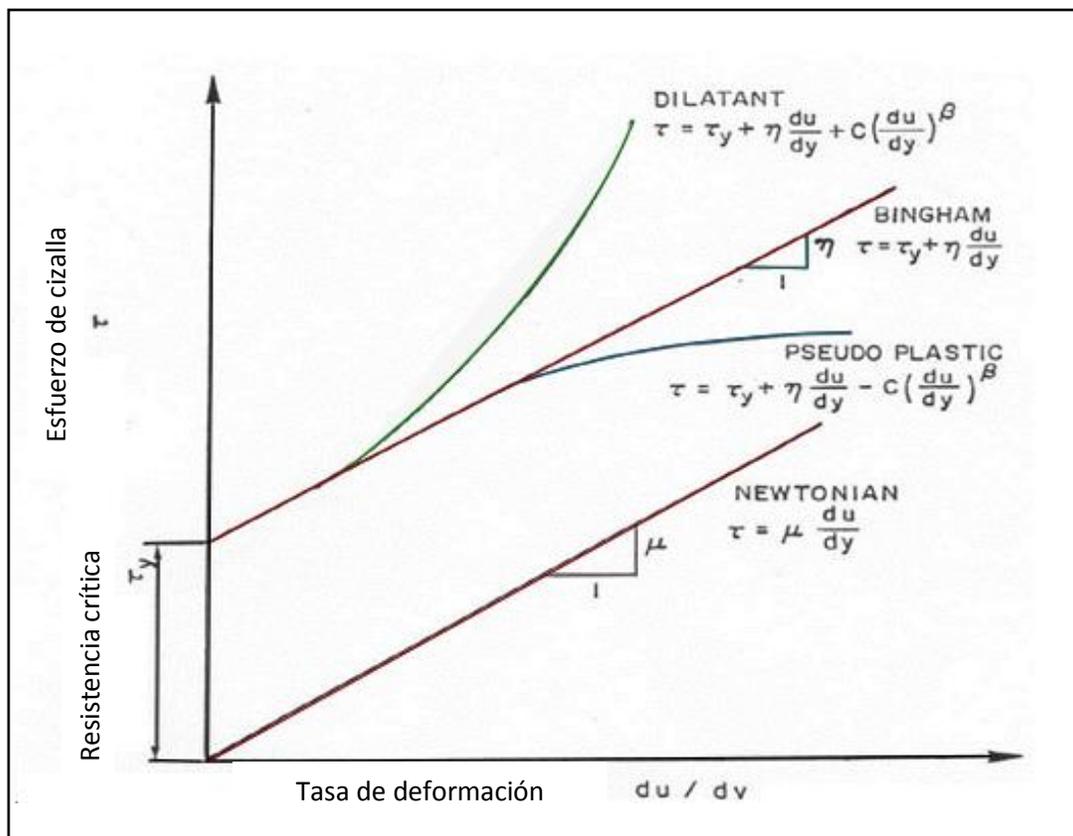
$$C_v = \frac{\text{Vol. sedimento}}{\text{Vol. agua} + \text{Vol. sedimento}} \dots \text{Ec. 9}$$

El Comité del Consejo Nacional de Investigación (NRCC, por sus siglas en inglés), propuso en 1982 cuatro categorías que establecen para determinar procesos físicos que gobiernan el comportamiento de la mezcla agua-sedimento ( $C_v$ ), los cuales son: 1) inundaciones de agua (water floods); 2) inundaciones de lodo (mud floods); 3) flujos de lodo (mudflows); 4) deslizamientos (landslides). En la Tabla 16, se establecen los valores de  $C_v$  en función de cada uno de los tipos de flujo, tanto en volumen, como en peso.

**Tabla 16.** Tipos de flujo en función de la concentración de sedimentos (O'Brien, 2019)

Tipo de flujo	Concentración de sedimentos		Características del flujo
	Por volumen	Por peso	
Landslide	0.65-0.80	0.83-0.91	Falla por deslizamiento de bloque, no fluye.
	0.55-0.65	0.76-0.83	Falla por deslizamiento del bloque con deformación interna durante el deslizamiento
Mudflow	0.48-0.55	0.72-0.76	Flujo de lodo sostenido de fluencia lenta: deformación plástica bajo su propio peso, cohesivo.
	0.45-0.48	0.69-0.72	Flujo esparcido en superficie plana, cohesivo y con algo de mezcla.
Mud flood	0.40-0.45	0.65-0.69	El flujo se mezcla fácilmente, muestra propiedades del fluido en deformación y se extiende sobre una superficie horizontal, pero mantiene una superficie fluida inclinada.
	0.35-0.40	0.59-0.65	Configuración marcada de gravas y cantos rodados, esparcimiento casi completo sobre la superficie horizontal, con la aparición de una superficie líquida con dos fases fluidas.
	0.30-0.35	0.54-0.59	Separación del agua en la superficie, las olas viajan con facilidad, la mayor parte de la arena y la grava se han asentado y se mueve como carga de fondo.
	0.20-0.30	0.41-0.54	Acción de onda distinta, todas las partículas descansan sobre el lecho en condición de fluido inactivo.
Water flood	<0.20	<0.41	Inundación de agua con carga suspendida y de fondo convencional.

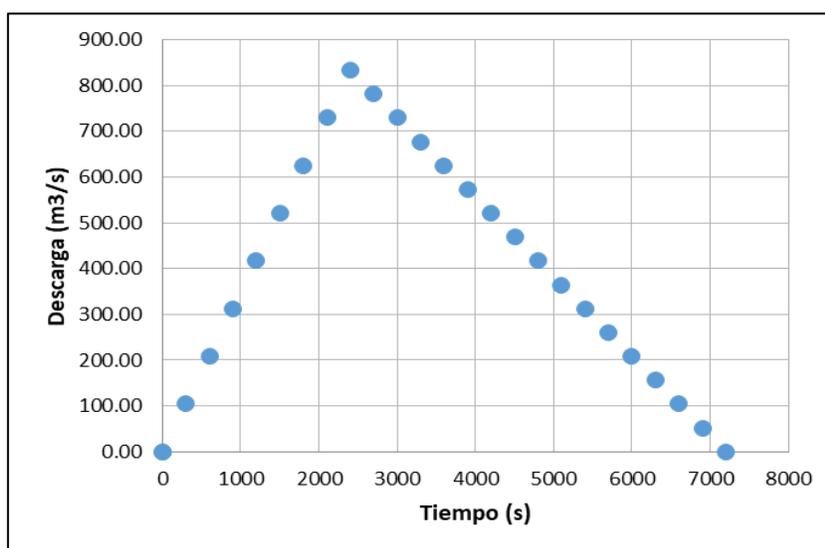
Los flujos de escombros e hiperconcentrados (60-90 y 20-60% en volumen, respectivamente) (Vallance y Scott, 1997), se pueden simular mediante un modelo de esfuerzo cuadrático (Fig. VII-3) que incluye: a) esfuerzo de corte de Mohr-Coulomb ( $\tau_{mc}$ ), b) esfuerzo de resistencia crítica ( $\tau_c$ ), c) esfuerzo de corte viscoso ( $\tau_v$  ( $dv/dy$ )), d) esfuerzo de corte turbulento ( $\tau_t$ ), e) esfuerzo de corte dispersivo ( $\tau_d$ ). Los dos primeros términos de esfuerzo en el modelo reológico cuadrático se denominan esfuerzos de corte tipo Bingham (O'Brien, 2019).



**Figura VII-3** Esfuerzo de corte como función de la tasa de deformación para modelos de deformación de fluidos (Modificado de O'Brien, 2019).

Sin embargo, para establecer concentraciones de sedimentos es necesario analizar las características texturales y granulométricas de los depósitos, así como registros de geófonos y cámaras de video (en sitios donde existe instrumentación para el monitoreo de lahares, como en el volcán de Colima y Popocatepetl) (Caballero et al., 2017). No obstante, para casos como el volcán Chichón, es necesario conocer la cantidad de material de flujos modernos (lahares intraeruptivos), y establecer una relación adecuada con la cantidad de sedimento-agua.

Un elemento esencial para simular estos flujos es el comportamiento de los hidrogramas o hidrógrafa, los cuales han sido desarrolladas por diversos autores (Fairchild, 1987; Caruso y Pareschi, 1993; Iverson et al., 1998; Caballero et al., 2017). Ellos sugieren una geometría triangular, la cual permite representar las fases de crecimiento y decrecimiento del flujo y de un pico máximo de descarga. El hidrograma (Fig. VII-4) que requiere el código numérico se compone de: 1) tiempo, 2) descarga máxima y 3) concentración de sedimentos. Sin embargo, para el presente trabajo se utilizaron hidrogramas obtenidos a partir de las simulaciones de lluvia-escurrimiento como se describirá más adelante.



**Figura VII-4** Ejemplo de un hidrograma simplificado

Finalmente, los parámetros de entrada necesarios para las simulaciones se describen en la Tabla 17, los cuales fueron definidos con base en los trabajos realizados por diversos autores (Worni et al., 2012; Caballero et al., 2017; Capra et al., 2018; Ferrés et al., 2019).

**Tabla 17.** Datos de entrada para simulaciones de lahares

Parámetro	Valor
N de Manning	0.06
K	2,000
F	0.9
Parámetros reológicos	Glenwood 2

## VIII. Resultados

### 8.1 Simulaciones de lluvia-escorrimento en el volcán Chichón

Se ejecutaron 14 simulaciones de lluvia-escorrimento en las microcuencas del volcán Chichón, siete con el efecto de la infiltración y siete sin infiltración; bajo los escenarios climáticos descritos anteriormente (Escenario A, B y C, sección 7.1.3). A continuación, se describen cada uno de los resultados obtenidos, con el fin de conocer la capacidad de descarga de cada microcuenca.

#### 8.1.1 Simulaciones bajo el escenario A (Lluvia acumulada en 24 h)

En la Tabla 18, se presentan los volúmenes de agua que puede descargar cada microcuenca, diferenciando entre las simulaciones con infiltración (INF) y las que no toman en cuenta este parámetro. Para los periodos de retorno de 5 años, existe en promedio (para las 33 microcuencas) una diferencia de  $4.1 \times 10^5 \text{ m}^3$  entre las simulaciones sin y con el parámetro de infiltración. Mientras que para el Tx de 10 años esta diferencia es de  $9.5 \times 10^5 \text{ m}^3$  y de  $6.4 \times 10^5 \text{ m}^3$  para 20 años.

Las diferencias de infiltración encontradas en este escenario no reflejan un aumento progresivo en función de la cantidad de precipitación simulada (250 a 350 mm, Tx 5 a 20 años), esto se debe a que las curvas de precipitación empleadas (huracán Manuel y el promedio de Manuel-Patricia) difieren en la intensidad de la lluvia, lo que refleja tiempos diferentes en los que puede ocurrir la infiltración.

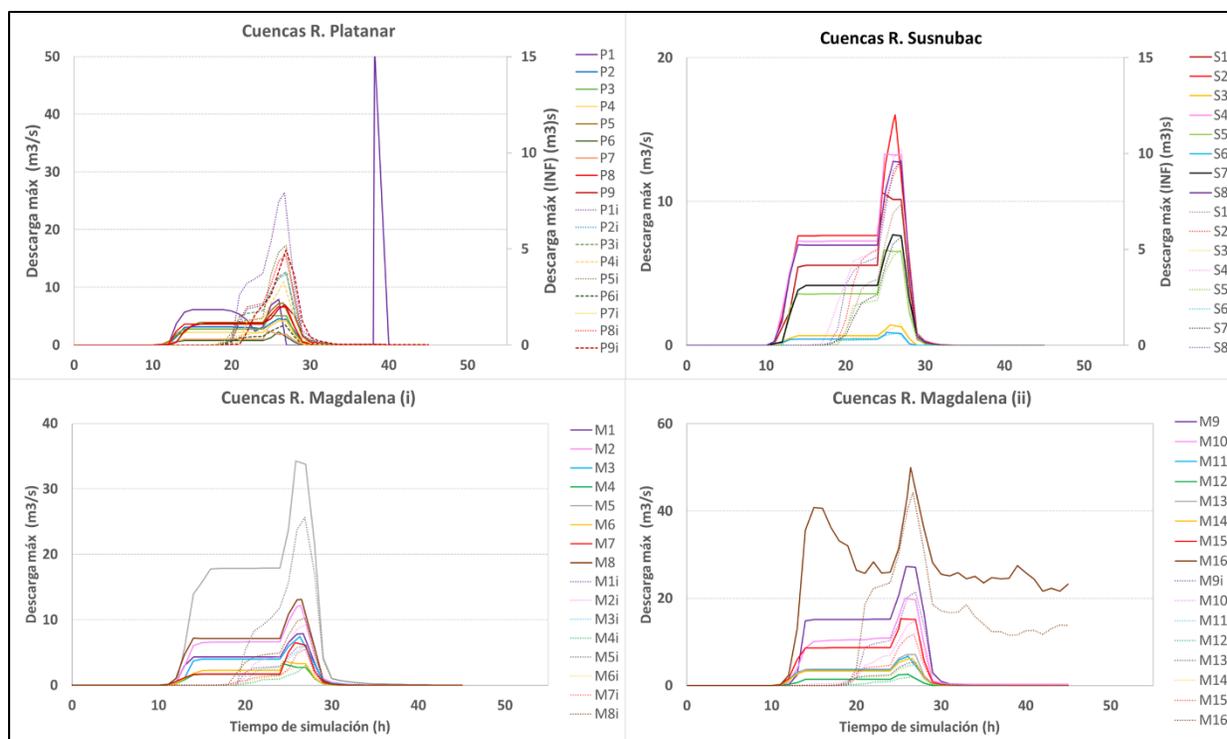
**Tabla 18.** Volúmenes asociados a las simulaciones de lluvia del escenario A.

Microcuenca	Escenario A (precipitación acumulada en 24 h)					
	Cantidad de volumen (m3) asociado a cada periodo de retorno					
	Tx 5	Tx 5 INF	Tx 10	Tx 10 INF	Tx 20	Tx 20 INF
P1	2.88E+06	3.58E+05	5.59E+06	1.03E+06	9.60E+06	2.49E+06
P2	1.86E+05	7.32E+04	3.85E+05	1.02E+05	1.20E+06	1.38E+05
P3	1.80E+05	7.08E+04	2.22E+05	1.03E+05	2.63E+05	1.37E+05
P4	1.40E+05	5.09E+04	1.74E+05	7.66E+04	2.08E+05	1.04E+05
P5	2.46E+05	8.35E+04	3.05E+05	1.28E+05	3.64E+05	1.74E+05
P6	5.00E+04	1.79E+04	6.14E+04	2.63E+04	7.27E+04	3.52E+04
P7	6.62E+04	2.60E+04	8.14E+04	3.76E+04	9.66E+04	4.99E+04
P8	2.33E+05	8.29E+04	2.87E+05	1.23E+05	3.41E+05	1.65E+05
P9	2.38E+05	7.72E+04	2.94E+05	1.19E+05	3.51E+05	1.63E+05
S1	3.55E+05	1.29E+05	4.37E+05	1.91E+05	5.20E+05	2.57E+05
S2	5.09E+05	1.80E+05	6.13E+05	2.80E+05	7.15E+05	3.75E+05

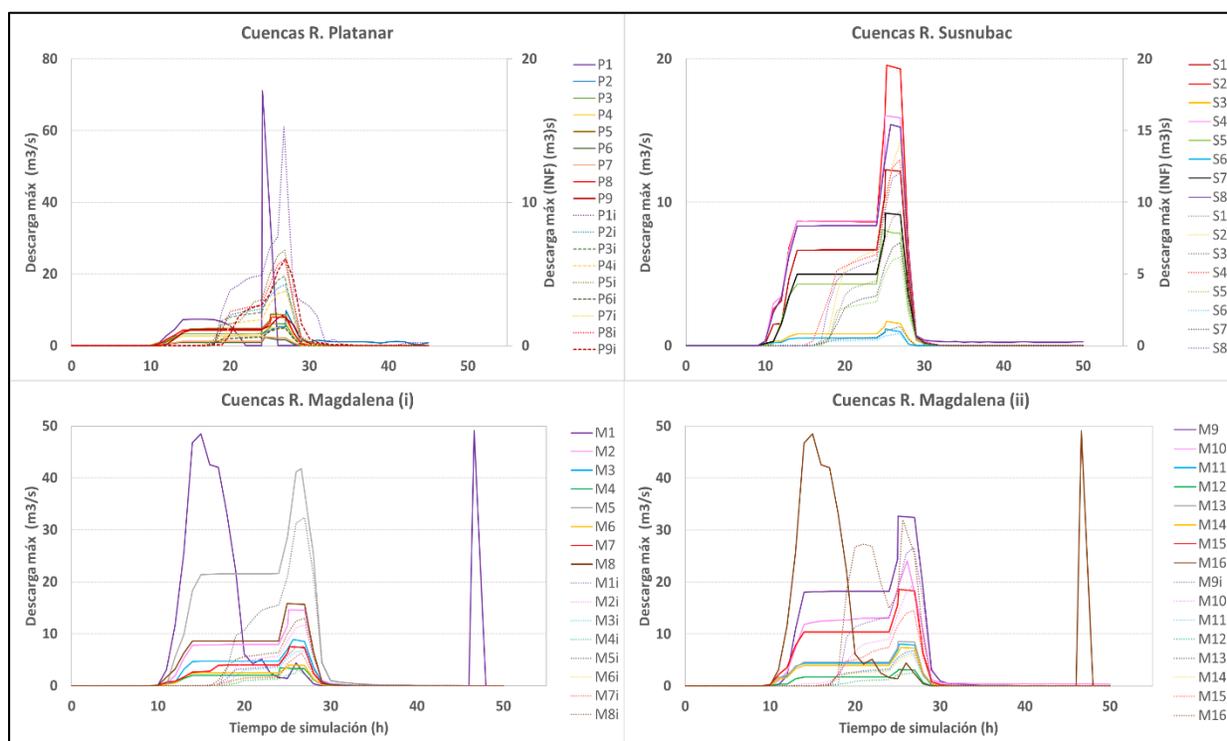
S3	4.49E+04	1.85E+04	5.53E+04	2.67E+04	6.57E+04	3.51E+04
S4	7.30E+04	2.09E+05	5.81E+05	2.96E+05	6.89E+05	3.86E+05
S5	2.28E+05	9.12E+04	2.82E+05	1.33E+05	3.35E+05	1.77E+05
S6	2.90E+04	1.26E+04	3.55E+04	1.79E+04	4.21E+04	2.34E+04
S7	2.65E+05	1.01E+05	3.27E+05	1.49E+05	3.89E+05	1.99E+05
S8	4.53E+05	1.88E+05	5.93E+05	2.70E+05	7.12E+05	3.56E+05
M1	2.78E+05	1.20E+05	3.42E+05	1.71E+05	4.06E+05	2.25E+05
M2	4.20E+05	1.72E+05	5.19E+05	2.50E+05	6.18E+05	3.32E+05
M3	2.52E+05	1.04E+05	3.08E+05	1.50E+05	3.66E+05	1.98E+05
M4	1.03E+05	3.65E+04	1.27E+05	5.35E+04	1.47E+05	7.27E+04
M5	1.14E+06	4.84E+05	1.42E+06	7.03E+05	1.69E+06	9.27E+05
M6	1.53E+05	5.86E+04	1.78E+05	8.41E+04	2.14E+05	1.17E+05
M7	1.48E+05	7.83E+04	2.44E+05	1.03E+05	3.26E+05	1.27E+05
M8	4.62E+05	2.07E+05	5.69E+05	2.94E+05	6.76E+05	3.85E+05
M9	9.58E+05	4.12E+05	1.18E+06	5.90E+05	1.41E+06	7.79E+05
M10	9.97E+05	2.77E+05	2.01E+06	4.06E+05	3.22E+06	7.74E+05
M11	2.36E+05	9.44E+04	2.90E+05	1.36E+05	3.44E+05	1.80E+05
M12	8.91E+04	3.45E+04	1.10E+05	5.07E+04	1.31E+05	6.78E+04
M13	2.49E+05	1.06E+05	3.09E+05	1.50E+05	3.65E+05	1.97E+05
M14	2.16E+05	8.96E+04	2.65E+05	1.28E+05	3.15E+05	1.69E+05
M15	5.55E+05	2.10E+05	6.80E+05	3.11E+05	7.85E+05	4.28E+05
M16	7.52E+06	1.87E+06	2.14E+07	2.23E+06	1.06E+07	5.96E+06

También se calcularon las curvas de descarga asociada a los puntos de salida del drenaje de cada una de las microcuencas, estas descargas fueron divididas en función de la corriente principal de drenaje asociada: R. Platanar, R. Susnubac y R. Magdalena. En la Fig. VIII-1, 2, 3, se observan los resultados para un Tx de 5, 10 y 20 años (respectivamente), en general la mayoría de las microcuencas presentan descargas inferiores a  $20 \text{ m}^3/\text{s}$  (a excepción de P1, M1, M5, M9 y M16), valores asociados al área de las microcuencas ( $< 2.5 \text{ km}^2$ ).

