



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**Evaluación del peligro asociado a lahares en el volcán
Nevado de Toluca, en el sector Noreste**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

Licenciado en Ciencias de la Tierra

P R E S E N T A :

LEONARDO NIÑO ESTRADA



**TUTOR
Dra. LUCIA CAPRA PEDOL
2016**

Ciudad Universitaria, CDMX



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

1. Datos del alumno.

Niño

Estrada

Leonardo

5571351552

Universidad Nacional Autónoma de
México

Facultad de Ciencias

Ciencias de la Tierra

412059388

2. Datos del tutor

Dra.

Lucia

Capra

Pedol

3. Datos del sinodal 1

Dr.

Gerardo

Carrasco

Núñez

4. Datos del sinodal 2

Dr.

Luis Miguel

Mitre

Salazar

5. Datos del sinodal 3

Dra.

Ana María Lizeth

Caballero

García

6. Datos del sinodal 4

Dr.

Pierre Gilles

Lacan

7. Datos del trabajo escrito

Evaluación del peligro asociado a lahares
en el volcán Nevado de Toluca, en el
sector Noreste

118 p.

2016

Agradecimientos

A mis compañeros maestros del Centro de Geociencias y Facultad de Ciencias, a mi familia por su apoyo a lo largo de mi vida, a Nuria por su apoyo, consejos y motivación, a la Dra. Lucia Capra, por su enseñanza, paciencia y apoyo incondicional a lo largo de la licenciatura. Y a SNI-CONACYT y DGAPA-PAPIIT-IN101213 por su apoyo a través de becas y fondos para trabajo de campo y fechamientos, las cuales fueron fundamentales para la conclusión de mis estudios.

INDICE

Resumen.....	10
Capítulo 1. Introducción.....	13
1.1 Área de estudio.....	14
1.2 Hipótesis.....	15
1.3 Objetivos.....	16
Capítulo 2. El Volcán Nevado de Toluca.....	17
2.1 Introducción.....	17
2.2 Historia Eruptiva.....	19
2.3 Caracterización de la precipitación del área de estudio.....	24
Capítulo 3. Lahares.....	26
3.1 Dinámica de Lahares.....	26
3.2 Características texturales de los depósitos de lahares.....	31
Capítulo 4. Estratigrafía del sector Noreste del volcán Nevado de Toluca.....	35
4.1 Estratigrafía del área de estudio.....	35
4.1.1 <i>Secuencia ignimbrítica la cantera (Unidad A)</i>	37
4.1.2 <i>Depósito de Avalancha de Escombros (Unidad B)</i>	39
4.1.3 <i>Depósito de flujo de pómez rosado (Unidad C)</i>	40
4.1.4 <i>Secuencia piroclástica indiferenciada (Unidad D)</i>	41
4.1.5 <i>Depósito de flujo de bloques y cenizas (unidad E)</i>	42
4.1.6 <i>Depósito de caída ocre (Unidad F)</i>	43
4.1.7 <i>Secuencia de depósitos volcanoclásticos (unidad G)</i>	44
Capítulo 5. Granulometría.....	53
5.1 Metodología.....	53
5.2 Resultados.....	54

Capítulo 6. Simulaciones numéricas.....	63
6.1 Morfología del sector NE.....	63
6.2 Metodología.....	67
6.3 Resultados de las simulaciones.....	71
6.3.1 FLO-2D.....	71
6.3.1.1 Metodología: datos de entrada y obtención de mapas de salida.....	71
6.3.1.2. Resultados FLO-2D.....	76
6.3.2 LAHARZ.....	79
6.3.2.1 Metodología: datos de entrada.....	79
6.3.2.2 Resultados Laharz.....	81
6.3.3 Comparación FLO-2D y laharz.....	82
Capítulo 7. Mapa de peligro y evaluación del riesgo.....	83
Capítulo 8. Discusión.....	88
Capítulo 9. Conclusión.....	92
Bibliografía.....	94
Anexos.....	99
Anexo 1: secciones estratigráficas.....	99
Anexo 2: Graficas e histogramas de muestras granulométricas.....	112

INDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Localización del Cinturón Volcánico Transmexicano y del Nevado de Toluca....	14
Figura 2.1 Localización del volcán Nevado de Toluca, Sistemas volcánicos y de fallas del área.....	17
Figura 2.2 Morfología del volcán Nevado de Toluca. Modificado de google earth.....	18
Figura 2.3 Estructura y evolución geológica del área de Toluca desde el Eoceno temprano al presente.....	19
Figura 2.4 Mapa geológico simplificado del volcán Nevado de Toluca.....	21
Figura 2.5 Distribución de los depósitos piroclásticos y vulcanoclásticos asociados a las principales actividades eruptivas registradas durante el Pleistoceno tardío y Holoceno.....	23
Figura 2.6 Histograma que muestra la precipitación normal promedio de cada mes, en el Nevado de Toluca, en los años de 1981-2010.....	24
Figura 2.7 Histograma que muestra la precipitación máxima de cada mes, en el Nevado de Toluca, en los años de 1981-2010.....	25
Figura 3.1 Diagrama que muestra los diferentes flujos, de acuerdo a la relación esfuerzo cortante y deformación.....	27
Figura 3.2 Esquema de la evolución y deposición de los lahares a lo largo de una pendiente.....	28
Figura 3.3 Diagrama del proceso de segregación de partículas en un lahar, donde las de mayor tamaño migran hacia los márgenes y las partes superiores.....	30
Figura 3.4 Depósitos de levee observados a los márgenes del paso de un lahar, Volcán de Colima.....	30
Figura 3.5 Esquema que muestra las diferencias en los depósitos de lahares a lo largo de la pendiente del volcán, y la pérdida de la capacidad de carga, donde en la figura A se observa una dominancia del material primario, mientras que en la figura B se muestra una dominancia del material exótico. Así como también en la imagen A no se encuentra una gradación bien definida, mientras que en la B es una gradación inversa.....	32
Figura 3.6 Histogramas de la distribución de granos en phi, de un lahar rico en arcillas y uno pobre en arcillas a diferentes distancias.....	33
Figura 3.7 a) depósito de flujo de escombros no cohesivo, Nevado de Toluca b) depósito de flujo hiperconcentrado no cohesivo, Nevado de Toluca.....	34
Figura 4.1 Correlación estratigráfica hecha con las secciones estratigráficas observadas en campo, para mayor detalle de las unidades véase anexo 1. Esquema de la izquierda escalado a 1:100000.....	36

Figura 4.2 Mapa geológico del área de estudio en el sector NE del volcán Nevado de Toluca, y la sección estratigráfica asociada a este.....	37
Figura 4.3 Depósito de la unidad inferior de la secuencia ignimbrítica la cantera.....	38
Figura 4.4 Secuencia superior de la ignimbrita La Cantera	39
Figura 4.5 Depósito de avalancha de escombros (Unidad B).....	40
Figura 4.6 Depósito de flujo de pómez rosado (Unidad C).....	41
Figura 4.7 Secuencia piroclástica indeferenciada (unidad D) sección compuesta.....	43
Figura 4.8 pared del depósito de flujo de bloque y cenizas (unidad E sección compuesta) sitio NT-15-36.....	44
Figura 4.9 secuencia de caída no descrita (unidad F sección compuesta) sitio NT-15-48....	45
Figura 4.10 Contacto entre depósitos de flujos de escombros y depósitos de avalancha, sección NT-15-16.....	46
Figura 4.11 Depósitos de flujos de escombros, sección NT-15-18, con alta concentración de líticos en la base (color gris) y pómez en la parte superior (color ocre).....	47
Figura 4.12 Depósito de flujo de escombros masivo, sección NT-15-39.....	48
Figura 4.13 Depósitos intercalados de depósitos fluviales (gruesos) e hiperconcentrados (finos). Sección NT-15-38.....	49
Figura 4.14 Depósito de flujo hiperconcentrado, sección NT-15-37.....	50
Figura 4.15 Depósito de flujo hiperconcentrado, sección NT-15-51.....	51
Figura 5.1 Histogramas de las muestras granulométricas a) depósito inferior NT-15-16B1 y b) deposito superior NT-15-16B2.....	56
Figura 5.2 Histograma de la muestra granulométrica NT-15-18E1.....	56
Figura 5.3 Histogramas de las muestras granulométricas. a) NT-15-27A b) NT-15-27B.....	57
Figura 5.4 Histograma de la muestra granulométrica NT-15-39.....	57
Figura 5.5 Histograma de la muestra granulométrica NT-15-43.....	58
Figura 5.6 Histograma de la muestra granulométrica NT-15-51.....	58
Figura 5.7 Histograma de la muestra granulométrica NT-15-18E2.....	59
Figura 5.8 Histograma de la muestra granulométrica NT-15-20.....	60
Figura 5.9 Histograma de la muestra granulométrica NT-15-37.....	60

Figura 5.10 Histogramas de las muestras granulométricas. a) NT-15-38A2 y b) NT-15-38A1.....	61
Figura 5.11 Figura 5.11) Gráfica del porcentaje acumulado vs diámetro de la abertura, de las muestras granulométricas de los depósitos de flujos de escombros e hiperconcentrados, donde las líneas rojas representan los depósitos de flujos de escombros y las líneas azules los depósitos de flujos hiperconcentrados.....	62
Figura 5.12 Gráfica Desviación estándar vs media, comparativa entre las muestras granulométricas de los depósitos de flujos de escombros e hiperconcentrados	62
Figura 6.1 Mapa 1:100000 que muestra la morfología del volcán Nevado Toluca, donde se identifica la zona erosión y de inundación o distal, la cual coincide con algunos puntos de inicio de simulación.....	64
Figura 6.2 Perfil topográfico 1, donde se muestra la pendiente NE del volcán Nevado de Toluca.....	65
Figura 6.3 Perfil topográfico 2, donde se muestra una sección transversal de las barrancas al NE del volcán Nevado de Toluca.....	66
Figura 6.4 Mapa de pendientes, escala 1:75000.....	66
Figura 6.5 Esquema que muestra la sección distal, el área planimétrica y sección cruzada de los depósitos de lahares en un volcán.....	70
Figura 6.6 Ventana del Software FLO-2D donde se especifican los parámetros de la viscosidad y resistencia al corte en función de la concentración de sedimentos. Así como también la densidad de los sedimentos y la resistencia del flujo laminar.....	72
Figura 6.7 Curva hidrográfica definida para las simulaciones, tomada con base en el artículo de caballero y Capra 2015.....	72
Figura 6.8 Ventana del Software FLO-2D donde se especifica el tiempo de duración, el número de froude y número de manning.....	73
Figura 6.9 Figura de la máxima profundidad en la barranca A, obtenida con FLO-2D. esquematizada con Mapper ++.....	74
Figura 6.10 Figura de la fuerza de impacto en la barranca A, obtenida con FLO-2D y esquematizada en Mapper ++.....	74
Figura 6.11 Ventana de la función Raster calculator, de ArcMap. Donde se escribe el comando para la realización de análisis condicional.....	75
Figura 6.12 Simulaciones realizadas con FLO-2D, donde se indican la ubicación de los depósitos con los espesores del flujo simulado y visto en campo.....	77
Figura 6.13 Comparativo entre los depósitos de lahares observados en campo y los simulados en FLO-2D.....	78

Figura 6.14 Ventana de la función “Create Surface Hydrology Rasters”	79
Figura 6.15 Ventana de la herramienta “Hazard Zone Proximal” de lahaz.....	79
Figura 6.16 Ventana de la herramienta “Laharz distal zones” de lahaz.....	80
Figura 6.17 Simulaciones realizadas con lahaz, con volúmenes de 1 y 1.5 millones de m ³ ..	81
Figura 6.18 A) Figuras escala 1:50000 de las simulaciones realizadas con un volumen de 1.3 millones de m ³ con FLO-2D 1 y B) 1.5 millones de m ³ con lahaz.....	82
Figura 7.1 Mapa de peligros del sector NE del Nevado de Toluca, donde se muestra el área de inundación por lahares de acuerdo a las simulaciones realizadas.....	83
Figura 7.2 Mapa de peligros del sector NE del Nevado de Toluca, donde se muestran los espesores de flujos y el área de afectación.....	84
Figura 7.3 Mapa de fuerzas de impacto de la región NE del volcán Nevado de Toluca.....	86

INDICE DE TABLAS

Tabla 4.1 Fechamientos realizados por C14 en el área de estudio.....	52
Tabla 5.1 Porcentaje de las clases granulométricas de las muestras de flujos de escombros, en composición total y matriz.....	54
Tabla 5.2 Porcentaje de clases granulométricas de las muestras de flujos hiperconcentrados, en composición total y matriz.....	54
Tabla 5.3 Parámetros estadísticos de la distribución granulométrica de las muestras de flujos de escombros.....	55
Tabla 5.4 Parámetros estadísticos de la distribución granulométrica de las muestras de flujos.....	55
Tabla 6.1 Valores para los coeficientes α y β en las funciones de viscosidad y resistencia al corte, tomadas de O’Brien and Julien, 1988 y O’Brien 1986.....	68
Tabla 6.2 Valores designados de manera empírica para el coeficiente de manning. Tomado de COE, HEC-1 Manual, 1990 y COE, Technical Engineering and Design Guide, No. 19, 1997.....	69
Tabla 6.3 comparación entre los espesores de los depósitos de lahares y el volumen de agua estimado para cada uno.....	78

Resumen

El Nevado de Toluca es un estratovolcán que se ubica en el límite entre el sector central y oriental del Cinturón Volcánico Transmexicano, a aproximadamente 20 km al sur de la ciudad de Toluca. El volcán se considera activo aunque en estado de quietud dado que la erupción más reciente que se tiene registrada ocurrió hace 3,200 años (Macías et al., 1997), por lo que aunque en la actualidad el volcán no presente alguna manifestación eruptiva, no se puede excluir que en el futuro pudiera iniciar una nueva fase eruptiva. A lo largo de su historia eruptiva durante el Pleistoceno tardío – Holoceno, la actividad del volcán ha sido caracterizada por erupciones explosivas de tipo pliniano intercaladas con erupciones efusivas caracterizadas por el emplazamiento de domos somitales cuyo colapso ha generado depósitos piroclásticos de bloques y ceniza. Depósitos de lahares son muy frecuentes alrededor del volcán, ya sea directamente asociados a las principales erupciones magmáticas o a periodos intra-eruptivos. En particular, en la etapa actual de quietud de volcán, es muy común la formación de lahares y de pequeños deslizamientos durante la temporada de lluvia en las principales barrancas del volcán. Por lo antes expuesto, y considerando que en la actualidad el volcán no presenta alguna manifestación magmática, los lahares representan la única amenaza. El presente trabajo se enfoca en el estudio de los diferentes tipos de depósitos asociados a lahares ocurridos en el volcán durante su historia eruptiva más reciente, para definir las diferentes tipologías de flujos que se pueden generar y a través del modelado numérico, evaluar la posible amenaza en las poblaciones aledañas, principalmente en el sector NE, hacia la ciudad de Toluca.

Para la realización del presente trabajo, después de una etapa de revisión bibliográfica de los trabajos previos, se realizó una etapa de trabajo de campo, que incluyó el levantamiento de secciones estratigráficas y descripción de los depósitos piroclásticos y volcanoclásticos. Adicionalmente se realizaron fechamientos por C14 para establecer una cronología absoluta de los eventos estudiados, y se realizaron análisis granulométricos para la caracterización sedimentológica de los depósitos asociados a lahares. Con base en las correlaciones de las columnas estratigráficas, se definieron las secuencias volcanoclásticas que aflora en el sector NE de los últimos 100,000 años y se reconocieron varios episodios de removilización de depósitos piroclásticos primarios con la formación de lahares. En particular, en este sector el

depósito piroclástico más antiguo aflorante consiste de una secuencia de flujo de pómez y ceniza asociado a una unidad de caída. Con base en fechamientos por C14 de troncos carbonizados encontrados en la unidad de flujo, ésta unidad es más antigua que 45 mil años. Estos depósitos están cubiertos de manera discordante por una secuencia de depósitos de avalancha de escombros asociado a un flujo de bloques y cenizas cuya edad ha sido definida más antigua a 42 mil años con base en el fechamiento de un paleosuelo que le sobreyace. La secuencia eruptiva continúa con un depósito de caída de pómez, con edad entre 42 y 38 mil años. La unidad eruptiva más reciente reconocida en el sector estudiado consiste en depósitos de bloques y ceniza de hace 37 mil años ya descrito previamente por Macías et al. (1997) intercalados a la secuencia antes descrita se reconocieron diferentes unidades asociadas a lahares, siendo el más reciente el fechado en 1200 años y no asociado a una actividad eruptiva del volcán. Los diferentes depósitos estudiados consisten en depósitos de flujos de escombros y de flujos hiperconcentrados, siendo los primeros los más comunes. Se trata de depósitos heterolitológicos masivos, mal seleccionados, con clastos que van de sub-angulosos a redondeados embebidos en una matriz arenosa y escasa arcilla.

Con base en las evidencias estratigráficas de los depósitos de lahares estudiados, se realizaron simulaciones numéricas para definir la posible amenaza hacia las poblaciones aledañas al volcán. En particular, se utilizaron los códigos numéricos FLO-2D y LAHARZ, ampliamente usados para determinar las zonas de inundación por lahares. Estos programas tienen planteamientos teóricos muy diferentes y en el presente trabajo se muestra como aun así los resultados obtenidos por ambos son similares, Para el mapa de peligro se utilizaron las simulaciones obtenidas por el programa FLO-2D, ya que permiten definir espesores máximos de los flujos en las zonas de inundación, así como estimar de manera cualitativa los posibles daños.