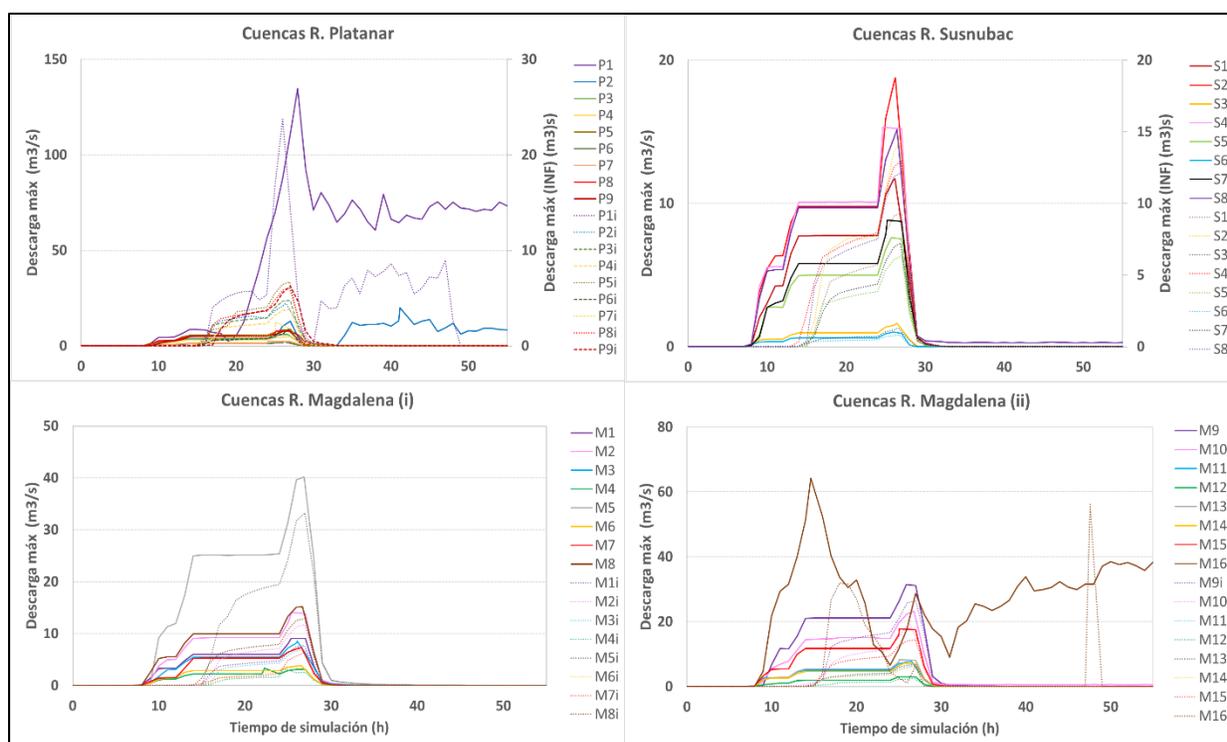
Además, algo importante de mencionar es el patrón de descarga, las microcuencas asociadas al R. Susnubac, son más homogéneas en la forma de las líneas de descarga bajo los tres periodos de retorno, diferente a las del R. Magdalena que son las que presentan mayor heterogeneidad.



**Figura VIII-1** Tasas de descarga asociadas al escenario (A): Tx 5 años. Las líneas punteadas son los valores con infiltración.



**Figura VIII-2** Tasas de descarga asociadas al escenario (A): Tx 10 años. Las líneas punteadas son los valores con infiltración.



**Figura VIII-3** Tasas de descarga asociadas al escenario (A): Tx 20 años. Las líneas punteadas son los valores con infiltración.

### 8.1.2 Simulaciones bajo el escenario B (Lluvia acumulada en 72 h)

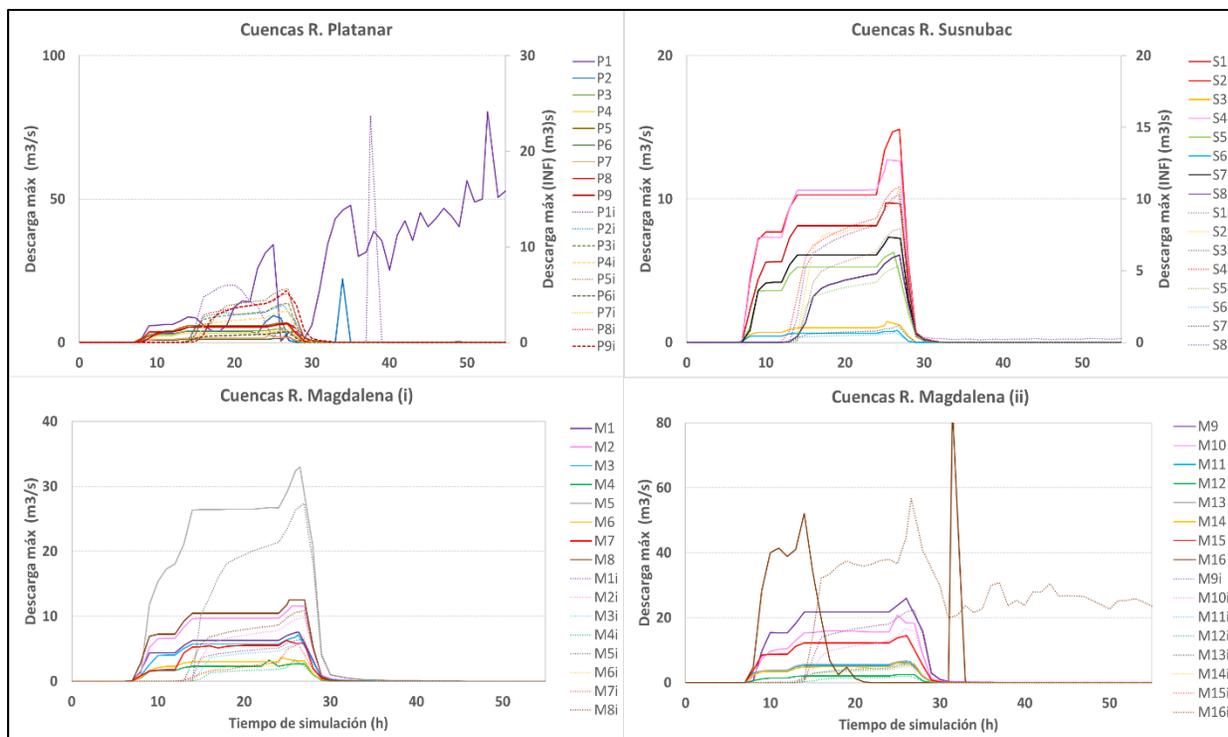
En el escenario con lluvias acumuladas en 72 h, los volúmenes de agua que pueden contener las microcuencas se presentan en la Tabla 19. Para los periodos de retorno de 5 años, existe en promedio (para las 33 microcuencas) una diferencia de  $7.3 \times 10^5 \text{ m}^3$  entre las simulaciones sin y con el parámetro de infiltración, mientras que para el Tx de 10 años esta diferencia es de  $1.1 \times 10^6 \text{ m}^3$  y de  $8.4 \times 10^5 \text{ m}^3$  para 20 años.

Las tasas de descarga (Fig. VIII. 4-6) calculadas bajo el mismo esquema que el escenario A, indican que para las microcuencas asociadas al R. Platanar los valores son inferiores a  $25 \text{ m}^3/\text{s}$  (Tx 5, 10 y 20 años). Mientras que para las cuencas del R. Susnubac, las descargas son menores a  $20 \text{ m}^3/\text{s}$  (a excepción de los  $22 \text{ m}^3/\text{s}$  para la cuenca S2 con un Tx de 20). Por último, las descargas en el R. Magdalena son menores a  $20 \text{ m}^3/\text{s}$  para las cuencas con áreas  $< 3 \text{ km}^2$ , mientras que para

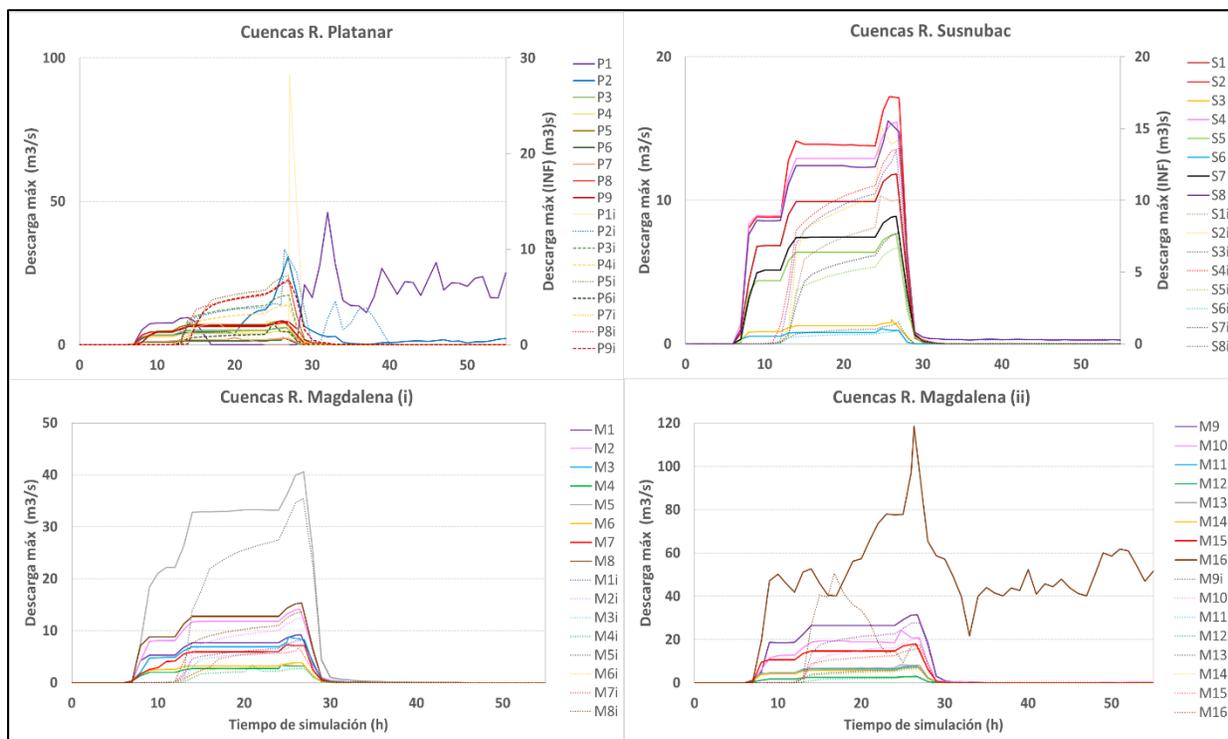
el caso en donde el área es mayor a 5 km<sup>2</sup> (cuencas M5 y M16) la tasa de descarga varía entre 30-120 m<sup>3</sup>/s.

**Tabla 19.** Volúmenes asociados a las simulaciones de lluvia del escenario B

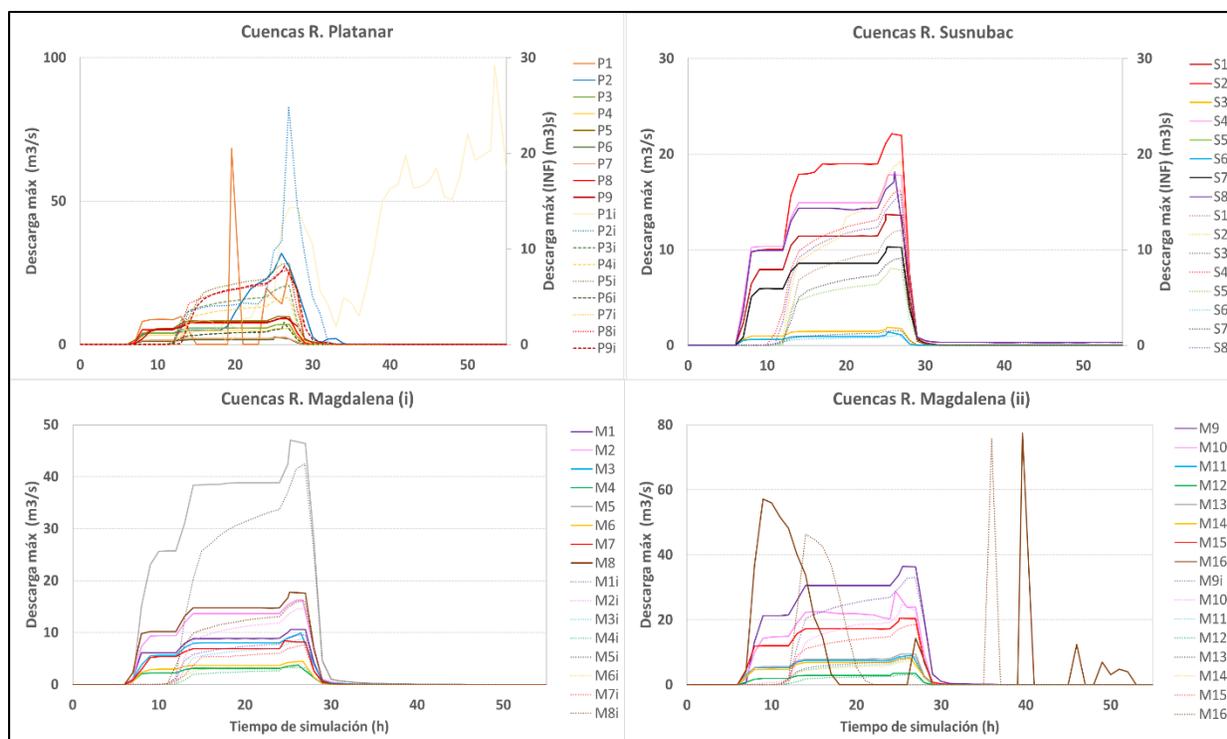
Microcuenca	Escenario B (precipitación acumulada en 72 h)					
	Cantidad de volumen (m3) asociado a cada periodo de retorno					
	Tx 5	Tx 5 INF	Tx 10	Tx 10 INF	Tx 20	Tx 20 INF
P1	1.39E+07	5.31E+06	1.03E+07	5.83E+06	5.36E+06	6.60E+06
P2	1.09E+06	1.52E+05	1.08E+06	7.09E+05	1.88E+06	9.37E+05
P3	2.80E+05	1.51E+05	3.47E+05	2.08E+05	4.05E+05	2.60E+05
P4	2.21E+05	1.15E+05	2.75E+05	1.61E+05	3.22E+05	2.02E+05
P5	3.88E+05	1.94E+05	4.82E+05	2.73E+05	5.64E+05	3.45E+05
P6	7.73E+04	3.89E+04	9.54E+04	5.40E+04	1.11E+05	6.78E+04
P7	1.03E+05	5.50E+04	1.27E+05	7.57E+04	1.48E+05	9.45E+04
P8	3.62E+05	1.83E+05	4.48E+05	2.55E+05	5.24E+05	3.20E+05
P9	3.73E+05	1.81E+05	4.63E+05	2.55E+05	5.42E+05	3.23E+05
S1	5.53E+05	2.84E+05	6.85E+05	3.96E+05	8.01E+05	4.97E+05
S2	7.43E+05	3.89E+05	9.64E+05	5.30E+05	1.25E+06	7.20E+05
S3	6.98E+04	3.83E+04	8.70E+04	5.29E+04	1.02E+05	6.64E+04
S4	7.32E+05	4.23E+05	9.05E+05	5.75E+05	1.06E+06	7.12E+05
S5	3.56E+05	1.95E+05	4.41E+05	2.69E+05	5.16E+05	3.35E+05
S6	4.47E+04	2.56E+04	5.52E+04	3.49E+04	6.44E+04	4.32E+04
S7	4.14E+05	2.19E+05	5.13E+05	3.04E+05	6.00E+05	3.81E+05
S8	7.51E+05	4.33E+05	9.20E+05	5.89E+05	1.07E+06	7.15E+05
M1	4.32E+05	2.47E+05	5.34E+05	3.37E+05	6.24E+05	4.18E+05
M2	6.57E+05	3.66E+05	8.15E+05	5.03E+05	9.53E+05	6.28E+05
M3	3.89E+05	2.19E+05	4.80E+05	2.98E+05	5.60E+05	3.69E+05
M4	1.57E+05	8.17E+04	1.90E+05	1.12E+05	2.20E+05	1.37E+05
M5	1.80E+06	1.01E+06	2.27E+06	1.41E+06	2.68E+06	1.78E+06
M6	2.31E+05	1.29E+05	2.64E+05	1.70E+05	3.08E+05	2.05E+05
M7	3.30E+05	1.46E+05	4.00E+05	2.57E+05	4.86E+05	3.15E+05
M8	7.19E+05	4.22E+05	8.90E+05	5.73E+05	1.04E+06	7.09E+05
M9	1.48E+06	8.58E+05	1.84E+06	1.17E+06	2.14E+06	1.44E+06
M10	4.13E+06	9.00E+05	7.12E+06	2.84E+06	1.40E+07	5.27E+06
M11	3.65E+05	1.98E+05	4.51E+05	2.72E+05	5.27E+05	3.38E+05
M12	1.39E+05	7.48E+04	1.73E+05	1.04E+05	2.02E+05	1.30E+05
M13	3.89E+05	2.17E+05	4.80E+05	2.99E+05	5.60E+05	3.71E+05
M14	3.34E+05	1.86E+05	4.13E+05	2.54E+05	4.82E+05	3.16E+05
M15	8.48E+05	4.76E+05	1.04E+06	6.43E+05	1.22E+06	7.94E+05
M16	2.02E+07	1.50E+07	2.83E+07	4.99E+06	4.28E+07	3.04E+07



**Figura VIII-4** Tasas de descarga asociadas al escenario (B): Tx 5 años. Las líneas punteadas son los valores con infiltración.



**Figura VIII-5** Tasas de descarga asociadas al escenario (B): Tx 10 años. Las líneas punteadas son los valores con infiltración.



**Figura VIII-6** Tasas de descarga asociadas al escenario (B): Tx 20 años. Las líneas punteadas son los valores con infiltración.

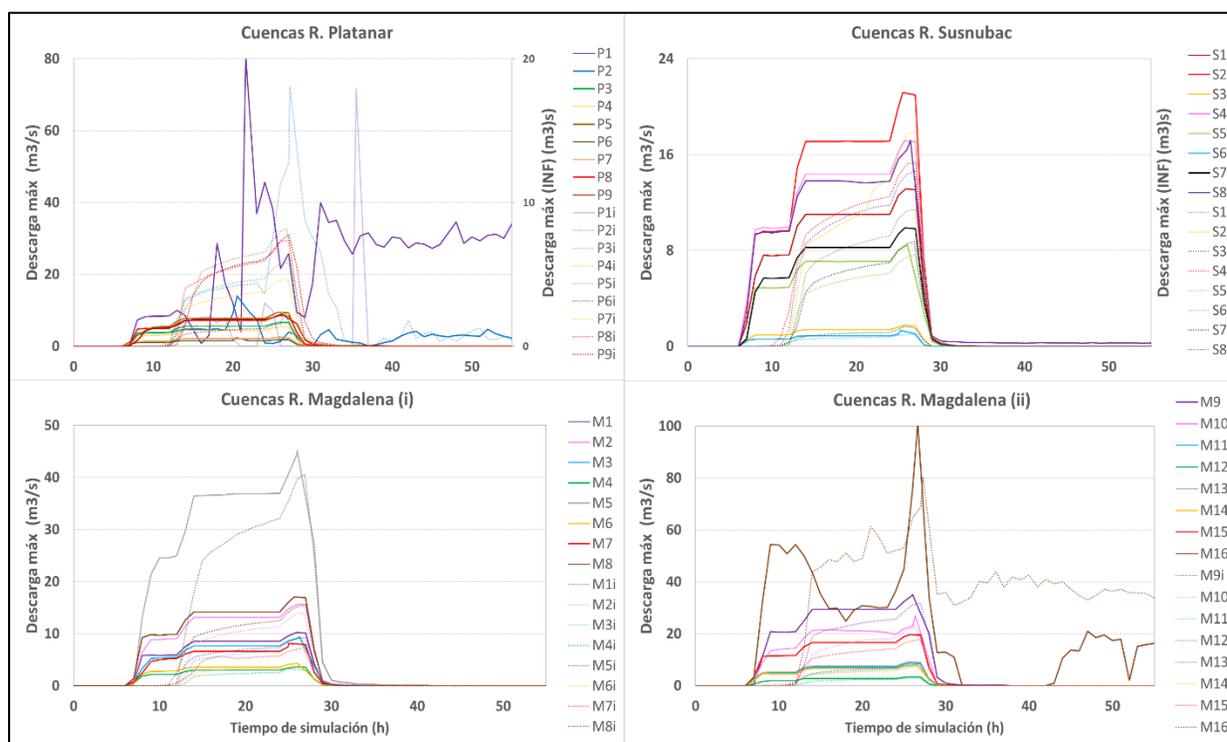
### 8.1.3 Simulaciones bajo el escenario C (Lluvia acumulada en 72 h)

El último escenario de simulaciones de lluvia corresponde al asociado al Huracán Eta (acumulado en 72 h), en la Tabla 20 se presentan los volúmenes que puede contener cada microcuenca, la diferencia entre las simulaciones sin y con infiltración oscila en  $4.1 \times 10^5 \text{ m}^3$ .

Las tasas de descarga obtenidas para este escenario (Fig. VIII-7), indican que las microcuencas del R. Platanar tienen una tasa menor a  $40 \text{ m}^3/\text{s}$  (a excepción de P1 con  $80 \text{ m}^3/\text{s}$ ), mientras que para el caso del R. Susnubac, presentan valores menores a  $20 \text{ m}^3/\text{s}$  con un patrón bastante homogéneo entre cada microcuenca. Por último, las descargas asociadas al R. Magdalena, son menores a  $20 \text{ m}^3/\text{s}$  para las cuencas con áreas  $< 3 \text{ km}^2$ , mientras que para áreas  $> 5 \text{ km}^2$  (cuencas M5 y M16) la tasa de descarga varía entre  $40\text{-}100 \text{ m}^3/\text{s}$ .

**Tabla 20.** Volúmenes asociados a las simulaciones de lluvia del escenario C

Escenario C (precipitación acumulada en 72 h)					
Cantidad de volumen (m <sup>3</sup> ) asociado a Huracán Eta					
Microcuenca	Sin INF	Con INF	Microcuenca	Sin INF	Con INF
P1	1.04E+07	6.03E+06	M1	5.98E+05	3.95E+05
P2	9.26E+05	5.92E+05	M2	9.14E+05	5.92E+05
P3	3.88E+05	2.45E+05	M3	5.37E+05	3.48E+05
P4	3.09E+05	1.91E+05	M4	2.12E+05	1.30E+05
P5	5.41E+05	3.24E+05	M5	2.55E+06	1.67E+06
P6	1.07E+05	6.38E+04	M6	2.96E+05	1.98E+05
P7	1.42E+05	8.91E+04	M7	4.64E+05	2.99E+05
P8	5.02E+05	3.01E+05	M8	9.97E+05	6.70E+05
P9	5.19E+05	3.04E+05	M9	2.05E+06	1.36E+06
S1	7.68E+05	4.68E+05	M10	5.04E+06	3.53E+06
S2	1.17E+06	6.61E+05	M11	5.05E+05	3.19E+05
S3	9.79E+04	6.25E+04	M12	1.94E+05	1.22E+05
S4	1.01E+06	6.72E+05	M13	5.37E+05	3.51E+05
S5	4.95E+05	3.16E+05	M14	4.63E+05	2.98E+05
S6	6.18E+04	4.08E+04	M15	1.17E+06	7.51E+05
S7	5.75E+05	3.59E+05	M16	2.98E+07	2.90E+07
S8	1.01E+06	6.84E+05			

**Figura VIII-7** Tasas de descarga asociadas al escenario (C): Huracán Eta. Las líneas punteadas son los valores con infiltración.

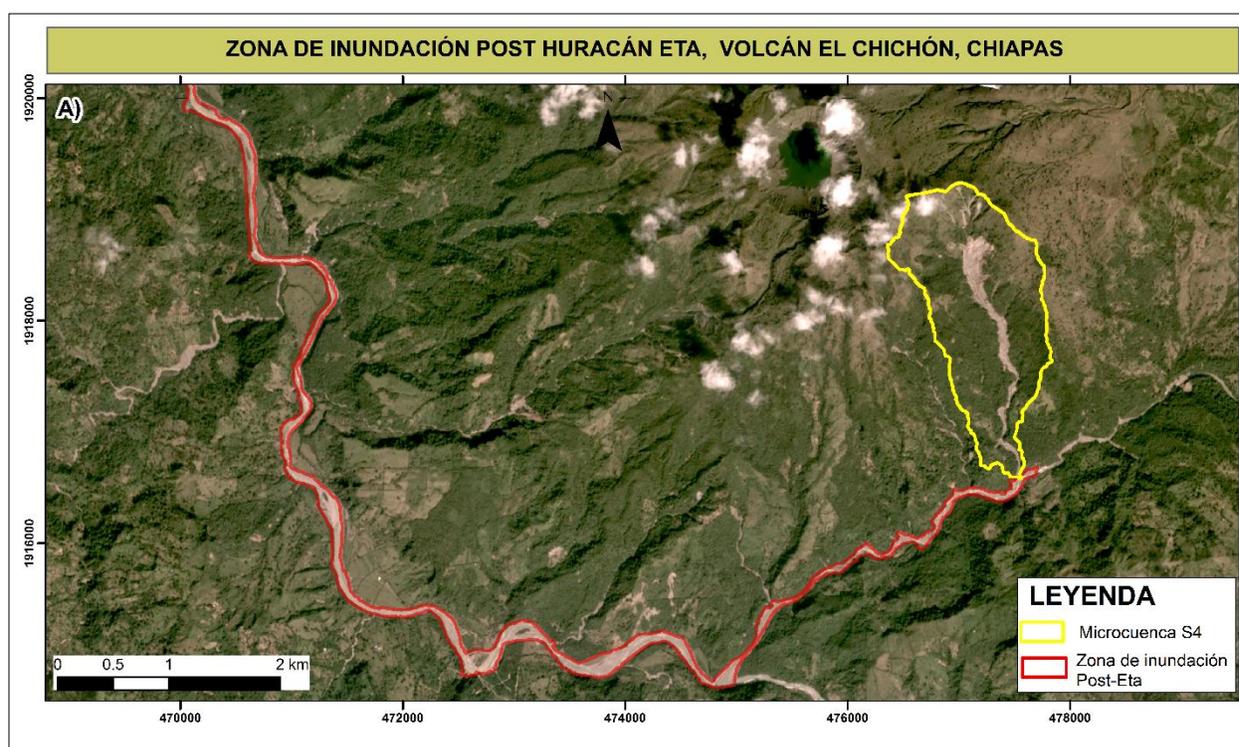
## 8.2 Simulaciones de lahares intra eruptivos

Los resultados obtenidos en la sección anterior permitieron conocer el comportamiento y capacidad de cada microcuenca para contener volumen de agua asociado a los escenarios A, B y C. En este sentido, los lahares intraeruptivos simulados en esta sección corresponden al tipo de flujos hiperconcentrados con un 25% de sólidos en volumen (Vallance y Scott, 1997), la distribución de la cantidad de sedimento se mantuvo constante a lo largo de la curva (0.25 de sólidos), debido a las observaciones y características de los depósitos en campo que se encuentran en el límite entre una corriente fluvial y un flujo hiperconcentrado: para la construcción de la hidrógrafa se utilizaron los valores de las descargas (con infiltración) de 27 microcuencas que representa el 100% del drenaje del volcán Chichón.

El inicio de las simulaciones (inflow) se definió en la salida de cada microcuenca (exceptuando las microcuencas M3, M6, M8, M11, M12, M13, M14, M15, ya que drenan sobre otras cuencas internas). Únicamente se optó por simular el escenario A (Tx de 5, 10 y 20 años) y el escenario B (Tx 10 y 20 años). La hidrógrafa de cada microcuenca se construyó con base en la curva de descarga de cada perfil transversal (valores con infiltración de cada microcuenca), obteniendo una relación entre el valor de descarga ( $m^3/s$ ) y la concentración de sedimentos de 0.25, el archivo de salida posee información de: tiempo, descarga y concentración de sedimentos. Los parámetros de entrada que requiere el modelo (reológicos, resistencia al flujo laminar, número de Froude, número de Manning) corresponden a los establecidos en la sección 7.1.4 (Worni et al., 2012; Caballero et al., 2017; Capra et al., 2018; Ferrés et al., 2019), empleando una rejilla de 20 m de un DEM original de 5 m/píxel.

Para maximizar el tiempo computacional, las simulaciones se realizaron en dos etapas: 1) sobre el dominio del área de estudio (la estructura del volcán Chichón, empleando 27 inflows); 2) sobre los canales de Ostucán-Presa Peñitas (sobre el río Magdalena) y Viejo Nicapa-Sunuapa (sobre el río Platanar). Estos últimos, emplearon como inflow la descarga asociada a la sección transversal B (río Magdalena) y E (río Platanar), respectivamente, condición que se refleja en la no continuidad de llegada de los flujos (horas de simulación). Además, a lo largo de los ríos, se realizaron diversas secciones transversales para conocer la cantidad de descarga asociada en cada punto.

También, es importante mencionar que las simulaciones realizadas fueron validadas considerando las áreas de inundación generadas por el Huracán Eta, estas zonas de inundación fueron digitalizadas con una escala de visualización de 1:5,000 (alta resolución), empleando imágenes satelitales del portal Planet (<https://www.planet.com/basemaps/>) con una resolución espacial de 4.7 m/píxel. La figura VIII-8, muestra la zona de inundación post huracán Eta (noviembre de 2020), con la que se encontró una relación adecuada con el escenario B (Tx 20 años).



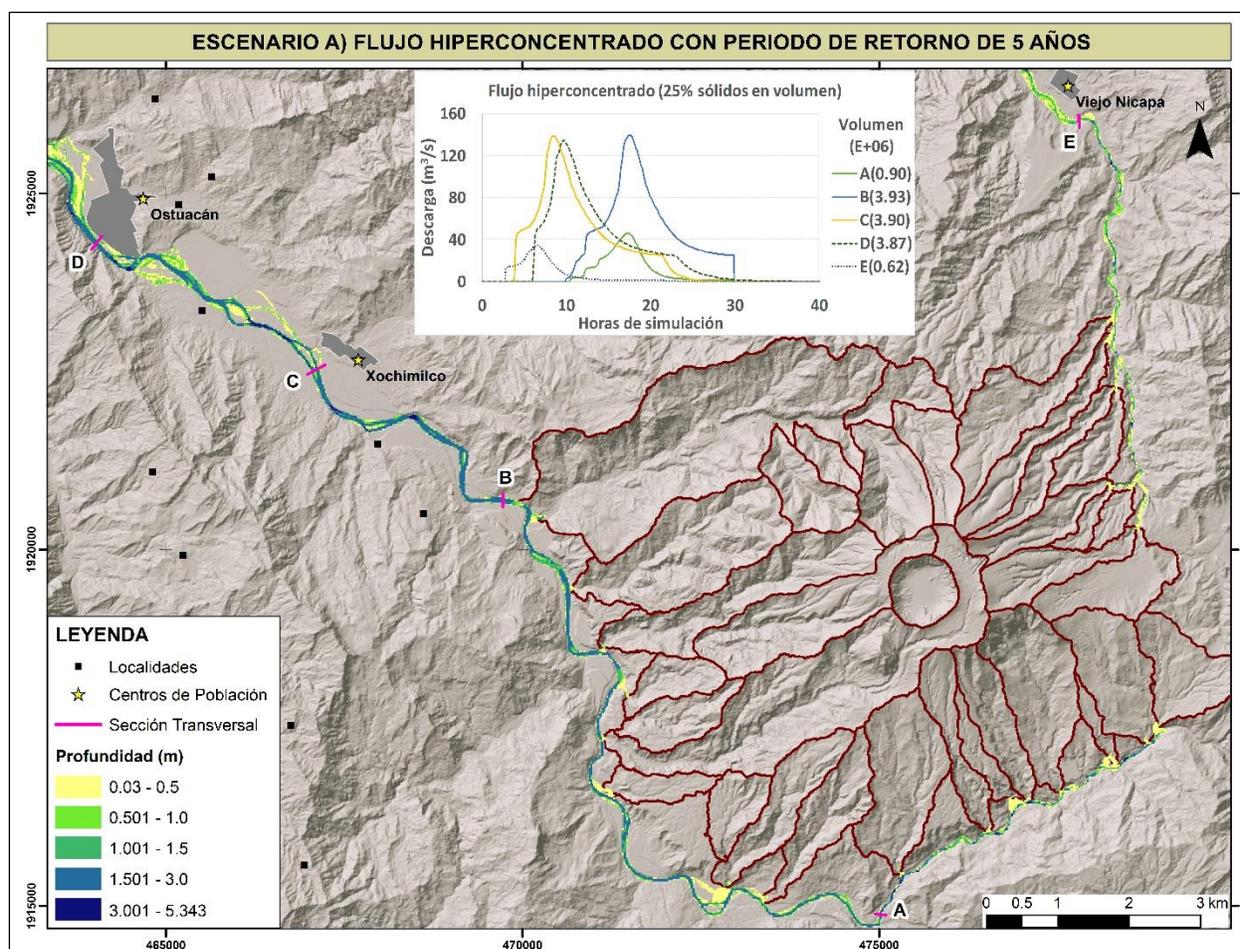
**Figura VIII-8** Zona de inundación post huracán Eta. Imagen satelital Planet de noviembre de 2020, resolución 4.7m/píxel.

### 8.2.1 Escenario A: volcán Chichón con Tx de 5, 10 y 20 años.

La figura VIII-9, muestra el comportamiento de los flujos hiperconcentrados con un periodo de retorno de 5 años, los cuales alcanzan una profundidad y velocidad máxima de 5.34 m y 2.75 m/s (respectivamente).

La sección transversal A, indica que el río Susnubac tiene un aporte hacia el río Magdalena de  $9.06 \times 10^5 \text{ m}^3$ , con una descarga máxima de  $46.02 \text{ m}^3/\text{s}$  con un tiempo de llegada de 17.2 horas.

Mientras que la sección B, representa el 74.4% del drenaje total del volcán Chichón el cual aporta un volumen de  $3.93 \times 10^6 \text{ m}^3$  con una descarga máxima asociada de  $139.74 \text{ m}^3/\text{s}$  (en 17.5 h). La sección C, presenta un volumen de  $3.9 \times 10^6 \text{ m}^3$  y una descarga máxima de  $138.83 \text{ m}^3/\text{s}$  en un tiempo de llegada de 8.49 horas (considerando el punto de partida desde la sección B). En el caso de la sección D, la cual tiene una relevancia por tener influencia en el centro urbano de Ostuacán, presenta una descarga máxima de  $134.31 \text{ m}^3/\text{s}$  (en 9.67 h) con un volumen de  $3.87 \times 10^6 \text{ m}^3$ . Por otro lado, la sección E que corresponde al drenaje del río Platanar (el 25.6% del drenaje del volcán Chichón) presenta un volumen y descarga máxima de  $6.27 \times 10^5 \text{ m}^3$  y  $34.88 \text{ m}^3/\text{s}$  (en 6.5 horas).



**Figura VIII-9** Flujos hiperconcentrados del volcán Chichón con TX de 5 años (Escenario A).

El comportamiento de los flujos simulados con un periodo de retorno de 10 años (Fig. VIII-10), alcanzan una profundidad y velocidad máxima de 5.49 m y 2.94 m/s, respectivamente. La sección A, presenta un volumen de  $1.34 \times 10^6 \text{ m}^3$  y una descarga máxima de  $60.55 \text{ m}^3/\text{s}$  con un tiempo de llegada de 17.18 horas. En el caso de la sección B, tiene un volumen y descarga máxima de  $4.30 \times 10^6 \text{ m}^3$  y  $156.37 \text{ m}^3/\text{s}$  (en 17.14 h). La descarga en la sección C es de  $155.48 \text{ m}^3/\text{s}$  con un tiempo de arribo de 9.62 horas (con el inicio de simulación en B) y un volumen de  $4.28 \times 10^6 \text{ m}^3$ , mientras que la sección D es menor por  $2.42 \text{ m}^3/\text{s}$  y  $3.61 \times 10^4 \text{ m}^3$  (0.92 horas más en su llegada, en relación con el perfil C). Por otro lado, la sección E presenta un volumen de  $1.14 \times 10^6 \text{ m}^3$  con una descarga máxima de  $51.9 \text{ m}^3/\text{s}$  (en 8.52 h).

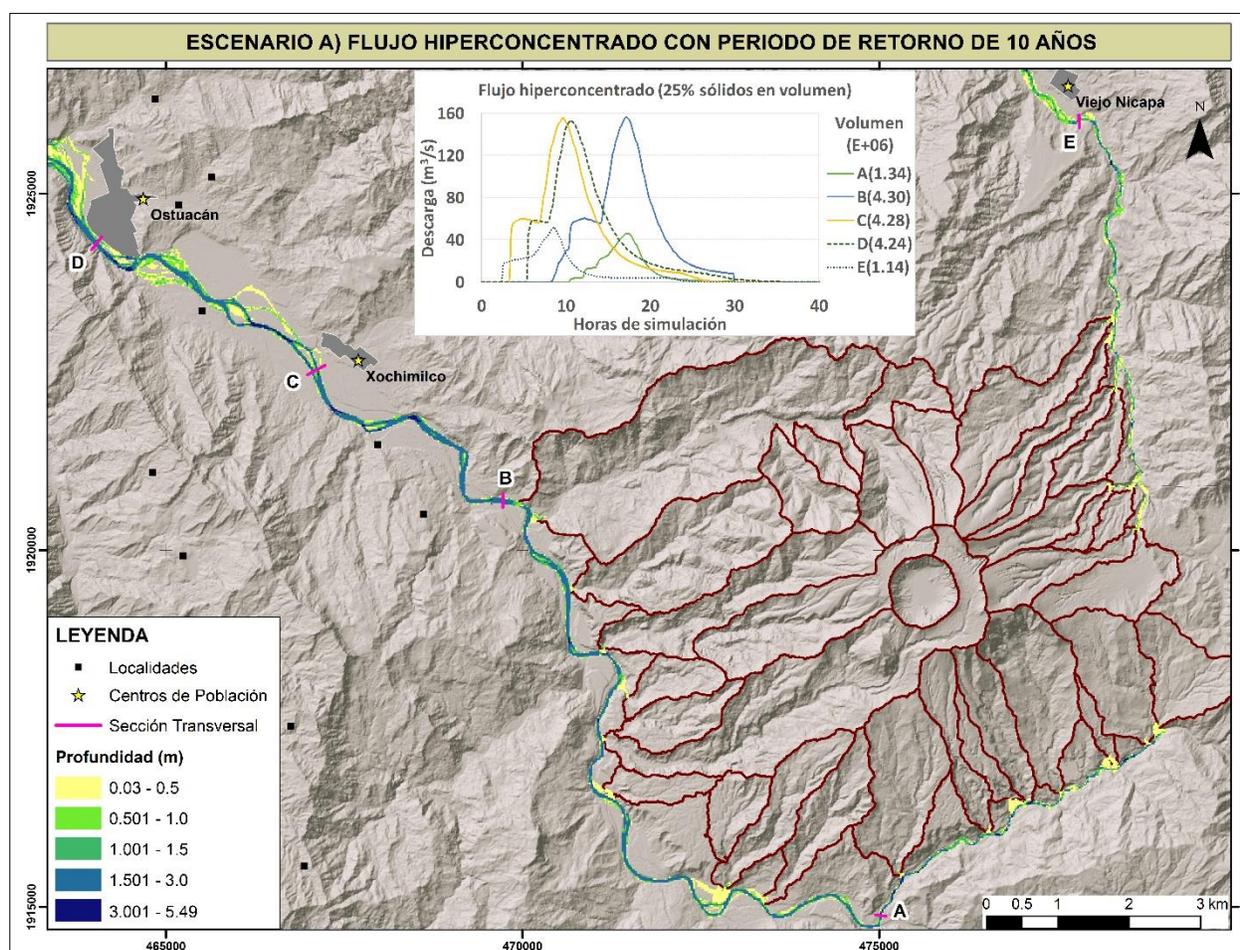
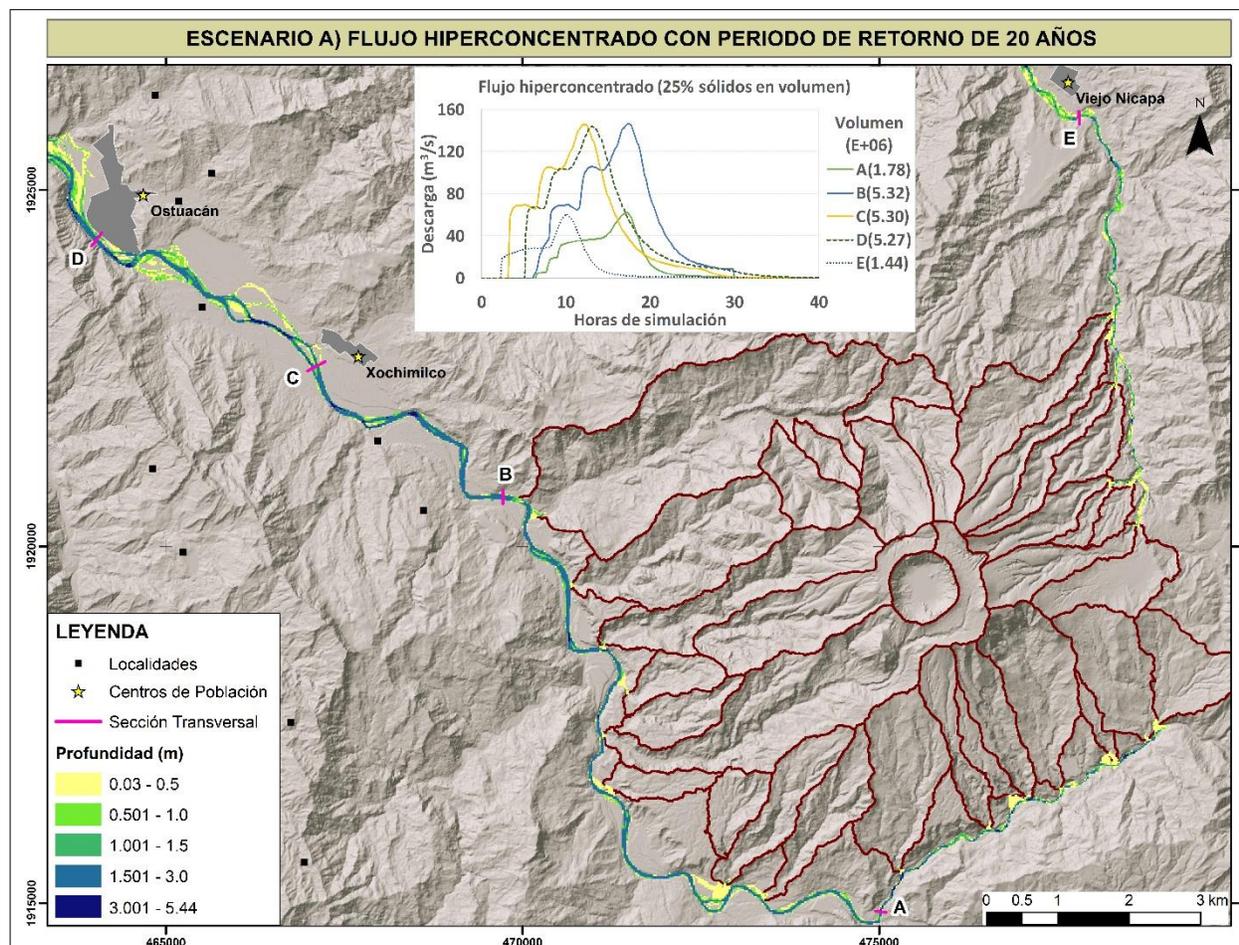


Figura VIII-10 Flujos hiperconcentrados del volcán Chichón con TX de 10 años (Escenario A).