De las simulaciones numéricas realizadas se determinó que las comunidades que se ubican dentro del área de estudio presentan peligros ante inundaciones, sepultamiento y en algunos casos derrumbe de infraestructura, de tal manera que se estima que aproximadamente 42,500 habitantes podrían verse afectados en menor o mayor grado, en un área un poco mayor a 22 km² dentro de las ciudades de San Miguel Zinacantepec, Toluca de Lerdo y comunidades rurales cercanas al volcán. Entre los principales daños que podrían causar los lahares se

encuentran también pérdidas de cultivos en las zonas agrícolas (papa y maíz), obstrucción de caminos, canales, y vías de comunicación, y en algunos casos derrumbe de viviendas y puentes.

Ante éstos posibles eventos es importante comunicar los resultados del presente trabajo a las autoridades de protección civil del estado, y tener informada a la población civil que podría resultar afectada en caso de ocurrencia de lahares, a través de programas de difusión de las medidas preventivas para mitigar los efectos, y en caso de ser necesario. la realización de obras civiles como la construcción de drenes y muros para la contención de los flujos.

Capítulo 1. Introducción

Los lahares son fenómenos recurrentes que pueden ser contemporáneos o no a una erupción volcánica. El término lahar se refiere a flujos gravitacionales que consisten en una mezcla en proporciones variables de agua y sólidos originados en un volcán (Smith y Fritz, 1989). La naturaleza del mecanismo de disparo (rápida fusión de hielo y/o nieve, la ruptura de un lago cratérico o intensa precipitación) influye en el volumen, la tasa de descarga y las características del flujo (Fagents & Baloga, 2006). Asimismo, las fases que los componen, fluida y sólida, influyen en su movimiento de manera conjunta (Iverson, 1997), distinguiendo de esta forma a los lahares de otros fenómenos relacionados, tales como avalanchas de escombros (flujos granulares secos con menos del 10% de fluido) o inundaciones de agua cargadas de sedimentos (mezclas con menos del 20% de fragmentos sólidos). El comportamiento de los lahares varía de acuerdo a la cantidad, tipo y distribución del sedimento incorporado. De acuerdo a Beverage y Culbertson (1964), los flujos relativamente diluidos, denominados hiperconcentrados tienen una fracción de volumen de sólidos en el rango de aproximadamente 20-60% (40-80% en peso); mientras que los flujos más concentrados, es decir, los flujos de escombros, de acuerdo a Costa (1987) tienen concentraciones de volumen de sólidos de aproximadamente 47-77% (70-90% en peso). El origen y recurrencia de estos fenómenos dependen principalmente de la disponibilidad de material suelto en las laderas inclinadas de un volcán y del aporte repentino de agua.

Los lahares son fenómenos volcánicos responsables de muertes y pérdidas a infraestructura cada año. En las últimas décadas, el mayor número de muertes relacionado con la actividad volcánica han sido provocadas por lahares desencadenados durante eventos hidrometeorológicos extremos (Sheridian et al 1999; Wunderman 1999), como en el Volcán Casita (Nicaragua) por el paso del huracán Mitch en el 1998, en donde hubo más de 2000 muertos, el huracán Stan en el 2005 con la formación de lahares en el Volcán Tacaná (México) y en el Volcán Toliman (Guatemala) con más de 500 víctimas, o más recientemente en San Vicente (El Salvador) por el paso del Huracán Ilda en el 2009, con más de 200 muertos. Sin embargo, la mayor tragedia asociada a la formación de un lahar ocurrió durante la erupción del Volcán Nevado del Ruiz de 1985, con más de 20,000 muertos, en el poblado de Armero (Williams 1987). A la fecha existen varias herramientas que permiten estimar las zonas de inundación por lahares sin embargo, por la gran variabilidad espacio-temporal de la

dinámica de un lahar, existen todavía varias limitantes. Además, los depósitos asociados a lahares son generalmente reconocibles en el campo por su textura. Los depósitos de lahares se pueden diferenciar de los depósitos fluviales debido a que éstos presentan mayor grado de selección e imbricación, lo cual no es común que se aprecie en los depósitos de lahares, así como también se pueden diferenciar de las avalanchas de escombros ya que éstos presentan estructuras de rompecabezas y el grado de selección es muy bajo en comparación con los depósitos de lahares y finalmente respecto a los depósitos de flujos piroclásticos, además de la presencia de material juvenil en flujos piroclásticos la matriz es por lo general fina respecto a un depósito de lahar. A pesar de que los lahares se pueden identificar en el campo, es bastante difícil poder identificar eventos discretos y correlacionarlos a lo largo de la misma barranca, ya que cada evento generalmente erosiona parte del evento anterior y, si no existe alguna característica peculiar en el depósito (i.e componentes), no siempre es posible hacer una correlación estratigráfica, sobre todo en el caso de lahares post-eruptivos

1.1 Área de estudio

El volcán Nevado de Toluca se ubica en el límite entre el sector central y oriental del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) y se encuentra intersectado por un sistema de fallas (Taxco-Querétaro, San Antonio y Tenango, figura 1.1).

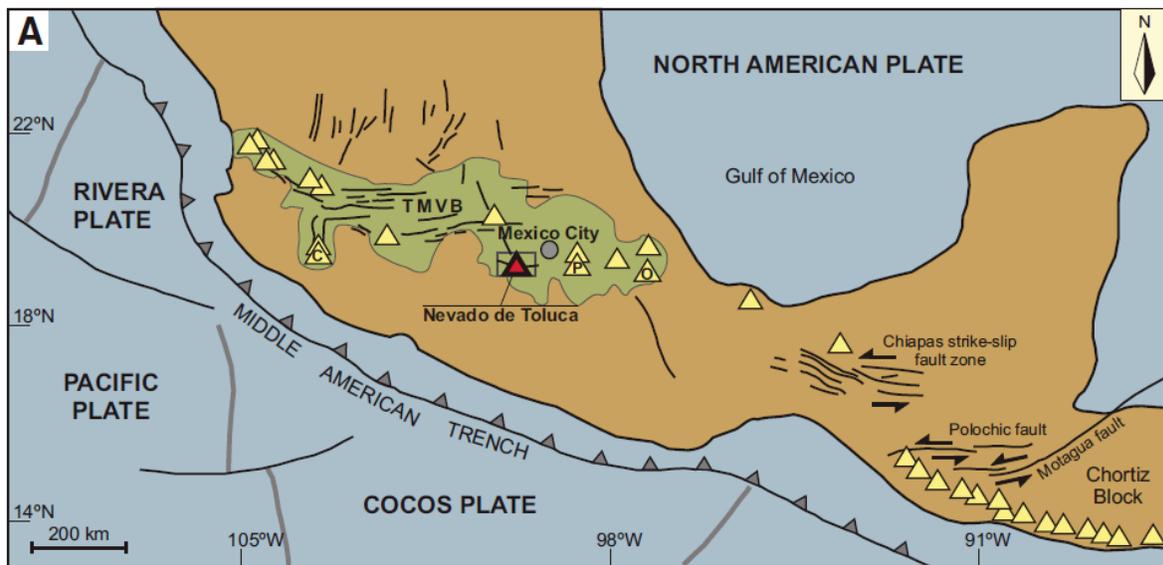


Figura 1.1) localización del cinturón volcánico transmexicano y del Nevado de Toluca,

Tomada de: Norini et al., 2008

Tiene una altura aproximada de 4680 m.s.n.m y se encuentra localizado a 80 km al sur-suroeste de la ciudad de México (19° 09'N; 99° 45'W).

El volcán se ha construido durante diferentes episodios eruptivos con la extrusión de magmas de composición andesítico-dacítica, desde el Pleistoceno tardío al Holoceno (De Beni, 2001; García-Palomo et al., 2002; Belloti. F., et al., 2006.). Su última erupción tuvo lugar hace aproximadamente 3,200 años por lo cual se considera un volcán activo en estado de quietud (Macías et al., 1997).

Durante los últimos 40 mil años la actividad del volcán ha sido caracterizada por erupciones explosivas con el emplazamiento de grandes volúmenes de material piroclástico en forma de depósitos de flujos piroclásticos y depósitos de caída que conforman las laderas del volcán. Debido a la elevada inestabilidad de estos depósitos piroclásticos, es muy común encontrarlos intercalados a depósitos asociados a lahares sin-eruptivos o post-eruptivos. Aunque el volcán se encuentre en una etapa de quietud, en las últimas décadas se han verificado varios eventos de lahares, como en el 1955, en la barranca del Zaguán, afectando al poblado de Pueblo Nuevo, y en el 2002, en el poblado de Santa Ana, al Este del volcán.

El presente estudio se centra en el sector NE del volcán Nevado de Toluca, el cual está caracterizado por valles profundos, altamente disectados por la presencia de maquinaria pesada que genera la extracción de arenas y gravas, y en donde los depósitos de lahares conforman amplios abanicos aluviales.

1.2 Hipótesis

En la última década se ha visto a nivel mundial un incremento en frecuencia y magnitud de eventos hidrometeorológicos que han provocado desastres naturales como inundaciones y deslizamientos con muertes y daños a infraestructura. La ocurrencia de estos tipos de procesos, además de las características del evento hidrometeorológico (cantidad de lluvia e intensidad) depende principalmente de las características geomorfológicas-geológica del entorno geográfico, incluyendo entre otras, su geometría (pendiente), litología (alternancia de unidades litológicas con diferente coherencia), vegetación y tipo de uso de suelo. Los volcanes son relieves en continua evolución debido a su constitución física (alternancia de capas coherentes e incoherentes), y por sus elevadas pendientes (~ 30°) que promueve procesos gravitacionales con la removilización en masa de grandes volúmenes de material.

El volcán Nevado de Toluca se conforma de material altamente inestable, sus laderas están expuestas a continuos cambios de uso de suelo, principalmente por el desarrollo urbano, los cultivos intensivos de papas de los alrededores, y por la explotación para la extracción de arenas y gravas, lo que lo hace altamente susceptible a procesos erosivos con formación de lahares durante eventos de lluvia importante. En la estratigrafía del volcán se han reconocido repetidos eventos asociados a la formación de lahares, por lo que hay una gran posibilidad de que ocurran en el futuro, sobre todo considerando la modificación del relieve por obra de los seres humanos.

1.3 Objetivos

Objetivo principal

Determinar el peligro por lahares al que se encuentran expuestas las comunidades ubicadas en el sector noreste del volcán Nevado de Toluca, con base en el trabajo de campo, en la caracterización de los depósitos de lahares (tipo y magnitud) a lo largo de la historia eruptiva del volcán y las simulaciones numéricas de posibles escenarios futuros para la definición de las zonas de posibles inundación.

Objetivos particulares

- Caracterizar y mapear la geología al NE del volcán Nevado de Toluca para una mejor definición de la estratigrafía del área de estudio.
- Identificar los principales eventos asociados a la formación de lahares en el sector NE.
- Definir las características texturales y granulométricas de los depósitos estudiados y de allí extrapolar los tipos de flujos que los generaron (flujos de escombros vs. flujos hiperconcentrados).
- Definir los factores que pudieran ser críticos en la generación de lahares en la zona de estudio.
- Simular los eventos de lahares estudiados en las barrancas del NE del Nevado de Toluca utilizando los códigos numéricos LAHARZ y FLO-2D
- Proponer de una zonificación de las zonas de posible inundación por lahares en el sector NE y evaluar de manera cualitativa de los daños a las poblaciones amenazadas.

Capítulo 2. El Volcán Nevado de Toluca

2.1 Introducción

El volcán Nevado de Toluca es un estratovolcán de composición andesítico-dacítica, de edad estimada desde el Plioceno hasta el Holoceno (Bloomfield y Valastro, 1974; Cantagrel et al., 1981; García-Palomo 2002). El volcán se ubica entre el sector central y el oriental del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) y es intersectado por tres sistemas de fallas (figura 2.1), el sistema de fallas Taxco-Querétaro, (NNW-SSE), San Antonio (NE-SW) y Tenango (E-W) (García-Palomo et. al 2000), mismos que han afectado su morfología y han definido en gran medida su evolución magmática así como la ocurrencia de episodios de inestabilidad (García-Palomo Et al 2000, Capra y Macías 2000; Norini et al., 2008).

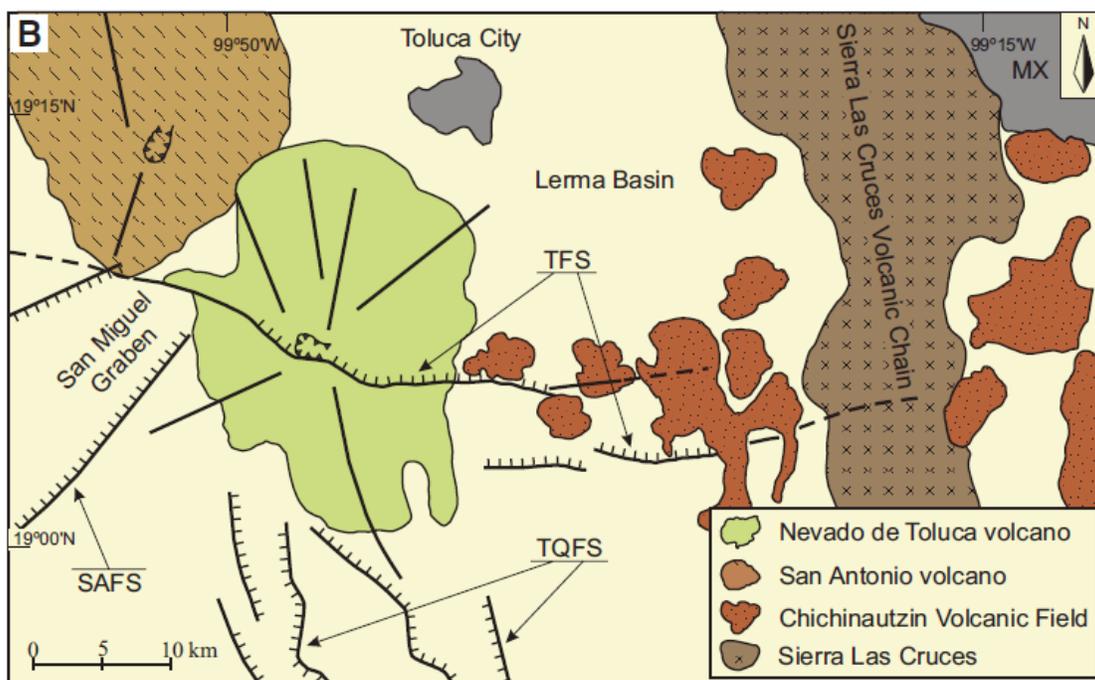


Figura 2.1) Localización del volcán Nevado de Toluca, Sistemas volcánicos y de fallas del área.

TFS: Sistema de fallas Tenango; SAFS: sistema de fallas san Antonio, TQFS: Sistema de fallas Taxco-Querétaro. Tomado de: Norini et al., 2008

El Nevado de Toluca no presenta la morfología típica de un estratovolcán, su morfología refleja más bien dos etapas principales en su evolución, la primera principalmente efusiva (2.4-1.3 Ma) y una segunda etapa principalmente explosiva durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno (Bellotti et al., 2006). Su morfología ha sido posteriormente modificada por la

intensa actividad glacial durante el último Máximo Glaciar (Vázquez-Selem y Heine, 2004.) El cráter del Nevado de Toluca se aproxima a una forma elíptica con el eje mayor orientado E-W y con dimensión de 2x1.5 km aproximadamente (figura 2.2). En particular, el borde meridional del cráter está controlado por la falla activa de Tenango, evidencia de un importante control estructural en la evolución del edificio volcánico (Norini et al., 2008). Las paredes del cráter consisten en cuerpos de lava dacítica, remanente de domos somitales que durante el Pleistoceno tardío han caracterizado la actividad del volcán (Macías et al., 1997). Actualmente el cráter contiene dos lagos, el lago del Sol y el lago de la Luna, separados por un domo dacítico conocido como El Ombligo, emplazado después de la actividad pliniana conocida como la Pómez Toluca Superior de hace aproximadamente 10 ka. (García-Palomo et al., 2002; Arce et al., 2003). El basamento sobre el cual se construyó el edificio volcánico, consiste en la base por rocas metamórficas y sedimentarias de edades jurásicas-cretácicas seguidas de ignimbritas riolíticas del Eoceno tardío, y secuencias de flujos de lava andesítica del Mioceno (García-Palomo et al. 2002).