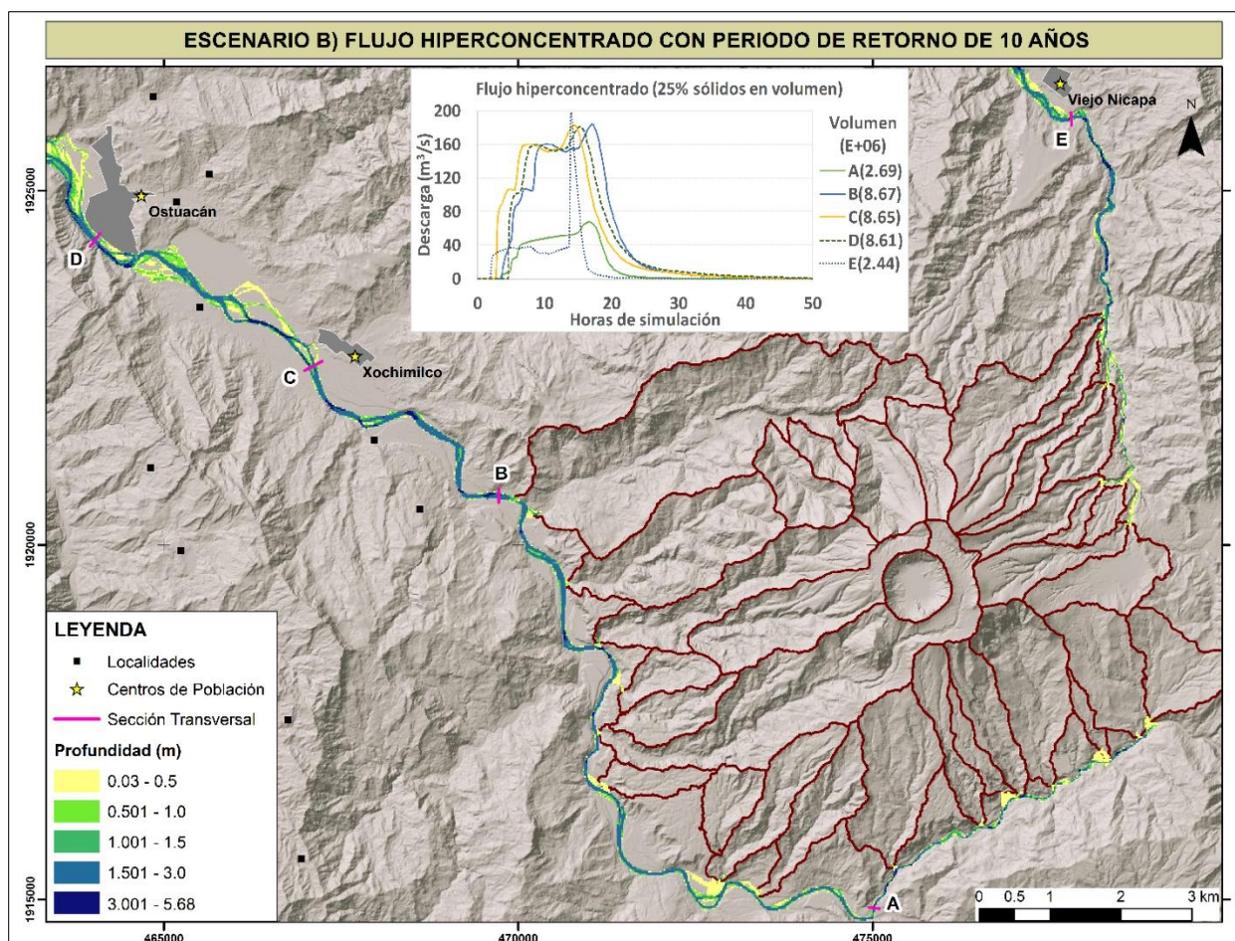
Por último, los flujos simulados con un periodo de retorno de 20 años (Fig. VIII-11), presentan profundidades y velocidades máximas de 5.44 m y 3.05 m/s, respectivamente. Estos flujos comparados con el Tx de 5 años presentan en la sección A, un aumento de volumen del 196.57% y 134.5% en la descarga máxima, mientras que los tiempos de arribo son ligeramente menores (orden de minutos). En la sección B, el aumento corresponde al 135.5% para el volumen y 104.8% para la descarga (con tiempos de arribo menores). Mientras que en la sección C y D, el aumento es muy similar, el cual en promedio es de 136% para el volumen y 106% para la descarga; sin embargo, presentan tiempos de arribo mayores a los de Tx 5 (3 h). Finalmente, la sección E, es el que mayor aumento presenta comparándola con el mismo Tx de 5 años, el cual es del 229% para el volumen y 173.8% para la descarga, con tiempos de llegada de los flujos similar al anterior (3.5 h).



**Figura VIII-11** Flujos hiperconcentrados del volcán Chichón con TX de 20 años (Escenario A).

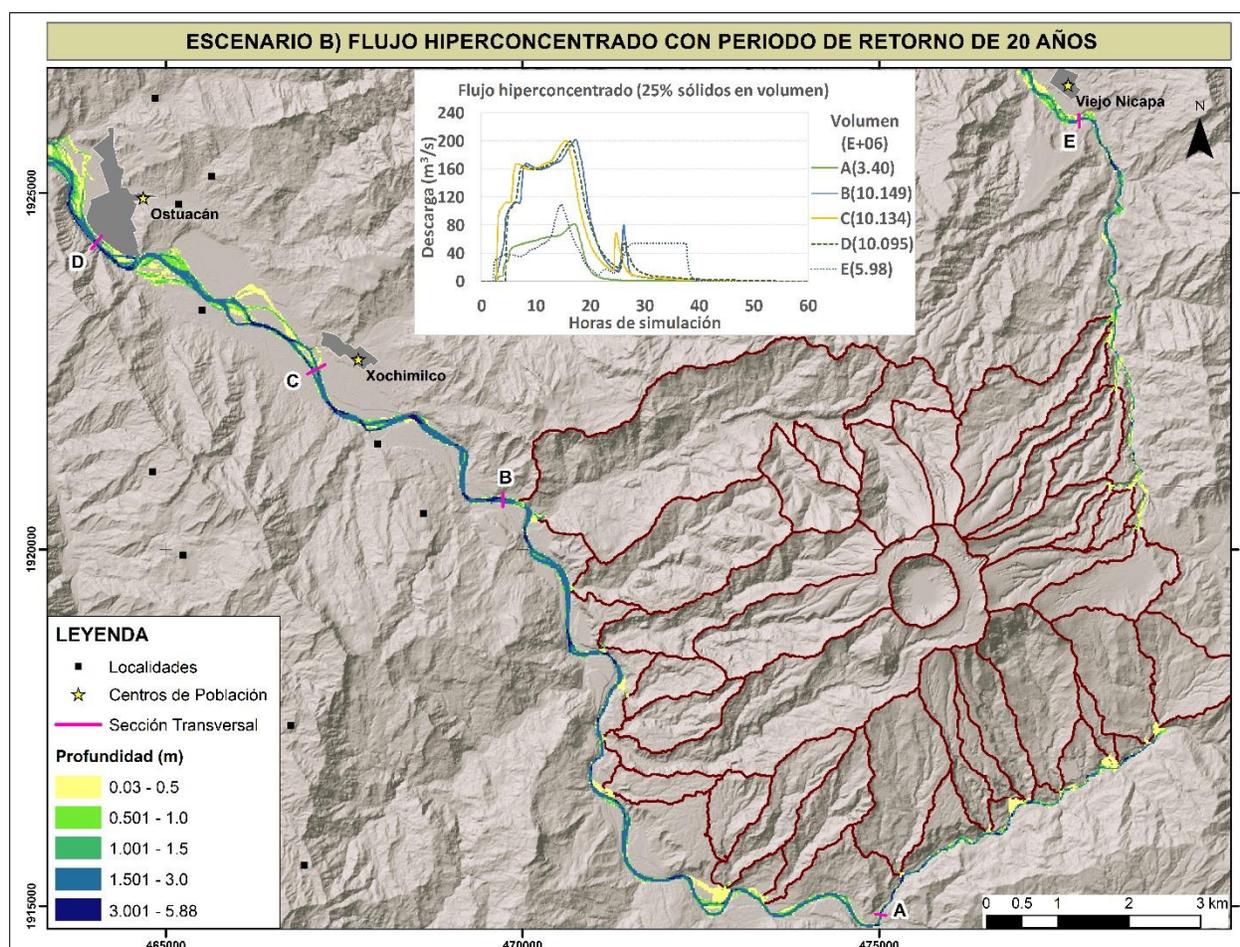
### 8.2.2 Escenario B: volcán Chichón con Tx de 10 y 20 años.

La figura VIII-12, muestra los flujos hiperconcentrados asociados a un periodo de retorno de 10 años, los cuales presentan una profundidad y velocidad máxima de 5.68 m y 4.89 m/s, respectivamente. La sección A, presenta una descarga de  $67.58 \text{ m}^3/\text{s}$  (con un tiempo de llegada de 16.72 h) y un volumen de  $2.69 \times 10^6 \text{ m}^3$ . La sección B, presenta una descarga asociada de  $184.09 \text{ m}^3/\text{s}$  (con un tiempo de arribo de 17.09 h) y un volumen de  $8.67 \times 10^6 \text{ m}^3$ . Por su parte, la sección C tiene una descarga máxima de  $183.16 \text{ m}^3/\text{s}$  que llega en 14.38 h (tomando como inicio la sección B) y un volumen de  $8.65 \times 10^6 \text{ m}^3$ , mientras que la sección D, únicamente presenta una disminución con respecto a la sección C de  $1.99 \text{ m}^3/\text{s}$  y de  $3.77 \times 10^4 \text{ m}^3$  en el volumen. Por último, la sección E presenta una descarga máxima de  $201 \text{ m}^3/\text{s}$  (con un tiempo de llegada de 13.9 h) y un volumen de  $2.44 \times 10^6 \text{ m}^3$ .



**Figura VIII-12** Flujos hiperconcentrados del volcán Chichón con TX de 10 años (Escenario B).

Por otra parte, los flujos simulados con un periodo de retorno de 20 años (Fig. VIII-13) presentan una profundidad y velocidad máxima de 5.88 m y 3.26 m/s. Haciendo una comparación de estos flujos con los anteriores (Tx 10 años del escenario B), la sección A presenta un aumento del 121% para la descarga y 126% para el volumen. Las secciones B, C y D, tienen un aumento en promedio del 109% y 117% (descarga y volumen, respectivamente). Mientras que la sección E del río Platanar, presenta una descarga de 109.85 m<sup>3</sup>/s, siendo inferior a la relacionada con el Tx de 10 años y un aumento de volumen del 245%. Con respecto a los tiempos de llegada, para todas las secciones existe un aumento ~1 hora con respecto al Tx de 10.



**Figura VIII-13** Flujos hiperconcentrados del volcán Chichón con TX de 20 años (Escenario B).

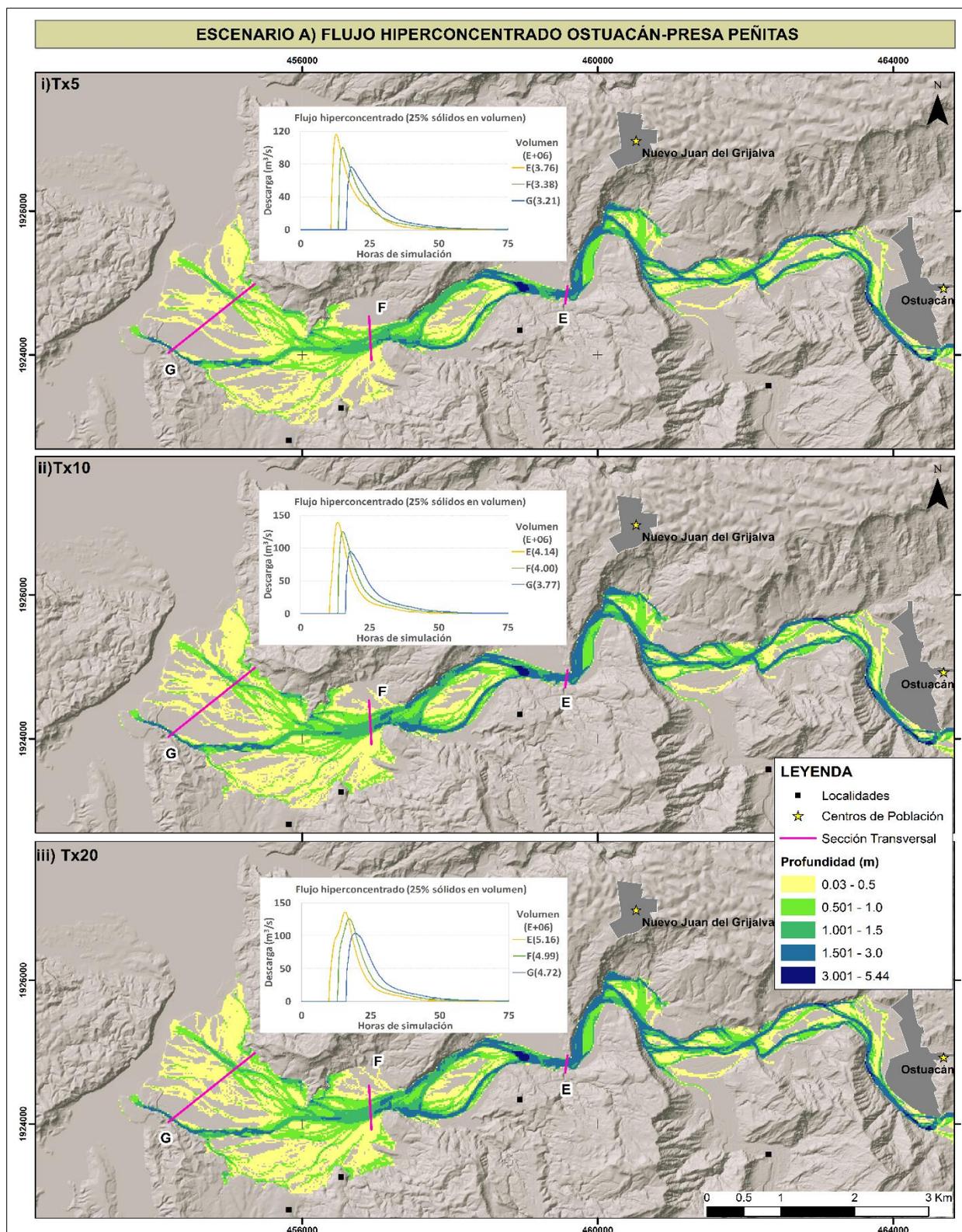
### 8.2.3 Flujos sobre la sección Ostucán-Presa Peñitas

A continuación, se analiza el comportamiento de los flujos simulados bajos los escenarios A y B, con la finalidad de conocer la cantidad de descargas y volumen sobre tres secciones transversales

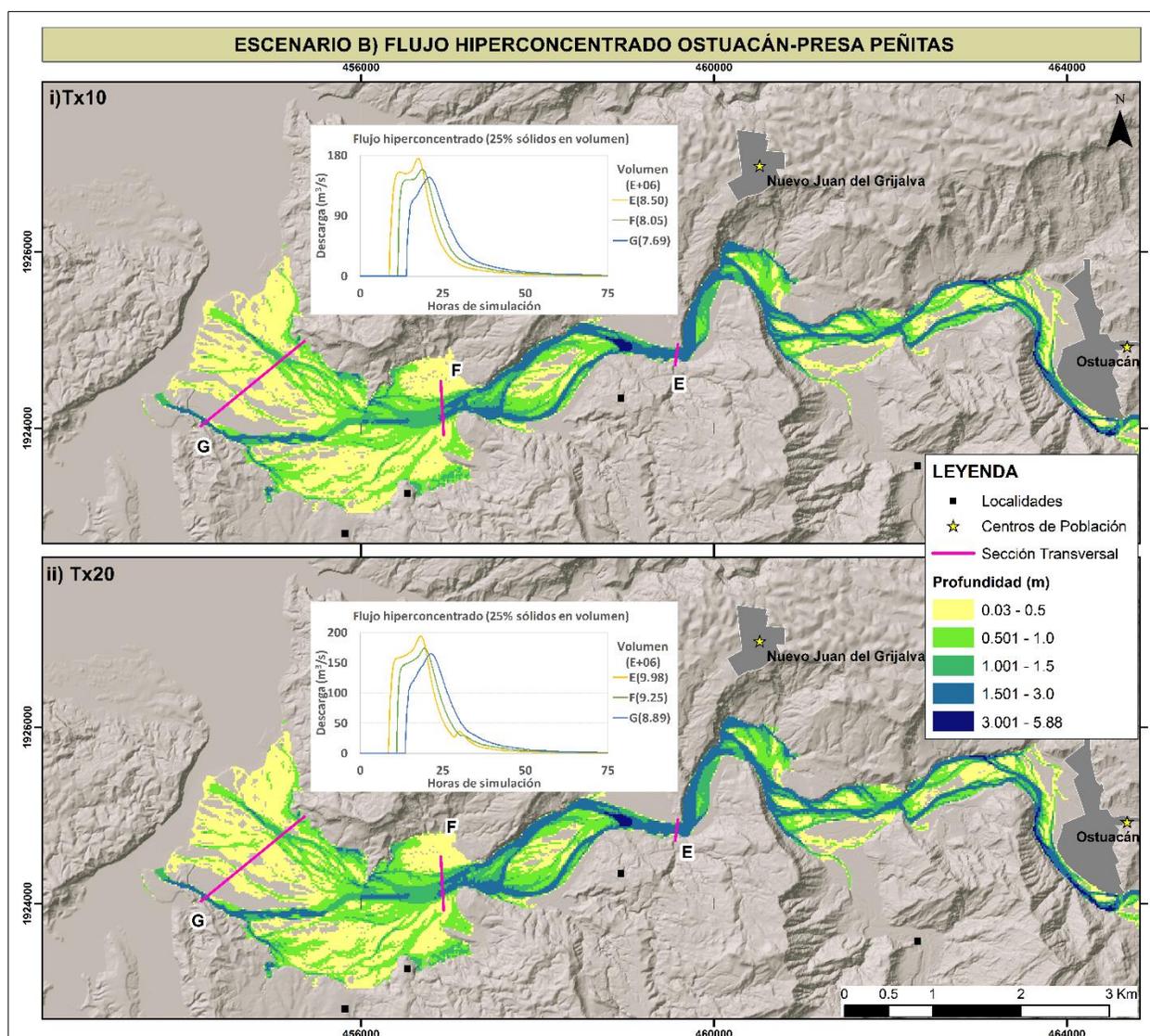
(E, F y G) en el río Magdalena. La figura VIII-14, muestra los flujos del escenario A bajo los tres periodos de retorno: i) La sección E (Tx 5), presenta una descarga máxima de  $116 \text{ m}^3/\text{s}$  (con un tiempo de arribo de 12.89 h) y un volumen de  $3.76 \times 10^6 \text{ m}^3$ , por el contrario la sección F presenta una descarga máxima de  $100 \text{ m}^3/\text{s}$  (con un tiempo de llegada de 15.22 h) y un volumen de  $3.38 \times 10^6 \text{ m}^3$ , mientras que la sección G la descarga y el volumen disminuye un 23.8 y 5%, respectivamente (con un aumento en el tiempo de arribo de 3 h); ii) En el caso de la sección E (Tx 10), la descarga es de  $139.20 \text{ m}^3/\text{s}$  y un volumen de  $4.14 \times 10^6 \text{ m}^3$ , la sección F presenta una descarga de  $125 \text{ m}^3/\text{s}$  y un volumen de  $4 \times 10^6 \text{ m}^3$ , por el contrario la sección G, presenta una disminución del 24.3 y 5.6% (descarga y volumen), los tiempos de arribo son similares a los del Tx 5; iii) Por último (Tx 20), la descarga y volumen en la sección E es de  $135.9 \text{ m}^3/\text{s}$  y  $5.16 \times 10^6 \text{ m}^3$  (respectivamente), mientras que en la sección F presenta una descarga de  $126.12 \text{ m}^3/\text{s}$  (con un tiempo de llegada de 17.2 h) y un volumen de  $4.99 \times 10^6 \text{ m}^3$ , por el contrario la sección G, presenta una disminución del 17.5 y 5.4% (descarga y volumen) y un aumento en el tiempo de descarga de 2.2 h.