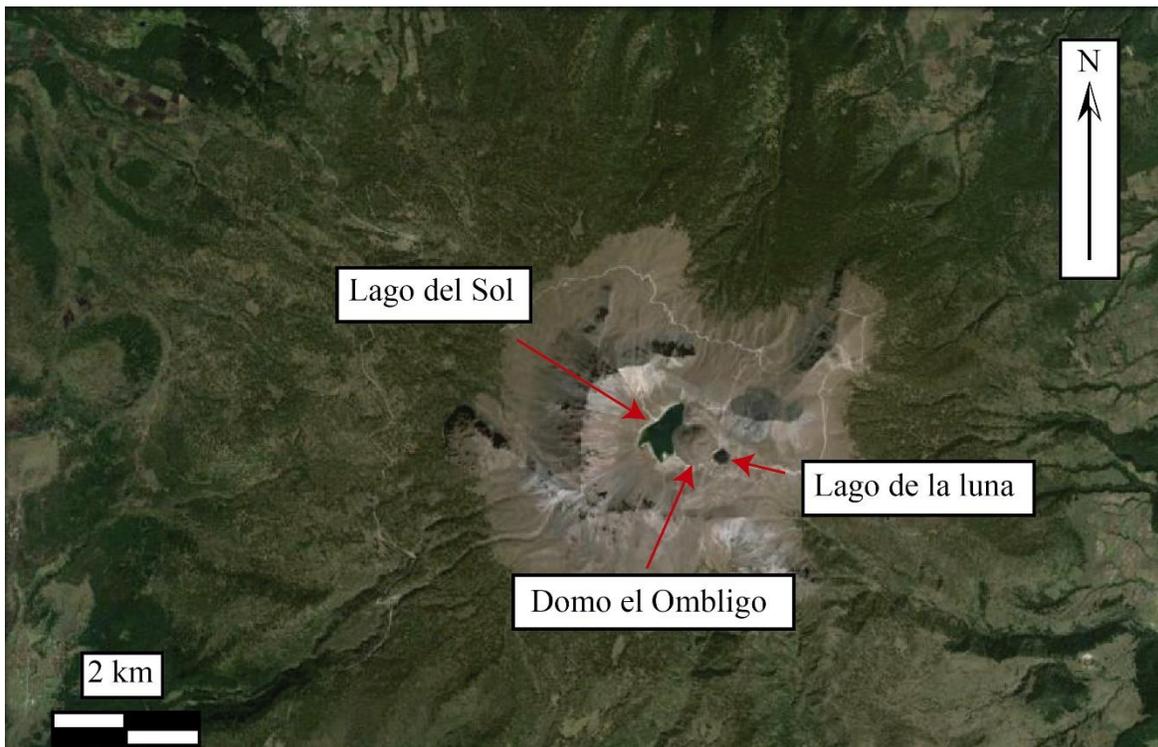


Figura 2.2) Morfología del volcán Nevado de Toluca. Modificado de google earth

Cantagrel et al (1981), divide los depósitos que conforman el volcán en dos secciones principales, las antiguas (2.6 ± 0.2 Ma.) y las jóvenes (0.1 Ma), y una intermedia conformada

por depósitos volcánoclasticos. Estudios más recientes han redefinido la evolución del volcán y la estratigrafía de las secuencias eruptivas de los últimos 40 mil años.

2.2 Historia eruptiva

La evolución del Volcán Nevado de Toluca se puede dividir en dos etapas principales (figura 2.4) (Macías et al., 1997; Norini, 2001; García Palomo et al., 2002; Bellotti et al., 2006.):

1) Actividad efusiva del Paleo Nevado: de 2.6 Ma a 1.2 Ma.

La porción basal del edificio volcánico consiste de derrames de lava principalmente de composición andesítica con minerales de plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno en una matriz de vidrio (Cantagrel et al., 1981). Estas lavas afloran en mayor medida hacia el sector

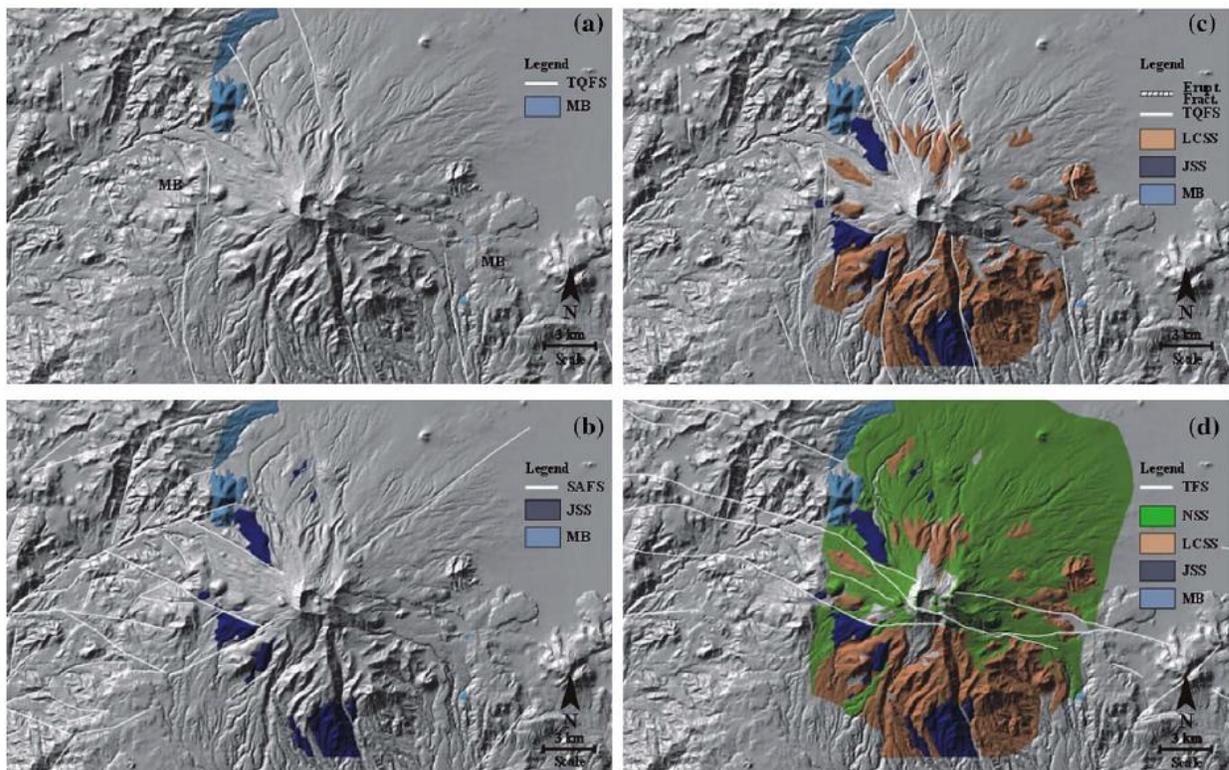


Figura 2.3) Estructura y evolución geológica del área de Toluca desde el Eoceno temprano al presente.

- a) Del Mioceno temprano al Plioceno tardío. Donde presenta actividad el sistema de fallas Taxco-Querétaro, (TQFS) así como también los primeros productos volcánicos, indiferenciados del basamento (MB). b) Pleistoceno tardío al Pleistoceno temprano: actividad del sistema de fallas San Antonio y productos volcánicos del super sistema jabalí (JSS) domos andesíticos y flujos de lava. c) Pleistoceno medio al temprano: re-activación del sistema de fallas Taxco-Querétaro y productos volcánicos relacionados (La Cieneguilla LCSS). d) Pleistoceno tardío al presente: Activación del sistema de fallas Tenango y productos volcánicos asociados al super sistema Nevado (NSS) caracterizado por productos piroclásticos originados por actividad explosiva.

Tomado de Bellotti et al., 2006

sur del volcán, debido a un fuerte desnivel topográfico resultado de la actividad tectónica de la falla Tenango. Las edades de las lavas fueron determinadas por K-Ar, entre 1.6 ± 0.12 y 1.23 ± 0.15 Ma. (Cantagrel et al. 1981; Samples Ne20, VnE5, and Me19, Tabla 1). Sin embargo, García-Palomo (2002) obtiene una edad de 2.6 ± 0.2 Ma para las lavas más antiguas del volcán. La evolución del Paleo Nevado parece haber sido fuertemente controlada por el sistema de falla Taxco-Querétaro y San Antonio (Bellotti et al., 2006), mientras que la falla Tenango jugó un papel más importante a partir del Pleistoceno tardío (figura 2.3).

Después de la fase efusiva, el volcán aparentemente muestra una larga etapa de inactividad magmática substituida por una intensa actividad erosiva con la ocurrencia de dos colapsos de edificio hacia el sur (Capra y Macías, 2002). Esta actividad llevó a la formación de grandes depósitos de avalancha de escombros y flujos de escombros cohesivos hasta una distancia de 70 km. Con base en la estratigrafía y las características de los componentes, la debilidad del edificio volcánico no fue de origen magmático, sino debido a una intensa alteración hidrotermal y fragmentación por actividad tectónica de la falla Tenango, misma que controló la dirección de ambos colapsos hacia el sur. En particular el depósito denominado Pilcaya presenta un espesor promedio de 20 m, y un volumen de 2 km^3 , es masivo, soportado por matriz y con megaclastos de tamaños en ocasiones superiores a los 15 m de diámetro con estructuras de rompecabezas, de composición heterolitológica con fragmentos de andesita y dacita del antiguo edificio volcánico. El depósito denominado El Mogote descansa directamente sobre la unidad Pilcaya, con un espesor promedio de 6 m, cubre un área de 120 km^2 con un volumen de 0.8 km^3 . Este depósito es masivo, soportado por matriz arcillosa con clastos hasta de 1m de diámetro y de la misma composición que el depósito Pilcaya (García-Palomo et. al, 2002).

2) Actividad explosiva de Nevado de Toluca < 100,000 años.

La primeras evidencias de la reactivación del volcán Nevado de Toluca durante el Pleistoceno tardío corresponden a lavas dacíticas con edad de 108 mil años (Torres-Orozco, 2012). Sin embargo, es a partir de aproximadamente los 42 mil años que el volcán presenta su mayor actividad piroclástica dominada por crecimiento y colapso de domos somitales, episodios de

colapsos parciales del edificio y erupciones plinianas (figura 2.5), misma que se resume a continuación

- Crecimiento de domo (Macías et al., 1997; D'Antonio et al. 2008), Las principales etapas de crecimiento de domos dacíticos se han identificado hacia 37 ka, 28 ka y 13 ka. Este tipo de actividad consiste en la extrusión de lavas dacíticas con la formación de domos en la cima del volcán. Posterior o durante el crecimiento, los domos sufrieron colapsos parciales o totales con la formación de corrientes piroclásticas de densidad concentradas que emplazaron depósitos de flujos de bloques y ceniza, con una distribución radial hasta distancias de 20 km y espesores de hasta 60 m. Alrededor

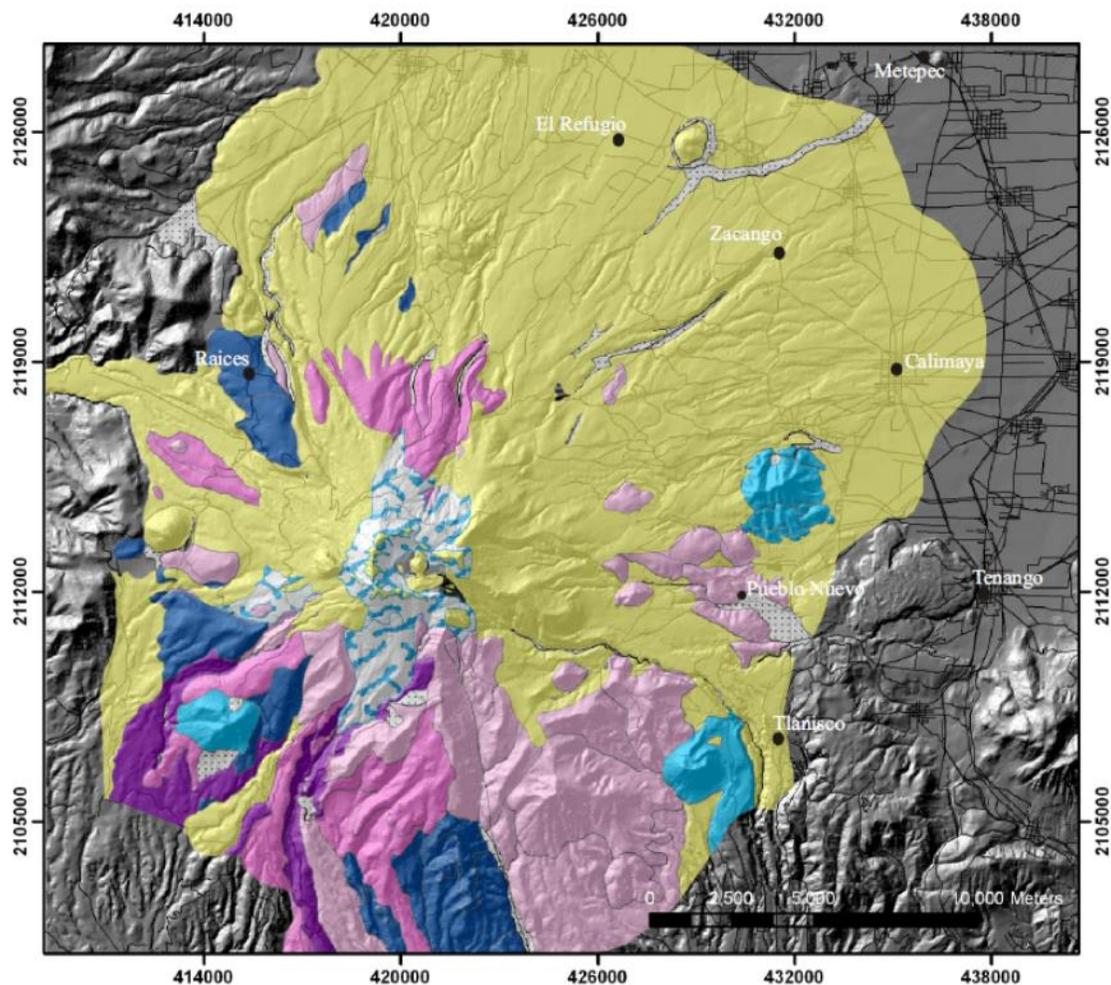


Figura 2.4) Mapa geológico simplificado del volcán Nevado de Toluca.

Distribución de las coladas de lava y domos de la actividad del Paleo-Nevado (colores azules y morados) y la distribución de los depósitos piroclásticos de la actividad del Pleistoceno tardío y Holoceno (amarillo). Modificado de Capra et al., 2008.

del volcán se pueden observar muchos afloramientos de dichos depósitos que muestran una textura masiva, matriz-soportada, con fragmentos de lava de unos pocos cm a algunos metros de diámetros, así como fragmentos de pómez embebidos en una matriz de ceniza fina. Por cada erupción se pueden identificar diferentes unidades de flujo, con variable contenido de fragmentos de lava respecto a la matriz. El evento de hace 28 ka fue antecedido por el colapso parcial de una porción más antigua del edificio volcánico con el emplazamiento de depósitos de avalancha de escombros (Caballero y Capra, 2011). Con base en los datos obtenidos en la reconstrucción estratigráfica en éste trabajo de tesis, es posible proponer que esa misma secuencia de eventos (avalancha de escombros-flujos de bloques y ceniza) haya ocurrido también durante un episodio eruptivo más antiguo (Capítulo 3. Estratigrafía).

- Erupciones plinianas. En la estratigrafía se reconocieron cuatro erupciones plinianas ocurridas hace 38ka (Pómez Ocre, Macías et al., 1997), 21.7ka (Pómez Toluca Inferior, Capra et al., 2006), 12.5ka (Pómez Toluca Intermedia, Arce et al., 2005), y 10.5ka (Pómez Toluca Superior, Arce et al., 2003). La erupción Pómez Ocre ha sido simplemente reportada por su edad y no ha sido estudiada con detalle. Las otras tres erupciones han sido ampliamente estudiadas. La Pómez Toluca Inferior se asocia a una erupción pliniana caracterizada por una columna eruptiva de 23 km de altura con eje de dispersión hacia el este. El depósito consiste en una unidad que se diferencia de los demás depósitos de caída en el volcán por tener fragmentos líticos de esquistos que representan el basamento sobre el cual se encuentra el volcán. Para el depósito se ha calculado un volumen total de 2.3 km^3 (0.8 km^3 de Roca Densa Equivalente). La Pómez Toluca Intermedia presenta un eje de dispersión más hacia el este, consiste de dos unidades de caída principales intercaladas con flujos de pómez. Para esta erupción se ha estimado una altura de columna de 21 km y un volumen total de 3 km^3 . La erupción Pómez Toluca Superior representa la erupción pliniana de mayor magnitud ocurrida durante el límite entre el Pleistoceno y el Holoceno en Norte América. Con base en la secuencia estratigráfica se pudo definir que la erupción consistió en la formación de varias columnas eruptivas con altura máxima de 42 km, y con la emisión de un volumen total de 8 km^3 de Roca Densa Equivalente. Los depósitos tuvieron una

dispersión preferencial hacia el NE depositando alrededor de 10 cm en la Cuenca de México.