En el caso del escenario B, la figura VIII-15 muestra los dos flujos asociados a los periodos de retorno de 10 y 20 años: i) La sección E presenta una descarga de  $175 \text{ m}^3/\text{s}$  y un volumen de  $8.5 \times 10^6 \text{ m}^3$ , mientras que la F tiene una descarga máxima de  $158.9 \text{ m}^3/\text{s}$  (con tiempo de llegada de 18.7 h) y un volumen de  $8.05 \times 10^6 \text{ m}^3$ , por el contrario, la sección G tiene una disminución del 7.3 y 4.4%, respectivamente, con un tiempo de llegada de 20.8 h; ii) En este caso la sección E presenta una descarga de  $194.19 \text{ m}^3/\text{s}$  y un volumen de  $9.98 \times 10^6 \text{ m}^3$ , mientras que la F posee una descarga máxima asociada de  $173.8 \text{ m}^3/\text{s}$  y un volumen de  $9.25 \times 10^6 \text{ m}^3$ , a diferencia de la sección G que disminuye el 5.14 y 3.85%, respectivamente, ambas secciones presentan en promedio un aumento en los tiempos de llegada de 0.6 h en relación al Tx 10.

Además, considerando que los flujos simulados presentan una concentración de sedimentos del 25% en volumen, se empleó la sección F, para calcular la cantidad de sedimentos que es continuamente incorporada al sistema del Río Grijalva y que se acumula en la presa Peñitas. Bajo este esquema, para el escenario A, el aporte es de  $8.05 \times 10^5 \text{ m}^3$ ,  $9.43 \times 10^5 \text{ m}^3$ ,  $1.18 \times 10^6 \text{ m}^3$  (Tx de 5, 10 y 20 años, respectivamente). Mientras que para el escenario B, la cantidad de sedimentos es de  $1.92 \times 10^6 \text{ m}^3$  y  $2.22 \times 10^6 \text{ m}^3$  (Tx de 10 y 20 años, respectivamente).



**Figura VIII-14** Flujos hiperconcentrados del escenario A. i) Flujos con un Tx de 5 años. ii) Flujos con un Tx de 10 años. iii) Flujos con un Tx de 20 años.

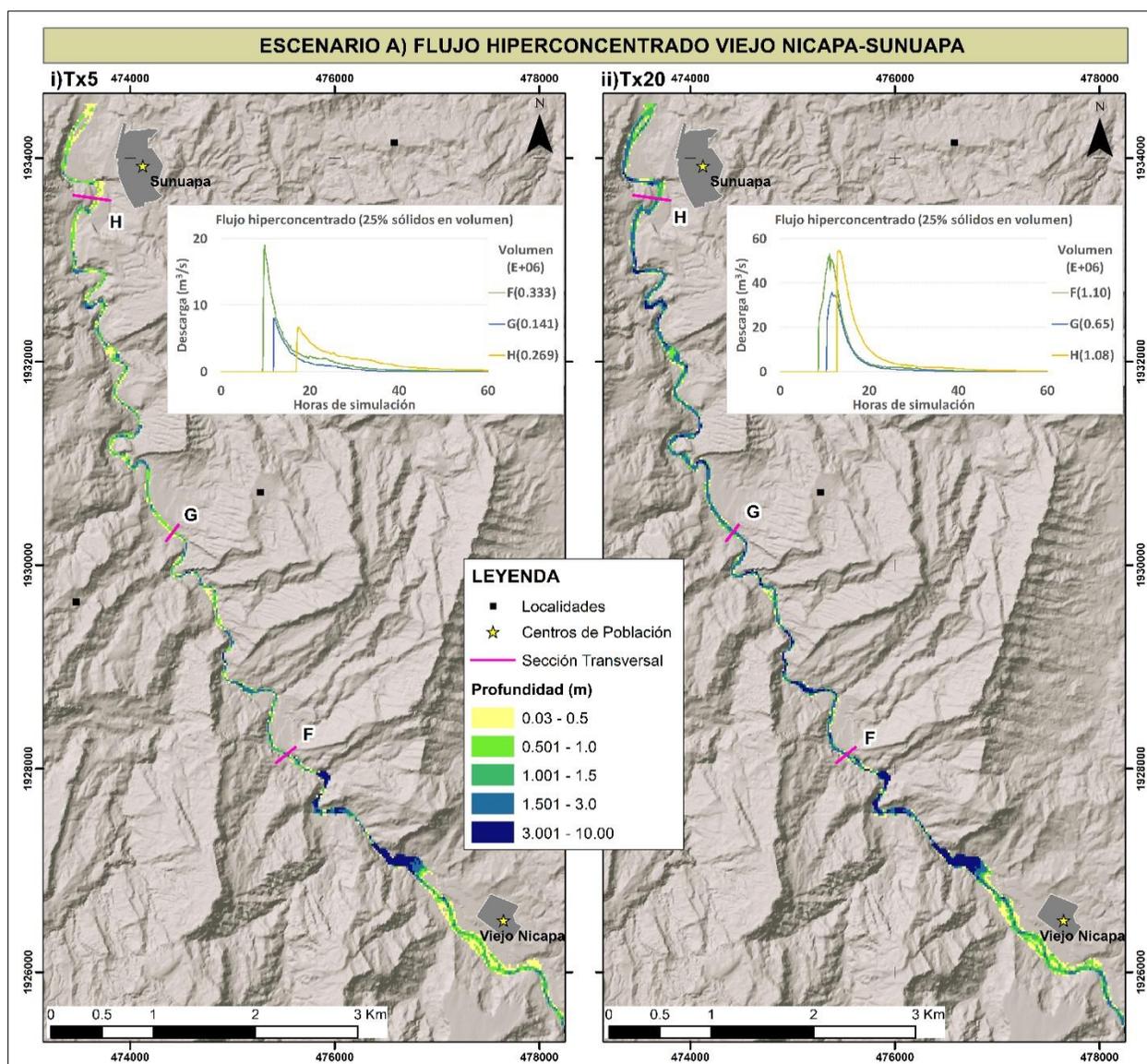


**Figura VIII-15** Flujos hiperconcentrados del escenario B. i) Flujos con un Tx de 10 años. ii) Flujos con un Tx de 20 años.

#### 8.2.4 Flujos sobre la sección Viejo Nicapa-Presa Sunuapa

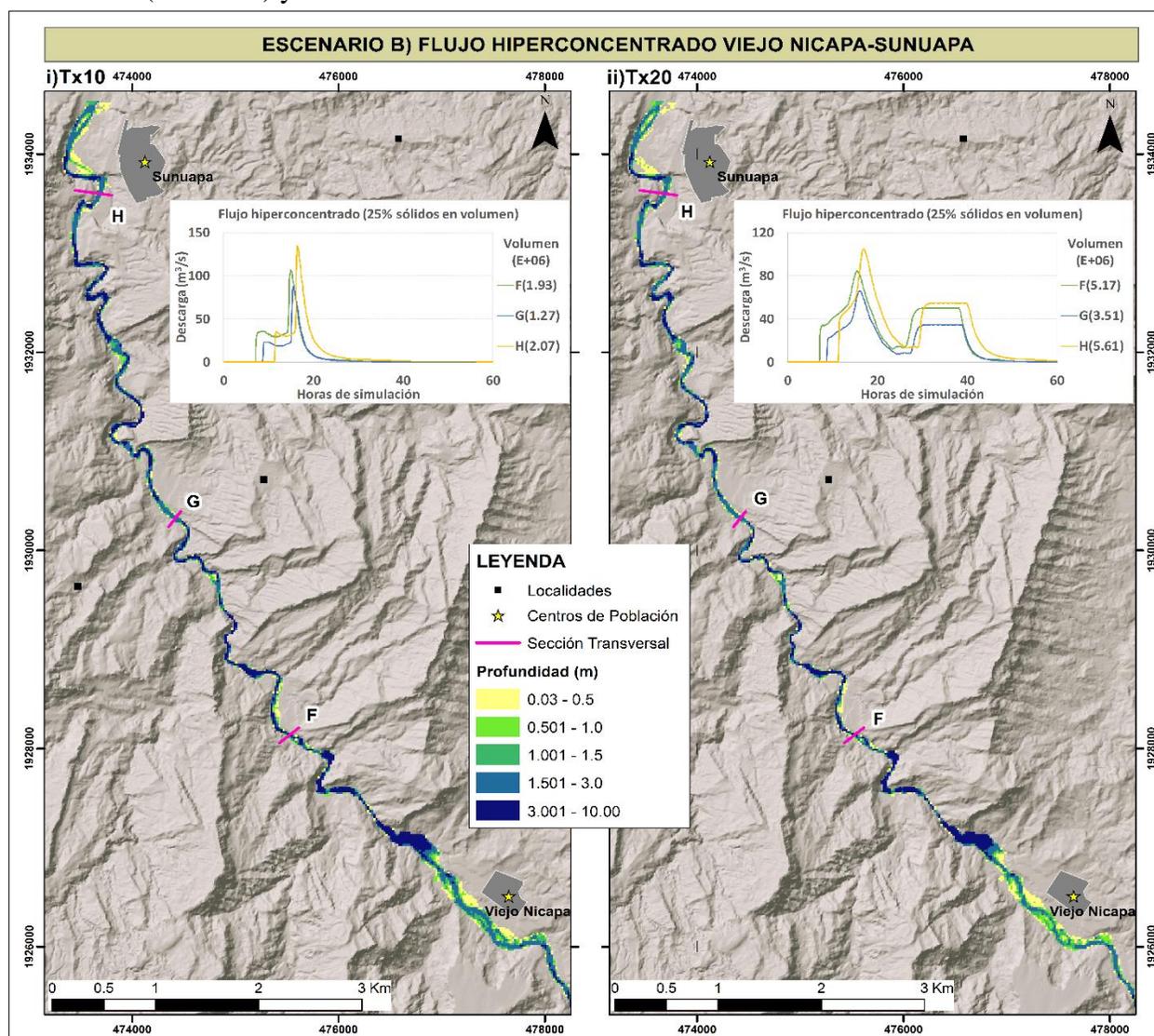
Finalmente, se analizan los flujos sobre la sección Viejo Nicapa-Sunuapa que pertenecen al río Platanar, sobre el cual se crearon tres secciones transversales (F, G y H) con la finalidad de conocer la magnitud de las descargas y volumen asociado. La figura VIII-16, muestra los flujos del escenario A con dos periodos de retorno (5 y 20 años), se decidió omitir el de 10 años, ya que en términos de profundidad y comportamiento es muy similar al de 20 años, sin embargo, se mencionarán las descargas obtenidas. i) Bajo el escenario A, con un Tx de 5 años, la sección F presenta una descarga máxima de  $18.9 m^3/s$  (con un tiempo de llegada de 9.8 h) y un volumen de

$3.35 \times 10^5 \text{ m}^3$ , mientras que las secciones G y H tienen en promedio una descarga de  $7.3 \text{ m}^3/\text{s}$  (con tiempos de arribo promedio de 14.6 h) y un volumen de  $2.05 \times 10^5 \text{ m}^3$ . En el caso de las descargas con un Tx de 10 años, la sección F tiene  $44.9 \text{ m}^3/\text{s}$  (en 9.5 h) y  $8.25 \times 10^5 \text{ m}^3$  de volumen, por el contrario, las secciones G y H tienen en promedio una descarga de  $32.6 \text{ m}^3/\text{s}$  (en un tiempo promedio de 11.6 h) y un volumen de  $6.19 \times 10^5 \text{ m}^3$ . ii) Por último, con el periodo de retorno de 20 años, la descarga en la sección F es de  $53.1 \text{ m}^3/\text{s}$  (con un tiempo de arribo de 11.5 h) y un volumen de  $1.10 \times 10^6 \text{ m}^3$ , la sección G presenta una disminución del 32.5 y 40.6% (descarga y volumen, respectivamente), mientras que en la sección H, la descarga aumenta a  $54.51 \text{ m}^3/\text{s}$  y el volumen disminuye a  $1.08 \times 10^6 \text{ m}^3$ , los tiempos de arribo son de 12.4 h.



**Figura VIII-16** Flujos hiperconcentrados del escenario A. i) Flujos con un Tx de 5 años. ii) Flujos con un Tx de 20 años.

Por su parte, los flujos simulados bajo el escenario B muestran el siguiente comportamiento con periodos de retorno de 10 y 20 años. i) La descarga máxima en la sección F es de  $106.6 \text{ m}^3/\text{s}$  (con un tiempo de llegada de 14.9 h) y un volumen de  $1.93 \times 10^6 \text{ m}^3$ , mientras que la sección G presenta una ligera disminución del 17.5 y 33.8% (descarga y volumen, respectivamente), por el contrario, la sección H tiende a aumentar, con una descarga de  $134.6 \text{ m}^3/\text{s}$  (en 16 h) y un volumen de  $2.07 \times 10^6 \text{ m}^3$ . ii) En el caso de un Tx de 20 años, las descargas presentan oleadas, es decir dos picos que hace que existan variaciones a lo largo del tiempo. Para la sección F, la descarga máxima es de  $84.5 \text{ m}^3/\text{s}$  (con un tiempo de 15.3 h) y un volumen de  $5.17 \times 10^6 \text{ m}^3$ , mientras que la sección G disminuye el 22 y 32%, respectivamente. Por último, la sección H aumenta con una descarga de  $104.5 \text{ m}^3/\text{s}$  (en 16.4 h) y un volumen de  $5.61 \times 10^6 \text{ m}^3$ .

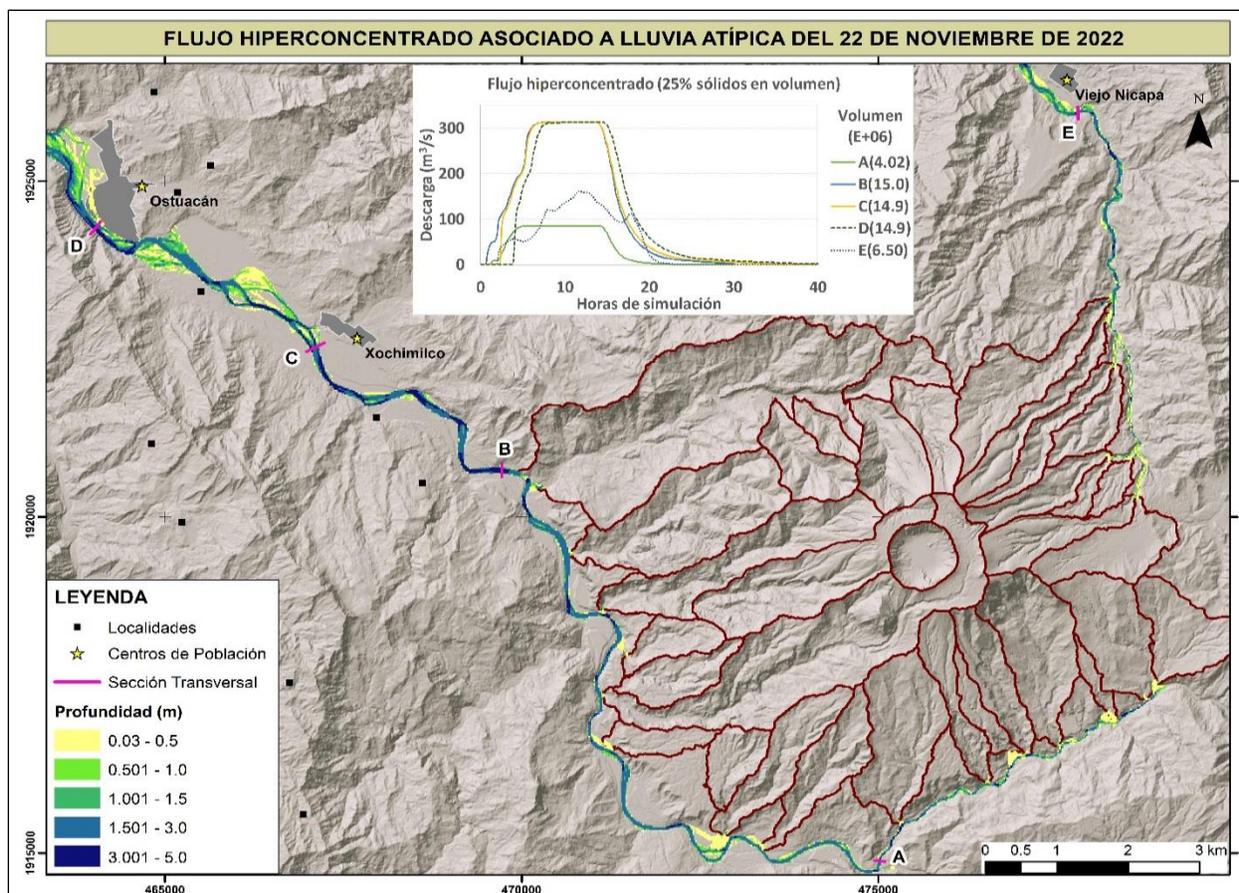


### 8.3. Lahares intra eruptivos recientes

Durante la temporada de lluvias del 2022, ocurrieron eventos hidrometeorológicos con importantes precipitaciones para la región del volcán Chichón: como la tormenta tropical Karl, que tuvo un acumulado de 354 mm (del 11 al 14 de octubre) y una lluvia atípica con un acumulado de 439.9 mm (en 24 h); ambos registrados en la estación Chapultenango (CONAGUA, 2022). Se decidió analizar estos eventos debido a que, durante la salida de campo, el delegado de Protección Civil del municipio de Ostucán (Chiapas) hizo mención que no habían visto un aporte similar de agua y sedimentos en el río Magdalena desde la erupción de 1982, además, de los diversos daños materiales que sufrieron (colapso de puentes, obstrucción de carreteras y caminos, afectaciones a viviendas, etc).

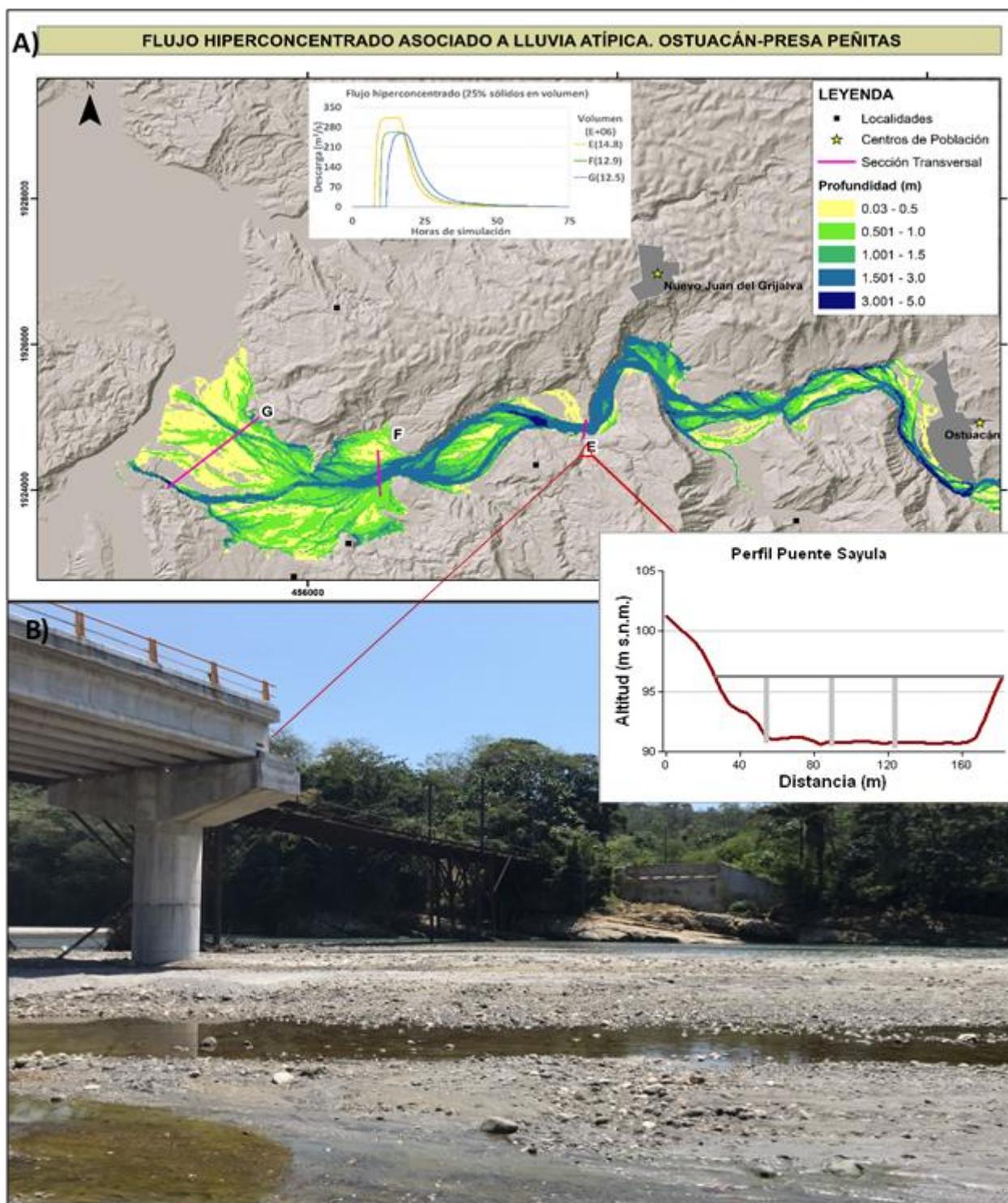
Para el primer caso, este evento presenta un periodo de retorno de 5 años (en 72 h), correspondiente a las simulaciones efectuadas para el escenario A (Tx 20), por lo que no fue necesario realizar nuevas simulaciones. Sin embargo, el segundo caso, corresponde a un periodo de retorno de 80 años, el cual no fue considerado previamente en ningún escenario climático, por lo que se decidió efectuar la metodología previamente planteada: simular 439.9 mm en 24 h (empleando la intensidad de la lluvia del H. Patricia), obtención de la hidrógrafa y simular los eventos con comportamientos de flujos hiperconcentrados (0.25 concentración de sólidos en volumen).