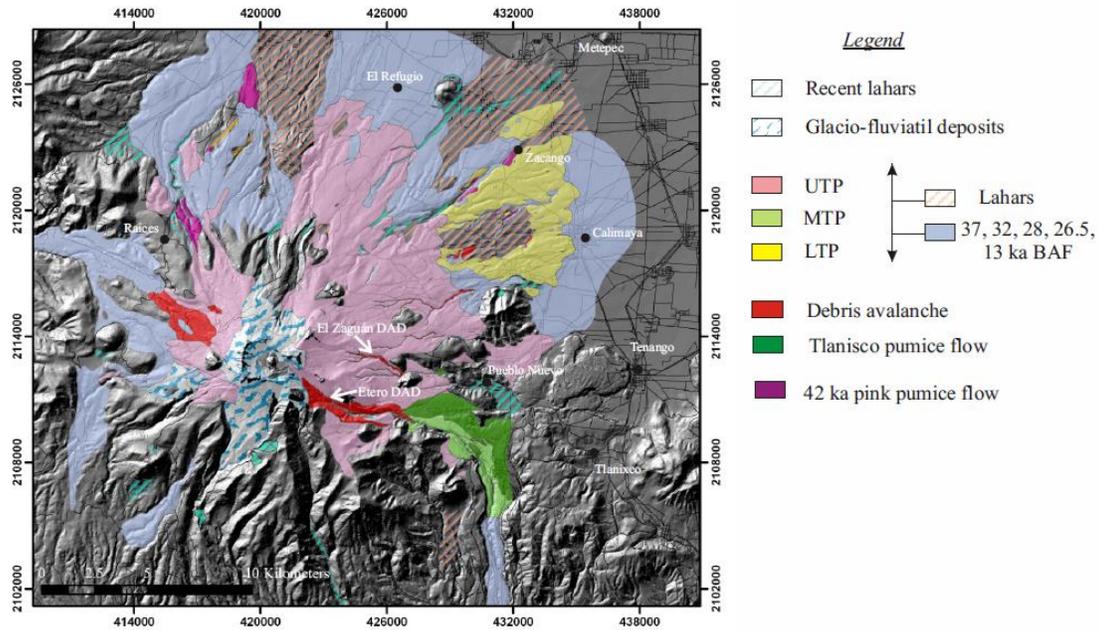


Figura 2.5) Distribución de los depósitos piroclásticos y vulcanoclásticos asociados a las principales actividades eruptivas registradas durante el Pleistoceno tardío y Holoceno.

Modificado de Capra et al., 2008

Las secuencias eruptivas antes descritas se pueden reconocer fácilmente en las principales barrancas en las laderas del volcán. En los diferentes afloramientos es común observar como la formación de lahares han caracterizado las etapas sin y post-eruptivas. En particular, se observan depósitos de flujos de escombros e hiperconcentrados cubriendo directamente las secuencias piroclásticas antes descritas, o separados por paleosuelos. Los trabajos previos se enfocaron principalmente en la descripción de las secuencias piroclásticas, dejando a un lado la evidencia de una intensa actividad erosiva después de las grandes etapas eruptiva y como ésta puede tener una relación con la evolución del volcán. En el presente trabajo se hará una descripción detallada de los diferentes depósitos vulcanoclásticos encontrados en el sector NE del volcán, intercalados con depósitos piroclásticos, para definir su origen, tipo de flujos y posible ocurrencia considerando el estado actual de quietud del volcán.

2.3 Caracterización de la precipitación del área de estudio

Los datos de precipitación se obtuvieron de la estación meteorológica Nevado de Toluca, a través del Servicio Meteorológico Nacional (SMN), en los años que van de 1981-2010. Con base en estos datos se observa que las lluvias incrementan a partir del mes de abril hasta octubre, con promedio máximos mensuales en julio y agosto de más de 200 mm (figura 2.6), siendo los meses con mayor posibilidad de ocurrencia de lahares.

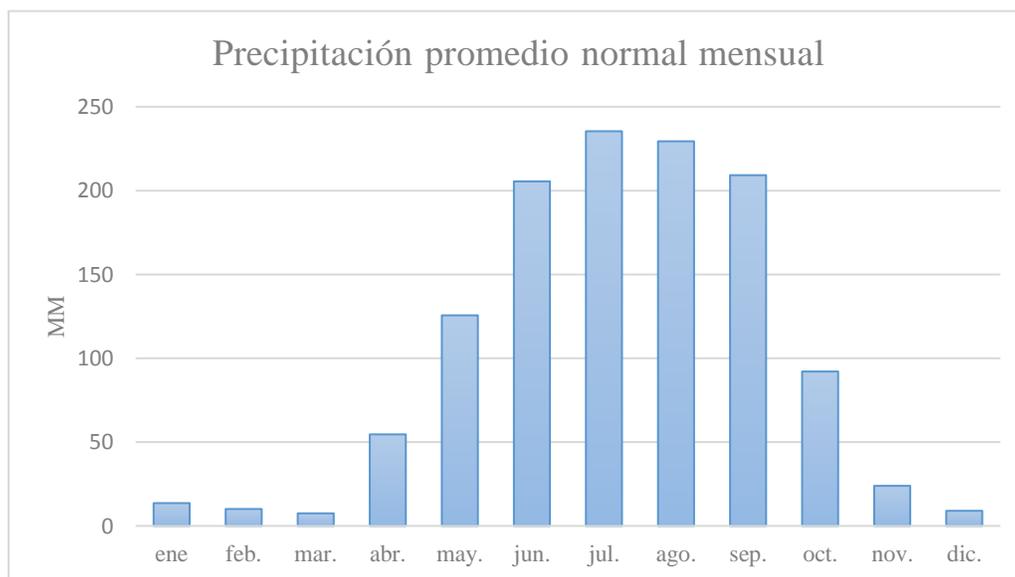


Figura 2.6) Histograma que muestra la precipitación normal promedio de cada mes, en el Nevado de Toluca, en los años de 1981-2010.

En particular, las máximas lluvias observadas en el periodo 1981-2010 corresponden con el mes de agosto del 2008, con un total de lluvia acumulada de más de 500 mm (figura 2.7).

Del mismo análisis se observa que en los meses de Junio, Julio, agosto y septiembre se registraron precipitaciones superiores a los 300 mm, los cuales ocurrieron en los años de 2001,2008, 2000 y 1998 respectivamente.

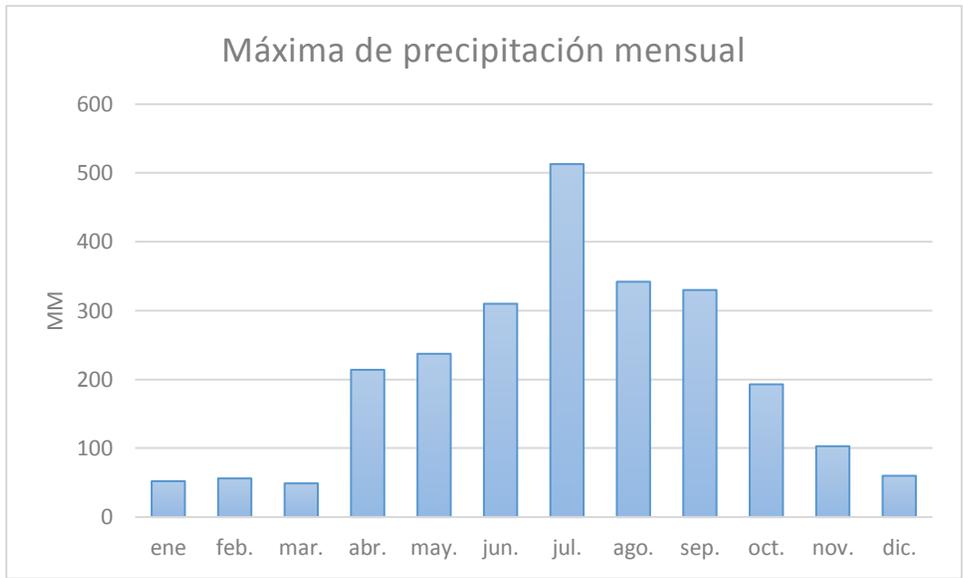


Figura 2.7) Histograma que muestra la precipitación máxima de cada mes, en el Nevado de Toluca, en los años de 1981-2010.

Capítulo 3. Lahares

3.1 Definición

El término lahar es un término general que hace referencia a una mezcla de fragmentos de roca, agua y lodo que fluye por las pendientes de un volcán (Schmidt, 1934; van Bemmelen, 1949). Aunque comúnmente el término se suele utilizar para definir los depósitos generados, la aplicación correcta de la palabra debe usarse únicamente para describir el proceso o evento, más no el depósito (Smith and Fritz 1989).

Los lahares son fenómenos impredecibles y de difícil pronóstico, razón por la cual muchas personas ignoraban y aún en la actualidad ignoran la peligrosidad de estos. Un ejemplo de la peligrosidad de estos eventos, es el ocurrido en 1985 en el volcán Nevado del Ruiz (Colombia) (Williams 1987). Cuando, posterior a una erupción explosiva se generó el derretimiento de una porción de un casquete glaciar en la cima del volcán. Lo que originó un aporte repentino del agua, ocasionando lahares que inundaron el poblado de Armero y provocaron la muerte de más de 20,000 personas. Cabe destacar que en los últimos años la ocurrencia de estos fenómenos ha aumentado debido al incremento de eventos hidrometeorológicos extremos, tales como huracanes y lluvias torrenciales que favorece la remoción de material no consolidado en las laderas de los edificios volcánicos, tal es el caso del Volcán Casita (Nicaragua) por el paso del huracán Mitch en el 1998, en donde hubo más de 2000 muertos, y en el Volcán Tolima (Guatemala) con más de 500 víctimas (Sheridian et al 1999; Wunderman 1999),.

Los lahares son flujos gravitacionales cuya dinámica de emplazamiento depende de la proporción entre el agua y los sedimentos. Su emplazamiento está controlado por la topografía por lo que rellenan valles hasta inundar las planicies distales (Vallance 2000).

Los lahares se pueden clasificar en dos tipos, los primarios, que se originan durante una erupción (sin-eruptivo) o posterior (días o meses después) a una erupción volcánica (post-eruptivos), y los secundarios que no se asocian directamente a una etapa eruptiva (intra-eruptivos) (Manville et al., 2009)

La formación de un lahar depende de la combinación de tres factores principales (Vallance 2000):

- 1) Una fuente de agua.
- 2) Depósitos no consolidados (depósitos piroclásticos, suelos, aluviones, o la mezcla de estos).
- 3) Gradiente gradacional.

Debido a estos factores los lahares tienen su origen en las porciones más elevadas de los volcanes, donde la pendiente tiene una inclinación de 30° o más, con material altamente inestable y de fácil removilización por el escurrimiento de agua.

El aporte de agua está asociado a precipitaciones, derretimiento de glaciares en las cimas de los volcanes durante las erupciones volcánicas, o rompimiento de lagos intracratéricos. Además de estos factores, conforme el flujo desciende a través de la pendiente, puede variar su contenido en fracción sólida por erosión progresiva del substrato, o incrementar su contenido de agua por la intercepción de drenajes secundarios.

Los lahares pueden dar origen a dos tipos principales de flujos: flujos de escombros y flujos hiperconcentrados. Los flujos hiperconcentrados contienen entre un 20-60% en volumen de partículas (40-80% en peso) (Beverage y Culberston, 1964), mostrando un comportamiento límite entre fluidos Newtonianos y no Newtonianos (Pierson, 2005) (figura 3.1). Los flujos de escombros son mezclas de agua y sedimento, con un contenido por encima del 60% en volumen de partículas (80-90% en peso), con un comportamiento no Newtoniano de tipo pseudoplástico (figura 3.1), lo que significa que pueden tener un esfuerzo límite a la

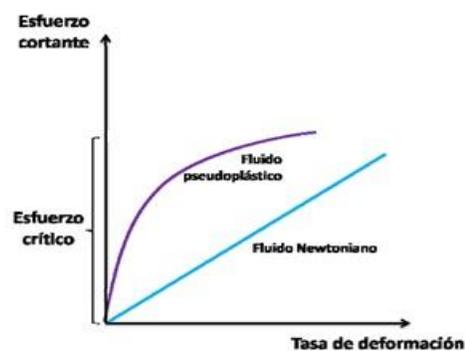


Figura 3.1 Diagrama que muestra los diferentes flujos, de acuerdo a la relación esfuerzo cortante y deformación.

deformación, y su viscosidad no es constante, por lo general incrementa con el transporte al disminuir la velocidad.

A lo largo de la trayectoria de un lahar, es común que el comportamiento vaya cambiando yendo desde flujo de escombros, flujo hiperconcentrado y hasta corriente fluvial y viceversa (pasando de flujos hiperconcentrados a flujos de escombros) como se muestra en la figura 3.2. En el primer caso ocurre un proceso de deposición gradual que hace que el flujo se empobrezca de la fracción sólida y se transforme a un flujo hiperconcentrado. O que, a lo largo del canal haya aporte adicional de agua por drenajes laterales que pueden diluir el flujo. Por el contrario, flujos hiperconcentrados pueden ser altamente erosivos por lo que van incrementando su contenido en la fracción sólida y se transforman a flujos de escombros (Vallance 2000).

En particular, estos cambios en la concentración de sedimentos se definen como proceso de bulking o debulking. Estas transformaciones comienzan al frente del fluido y migran hacia la parte posterior, conforme este se dirige cuesta abajo (Fisher 1983).

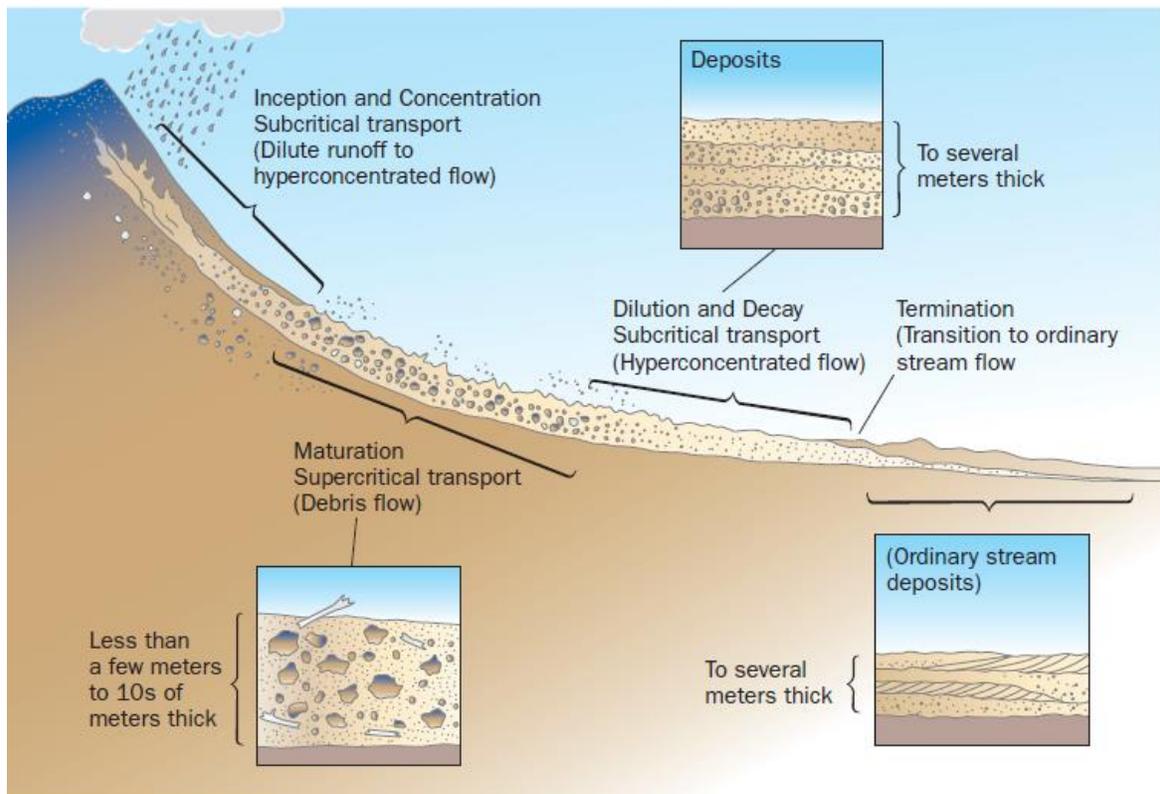


Figura 3.2) Esquema de la evolución y deposición de los lahares a lo largo de una pendiente

Tomado de Tomado de Loockwood 2013 Volcanoes: Global perspectives

El proceso de adición de sedimento o bulking ocurre cuando el fluido contiene una gran cantidad de agua lo que incrementa su capacidad de erosión. Este proceso es responsable del incremento del volumen del flujo de hasta 4 veces el volumen inicial, como observado en el Volcan Casita (Nicaragua, Scott et al., 2005). Por otro lado, el proceso de dilución (debulking) ocurre mediante la incorporación gradual de agua en el frente del lahar conforme este fluye corriente abajo en los canales fluviales, lo que genera una pérdida progresiva de la carga, haciendo que cambie su comportamiento (Pierson y Scott, 1985; Scott, 1988). Es común que ambos procesos ocurran durante el mismo evento por lo cual los lahares van cambiando su comportamiento desde flujo hiperconcentrado a flujo de escombros y viceversa. En particular, cuando los lahares tienen una constante incorporación de agua en el frente, se puede generar un cambio en el comportamiento en la naturaleza del flujo, el cual se ve reflejado en la pérdida de la capacidad de carga. Este proceso es importante en los lahares que se llegan a incorporar a ríos activos u otros cuerpos de agua.

Cuando los flujos comienzan a incorporar cada vez más agua, estos pierden la capacidad de cargar partículas de gran tamaño (como gravas), permitiendo su asentamiento en la base del flujo. Con el tiempo y la distancia la dilución del frente progresa hacia la parte media y finalmente hacia todo el lahar, haciendo que este se haga más diluido (Vallance 2000).

Un lahar consiste de tres porciones principales: frente, cuerpo y cola (Pierson y Costa, 1987). El frente corresponde con la zona de acumulación de los fragmentos de mayor tamaño que son progresivamente erosionados por el canal. Estos fragmentos son reciclados en el cuerpo y de allí migran hacia la porción superior del flujo. En superficie, debido al gradiente de velocidad, las partículas son desplazadas hacia los bordes en donde se van progresivamente depositando formando depósitos de *levee* laterales ricos en bloques (figuras 3.3 y 3.4).

En el interior del cuerpo del flujo, las partículas pueden depositarse por segregación o por percolación. La segregación será controlada por el tamaño y densidad de los líticos y normalmente ocurre en fluidos más diluidos en donde los fragmentos de mayor tamaño se depositan hacia la base del flujo. Por el contrario, en flujos más densos el mecanismo principal es de percolación en donde las fracciones más finas migran entre los espacios vacíos

que quedan entre los fragmentos de mayor tamaño. Este proceso a su vez impide que los fragmentos más grandes se depositen hacia abajo, y se llama también como tamizado cinético

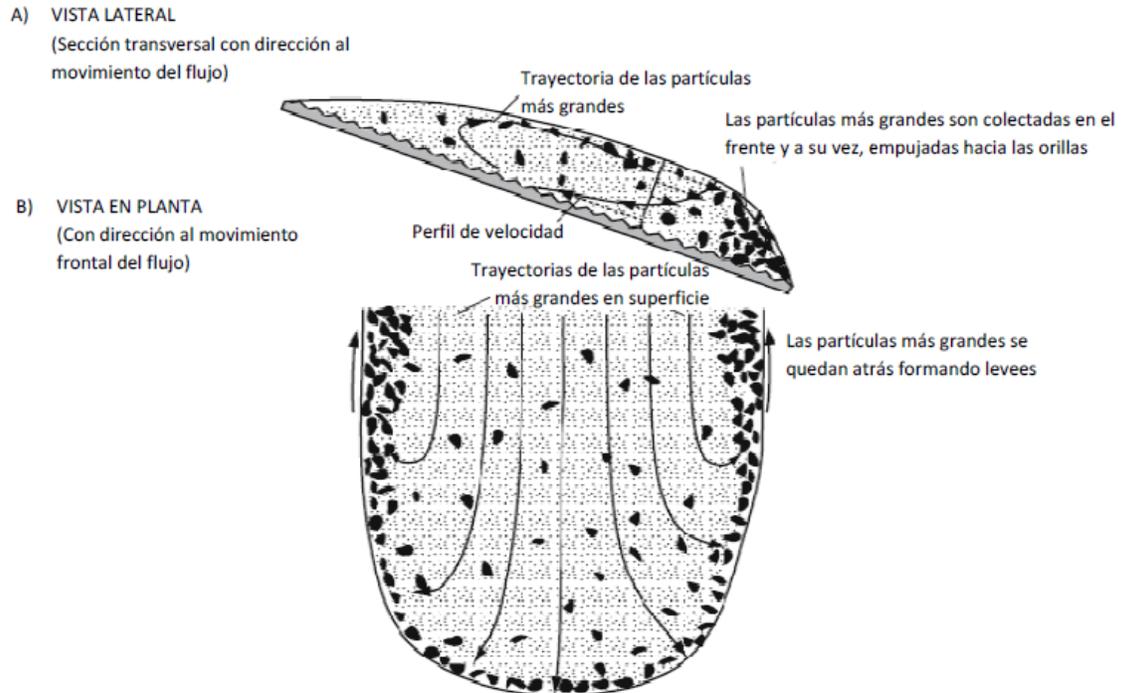


Figura 3.3) Diagrama del proceso de segregación de partículas en un lahar, donde las de mayor tamaño migran hacia los márgenes y las partes superiores.

Tomado de Vallance, 2005



Figura 3.4)

Depósitos de levee observados a los márgenes del paso de un lahar, Volcán de Colima.

El emplazamiento de los lahares ocurre por una gradual acreción de los sedimentos desde la base hacia la cima del flujo.

De acuerdo a Vallance (2000) los lahares acrecionan material gradualmente, y en los depósitos se puede observar evidencia de esto, como por ejemplo:

- Fuerte alineamiento o imbricación de partículas elongadas paralela a las direcciones de flujo
- Fuertes cambios en la composición de las partículas, a lo largo del perfil del depósito, gradación normal o inversa
- Marcas del nivel de flujo en valles estrechos, donde las marcas pueden indicar profundidades de flujo 5 a 10 veces mayores que los espesores observados en los depósitos
- Estratificación en los depósitos de flujos hiperconcentrados transicionales.

El modelo propuesto por Vallance y Scott (1997) muestra como el depósito se forma de manera progresiva y su textura refleja el cambio en la descarga del flujo, con la acumulación de los clastos de mayor tamaño durante su pico hidrográfico y un decremento progresivo por el paso de la porción más diluida del flujo.

3.2 Características texturales de los depósitos de lahares

Generalmente los depósitos de lahar pueden ser masivos a crudamente estratificados, y de gradados a no gradados, dependiendo de la proporción de agua que el flujo contiene y el grado de la evolución a lo largo de su corriente cuesta abajo (figura 3.5). La selección es generalmente de extremadamente pobre a pobre, sin embargo es importante resaltar las diferencias granulométricas que existen entre un flujo de escombros y un flujo hiperconcentrado (Vallance 2000).

Los depósitos de flujos de escombros son por lo general masivos, sin estratificación, con clastos soportados por una matriz de arena, limo y arcilla (figura 3.7a). Son pobremente seleccionados con distribuciones bimodales (figura 3.6), desde bloques a arcilla. Sin embargo en algunos casos, el soporte puede ser clasto a clasto si la matriz ha sido drenada. La fábrica tiende a ser pobremente desarrollada, por lo general son heterolitológicos y pueden contener

también fragmentos de carbón y troncos de árboles o ramas. El grado de redondez de los clastos varía de angular a redondeado.

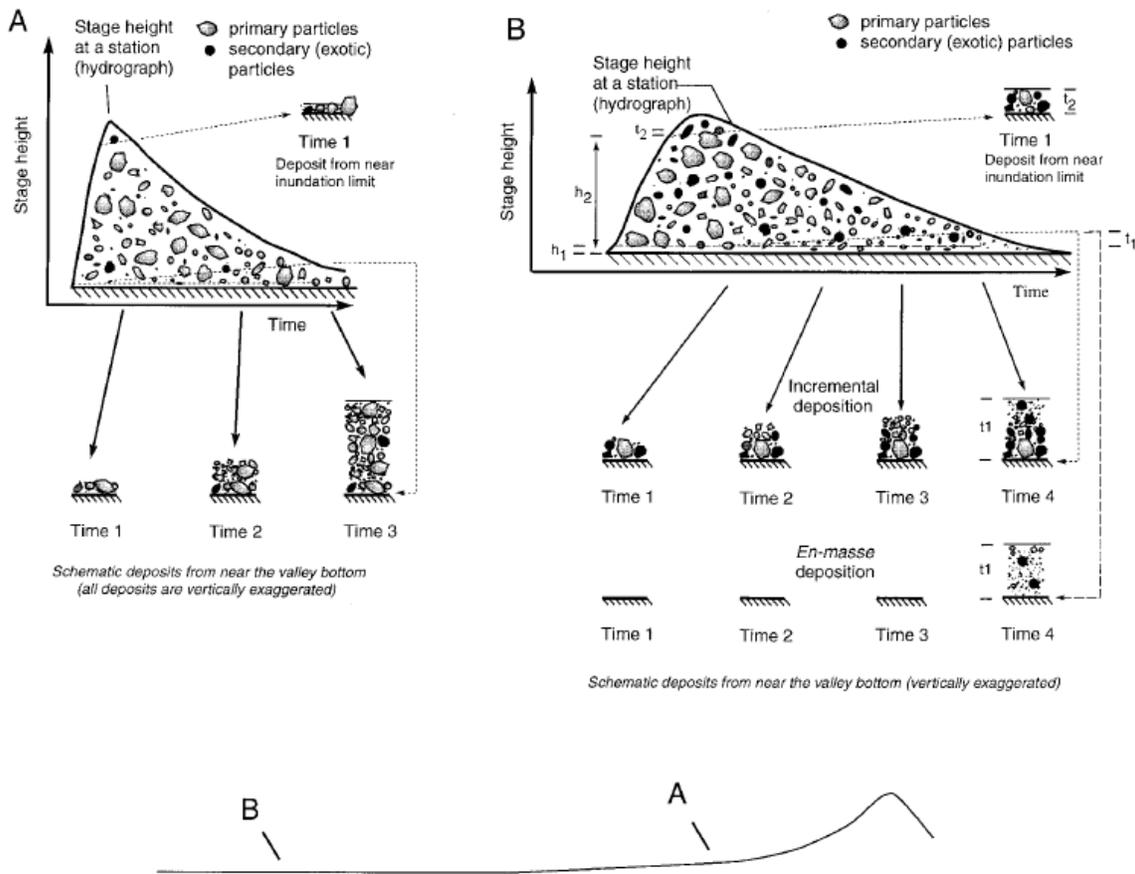


Figura 3.5) Esquema que muestra las diferencias en los depósitos de lahares a lo largo de la pendiente del volcán, y la pérdida de la capacidad de carga, donde en la figura A se observa una dominancia del material primario, mientras que en la figura B se muestra una dominancia del material exótico. Así como también en la imagen A no se encuentra una gradación bien definida, mientras que en la B es una gradación normal.

Tomada de Vallance y Scott (1997)

Por otro lado, los depósitos de flujos hiperconcentrados presentan características texturales intermedias entre los depósitos de flujos de escombros y fluviales, por lo general son mejor seleccionados, pueden ser masivos o presentar una estratificación burda (Figura 3.7b). De acuerdo a Pierson y Scott (1985) éstos depósitos siempre están en el rango de tamaño de partículas de arenas a guijarros (gravas medias), son masivos y clasto soportados.

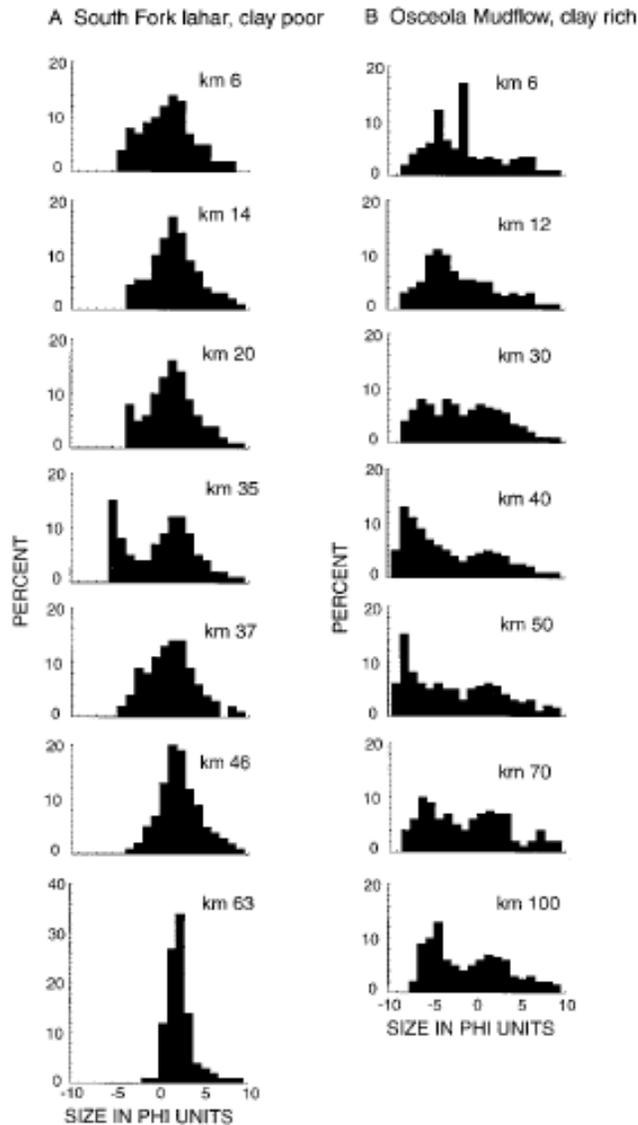


Figura 3.6) histogramas de la distribución de granos en phi, de un lahar rico en arcillas y uno pobre en arcillas a diferentes distancias, adaptado de Vallance y Scott (1997).

Los depósitos hiperconcentrados varían de espesor, principalmente de acuerdo al área en la que se depositan, los depósitos de mayor espesor ocurren en los canales y en las zonas cercanas, mientras que los depósitos delgados se dan en las planicies de inundación. Desde un punto de vista granulométrico, los depósitos de flujos hiperconcentrados son bien seleccionados, con una media granulométrica principalmente en las clases granulométricas de 10ϕ a -3ϕ . En la figura 3.6 se puede observar la diferencia en granulometría entre un flujo de escombros y un flujo hiperconcentrado (columna en la izquierda). Las gráficas se refieren

al mismo depósito en donde es posible observar como el flujo se diluyó a lo largo de su trayectoria desde un flujo de escombros con distribución granulométrica bimodal a un flujo hiperconcentrado con distribución unimodal y muy bien seleccionado. Por el contrario, la columna de la derecha de la figura 3.6 se refiere al espectro granulométrico de un flujo de escombros cohesivo ($> 3\%$ de arcilla en la matriz) en donde se puede observar que durante el emplazamiento no ocurren procesos de dilución debido a la fuerza de cohesión de la matriz (Vallance y Scott 1997).. Es por eso que los depósitos de flujos de escombros cohesivos mantienen sus características texturales sobre largas distancias.



Figura 3.7) a) depósito de flujo de escombros no cohesivo, Nevado de Toluca b) depósito de flujo hiperconcentrado no cohesivo, Nevado de Toluca.

Capítulo 4 Estratigrafía del sector Noreste del volcán Nevado de Toluca

4.1 Estratigrafía del área de estudio

El área de estudio del presente trabajo corresponde al sector NE del Volcán Nevado de Toluca, el cual en términos morfológicos es caracterizado por barrancas profundas y planicies extensas. Los mejores afloramientos se ubican en los cortes a lo largo de las barrancas o en las secciones expuestas en las canteras.

Con base en la correlación de las columnas estratigráficas realizadas durante el trabajo de campo (Figura 4.1 y anexo 1), se pudo construir una secuencia estratigráfica compuesta de las principales unidades litológicas que afloran en el área de estudio y asociadas a etapas eruptivas del volcán (figura 4.2). La edad de las unidades ha sido definida con base en fechamiento por C14 de material orgánico encontrado en distintos paleosuelos. Es de destacar que se levantaron las secuencias estratigráficas en conjunto con las estudiantes Nuria Itzel Castillo Pérez y Ana Daniela Téllez de Jesús, mismas que realizan su tesis de licenciatura en la misma área de estudio enfocándose en diferentes episodios eruptivos. La contribución para el presente trabajo consistió en el estudio estratigráfico y descripción textural y granulométrica de los depósitos de lahar.

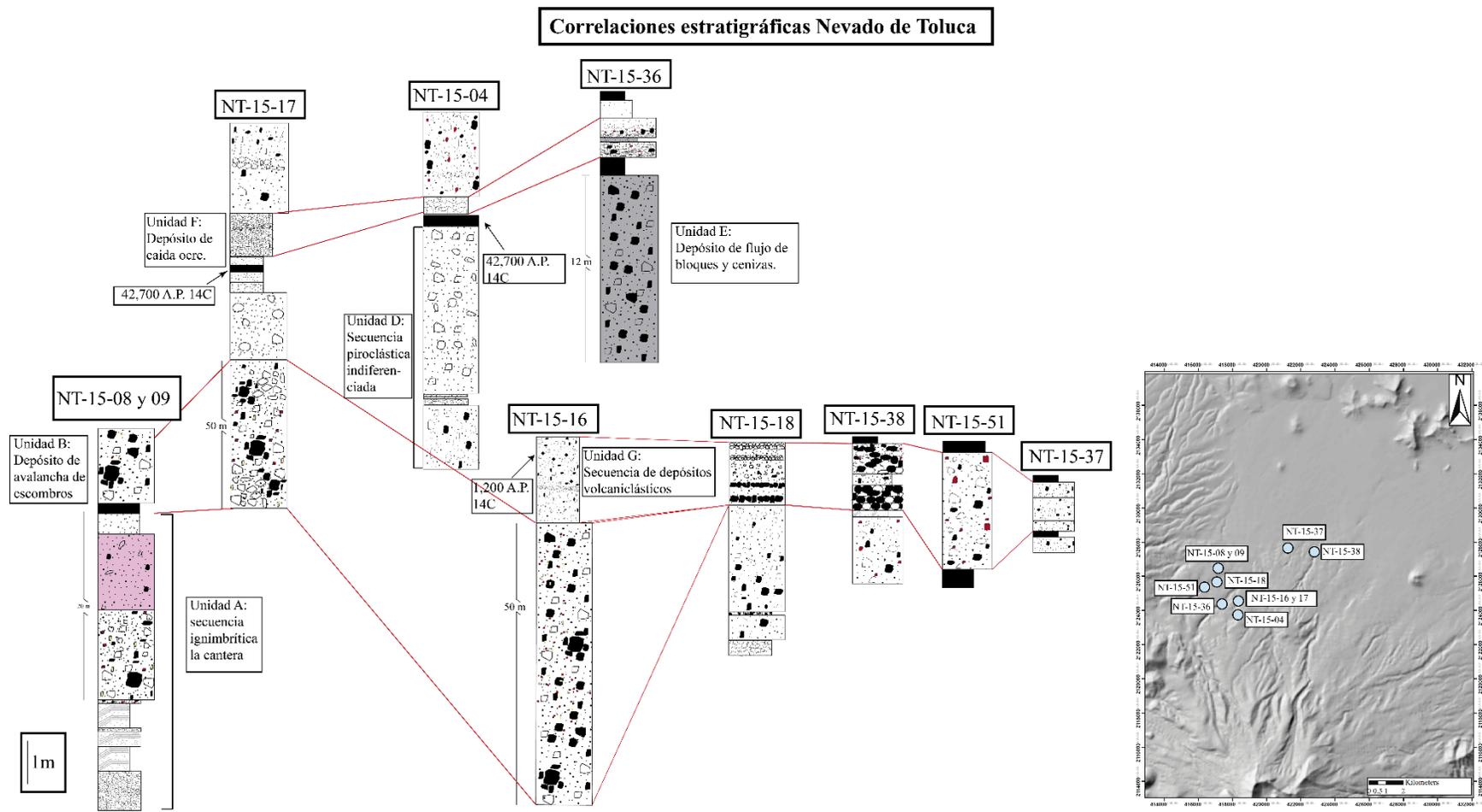


Figura 4.1 Correlación estratigráfica hecha con las secciones estratigráficas observadas en campo, para mayor detalle de las unidades véase anexo 1. Esquema de la izquierda escalado a 1:100000