En este sentido, la figura VIII-18 muestra el comportamiento del flujo hiperconcentrado que alcanza una profundidad y velocidad máxima de 5.03 m y 4.5 m/s, respectivamente. La sección A, presenta un volumen de  $4.02 \times 10^6 \text{ m}^3$  y una descarga máxima de  $85.58 \text{ m}^3/\text{s}$  con un tiempo de llegada de 10.77 horas. En el caso de la sección B, tiene un volumen y descarga máxima de  $15 \times 10^6 \text{ m}^3$  y  $313.6 \text{ m}^3/\text{s}$  (en 12.9 h). La descarga en la sección C es de  $313 \text{ m}^3/\text{s}$  con un tiempo de arribo de 13.9 horas (con el inicio de simulación en B) y un volumen de  $14.9 \times 10^6 \text{ m}^3$ , mientras que la sección D es ligeramente menor tanto en descarga como en volumen (1.07 horas más en su llegada, en relación con el perfil C). Por otro lado, la sección E presenta un volumen de  $6.5 \times 10^6 \text{ m}^3$  con una descarga máxima de  $160.7 \text{ m}^3/\text{s}$  (en 11.6 h).



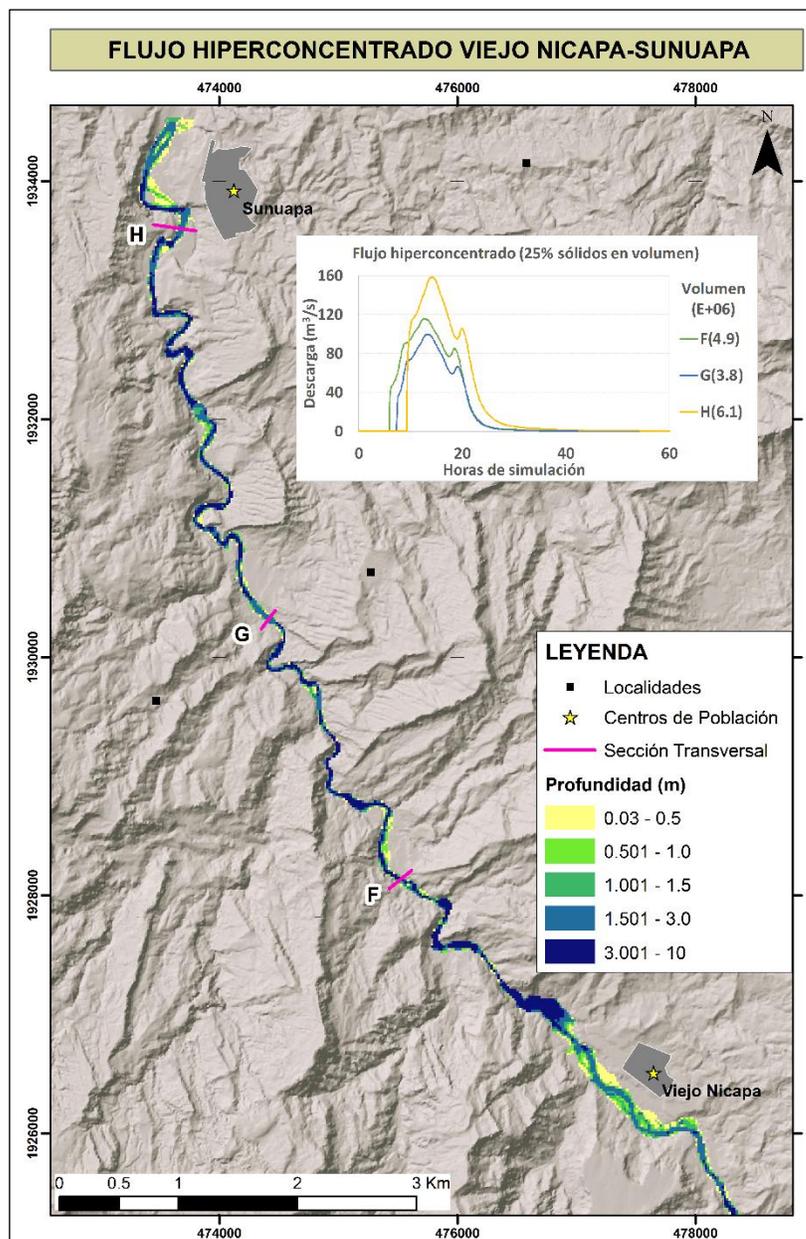
**Figura VIII-18** Flujo hiperconcentrado del volcán Chichón, asociado a lluvia atípica

Por otro lado, la figura VIII-19A, muestra el comportamiento del flujo hiperconcentrado sobre la sección Ostuacán-Presa Peñitas, la cual presenta una profundidad y velocidad máxima asociada de 5 m y 3.35 m/s. Esta simulación fue validada tomando en cuenta el colapso parcial del puente Sayula (triángulo rojo en Fig.VIII-19A), en donde se alcanzó una altura máxima del flujo de 3 m. La sección E, presenta una descarga máxima de  $313.08 m^3/s$  (tiempo de arribo de 15.5 h) y un volumen de  $14.8 \times 10^6 m^3$ , mientras que la sección F presenta una descarga de  $262.6 m^3/s$  con un tiempo de llegada de 16.2 h y un volumen de  $12.9 \times 10^6 m^3$ , por último, la sección G, la descarga y el volumen disminuye a  $257.55 m^3/s$  y de  $12.5 \times 10^6 m^3$  (en un tiempo de 17.5 h). Además, bajo este evento, el aporte de material sólido al sistema del río Grijalva es de  $3.13 \times 10^6 m^3$  de sedimento.



**Figura VIII-19** A) Flujo hiperconcentrado sobre la sección Ostuacán-Presa Peñitas asociado a lluvia atípica. B) Colapso parcial del puente Sayula asociado a lluvia atípica.

Finalmente, la figura VIII-20 muestra el comportamiento del flujo hiperconcentrado sobre la sección Viejo Nicapa-Sunuapa, la cual presenta una profundidad y descarga máxima de 10 m y 6.55 m/s. La sección F, presenta una descarga máxima de 115.27 m<sup>3</sup>/s con un tiempo de arribo de 12.5 h y un volumen de 4.9x10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>. Mientras que en la sección G, existe una disminución de 16.5 m<sup>3</sup>/s y ~1.08x10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>, respectivamente. Por último, la sección H, presenta un aumento en la descarga de 59.06 m<sup>3</sup>/s y en volumen de ~2.31x10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> (tomando como referencia la sección G); los tiempos de llegada de ambos flujos son similares y en promedio corresponde a 13.6 h.



**Figura VIII-20** Flujo hiperconcentrado sobre la sección Viejo Nicapa-Sunuapa, asociado a lluvia atípica.

## 8.4 Mapa de amenazas por lahares en el volcán Chichón

El peligro o amenaza por lahares, se define como la probabilidad de que un área pueda ser inundada, por una magnitud específica y/o un intervalo de tiempo dado (CENAPRED, 2001). Para poder representar el nivel de amenaza en una ubicación específica, es necesario considerar dos elementos: la intensidad del flujo y la probabilidad.

La intensidad es definida por la profundidad y velocidad del flujo, parámetros que son obtenidos después de realizar cada simulación. Mientras que la probabilidad de inundación es inversamente relacionada con la magnitud de un flujo, es decir, directamente con los periodos de retorno, por ejemplo, los eventos de mayor magnitud tienen menor probabilidad que sucedan (O'Brien, 2017).

FLO-2D, tiene un módulo con el cual se pueden crear mapas de peligro por inundación (Mapper pro), el cual está basado en la metodología desarrollada por García y colaboradores (2003, 2005), definiendo la amenaza en tres niveles: alto (rojo), medio (naranja) y bajo (amarillo), considerando los elementos descritos anteriormente (intensidad y probabilidad). Mapper pro, realiza una distinción entre una inundación por corriente fluvial y flujos de lodo o flujos de escombros, definiendo la intensidad en términos de la profundidad máxima de agua y el producto de la velocidad máxima multiplicada por la profundidad máxima.

O'Brien (2017), sugiere algunos límites de acuerdo con el tipo de flujo simulado, y el modelo predice la profundidad y velocidad máxima para cada periodo de retorno analizado. En este sentido, considerando las características del análisis efectuado se definió obtener dos tipos de mapas, escenario A y B, tomando en cuenta los niveles de intensidad del flujo (Tabla 21 y 22) que junto con los periodos de retorno se convierten posteriormente en el nivel de amenaza. Los periodos de retorno para el escenario A corresponde a 5, 10 y 20 años, mientras que, para el escenario B, únicamente son de 10 y 20 años.

**Tabla 21.** Escenario A: niveles de intensidad asociados a flujos hiperconcentrados

Intensidad del flujo	Profundidad máxima $h$ (m)	Producto de profundidad $h$ y velocidad máxima $v$ ( $m^2/s$ )
Alto	$h > 1.5$	$Vh > 1.5$
Medio	$0.5 < h < 1.5$	$0.5 < vh < 1.5$

Bajo	$0.10 < h < 0.5$	$0.10 \text{ } v h < 0.5$
------	------------------	---------------------------

**Tabla 22.** Escenario B: niveles de intensidad asociados a flujos hiperconcentrados

Intensidad del flujo	Profundidad máxima h (m)	Producto de profundidad h y velocidad máxima v ( $\text{m}^2/\text{s}$ )
Alto	$h > 3.0$	$vh > 3.0$
Medio	$1.0 < h < 3.0$	$1.0 < vh < 3.0$
Bajo	$0.10 < h < 1.0$	$0.10 \text{ } vh < 1.0$

La figura VIII-21, representa el mapa de amenaza por lahares bajo el escenario A (en 24 h), en tres secciones: i) En la sección Ostuacán-Preña Peñitas, se observa que las principales vías de comunicación terrestre (puentes hacia Nuevo Juan de Grijalva y Ostuacán) están en un nivel alto de amenaza, así como las terrazas cercanas al pueblo de Ostuacán (con más de 3,200 habitantes); ii) En la sección del Volcán Chichón, existen tres niveles de amenaza bien diferenciados: el primero corresponde sobre el río Susnubac (al SE del cráter), en donde existe una amenaza predominante de nivel medio. Por otro lado, sobre el río Magdalena (NW-SW) domina el nivel de amenaza alto, afectando diversas vías de acceso a rancherías y comunidades como Xochimilco (640 habitantes). Por último, sobre el río Platanar (al NE del cráter) los niveles de amenaza son de medio y bajo, incluso en zonas cercanas al pueblo Viejo Nicapa (485 habitantes); iii) Finalmente, en la sección Viejo Nicapa-Sunuapa, predomina el nivel de amenaza alto, afectando carreteras que van hacia el pueblo de Sunuapa.

Por otro lado, la figura VIII-22, representa el mapa de amenaza del escenario B (72 h), donde debido a la magnitud e intensidad de cada flujo, los niveles de intensidad son superiores que el escenario A (Tabla 22). i) En la sección Ostuacán-Presa Peñitas, domina el nivel de amenaza medio, a excepción de las terrazas cercanas a Ostuacán que presentan un nivel alto (al igual que el escenario A); ii) En la sección del volcán Chichón, sobre el río Susnubac domina el nivel medio y bajo. Mientras que sobre el río Magdalena, domina el nivel medio a excepción de las salidas de las microcuencas M5 y M16 (las de mayor área  $> 5\text{km}^2$ ) donde el nivel de amenaza es alto. Por último, sobre el río Platanar, el nivel de amenaza es medio y bajo. iii) Finalmente, en la sección Viejo Nicapa-Sunuapa, el nivel de amenaza sobre las terrazas de Viejo Nicapa es bajo, mientras que en el resto del canal existe un nivel alto (en las áreas sinuosas) y medio (en las zonas del canal rectas).

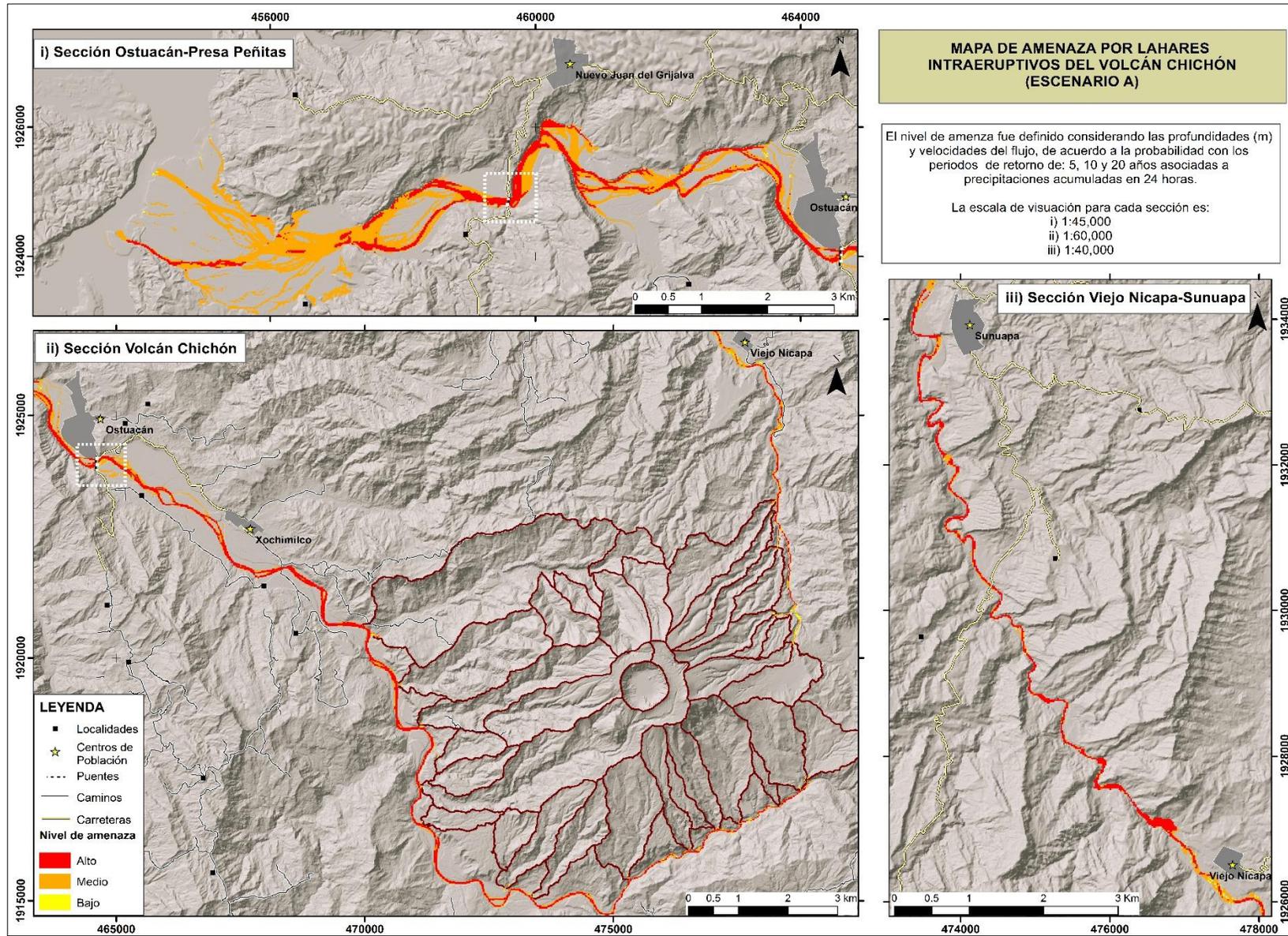


Figura VIII-21 Mapa de amenaza por lahares originados en 24 horas (escenario A). El cuadro punteado indica la infraestructura crítica amenazada.

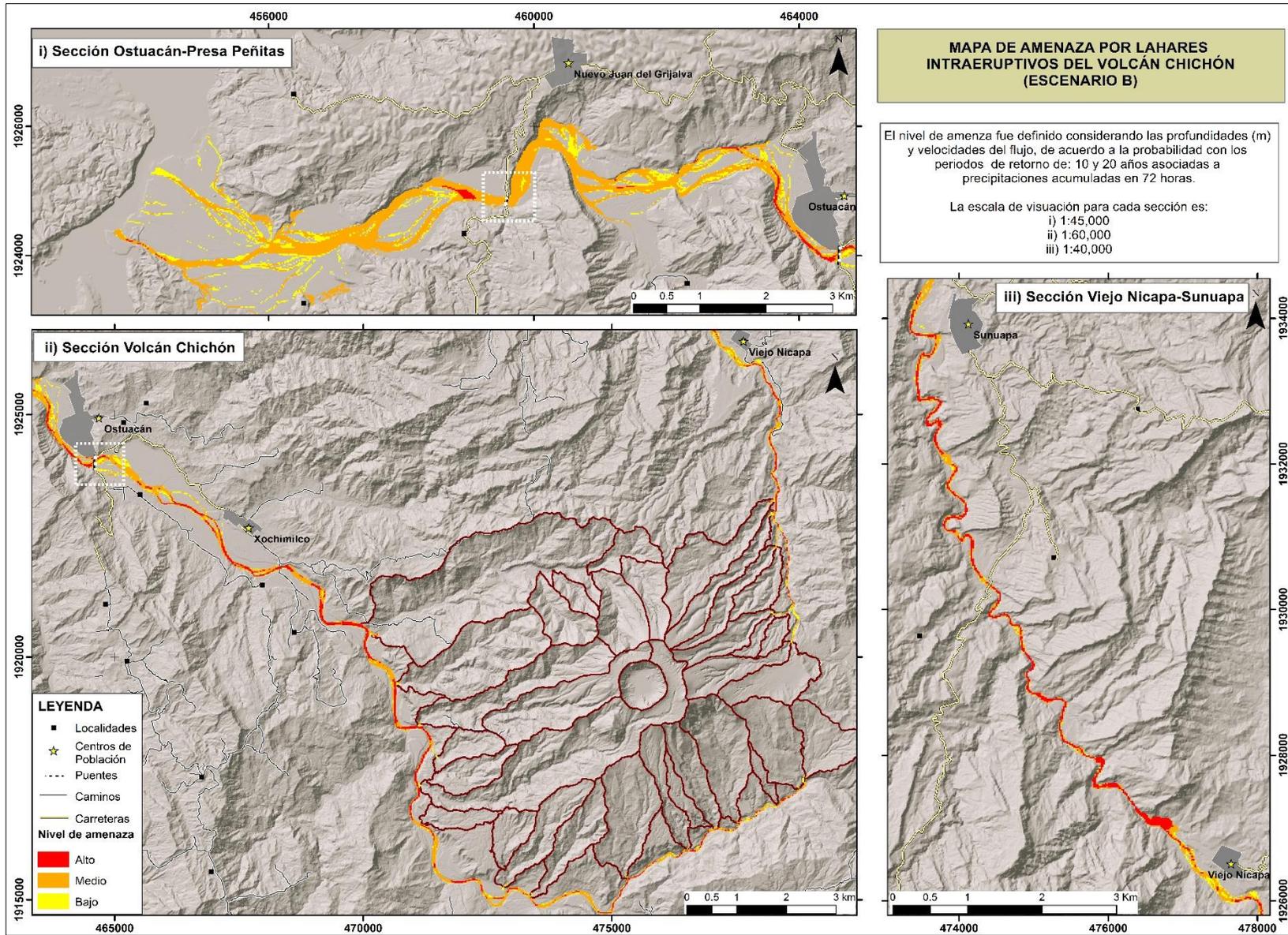


Figura VIII-22 Mapa de amenaza por lahares originados en 72 horas (escenario B). El cuadro punteado indica la infraestructura crítica amenazada.