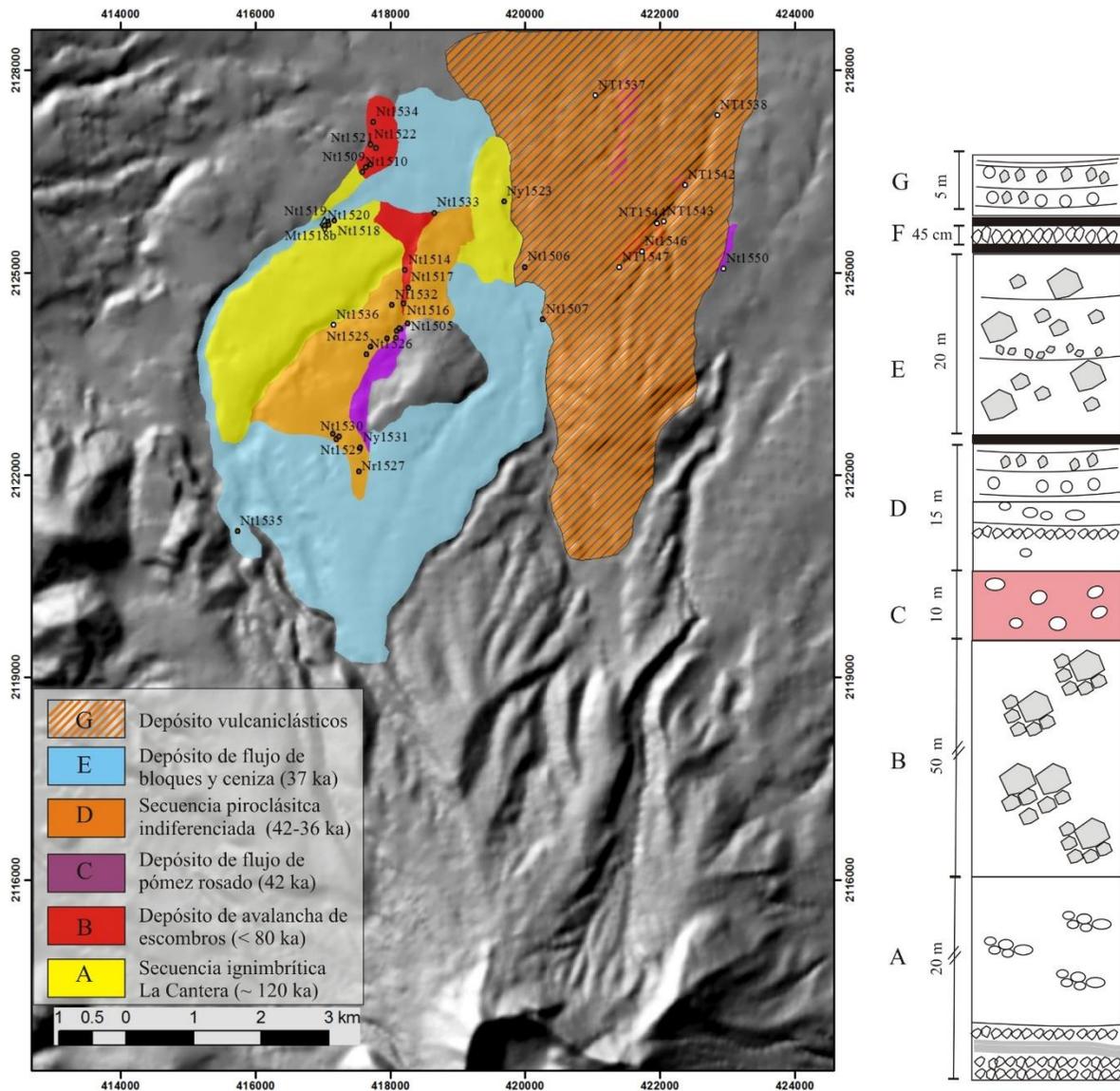


Figura 4.2) Mapa geológico del área de estudio en el sector NE del volcán Nevado de Toluca, y la sección estratigráfica asociada a éste

Localmente han sido reconocidos diferentes depósitos de lahares de difícil correlación entre las diferentes secciones estratigráficas y aquí descritos detalladamente para la caracterización de los diferentes tipos de lahares que se han generado a lo largo de la historia eruptiva del volcán. Las columnas levantadas en cada afloramiento se presentan al final del capítulo. Desde la base hacia arriba, la secuencia estratigráfica consiste en:

4.1.1 Secuencia ignimbrítica La Cantera (Unidad A): Esta secuencia está constituida por 2 unidades, la inferior (figura 4.3) y la superior (figura 4.4). La unidad inferior se compone de la alternancia de varios depósitos de caída y de corrientes piroclásticas de densidad (CPD) diluidas. En su base aflora un depósito de caída, masivo y soportado clasto a clasto, con fragmentos de pómez angulosas tamaño lapilli de medio a grueso y de 96 cm de espesor. La secuencia continua con varios horizontes masivos o estratificados, compuestos por ceniza medio-gruesa. En posición intermedia destaca un depósito masivo, soportado por matriz de ceniza fina constituido por pómez centimétricas redondeadas. Esta secuencia de horizontes tiene un espesor total de 2 m y ha sido interpretada como depósitos de CPD, aunque algunas capas masivas y con contacto horizontal podrían corresponder a depósitos de caída de ceniza.

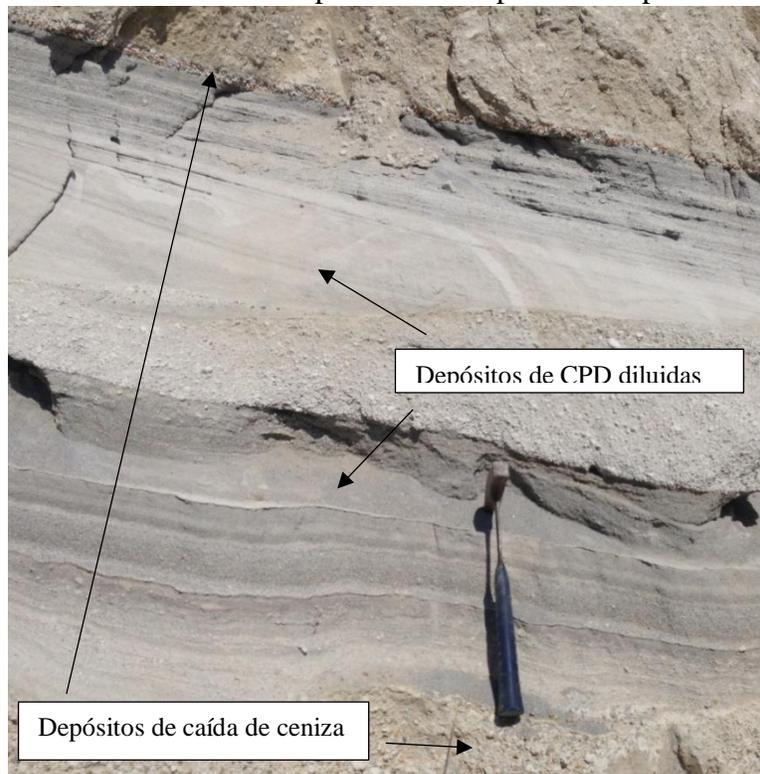


Figura 4.3) Depósito de la unidad inferior de la secuencia ignimbrítica la cantera.

La secuencia inferior termina con un horizonte delgado, color ocre, soportado clasto a clasto, constituido por fragmentos de lapilli de pómez y líticos, angulosos, de 2 cm de espesor e interpretado como depósitos de caída.

La secuencia superior del depósito tiene un espesor de hasta de 20 m y conforma el cuerpo principal de la unidad. Se observan por lo menos tres unidades principales, masivas o con

gradación normal de los líticos e inversa de las pómez, soportado por matriz de ceniza, mal seleccionado, (con abundantes cristales sueltos), y con líticos y pómez, de sub-angulosos a sub-redondeados, de tamaño variable de lapilli a bloques. Las pómez son redondeadas, con grado variable de vesicularidad, de muy vesiculadas a más densas con elevado porcentaje de cristales de plagioclasa y hornblenda. Los fragmentos líticos son lavas de color gris, de composición dacítica con fenocristales de plagioclasa y hornblenda.



Figura 4.4) secuencia superior de la ignimbrita La Cantera. En la parte superior de la unidad, existe un contacto con la unidad B

La secuencia ignimbrítica La Cantera aflora en las secciones estratigráficas NT-15-08 y NT-15-09 la secuencia estratigráfica tiene un espesor de 20 metros aproximadamente en donde se puede apreciar las secuencias de oleadas piroclásticas y depósitos de caída en la base (Figura 4.3) y los diferentes depósitos de la secuencia superior (Figura 4.4), los cuales se identifican por los cambios en la coloración. Es común encontrar troncos carbonizados en las unidades principales de flujo, cuyo fechamiento arrojó una edad mayor al límite de detección por C14, por lo que la secuencia La Cantera tiene una edad mayor a ~ 50 mil años A.P. en la sección NT-15-08 se puede apreciar el contacto erosivo entre la secuencia ignimbrítica y la avalancha de escombros.

4.1.2 Depósito de Avalancha de Escombros (Unidad B). Depósito masivo, soportado por matriz de ceniza, compuesto hacia la base por bloques con diámetros de varios metros que

representan porciones de cuerpos de lava o de depósitos piroclásticos y hacia la porción superior, por fragmentos angulosos de lava dacítica de color gris a rosa, con tamaños que van de lapilli a bloques, (Figura 4.5). El depósito muestra clastos con estructuras en rompecabezas.

El mayor espesor estimado para esta unidad es de 50 metros aproximadamente. El depósito rellena las barrancas más profundas en el sector norte del volcán. Los mejores afloramientos corresponden a las secciones NT-15-16 y 17. Su contacto con la unidad subyacente La Cantera es de tipo deposicional, o separado por un paleosuelo que se encuentra en la sección vertical NT-15-08

En la sección NT-15-17, el depósito de avalancha de escombros se encuentra cubierto por una secuencia de depósitos piroclásticos que incluyen depósitos de caída y CPD (Unidad D).

Con base en la correlación estratigráfica de dicha secuencia piroclástica con la sección NT-15-04, el depósito de avalancha de escombros tiene una edad mayor a 42730 A.P. (sección NT-15-04 y NT-15-17).



Figura 4.5) Depósito de avalancha de escombros (Unidad B)

En la sección NT-15-16 capa A, el depósito de avalancha de escombros está cubierto por una secuencia constituida por dos unidades de flujos de escombros, ambas son masivas, soportadas por matriz y contienen fragmentos de pómez líticos, el espesor de las dos unidades es de aproximadamente 2 metros, Las unidades se diferencian por el contenido en pómez y líticos, siendo mayor el contenido en líticos en la unidad superior. La edad de esta secuencia de flujo de escombros se determinó en el presente estudio en 1180 AP, con base en el fechamiento por C14 de material orgánico encontrado en los depósitos (Tabla 4.1).

4.1.3 Depósito de flujo de pómez rosado (Unidad C): Este depósito tiene una coloración, que varía del rosa al ocre, es soportado por matriz de ceniza con fragmentos de pómez y líticos tamaño lapilli gruesos, con un espesor observado de hasta 10 m. En la matriz se reconocen cristales de micas mismas que son muy abundantes en las pómez. El depósito es interpretado como una CPD concentrada y ha sido correlacionado al depósito denominado *Pink Pomez Flow* descrito por Macías et al. (1997) con una edad aprox. 42,000 años A.P. Las secciones



Figura 4.6) Depósito de flujo de pómez rosado (Unidad C)

estratigráficas en las cuales se puede apreciar este depósito son las NT-15-42 (figura 4.6) y NT-15-49.

4.1.4 Secuencia piroclástica indiferenciada (Unidad D): Esta secuencia consta de 3 unidades, desde la base hacia la cima:

Depósito de CPD concentrada, se encuentra en la base de toda la secuencia, es masivo, soportado por matriz de ceniza, con fragmentos de pómez y escasos líticos sub angulosos de tamaño bloque, tiene un espesor de aproximadamente 1.5 m.

Sobre el depósito de CPD se encuentra un depósito de caída delgado, el cual es masivo, soportado clasto a clasto, conformado por fragmentos de pómez angulosas, el tamaño de estos es de lapilli medio a ceniza gruesa, con un horizonte fino de ceniza fina hacia la mitad del horizonte, el espesor de éste depósito es de aproximadamente 10 cm

Sobre el depósito de caída, descansa un depósito de CPD concentrada, el cual conforma el cuerpo principal de la secuencia piroclástica indiferenciada, éste depósito es masivo, soportado por matriz arenosa, compuesta por fragmentos de pómez sub-redondeadas que van de grava gruesa a bloques. El espesor aproximado de ésta secuencia es de 4.5 m, Sobre este depósito de CPD se encuentra un paleosuelo, el cual fue fechado en 42700 A.P. (sección NT-15-17).

El área donde aflora mejor esta secuencia es en la barranca Los Borregos, particularmente en la sección NT-15-04 en donde se puede apreciar la secuencia piroclástica completa.

En la sección NT-15-04 suprayaciendo la secuencia piroclástica (unidad D) se presentan depósitos de flujos de escombros pertenecientes a la unidad G, los cuales son masivos, soportados por matriz arenosa, y compuestos por fragmentos líticos y pómez tamaño grava media a bloques, los fragmentos son sub angulares, En la figura 4.7 se pueden apreciar la secuencia completa donde los depósitos de la secuencia piroclástica presentan una coloración grisácea y los depósitos de flujos de escombros con una coloración ocre.

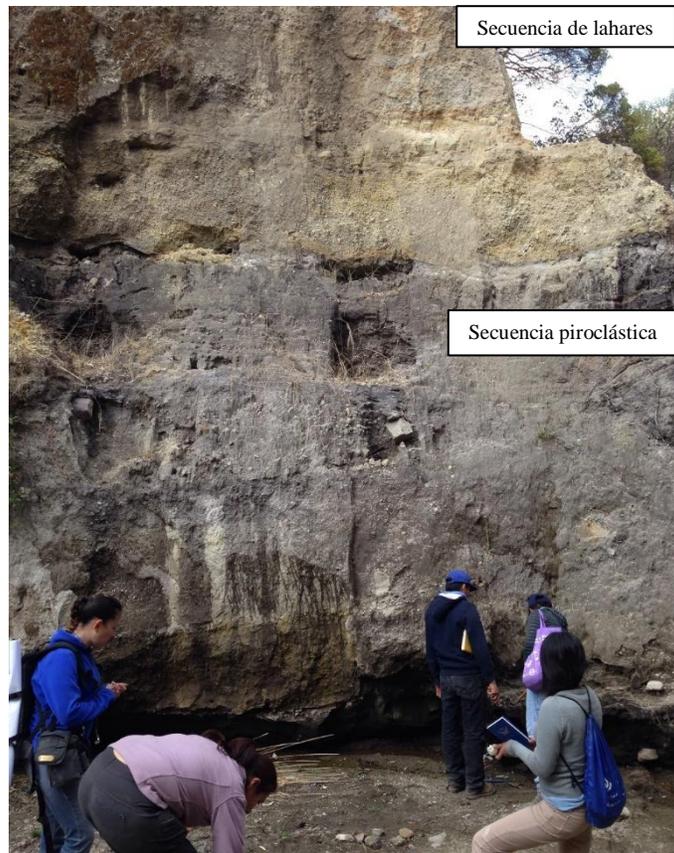


Figura 4.7) Secuencia piroclástica indiferenciada (unidad D) sección compuesta.

4.1.5 Depósito de flujo de bloques y cenizas (unidad E): Esta unidad es caracterizada por ser de coloración grisácea, masiva, soportada por matriz arenosa, compuesta por fragmentos de lava gris de composición dacítica, sub angulosos y escasas pómez de tamaños grava gruesa a bloques, el espesor de esta unidad se estimó en 20 m, y aflora especialmente en la sección NT-15-36 capa A (figura 4.8). La edad de esta unidad no ha podido ser definida, sin embargo está cubierta por la Unidad F, cuya edad ha sido definida entre 36 y 42 ka A.P. Esta unidad podría ser correlacionada con el flujo de bloques y ceniza de 37 ka A.P. descrito por Macías et al. (1997).



Figura 4.8) pared del depósito de flujo de bloque y cenizas (unidad E sección compuesta) sitio Nt-15-36.

4.1.6 Depósito de caída ocre (Unidad F): Este depósito tiene una coloración que va de gris claro a ocre, es masivo, clasto soportado, con pómez angulosas y escasos líticos, con tamaño de lapilli a bloques. En algunas secciones se presentan capas intermedias de ceniza fina. Con base en el fechamiento de paleosuelos, la edad estimada se encuentra entre 42,700 y 36,050 A.P, por lo que podría ser correlacionada con la Pómez Ocre reportada previamente por Macías et al. (1997). Su distribución es hacia el norte del edificio volcánico, con espesores que van de los 50 a 23 cm. Las secuencias estratigráficas en las que mejor aflora éste depósito son NT-15-07 capa B, NT-15-36 capa C y NT-15-48 capa B (figura 4.9)



Figura 4.9) depósito de caída de la Pómez Ocre, (unidad F sección compuesta) sitio NT-15-48.

4.1.7 Secuencia de depósitos volcanoclásticos (unidad G): Esta unidad comprende depósitos de flujos de escombros, hiperconcentrados y fluviales que conforman un abanico de gran extensión hacia la porción NE de la zona de estudio (Fig.4.1), con un espesor aflorante de hasta 6-8 m. No es posible hacer una correlación entre las diferentes secciones estratigráficas estudiadas debido a la gran variabilidad lateral de estas unidades. En general los depósitos de la unidad G se pueden clasificar en flujos de escombros y flujos hiperconcentrados. A continuación se dará una descripción de las unidades más representativas.

Los depósitos de flujos de escombros se caracterizan por ser masivos, soportados por matriz arenosa, compuestos por pómez y líticos heterolitológicos que van de tamaños de grava

media a bloques, además de ser pobremente seleccionados. Los depósitos de flujo de escombros presentan espesores variables, desde medio metro hasta 3 y 4 metros.

Algunos ejemplos de estos depósitos se encuentran en las secciones NT-15-04, NT-15-16 capa B, NT-15-17 capa H, NT-15-18 capa E y NT-15-39 (Anexo 1).

En la sección NT-15-16 y 17, los depósitos de flujos de escombros presentan una coloración ocre y constituyen la parte superior de la columna estratigráfica. En la sección NT-15-16 un depósito de flujo de escombros se encuentra por encima del depósito de avalancha de escombros (Unidad B, Figura 4.10) y en la sección NT-15-17 un depósito de flujo de escombros se encuentra sobreyaciendo al depósito de caída de la unidad Pómez Ocre. En ambas secciones los fragmentos de pómez son mucho más abundantes que los líticos. Las pómez presentan una coloración ocre característica, y en lámina delgada presentan una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa y hornblenda, embebidos en una matriz vítrea, los cristales se encuentran alterados y rotos.



Figura 4.10) Contacto entre depósitos de flujos de escombros y depósitos de avalancha, sección NT-15-16

Los depósitos de flujos de escombros de la sección NT-15-18 (figura 4.11) son masivos, soportados por matriz y compuestos por fragmentos de pómez y líticos en proporciones similares, de estos depósitos resaltan dos características, la primera de ellas es el alto grado de redondez de las pómez y segundo la dominancia de los líticos en la parte basal del depósito y la concentración de las pómez en la parte superior.



Figura 4.11) Depósitos de flujos de escombros, sección NT-15-18, con alta concentración de líticos en la base (color gris) y pómez en la parte superior (color ocre)

En la sección NT-15-39 (figura 4.12) aflora un depósito de flujo de escombros masivo, soportado por matriz de arena, conformado por fragmentos de líticos tamaños de grava gruesa a bloques. Los líticos consisten en fragmentos de lavas de composición dacítica de coloraciones variables de rojo a gris oscuro, con fenocristales de plagioclasas y cuarzo.



Figura 4.12) Depósito de flujo de escombros masivo, sección NT-15-39

Los depósitos de los flujos hiperconcentrados del área de estudio se caracterizan por ser masivos, bien clasificados, constituidos por arena y fragmentos de pómez y líticos tamaño grava media.

Por otro lado, los depósitos fluviales se caracterizan por ser masivos, soportados clasto a clasto o por matriz arenosa, y compuestos por líticos y pómez redondeadas, tamaño grava gruesa a bloques con imbricación. Los horizontes más finos presentan estratificación cruzada.

Las secciones en las que mejor afloran los depósitos hiperconcentrados y fluviales son las NT-15-37, NT-15-51 y NT-15-38 (figura 4.13).

En la sección NT-15-38 afloran depósitos hiperconcentrados intercalados con fluviales con clastos tamaño grava gruesa a bloques, soportado clasto a clasto con evidente imbricación.



Figura 4.13) Depósitos intercalados de depósitos fluviales (gruesos) e hiperconcentrados (finos). Sección NT-15-38

En la sección NT-15-37 aflora una secuencia de depósitos masivos soportados por matriz arenosa, con fragmentos de pómez y líticos. En general estos depósitos son mejor seleccionados en comparación a los flujos de escombros (figura 4.14).



Figura 4.14) Depósito de flujo hiperconcentrado, sección NT-15-37

En la sección NT-15-51 aflora un depósito masivo, soportado por matriz arenosa, conformado por fragmentos de líticos y escasas pómez, Los líticos corresponden a fragmentos de lavas dacíticas, de color de gris a rojo. El depósito es definido como depósito de flujo hiperconcentrado (figura 4.15).



Figura 4.15) Depósito de flujo hiperconcentrado, sección NT-15-51

Con base en la reconstrucción de la secuencia estratigráfica en el sector NE del volcán, en el área de estudio afloran depósitos piroclásticos asociados a la actividad eruptiva del volcán ocurrida en el intervalo de tiempo > a los 50 mil años (unidad La Cantera) y hasta la erupción pliniana de la Pómez Ocre con edad entre 36 y 42 ka A.P. Las unidades más recientes corresponden a las secuencias volcanoclásticas de lahares cuya edad más joven ha sido definida en 1180 años. Con base en lo anterior, los depósitos más recientes asociados al volcán Nevado de Toluca corresponden a depósitos de lahar secundarios, aparentemente no relacionados con una etapa eruptiva del volcán.

Tabla 4.1) fechamientos realizados por C14 en el área de estudio.

BETA	SUBMITTER NO	SERVICE	CONVENTIONAL AGE	Unidad
407709	NT1520_2	AMS-Standard delivery	> 43500 BP	Paleosuelo
407708	NT1516	AMS-Standard delivery	1180 +/- 30 BP	Carbón en depósitos de lahar
407707	NT1504	AMS-Standard delivery	42730 +/- 610 BP	Paleosuelo
407706	NT1503	AMS-Standard delivery	4740 +/- 30 BP	Fragmento de carbón
408956	NT1525	AMS-Standard delivery	31650 +/- 190 BP	Paleosuelo
408955	NT1527C	AMS-Standard delivery	40210 +/- 460 BP	Paleosuelo
408954	NT1535B	AMS-Standard delivery	36050 +/- 310 BP	Paleosuelo

Capítulo 5. Granulometría

5.1 Metodología.

Para la caracterización granulométrica de los depósitos de lahares se tomaron muestras de las diferentes unidades que afloran en la sección NE del volcán Nevado de Toluca mismas que fueron descritas en el capítulo 4 (figura 4.1). En total se tomaron 13 muestras y de acuerdo a sus características texturales se clasificaron en depósitos de flujos de escombros e hiperconcentrados. En total, 8 corresponden a depósitos de flujos de escombros y 5 a depósitos de flujos hiperconcentrados.

El análisis granulométrico se realizó por tamizado en seco. Las muestras fueron secadas en un horno a 50° C de temperatura. Posteriormente se tamizaron las muestras utilizando un juego de tamices de -5 a 4 ϕ con intervalos de 1 ϕ , (32 mm a 0.0632 mm) para un total 10 mallas. Los diámetros utilizados corresponden a las fracciones de grava (-5 a -2 ϕ), arena (-1 a 4 ϕ) y limo y arcilla (>4 ϕ). Por matriz se entiende las fracciones granulométricas más finas de -1 ϕ (arena, limo y arcilla). La fracción pasante al tamiz 4 ϕ se engloba en la fracción 5 ϕ (limo más arcilla) debido a que no fue procesada por vía húmeda para definir el porcentaje de arcilla, esto es debido a que el porcentaje pasante a la malla 4 ϕ fue muy bajo, en la mayoría de las muestras presentaba valores menores a 1%, y únicamente en una muestra se encontró 5%, sin embargo la mayoría de éstos finos posiblemente corresponde a limos, y no a arcillas. La columna de tamices fue colocada en el Ro-tap por 3 minutos. Finalmente se pesaron las cantidades de material retenido en cada una de las mallas con una báscula de alta precisión.

Con los pesos obtenidos se determinó el porcentaje individual en peso y porcentaje acumulado de cada una de las clases granulométricas, los cuales fueron calculados en Excel (tabla 5.1 y 5.2). Los parámetros estadísticos de la distribución granulométrica fueron obtenidos con el software DECOLOG (<http://www.decolog.org/>). Los parámetros obtenidos corresponden a la media, desviación estándar, skewness y kurtosis normalizado (tabla 5.3 y 5.4). Para definir el grado de selección se utiliza la terminología propuesta por Cas y Wright (1988): 0-1 ϕ muy bien seleccionada; 1-2 ϕ , bien seleccionada; 2-4 ϕ , pobremente seleccionada y >4 ϕ muy pobremente seleccionada.

5.2 Resultados

Con base en las características texturales, los depósitos estudiados fueron clasificados en flujos hiperconcentrados y flujos de escombros, diferencias que también se pueden observar con base en sus características granulométricas.

Tabla 5.1) Porcentaje de las clases granulométricas de las muestras de flujos de escombros, en composición total y matriz.

Depósitos de flujos de escombros						
muestras	composición total			matriz		
	% Grava	% arena	% limo+arcilla	% de matriz	% arena	% limo+arcilla
NT-15-16B1	50.13	46.70	3.17	49.87	93.65	6.35
NT-15-16B2	27.44	70.91	1.65	72.56	97.73	2.27
NT-15-18E1	46.37	52.97	0.65	53.63	98.78	1.22
NT-15-27A	33.84	61.03	5.13	66.16	92.24	7.76
NT-15-27B	45.11	54.06	0.82	54.89	98.50	1.50
NT-15-39	60.38	39.59	0.03	39.62	99.93	0.07
NT-15-43A	54.49	45.22	0.30	45.51	99.35	0.65
NT-15-51	43.19	56.75	0.06	56.81	99.90	0.10

Tabla 5.2) Porcentaje de clases granulométricas de las muestras de flujos hiperconcentrados, en composición total y matriz.

Depósitos de flujos hiperconcentrados						
muestras	porcentaje			matríz		
	% grava	% arena	% limo+arcilla	% matriz	% arena	% limo+arcilla
NT-15-18E2	19.44	79.43	1.13	80.56	98.59	1.41
NT-15-20D	25.67	72.31	2.02	74.33	97.28	2.72
NT-15-37D	17.70	72.74	9.56	82.30	88.38	11.62
NT-15-38A1	45.04	54.50	0.47	54.96	99.15	0.85
NT-15-38A2	21.64	77.76	0.61	78.36	99.23	0.77

Tabla 5.4) Parámetros estadísticos de la distribución granulométrica de las muestras de flujos

Depósitos de flujos hiperconcentrados				
muestras	media	desviación estandar	skewness	kurtosis normalizado
NT-15-18E2	0.57	1.71	-0.54	0.17
NT-15-20D	1.11	2.09	-0.83	-0.12
NT-15-37D	1.10	1.99	0.00	-0.79
NT-15-38A1	-0.63	1.80	-0.02	-0.37
NT-15-38A2	0.24	1.50	-0.24	-0.55

Tabla 5.3) Parámetros estadísticos de la distribución granulométrica de las muestras de flujos de escombros.

Depósitos de flujos de escombros				
muestras	media	desviación estandar	skewness	kurtosis normalizado
NT-15-16B1	-0.66	2.74	0.13	-1.23
NT-15-16B2	0.33	2.02	-0.20	-0.20
NT-15-18E1	-0.49	2.01	0.13	-0.89
NT-15-27A	0.34	2.51	-0.24	-0.90
NT-15-27B	0.07	2.27	-0.21	-1.00
NT-15-39	-1.21	2.16	0.04	-0.98
NT-15-43A	-0.44	2.17	0.07	-1.16
NT-15-51	-0.44	1.83	-0.32	-0.95

Los depósitos de los flujos de escombros (NT-15-16, NT-15-18, NT-15-27, NT-15-38, NT-15-39 Y NT-15-43) presentan un contenido variable de matriz que va del 39% al 72% con promedio de 54.8%. Sin embargo en todos estos depósitos el constituyente mayor de la matriz es la fracción de arena, ya que representa del 93 al 99% del total. El valor de la media granulométrica va de 0.33 a -1.2 ϕ . Son mal seleccionados, con valores de la desviación estándar entre 1.8 y 2.7 ϕ . Presentan por lo general distribuciones de bimodales a trimodales, con modas en -5,-4 y 1 ϕ principalmente.

Los depósitos de flujos de escombros de la sección NT-15-16 presentan contenido de matriz del 50% (unidad inferior, B1) y 72% (unidad superior, B2), constituida casi únicamente por arena y menos del 3% de limo, con un valor de la media de -0.6 y 0.3ϕ . Ambas unidades son mal seleccionadas, con una desviación estándar de 2 y 2.7ϕ . La unidad inferior muestra una distribución trimodal con modas en -3 , -1 y 3ϕ (figura 5.1a), mientras que la unidad superior es bimodal y tiene modas en -2 y 1ϕ (figura 5.1b).

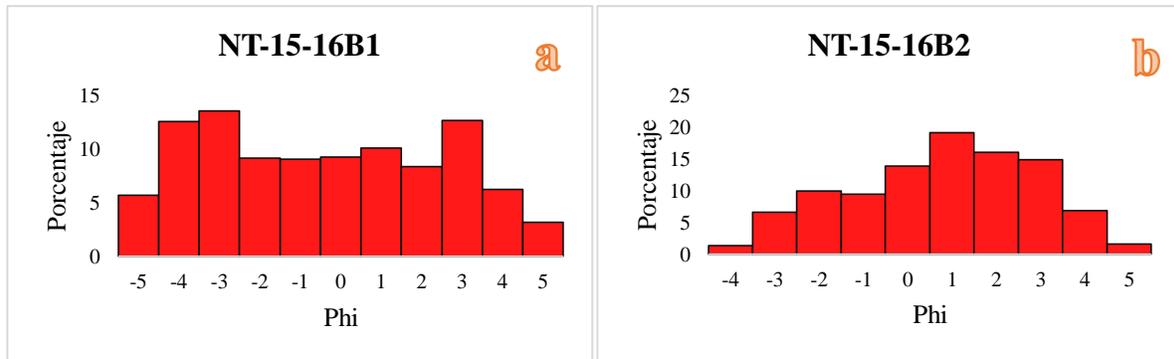


Figura 5.1) Histogramas de las muestras granulométricas a) depósito inferior NT-15-16B1 y b) depósito superior NT-15-16B2

La sección NT-15-18E1 corresponde a una unidad que presenta el 53% de matriz compuesta por el 98% de arena. La media granulométrica es de -0.49ϕ con una mala selección ($\sigma=2$). La distribución es bimodal con modas en -3 y 0ϕ (figura 5.3).

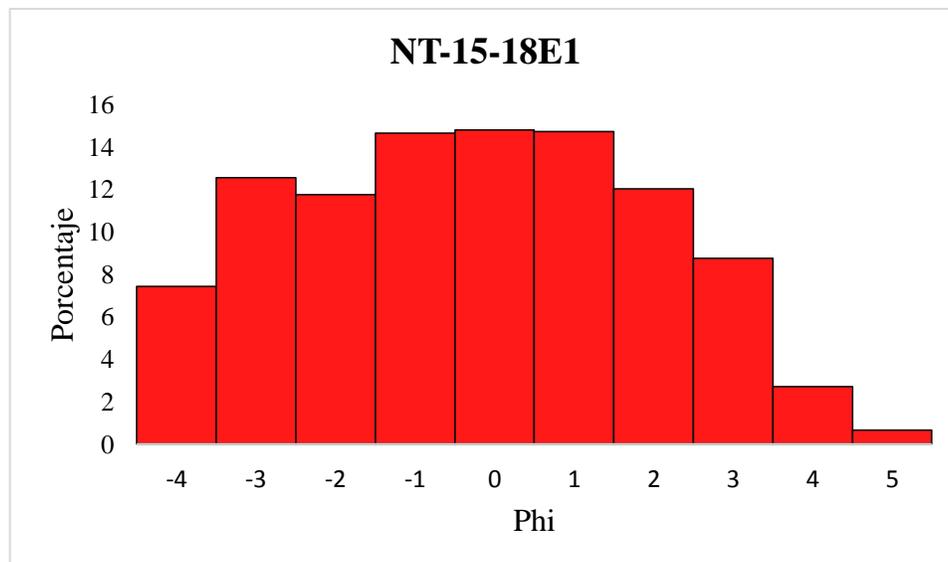


Figura 5.2) Histograma de la muestra granulométrica NT-15-18E1

La sección NT-15-27 es conformada por una unidad superior y una inferior. El depósito inferior (NT-15-27A) es una unidad fina en comparación con la unidad superior. La unidad inferior presenta el 63% de matriz, de la cual 92% es arena y el remanente es limo. La distribución de la muestra es polimodal con modas en -4 , 1 y 3ϕ , su media granulométrica se ubica en 0.33ϕ , y es muy mal seleccionada con desviación estándar en 2.5ϕ (figura 5.3a). La unidad NT-15-27B presenta un porcentaje de matriz de 55% de la cual 98% está representada por la fracción de arena. Presenta una distribución polimodal con modas pronunciadas en -5 y 3ϕ , con media en 0.07ϕ , y mala selección ($\sigma=2.2$) (figura 5.3b).