## IX. Discusiones

El análisis desarrollado en este trabajo permite entender los factores determinantes en la formación de lahares intraeruptivos en una de las regiones con mayor presencia de eventos hidrometeorológicos de México. El presente trabajo se ha desarrollado con un enfoque integral tomando en cuenta los factores que propicia la formación de PRM y lahares (i.e. morfología, geología, uso de suelo y tipo de vegetación), así como los fenómenos climáticos que los detonan. La integración de los resultados permite la generación de mapas de peligro por este fenómeno bajo diferentes escenarios.

### 9.1 Flujos modernos, condiciones para su formación

El relieve del volcán Chichón, se ha visto recientemente expuesto a la generación de Procesos de Remoción en Masa (PRM), que ha desencadenado la formación de lahares intraeruptivos ante la presencia de diversos fenómenos hidrometeorológicos: Huracán Eta (noviembre de 2020), tormenta tropical Karl (octubre de 2022), con periodos de retorno de 20 y 5 años (en 72 horas), respectivamente, así como la presencia de una lluvia atípica (noviembre de 2022) con un Tx de 80 años (en 24 h).

Las zonas donde se presentaron PRM después del huracán Eta (Fig. IV-4), están asociados a tipos de USVE destinados a pastizales y vegetación secundaria (40 y 33%, respectivamente), con pendientes en promedio de 31 y 29° y una litología dominada por material sedimentario (arcillas arenosas y calcáreas) cubiertas por secuencias de depósitos piroclásticos. De acuerdo con Bisson y colaboradores (2013), los PRM se generan por la alternancia de litologías (i.e. permeabilidad) diferentes y a lo largo de superficies con pendientes mayores a 15°, como por ejemplo el fenómeno observado en 1998 en Sarno (Italia) con la formación de múltiples flujos de escombros por la removilización de depósitos piroclásticos de caída sobrepuestos a capas de calizas y lutitas (Crosta y Dal Negro, 2003).

Las lluvias son el proceso principal y más común en promover la inestabilidad de una ladera hasta disparar su colapso y posterior removilización en forma de lahares (i.e. Todesco y Todini, 2004; Scott et al., 2005; Larsen, 2008; Baumann et al., 2020). Durante el paso de huracanes o eventos hidrometeorológicos extremos, la constante acumulación de lluvia promueve la

saturación progresiva de las capas superficiales, con incremento del peso unitario y de la presión de poros que lleva a la disminución de la resistencia al corte del material hasta su colapso (Frattini et al., 2004). Por otro lado, el escurrimiento superficial de agua promovido por eventos de lluvias de corta duración, pero con elevada intensidad, puede a su vez promover la erosión continua y constante de material desde la porción superior de las cuencas hasta los cauces principales, con la formación de corrientes fluviales de alto contenido de sedimentos hasta la formación de lahares (i.e. Pierson y Mayor, 2004; Capra y Caballero 2021). En el volcán Chichón, los eventos de mayor magnitud del 2020 y 2022 ocurrieron en los meses cuando se registra mayor precipitación en la región por el ingreso de huracanes (octubre y noviembre) (CONAGUA, 2020); adicionalmente, un elemento que puede condicionar el exceso de agua en los suelos y aumentar la presión de poros es la presencia de manantiales. De acuerdo con Taran et al (2008), en la microcuenca S4, donde se originó el deslizamiento el Guayabal, existen diversos manantiales, elementos que pudieron comprobarse en el trabajo de campo. Tres microcuencas que también tienen presencia de manantiales activos son la M5 y M9 (Agua Tibia, AT1-2), así como la M10, M15 y M16 (Agua Salada, AS2-4), por lo que podrían ser susceptibles a PRM si coexisten los factores antes mencionados.

El PRM de mayor magnitud ocurrido en los últimos años (deslizamiento Guayabal) corresponde a un deslizamiento rotacional, el cual se generó al contacto entre la secuencia sedimentaria de lutitas que conforma parte del basamento del volcán Chichón, y la secuencia piroclástica que conforma al cono Guayabal. La masa removilizada se transportó como un flujo de escombros que se fue rápidamente diluyendo por la presencia de abundante agua en el canal con una descarga continua de agua por la presencia de manantiales activos (microcuenca S4).

Los depósitos característicos asociados a la generación de lahares intraeruptivos pueden variar desde flujos hiperconcentrados (20-60% de sólidos en volumen) hasta flujos de escombros (60-90% de sólidos en volumen), sin embargo, los depósitos observados en campo (a dos años de la generación del evento principal) tienen características de depósitos fluviales principalmente. El análisis granulométrico efectuado (Fig. IX-1), indica que existe un dominio en el contenido de fracciones de arena (0-4  $\phi$ ) y la forma de la pendiente de las curvas se atribuye a la moderada selección de los depósitos. Eso apunta a una dinámica fluvial muy activa, con rápida

removilización de material que se acumula en los cauces durante y después de eventos masivos asociados a PRM.

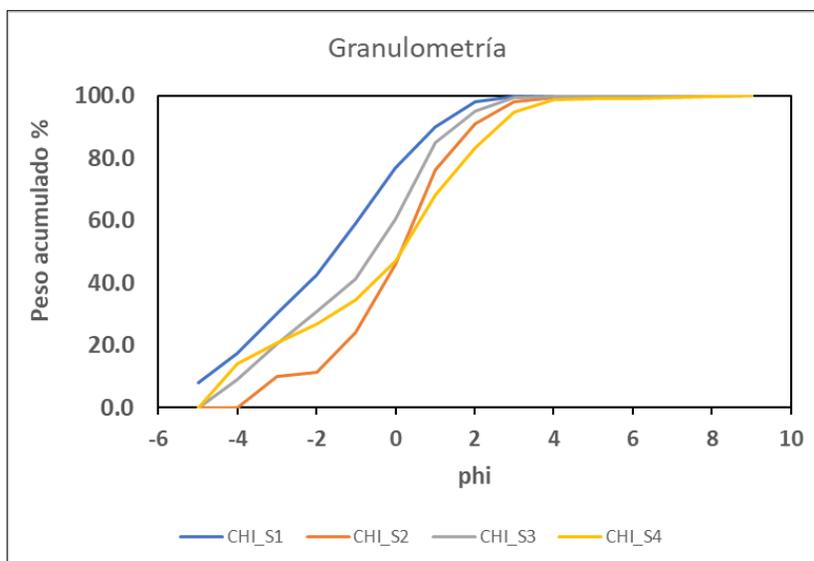


Figura IX-1 Relación de peso acumulado y phi.

## 9.2 Lahares intraeruptivos: del análisis de lluvia-escurrimiento al modelado de lahares por escenario de precipitación

Las 14 simulaciones de lluvia-escurrimiento realizadas en las 33 microcuencas que integran al volcán Chichón, permitieron definir las curvas de descarga asociada a cada escenario de precipitación en el drenaje de cada cuenca. Las descargas obtenidas se analizaron considerando el Número de Curva asociado a los diversos tipos de USVE que existen en el área de estudio (Chong y Teng, 1986; Grimaldi et al., 2013), lo que permitió asignarles una estimación de infiltración a 442 unidades con áreas mínimas cartografiadas de 6,400 m<sup>2</sup> (escala 1:20,000). El uso del NC simplifica el análisis de procesos de lluvia-escurrimiento, sin embargo, es necesario tomar en cuenta que dicha simplificación puede introducir una incertidumbre en la estimación de la hidrógrafa, así como del volumen total de descarga de agua por sub-cuencas (Capra et al., 2018).

Las proporciones de volumen de agua encontradas entre usar o no el parámetro de infiltración, oscila en promedio para el escenario A (lluvia acumulada en 24 h): 54.4, 56.9 y 50.8 % (Tx 5, 10 y 20, respectivamente), mientras que en el escenario B (lluvia acumulada en 72 h):

48, 41.2 y 34.8 % (Tx 5, 10 y 20 años), por el contrario, el escenario C (huracán Eta) presenta en promedio un porcentaje de 35.4. Estas proporciones se reflejan en las figuras VIII-1 a VIII-7. Cabe destacar que la forma truncada de las curvas de descargas de algunas microcuencas (como el caso de la P1 y M16) se debe a que faltó tiempo a que la simulación terminara (i.e. que toda el agua saliera de la cuenca); para las demás cuencas si se obtuvo la curva completa en el intervalo de tiempo definido para las simulaciones (55 horas). A su vez, es importante destacar que la forma, tamaño y grado de pendiente de las microcuencas, genera un patrón en la forma de las curvas de descarga, siendo más homogéneo en las del R. Susnubac (S1-S8) que en las del R. Platanar (P1-P9) y Magdalena (M1-M16), respectivamente.

Además, se debe tener presente que al momento de distribuir la intensidad de las lluvias (escenarios climáticos A, B, C) se hicieron considerando curvas teóricas calculadas para eventos hidrometeorológicos extremos registrados en las estaciones automáticas del volcán de Colima (Capra et al., 2018), con acumulados similares a los analizados en el volcán Chichón; esto debido a que en el área de estudio solo se cuenta con datos acumulados diarios.

La forma en la que se construyeron las hidrógrafas tomando como referencia las descargas de 27 microcuencas que en conjunto abarcan el 100% del drenaje del volcán Chichón, resultó muy pertinente, no obstante, el mantener la concentración de sedimentos (0.25 sólidos en volumen) constante a lo largo de la curva podría generar controversias. Este valor se consideró con base en las características de los depósitos asociados descritos en campo, ya que se encuentran en el límite entre la actividad fluvial (fluido newtoniano) y un flujo hiperconcentrado. Aun cuando las evidencias de campo indican el dominio de este tipo de flujos, debemos tener presente lo que ha sucedido con la formación de lahares intraeruptivos en otros volcanes del mundo, como el volcán Casita en Nicaragua (Scott et al., 2005) o el volcán Tolimán en Guatemala (Charbonnier et al., 2018), en donde existieron transiciones entre flujo de escombros a hiperconcentrados o viceversa. Sin embargo, una de la limitante de los diferentes códigos numéricos para la simulación de lahares es la dificultad de tomar en cuenta la incorporación de sedimentos a lo largo de todo el canal (*bulking*) o la sedimentación progresiva de la fracción sólida por *debulking* (Caballero et al., 2017).

A pesar de la limitante en la estimación de la tasa de erosión de los flujos durante el proceso de transporte, se analizó la variación en las tasas de descarga en la parte distal del río Ostucán-presa Peñitas entre las secciones transversales E, F y G, las cuales se encuentran a una distancia

entre 3 y 2 km entre sí. Los valores de descarga indican que existe una ligera disminución entre las secciones E-F y F-G, de acuerdo con los escenarios establecidos, estos valores son: escenario A de 13.2 y 25.5 m<sup>3</sup>/s (respectivamente); mientras que para el escenario B, un decremento de 18.3 y 10.3 m<sup>3</sup>/s (bajo el mismo orden). Esta disminución gradual es congruente con la distancia entre secciones, así como con la geometría del canal. Además, es importante tener presente que estos valores son un promedio de los píxeles de las secciones marcadas en el cauce que representan las tasas de descarga.

También, es importante mencionar que los lahares fueron simulados como eventos discretos, es decir, las descargas consideradas son únicamente del drenaje del volcán. Sin embargo, existen corrientes perennes que pueden aumentar el volumen de flujo y alterar la relación sedimento-agua (principalmente en la parte distal de las simulaciones), es por ello por lo que fue necesario analizar el gasto registrado en las estaciones hidrométricas (CONAGUA, 2023) para estimar la incertidumbre que podría generarse. La estación hidrométrica seleccionada, es la denominada Sayula (clave 30070) (17.408, -93.380), posee 27 años de registros y se encuentra en la parte distal del río Magdalena (puente Sayula); con base en los registros, se ha presentado un gasto diario promedio de 51.08 m<sup>3</sup>/s, un gasto máximo diario promedio de 248.98 m<sup>3</sup>/s y un caudal mínimo promedio de 14.14 m<sup>3</sup>/s. Con base en estos datos, se estima una incertidumbre entre el 30-35%, valor que incrementaría la descarga del flujo simulado, tomando como referencia las descargas de la sección E (Fig. VIII-14); sin embargo, esta estimación afectaría en mayor proporción las partes distales de las simulaciones que es donde existe mayor número de escorrentías de la subcuenca Mezcalapa (20-30% de la subcuenca de acuerdo con el INEGI, 2022).

### **9.3 Validación de simulaciones numéricas**

La validación o calibración al momento de realizar simulaciones numéricas es esencial para poder tener un grado de exactitud adecuado, sin embargo, cuando existen parámetros que no están bien definidos es importante recurrir a diversas alternativas que minimicen la incertidumbre (Caballero et al., 2017).

Considerando el análisis de precipitación desarrollado en este trabajo, se pudo abordar la realización de simulaciones por lahares intraeruptivos, tomando en cuenta únicamente la precisión de la cantidad de precipitación y periodos de retorno asociados. No obstante, a través de la

delimitación de llanuras de inundación (de alta resolución) producidas por los principales eventos hidrometeorológicos analizados (huracán Eta, tormenta tropical Karl, lluvia atípica), se logró encontrar una adecuada relación entre las simulaciones realizadas y los efectos post eventos hidrometeorológicos, además de la ubicación de daños estructurales puntuales (colapso de puentes). Debido a que en el volcán Chichón no existen estaciones de monitoreo ante este fenómeno, no se pueden emplear otros datos (geófonos, cámaras de video, sensores sísmicos de bajo costo, etc.) para poder realizar comparaciones entre ellos.

Además, es importante tener en cuenta algunos errores internos asociados al modelo FLO-2D, los cuales se ven reflejados en zonas de inundación o *pools* que duplican la profundidad máxima del flujo. En las simulaciones realizadas únicamente se detectaron sobre el canal Viejo Nicapa-Sunuapa, generando un par de píxeles con profundidades superiores a 15 m. Aunque las condiciones topográficas permitirían la acumulación de estas profundidades, se trata de un error asociado al cálculo y resolución del DEM, por lo que estos valores fueron reclasificados considerando los píxeles adyacentes y obteniendo un valor máximo de 10 m. Es importante mencionar, que fue el único segmento donde se presentó esta inconsistencia, las simulaciones restantes no presentaron valores anómalos.

## X. Conclusiones

Los eventos hidrometeorológicos extremos que han impactado el relieve del volcán Chichón durante los últimos dos años: huracán Eta (noviembre de 2020), tormenta tropical Karl y lluvia atípica (octubre y noviembre de 2022), presentan periodos de retorno de 20 y 80 años.

La magnitud de estos eventos (500, 354 y 439.9 mm en 72 y 24 horas respectivamente), ha tenido la capacidad de generar diversos procesos de remoción en masas (PRM) y lahares, como el evento post huracán Eta con la generación del deslizamiento El Guayabal, con un volumen estimado de  $3 \times 10^6 \text{ m}^3$ , que dio origen a la formación de lahares intraeruptivos.

Los PRM generados están altamente relacionados con el contraste litológico (secuencias volcanoclasticas vs sedimentarias), el tipo de uso de suelo y tipos de vegetación (USVE) y la inclinación del relieve; en este sentido los eventos post Eta presentaron las siguientes características: el 40% se presentó en pastizales, el 33% en vegetación secundaria y el 27% en vegetación primaria, con pendientes asociadas de 31, 29 y 44° (respectivamente).

La caracterización granulométrica y descripción de los depósitos asociados, indica que se trata de depósitos en el límite entre corrientes fluviales y flujos hiperconcentrados, pobremente seleccionados y con abundancia de las fracciones de arena muy gruesa a gruesa, con un contenido de finos inferior al 1%.

El análisis morfo-hidrológico a nivel microcuenca, permite entender la capacidad de drenaje y la definición de curvas de descarga que son empeladas como inflow para las simulaciones de lahares intraeruptivos, considerando dos escenarios de precipitación: A (Tx de 5, 10 y 20 años) y B (Tx 10 y 20 años).

Los mapas de peligro generados en esta investigación representan una herramienta sustancial para coadyuvar a la gestión de riesgos de desastres, principalmente haciendo énfasis en establecer medidas de mitigación que tomen en cuenta las zonas de peligro alto (como prioridad), como son las terrazas cercanas al pueblo de Ostucán y Xochimilco (3,200 y 640 habitantes), así como las vías de acceso como puentes (puente Sayula y Ostucán) que condicionan el ingreso y rutas de evacuación de estos centros de población. Para ello se sugiere contemplar construcciones que tomen en cuenta al menos un Tx de 80 años (referente al evento atípico que causó el colapso parcial del puente Sayula).

Finalmente, es necesario mejorar el monitoreo hidrometeorológico de la zona de estudio, que permita tener datos de lluvia cada 10 minutos y se conozca la intensidad real de los eventos que afectan al volcán. Para ello en marzo de 2023 se establecieron dos estaciones de lluvia automáticas (en las cabañas del volcán y Ostuacán) y un sensor sísmico de bajo costo (Ostuacán) para que registre la energía que produce la carga de fondo del transporte de sedimentos en el río Ostuacán. Sin embargo, a pesar de este esfuerzo por aumentar la instrumentación, este monitoreo debe ser permanente, y no de forma temporal.

## XI. Referencias

- Adeyemi S y Ojo MO (2003). A generalization of the Gumbel Distribution, *Kragujevac J. Math.*, no. 25, pp. 19–29.
- Adnan MSG, Dewan A, Zannat KE, Abdullah AYM (2019). The use of watershed geomorphic data in flash flood susceptibility zoning: a case study of the Karnaphuli and Sangu River basins of Bangladesh. *Nat. Hazards*. 99:425-448. DOI 10.1007/S11069-019-03749-3
- Alcántara-Ayala I, Murillo-García FG (2007). Mass movement processes in Mexico: towards a proposal to construct a nation-wide inventory. *Investigaciones en Geografía*. 66.
- Authemayou C, Brocard G, Teyssier C, Simon-Labric T, Guttiérrez A, Chiquín EN, Morán S (2011). The Caribbean– North America–Cocos Triple Junction and the dynamics of the Polochic–Motagua fault systems: pull-up and zipper models. *Tectonics* 30:TC 3010. doi:10.1029/2010TC002814
- Baumann V, Bonadonna C, Cuomo S, Moscariello M (2019). Modelling of erosion processes associated with rainfall-triggered lahars following the 2011 Cordon Caulle eruption (Chile). *J Volcanol Geoth Res* 390.106- 727. Doi: 10.1016/j.jvolgeores.2019.106727.
- Bisson M, Sulpizio R, Zanchetta G, Demi F (2013). A map for volcanoclastic debris flow hazards in Apennine areas surrounding the Vesuvius volcano (Italy). *J Maps*. Doi: 10.1080/17445647.2013.768948.
- Blong RJ (1984). *Volcanic hazards: A Sourcebook on the Effects of Eruptions*. Academic Press, Orlando, Florida. 389 p.
- Bonasia R, Costa A, Folch A, Macedonio G, Capra L (2012). Numerical simulation of tephra transport and deposition of the 1982 El Chichón eruption and implications for hazard assessment. *J Volcanol Geotherm Res*, Vol. 231-232, 39–49 p.
- Caballero L, Capra L. (2014). The use of FLO2D numerical code in lahar hazard evaluation at Popocatepetl volcano: a 2001 lahar scenario. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 14, 3345–3355. Doi: 10.5194/nhess-14-3345-2014

- Caballero L, Capra L, Vázquez R (2017). Evaluating the Performance of FLO2D for Simulating Past Lahar Events at the Most Active Mexican Volcanoes. *Natural Hazard Uncertainty Assessment*. Riley, K.; Webley, P.; Thompson, M.; Webley, P. (eds). doi: 10.1002/9781119028116.ch12
- Canul RF, Rocha VS (1981). Informe geológico de la zona geotérmica de “El Chichónal”, Chiapas: Informe 32–81. Unpublished Report of the Geothermal Department of the Comisión Federal de Electricidad, Morelia, Michoacán, México, 30 pp
- Capra L, Coviello V, Borselli L, Márquez-Ramírez VH, Arámbula-Mendoza R (2018). Hydrological control of large hurricane-induced lahars: evidence from rainfall-runoff modeling, seismic and video monitoring. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* Vol. 18. pp. 781-794. doi:10.5194/nhess-18-781-2018
- Capra L, Gavilanes-Ruíz JC, Varley N, Borselli L (2019). Origin, behavior and hazard of rain-triggered lahars at volcán de Colima. En: Varley N, Connor CB, Komorowki JC (eds). *En Volcán de Colima. Active volcanoes of the world*. Springer.
- Capra L, Caballero L (2021). Rainfall on active volcanoes: morphological response and associated processes. En Rodrigo-Comino J (ed). *Precipitation: Earth Surface Response and Processes*. Doi: 10.1016/B978-0-12-822699-5.00012-4
- Caruso P, Pareschi MT (1993). Estimation of lahar and lahar-runout flow hydrograph on natural beds. *Environ Geol.* Vol. 22. pp. 141-152. doi: 10.1007/BF00789326
- CENAPRED (2004). *Guía Básica para la Elaboración de Atlas Estatales y Municipales de Peligros y Riesgos*. Ciudad de México. Pp 318-322.
- Charbonnier SJ, Connor CB, Connor LJ, Sheridan MF, Oliva-Hernández JP, Richardson JA (2018). Modeling the October 2005 lahars at Panabaj (Guatemala). *Bull Volcanol* 8:4. Doi: <https://doi.org/10.1007/s00445-017-1169-x>
- Chong SK, Teng TM (1986). Relationship between the runoff curve number and hydrologic soil properties. *J Hydrol.* V 84, 1-7.

- Comisión Nacional del Agua (2020). Reseña del huracán Eta del océano Atlántico (31 de octubre-13 de noviembre de 2020). Consultado a través de: <https://smn.conagua.gob.mx/tools/DATA/Ciclones%20Tropicales/Ciclones/2020-Eta.pdf>
- Comisión Nacional del Agua (2021). Clasificación de lluvias en mm por día en México, 2021. <http://www.conagua.gob.mx/>
- Comisión Nacional del Agua (2022). Simulador de Flujos de Aguas de Cuencas. [https://antares.inegi.org.mx/analisis/red\\_hidro/siatl/](https://antares.inegi.org.mx/analisis/red_hidro/siatl/)
- Comisión Nacional del Agua (2023). Banco Nacional de Datos de Aguas Superficiales (BANDAS). <http://www.app.conagua.gob.mx/bandas>
- Córdoba G, Sheridan MF, and Pitman B (2010), A two phase, depth-averaged model for geophysical mass flows in the TITAN code framework, Paper presented at CMGIUGG, Pisa, Italy.
- Costa A, Macedonio G, y Folch A (2006). A three-dimensional Eulerian model for transport and deposition of volcanic ashes, *Earth Planet Sc Lett.*, 241, 634–647, doi: 10.1016/j.epsl.2005.11.019.
- Coviello V, Capra L, Norini G, Dávila N, Ferrés D, Márquez-Ramírez H, Pico E (2020). Earthquake-induced debris flows at Popocatepetl volcano, Mexico. *Earth Surf Dynam.* Doi: <https://doi.org/10.5194.esurf-2020-36>
- Crosta GB, Dal Negro P (2003). Observations and modelling of soil slip-debris flow initiation processes in pyroclastic deposits: the Sarno 1998 event. *Nat Hazards Env Sys Sci* 3, 53 – 69.
- Damon P, Montesinos E (1978). Late Cenozoic volcanism and metallogenesis over an active Benioff Zone in Chiapas, Mexico. *Ariz Geol Soc Digest* 11:155–168
- De La Cruz-Reyna S, Martin Del Pozzo AL (2009). The 1982 eruption of El Chichón volcano, Mexico: eyewitness of the disaster. *Geofis Int* 48(1):21–31
- Duffield WA, Tilling RI, Canul R (1984) Geology of El Chichón volcano, Chiapas, Mexico. *J Volcanol Geotherm Res* 20:117–132

- Espíndola JM, Macías JL, Tilling R, Sheridan M (2000) Volcanic history of El Chichón Volcano (Chiapas, Mexico) during the Holocene, and its impact on human activity. *Bull Volcanol* 62(2):90–104. doi.org/10.1007/s0044 59900 064
- Fairchild LH (1987). The importance of lahar initiation processes. *Reviews in Engineering Geology. Geol Soc Am. Vol. 7. pp. 51-61.* doi: 10.1130/REG7-p51
- Ferrés D, Sieron K, González-Zuccolotto K, Constantinescu R, Flores JA, Siebe C, Capra L, Connor L., Connor CB (2019). Memoria técnica del mapa de peligros del volcán Ceboruco (Nayarit). *Monografías 24. Instituto de Geofísica, UNAM. México. 170 p.*
- Folch A, Costa A, Macedonio G (2009). FALL 3D: A Computational Model for Transport and Deposition of Volcanic Ash, *Comput Geosci.*, 35, 1334-1342, doi:10.1016/j.cageo.2008.08.008.
- Folch A, Mingari L, Gutiérrez N, Hanzich M, Macedonio G, Costa A (2020). FALL3D-8.0: a computational model for atmospheric transport and deposition of particles, aerosols, and radionuclides Part 1: Model physics and numerics. *Geosci Model Dev.*, 13, 1431–1458, 2020 Doi: 10.5194/gmd-13-1431-2020
- Frattini P, Costa GB, Fusi N, Negro PD (2004). Shallow landslides in pyroclastic soils: a distributed modelling approach for hazard assessment. *Eng Geol* 73, 277-295. Doi: 10.1016/j.enggeo.2004.01.009
- García R, López JL, Noya M, Bello ME, Bello MT, González N, Paredes G, Vivas MI, O'Brien JS (2003). Hazard mapping for debris flow events in the alluvial fans of northern Venezuela. *Third International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment. Davos, Switzerland. September 10-12.*
- García R, López JL (2005). Debris Flows of December 1999 in Venezuela. Chapter 20th of *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Jakob, Matthias, Hungr, Oldrich Eds. Springer Verlag Praxis, Berlin.
- Garduño-Monroy VH, Macías JL, Molina Garza RS (2015). Geodynamic setting and pre-volcanic geology of active volcanism in Chiapas. En *Scolomacchia, T. Macías, J. L. (eds) Active*

- Volcanoes of Chiapas (Mexico): El Chichón y Tacaná. Active volcanoes of the World. Springer. Berlín Heidelberg. Doi: 10.1007/978-3642-25890-9\_6
- Garrido AR (1992) Limitaciones de la Distribución de Gumbel en la valoración del riesgo de lluvias fuertes: caso de un observatorio del litoral Mediterráneo.
- Grimaldi S, Petroselli A, Romano N (2013). Green-Ampt Curve-Number mixed procedure as an empirical tool for rainfall-runoff modelling in small and ungauged basins. *Hydrol Process.* V 27, 1253-1264.
- Gutiérrez-Lozano J, Vargas V, Romero M, Plácido JM, Aguirre MJ, Silva HT (2010). Return periods of torrential rains for the state of Tamaulipas, Mexico. *Invest Geog.* 76
- Guzmán-Speziale M, Pennington WD, Matumoto T (1989). The triple junction of the North America, Cococ, and Caribbean Plates: seismicity and tectonics. *Tectonics* 8:981-999
- Guzmán-Speziale M, Meneses-Rocha JJ (2000). The North America-Caribbean plate boundary best of the Motagua- Polochic fault system: a fault jog in Southeastern Mexico. *J South Am Earth Sci* 13:459–468
- Horton RE (1945). Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bull Geol Soc Am* 56:275–370. DOI. org/ 10. 1130/ 0016-7606(1945) 56[275: EDOSAT] 2.0. CO;2
- Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (2007). Información vectorial de suelos serie II. Consultado vía <https://www.inegi.org.mx/temas/edafologia/>
- Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (2018). Cartas topográficas: productos y servicios. México. <https://www.inegi.org.mx/temas/topografia/#mapas>.
- Iverson RM, Schilling SR, and Vallance JW (1998). Objective Delineation of areas at risk from Inundation by lahars: *Geol Soc Am Bull.*, 110, (8), 972-984. doi:10.1130/0016-7606(1998)110<0972:ODOLIH>2.3.CO;2
- Kerle N (2002). Volume estimation of the 1998 flank collapse at Casita volcano, Nicaragua – a comparison of photogrammetric and conventional techniques. *Earth Surf Proc Land.* 27:759-772.

- Koutsyiannis D (2003). On the appropriateness of the Gumbel Distribution in modeling extreme rainfall, Proceedings of the ESF LESC Exploratory Workshop held at Bologna, Italy, October 24–25, pp. 303–319.
- Larson MC (2008). Rainfall-triggered landslides, anthropogenic hazards, and mitigation strategies. *Adv. Geosciences* 14, 147-153.
- Lavigne F, Thouret JC. (2000). Les lahars: Dépôts, origines et dynamique. *Bull Soc Geol.* T 171-5. 545-557.
- Layer PW, García-Palomo A, Jones D, Macías JL, Arce JL, Mora JC (2009) El Chichón volcanic complex, Chiapas, México: stages of evolution based on field mapping and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology. *Geofís Int* 48:33–54
- López-Loera H, Macías JL, Espíndola JM, Arce JL, Layer PW, Torres-Gaytan DE (2020). The Santa Fe intrusión and other magmatic bodies under the Chichón volcano area (Mexico): inferences from aeromagnetic and new petrologic-geochronologic data. *Surv Geophys.*, 41:859–895. <https://doi.org/10.1007/s10712-020-09591-8>
- Macías JL, Capra L, Scott KM, Espíndola JM, García-Palomo A, Costa JE (2004). The 26 May 1982 breakout flows derived from failure of volcanic dam at El Chichón, Chiapas, Mexico: *Bull Geol Soc Am.*, 116, pp. 233–246.
- Macías JL, Capra L, Arce JL, Espíndola JM, García-Palomo A, Sheridan MF (2008). Hazard map of El Chichón volcano, Chiapas, México: Constraints posed by eruptive history and computer simulations, *J Volcanol Geotherm Res.*, (175)-4, 444–458.
- Macías JL, Arce JL, Garduño-Monroy VH, Rouwet D, Taran Y, Layer P, Jiménez A, Álvarez R (2010): Estudio de prospección geotérmica para evaluar el potencial del volcán Chichonal, Chiapas. Unpublished Report no. 9400047770 IGF-UNAM-CFE
- Mahala A (2020) The significance of morphometric analysis to understand the hydrological and morphological characteristics in two different morpo-climatic settings. *Appl Water Sci* 10:1–16. [Doi. org/ 10. 1007/ s13201- 019- 1118-2](https://doi.org/10.1007/s13201-019-1118-2)
- Manea V, Manea M (2006). Origin of the modern Chiapanecan volcanic arc in southern Mexico inferred from thermal models. *GSA Spec Pap* 412:27–38

- Manville V, Németh K, Kano K (2009). Source to sink: A review of three decades of progress in the understanding of volcanoclastic processes, deposits, and hazards: *Sediment Geol.*, 220, 136-161.
- Martin Del Pozzo AL, Alatorre-Ibargüengoitia MA, Arana-Salinas L, Bonasia R, Capra L, Cassata W, Córdoba G, Cortés-Ramos J, Delgado-Granados H, Ferrés D, Fonseca-Álvarez R, García-Reynoso JA, Gisbert G, Guerrero-López DA, Jaimes-Viera MC, Macías JL., Nieto-Obregón J, Nieto-Torres A, Paredes-Ruiz PA, Portocarrero-Martínez J, Renne P, Rodríguez-Espinosa DM, Salinas-Sánchez S, Siebe C, Tellez-Ugalde E (2017). Estudios geológicos y actualización del mapa de peligros del volcán Popocatepetl. Memoria técnica del mapa de peligros del volcán Popocatepetl. Monografías del Instituto de Geofísica. Universidad Nacional Autónoma de México. 166 p.
- Mendoza-Rosas A, De la Cruz-Reyna S (2010) Hazard estimates for El Chichón volcano, Chiapas, México: a statistical approach for complex eruptive histories. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 10(6):1159–1170. doi.org/10.5194/nhess -10-1159-2010
- Miura K, Maeda K, Toki S (1997). Method of measurement for the angle of repose of sands. *Soils and Foundation*, 37 (2), págs. 89-96.
- Montrasio L, Valentino R (2008). A model for triggering mechanisms of shallow landslides. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 8(5):1149-1159.
- Mora JC, Jaimes-Viera MC, Garduño-Monroy VH, Layer PW, Pompa-Mera V, Godinez ML (2007) Geology and geochemistry characteristics of the Chiapanecan volcanic Arc (Central Area), Chiapas Mexico. *J Volcanol Geotherm Res* 162:43–72
- Mora JC, Layer PW, Jaimes-Viera MC (2012). New  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages from the Central Part of the Chiapanecan volcanic arc, Chiapas. *México Geofís Int* 51(1):39–49
- Mulena C, Allende D, Puliafito E (2013). Modeling of last eruption from Puyehue-Cordon Caulle volcanic complex. *J Geol.*, Vol. 3, 0719.0565
- Muñoz-Salinas, E., Castillo-Rodríguez, M., Manea, M., Palacios, D. (2009). Lahar flow simulations using LAHARZ program: Application for the Popocatepetl volcano, Mexico. *J Volcanol Geotherm Res.*, 182, 13-22.

- National Hurricane Center (2021). Hurricane Eta report: 31 october-13 november 2020. Report by: Pasch RJ, Reinhart BJ, Berg R, Roberts DP. [https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/AL292020\\_Eta.pdf](https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/AL292020_Eta.pdf)
- O'Brien JS y Julien PY (1988). Laboratory analysis of mudflow properties. *J Hydraul Eng.* Vol. 114. Núm. 8. pp. 877-887. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1988)114:8(877)
- O'Brien JS, Julien PY, Fullerton WT (1993). Two-dimensional water flood and mudflow simulation. *J Hydraul Eng.* Vol. 119. Núm. 2. pp. 244-261. American Society of Civil Engineers doi:10.1061/(ASCE)0733-9429(1993)119:2(244)
- O'Brien JS (2019). Reference Manual. FLO-2D Software, Inc. Nutrioso, Arizona.
- O'Brien JS (2017). Mapper Manual. FLO-2D Software, Inc. Nutrioso, Arizona.
- Patra, A. K., Bauer, A. C., Nichita, C. C., Pitman, E. B., Sheridan, M. F., Bursik, M., Rupp, B., Webber, A., Stinton, A., Namikawa, L., Rensechler, C. (2005). Parallel Adaptive Numerical Simulation of Dry Avalanches Over Natural Terrain. *J Volcanol Geotherm Res.*, 139 1-21 2.
- Pierson TC (1998). An empirical method for estimating travel times for wet volcanic mass flows. *Bull Volcanol* 60: 98-109. Doi: 10.1007/s004450050219
- Pierson TC, Scott KM (1985). Downstream dilution of a lahar: Transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow. *Water Resour Res.* 10: 1511-152. Doi: <https://doi.org/10.1029/WR021i010p01511>.
- Pierson TC, Major JJ (2014). Hydrogeomorphic Effects of Explosive Volcanic Eruptions on Drainage Basins. *Annu Rev Earth Pl Sc* 42, 459-507. Doi: 10.1146/annurev-earth-060313-054913
- Ramírez-Solís, M. I. (2016). Estimación de la amenaza por lahares de los volcanes chiapanecos activos mediante la aplicación de Lahar Z y los SIG (tesis de licenciatura). Universidad de Ciencias y Artes de Chiapas, México.
- Raes D (2004). Frequency analysis rainfall data. Katholike Universiteit Leuven. Department of Earth and Environmental Sciences Celestijnelaan 200E, BE-3001 Leuven, Belgium.

- Ratschbacher L, Franz L, Min1 M, Bachmann R, Martens U, Stanek K, Stübner K, Nelson BK, Herrmann U, Weber B, López-Martínez, M, Jonckheere R, Sperner B, Tichomirowa M, McWilliams MO, Gordon M, Meschede M, Bock P (2009). The North American–Caribbean plate boundary in Mexico- Guatemala-Honduras. In: Martini IP, French HM, Pérez-Alberti A (eds) Ice-marginal and periglacial processes and sediments. Geol Soc Spec Publ 328:219–293. doi:10.1144/SP328.11
- Rebollar CJ, Espíndola VH, Uribe A, Mendoza A, Pérez-Vertti A (1999) Distribution of stress and geometry of the Wadati Benioff zone under Chiapas, Mexico. *Geofís Int* 38:95–106
- Rose WI, Bornhorst TJ, Halsor SP, Capaul WA, Plumey PS, De la Cruz Reyna S, Mena M, Mota R (1984) Volcán El Chichón, Mexico: pre S-rich eruptive activity. *J Volcanol Geotherm Res* 23:147–167
- Schilling, SP. (1998). LAHARZ: GIS programs for automated mapping of lahar inundation hazard zones. US Geological Survey Open-File Report 98-638; pp. 79.
- Scolamacchia T & Capra L (2015). El Chichón Volcano: Eruptive history. En Scolamacchia, T. Macías, J. L. (eds) *Active Volcanoes of Chiapas (Mexico): El Chichón y Tacaná. Active volcanoes of the World*. Springer. Berlín Heidelberg. Doi: 10.1007/978-3642-25890-9\_6
- Scott KM (1988). *Origins Behaviour and Sedimentology of Lahars and Lahar runout Flows in the Toutle-Cowlitz River System*, US Geol Surv Prof Pap., 1447A. USGS: Reston, VA., pp 74.
- Scott KM, Vallance JW, Kerle N, Macías JL, Strauch W, Devoli G (2005). Catastrophic precipitation-triggered lahar at Casita volcano, Nicaragua: occurrence, bulking and transformation. *Earth Surf Proc Land*. 30: 59-79. Doi: <https://doi.org/10.1002/esp.1127>
- SEAN Smithsonian Institution (1989). *Global volcanism 1975-1985*. Prentice Hall. Englewood Cliffs, p657.
- Servicio Geológico Mexicano (1996). *Carta Geológico Minera Villahermosa E15-8 Tab, Ver, Chis, Oax. Carta de segunda edición*.
- Sieron K, Ferrés D, Siebe C, Constantinescu R, Capra L, Connor C, Connor L, Groppelli G, González -Zuccolotto K (2019). *Ceboruco hazard map: part II—modeling volcanic*

- phenomena and construction of the general hazard map. *Nat Hazards*. doi: 10.1007/s11069-019-03577-5
- Smith GA, Fritz WJ (1989) Volcanic influences on terrestrial sedimentation. *Geology* 17:375-376
- Strahler AN (1952) Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geol Soc Am Bull* 63:1117-1142
- Todesco M, Todini E (2004). Volcanic Eruption Induced Floods: A Rainfall-Runoff Model Applied to the Vesuvian Region (Italy). *Nat Hazards* 33, 223-245. Doi: 10.1023/B:NHAZ.0000037039.35228.c0
- Tola SY, Shetty A (2022). Flood susceptibility modeling based on morphometric parameters in Upper Awash River basin, Ethiopia using geospatial techniques. *Sustain. Water Resour. Manag.*
- Tilling R, Rubin M, Sigurdsson H, Carey S, Duffield W, Rose WI (1984) Holocene eruptive activity of El Chichón volcano, Chiapas, Mexico. *Science* 224:747–749.
- Vallance J, Scott K (1997). The Osceola Mudflow from Mount Rainier: sedimentology and hazard implications of a huge clay-rich debris flow. *Geol Soc Am Bull*. 109, 143 - 163.
- Vallance JW (2005). Volcanic debris flows. En Jakob M, Hungr O (eds). *Debris-flows hazards and related phenomena*. Springer, Berlin. 247-272.
- Weibull W (1939). A statistical study of the strength of material. *Ing. Vetenskaps Akad. Handl.* Vol. 151, pp 15.

## Apéndice

**Tabla 23.** Parámetros morfométricos calculados en las microcuencas del volcán Chichón (modificado de Adnan et al., 2019; Tola y Shetty, 2022).

ID	Aspecto	Parámetro morfométrico	Fórmula y unidad	Referencia
1	Lineal	Orden de corriente (Su)	Ranking jerárquico	Strahler (1952)
2		Número de corriente (Nu)	$Nu=N1+N2+N3...Nu$	Horton (1945)
3		Longitud de corriente principal (Lp)	Lp=Longitud río principal (km)	Strahler (1964)
4		Longitud de corriente total (Lu)	$Lu= L1+L2+L3...Lu$ (km)	
5		Longitud de la cuenca (Lb)	$Lb=1.312 *(A^{0.568})$	Nooka Ratnam et al. (2005)
6		Relación longitud de corriente (R1)	$R1= Lu/sum (Lu-1)$	Horton (1945)
7		Longitud de corriente promedio (Lum)	$Lum=Lu/Un$ (km)	Strahler (1964)
8		Relación de bifurcación (Rb)	$Rb=Nu/Nu+1$	Schumm (1956)
9		RHO	$RHO=R1/Rb$	Horton (1945)
10	Área	área de la cuenca (A)	(km <sup>2</sup> )	
11		Perímetro de la cuenca (P)	(km)	
12		Densidad de drenaje (Dd)	$Dd=Lu/A$ (km/km <sup>2</sup> )	Horton (1932)
13		Frecuencia de corriente (Fs)	$Fs=Nu/A$ (Nu/km <sup>2</sup> )	
14		Relación textura (Rt)	$Rt=N.u/P$ (Nu/km)	Horton (1945)
15		Relación de elongación (Re)	$Re=(2/Lb)(A/Pi)^{0.5}$	Schumm (1956)
16		Relación de circularidad (Rc)	$Rc=4Pi*A/P^2$	Strahler (1964)
17		Longitud del flujo sobre la superficie (Io)	$Io=0.5/Dd$ (km/km <sup>2</sup> )	Horton (1945)
18		Relación de compacidad (Cc), Gravelious	$Cc=0.2821 P/(A^{0.5})$	Horton (1945)
19		Factor de forma de Gravelious (Ff)	$Ff=A/Lb^2$	
20	Relieve	Relieve de la cuenca (H)	H= cota máxima-mínima (m)	Strahler (1952)
21		Relación de relieve (Rr)	$Rr=H/Lb$ (m/km)	Schumm (1956)
22		Pendiente (S)	Grados de pendiente media Mínima, Máxima	Kabenge et al. (2017)
23		Pendiente de corriente principal (Sms)	Pendiente media del cauce principal Pendiente max cauce principal	
		Tiempo de concentración de California (Tc)	$Tc= 0.06626 (Lp^2/Sms)^{0.385}$	
24		Número de infiltración (Ni)	$Ni= Dd*Fs$	Alqahtani and Qaddah (2019)
25		índice de humedad topográfica (TWI)	$TWI= \ln (As/\tan B)$ As= área específica de la cuenca, B= pendiente en radianes	Beven y Kirkby (1979)