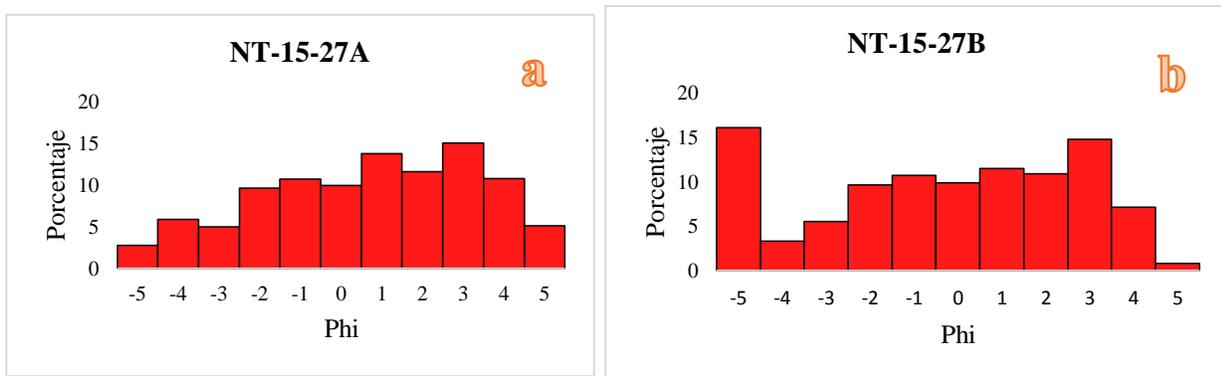


Figura 5.3) Histogramas de las muestras granulométricas. a) NT-15-27A b) NT-15-27B

En la sección NT-15-39 el depósito presenta una textura más gruesa con respecto a las muestras antes descritas, y contiene un 39% de matriz, de la cual 99% es arena. Presenta una distribución bimodal con modas en -5 y -1ϕ (figura 5.4), con una media granulométrica en -1.2ϕ y con un bajo grado de selección ($\sigma =2.1 \phi$)

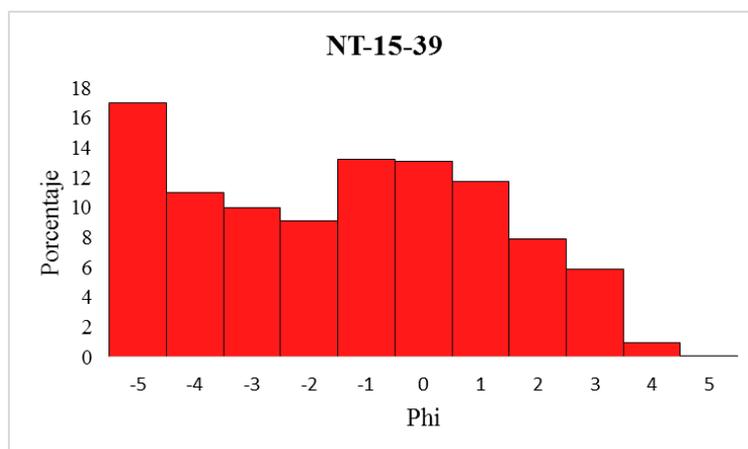


Figura 5.4) Histograma de la muestra granulométrica NT-16-39

La sección NT-15-43 presenta depósitos de flujos de escombros con una textura gruesa donde el 45% del total del depósito es representado por la matriz, siendo el principal componente la arena con 99% de la fracción total. Presenta una distribución bimodal con modas en -4 y -1ϕ (Figura 5.5). La media granulométrica es de -0.44ϕ , con una mala selección ($\sigma= 2.1$).

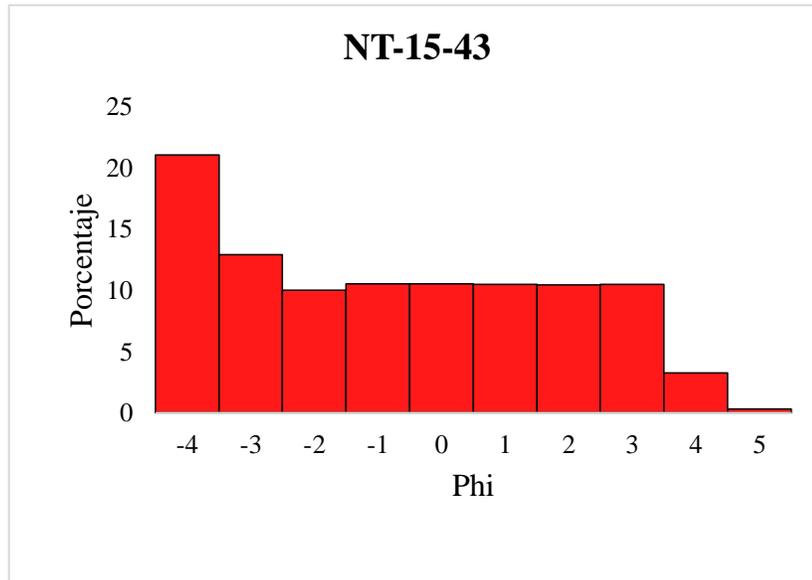


Figura 5.5 Histograma de la muestra granulométrica NT-15-43

El depósito de flujo de escombros de la sección NT-15-51 presenta un 56% de matriz, siendo el principal constituyente la arena con el 99% del total. Muestra una distribución bimodal con modas en 1 y -4ϕ (figura 5.6), la media granulométrica se ubica en -0.43ϕ , con un bajo grado de selección ($\sigma= 1.8$)

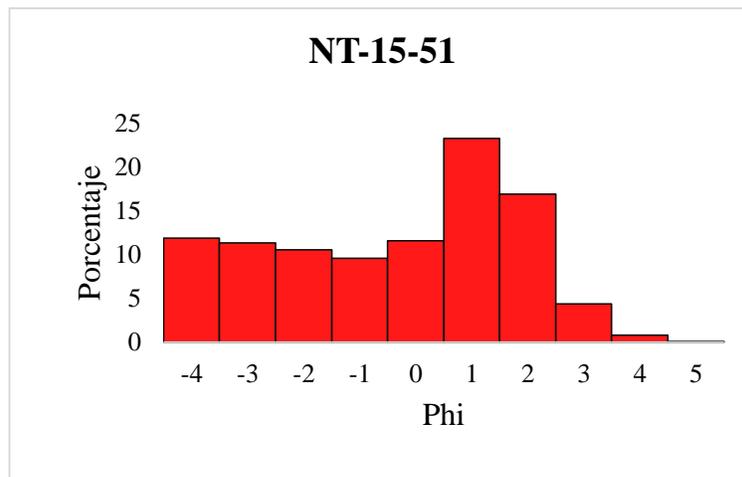


Figura 5.6) Histograma de la muestra granulométrica NT-15-51

Los depósitos de flujos hiperconcentrados de los cuales se tomaron muestras para el análisis granulométrico corresponden a las secciones NT-15-18, NT-15-20, NT-15-37 y NT-15-38. Los depósitos de los flujos hiperconcentrados son característicos por ser mejor clasificados en comparación con los flujos de escombros, las clases granulométricas van de -4ϕ a 5ϕ , por lo cual se encuentran conformados por fragmentos que van de gravas medias a limo-arcillas.

En general, los depósitos de flujos hiperconcentrados estudiados presentan un contenido de matriz que va de 55 a 83%, con una media de 74%, el principal componente de la matriz es la arena, ya que representa en promedio el 96% del total. El valor de la media granulométrica de estos depósitos oscila entre -0.6 y 1.1 , sin embargo muestran una mejor selección en comparación con los flujos de escombros, ya que el valor de la desviación estándar oscila entre 1.5 y 2. Las distribuciones de las clases granulométricas de los depósitos siguen un comportamiento unimodal o casi unimodal, principalmente con media en 1ϕ .

Los depósitos hiperconcentrados de la sección NT-15-18E2, presentan una matriz que comprende el 80% del total del depósito, siendo la arena el principal componente de la matriz ya que representa el 98%. El remanente 20% del depósito es principalmente grava media. Presenta una distribución granulométricas unimodal con moda en 1ϕ (figura 5.7). La media

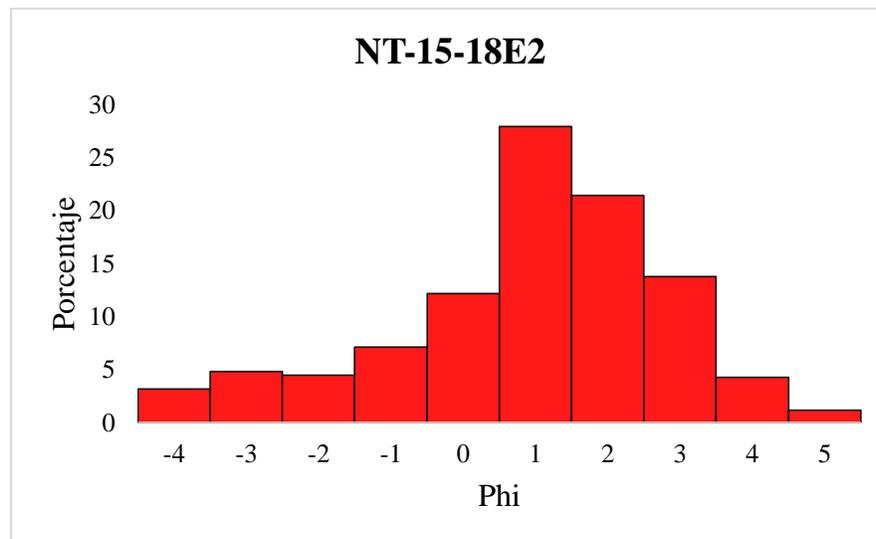


Figura 5.7) Histograma de la muestra granulométrica nt-15-18E2

granulométrica de este depósito es de 0.56ϕ , presenta una buena selección con valor de σ en 1.7ϕ .

En la sección NT-15-20 afloran depósitos de flujos hiperconcentrados en los cuales la matriz comprende el 74% del total del depósito, y el principal constituyente es la fracción arenosa con el 97% y únicamente el 3% corresponde a limo. La distribución es burdamente unimodal con moda en 3ϕ (figura 5.8). La media de este depósito tiene un valor en 1.1ϕ , y su desviación estándar en 2ϕ indica un bajo grado de selección.

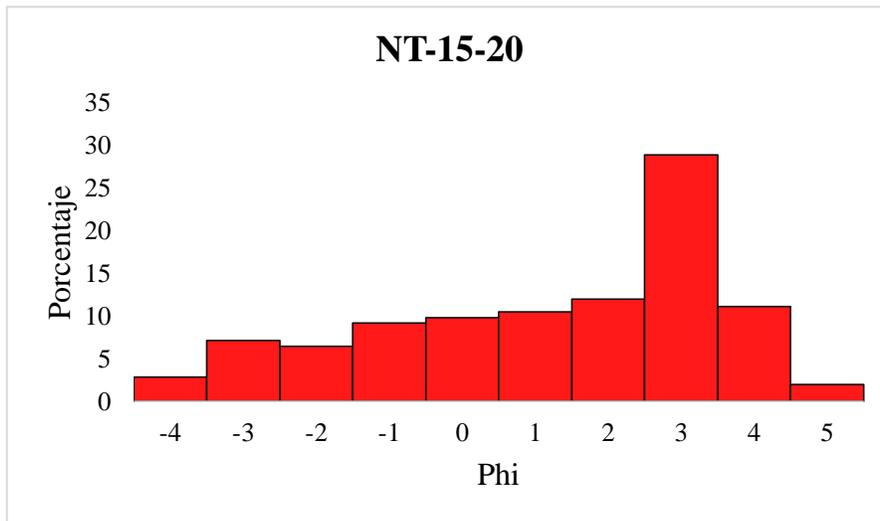


Figura 5.8) Histograma de la muestra granulométrica NT-15-20.

En la sección NT-15-37 el depósito de flujo hiperconcentrado tiene una proporción del 82% de matriz y el 18% fragmentos de grava media y gruesa. El principal constituyente de la

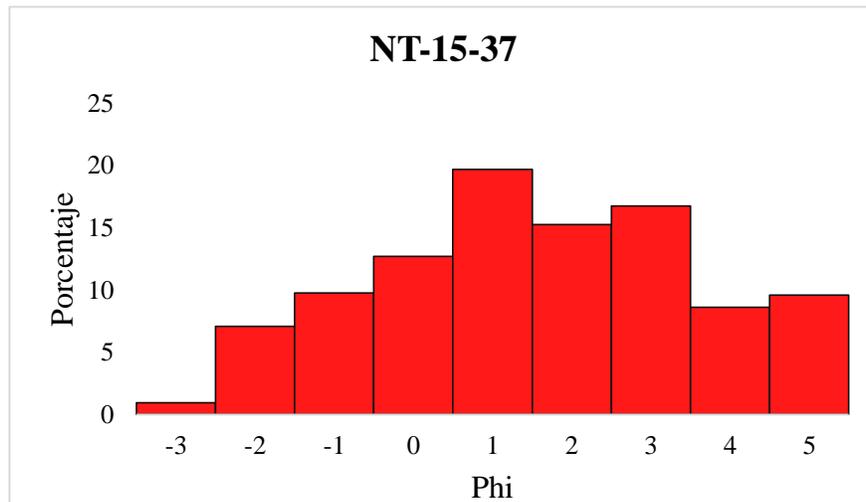


Figura 5.9) Histograma de la muestra granulométrica NT-15-37.

matriz es la arena con 88% mientras que el 12% lo constituye la fracción de limo. La distribución de clases granulométricas es semejante a una bimodal con modas en 1 y 3 ϕ (figura 5.9). La media de éste depósito es de 1.1 ϕ , con una buena selección ($\sigma= 1.9$)

Los depósitos de flujos hiperconcentrados de la sección NT-15-38, se dividen en dos secciones, la inferior (NT-15-38A1) presenta una textura gruesa, mientras que la superior presenta una textura más fina. El depósito inferior está constituido por el 55% de matriz y el 45% de fragmentos tamaño grava. El principal constituyente de la matriz es la arena con el 99% del total. El depósito presenta una distribución de las clases granulométricas burdamente unimodal con moda en 1 ϕ (figura 5.10a), tiene una media en 0.6 ϕ , y una desviación estándar de 1.8 ϕ , por lo cual es bien seleccionado. El depósito superior (NT-15-38A2) tiene una textura más fina, donde el 78% es representado por matriz y 22% por gravas finas en su mayoría, la arena es el principal constituyente de la matriz ya que representa el 99% de la fracción total. Las clases granulométricas presentan una distribución unimodal con moda en 1 ϕ (figura 5.10b). La media granulométrica del depósito es de 1 ϕ , y tiene una buena selección ($\sigma= 1.5$).

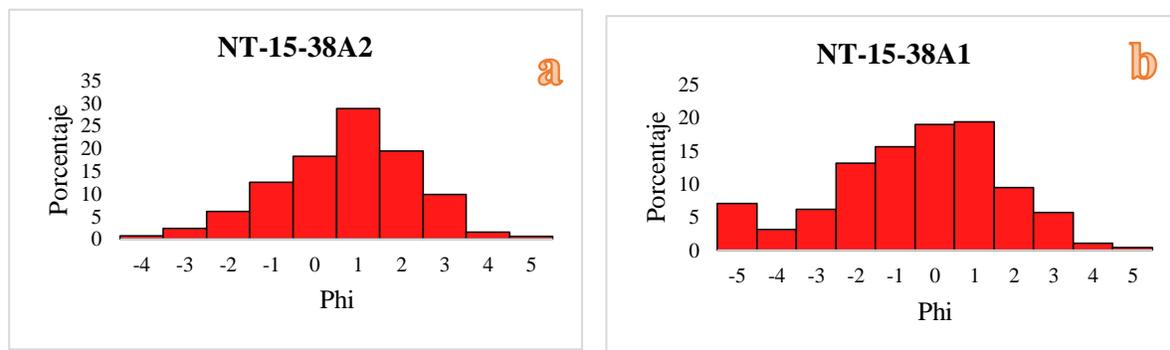


Figura 5.10) Histogramas de las muestras granulométricas. a) NT-15-38A2 y b) NT-15-38A1

Con base en el estudio granulométrico se puede hacer una discriminación entre depósitos de flujos de escombros e hiperconcentrados. En general los fujos de escombros presentan un mayor contenido en las gravas que llegan a representar en promedio el 45% del peso total de las muestras, mientras que las arenas representan en promedio 53% del total (figura 5.11). Su grado de selección es bajo, evidenciado con el valor de la desviación estándar cuyo promedio es 2.2 (figura 5.12). Por otro lado, las muestras de depósitos de flujos hiperconcentrados contienen en promedio únicamente 26% de grava del peso total de la

muestra mientras que la fracción de arena representa el 71% del peso total (figura 5.11). El grado de selección de éstos depósitos es bien seleccionado, ya que su desviación estándar promedio es 1.8.

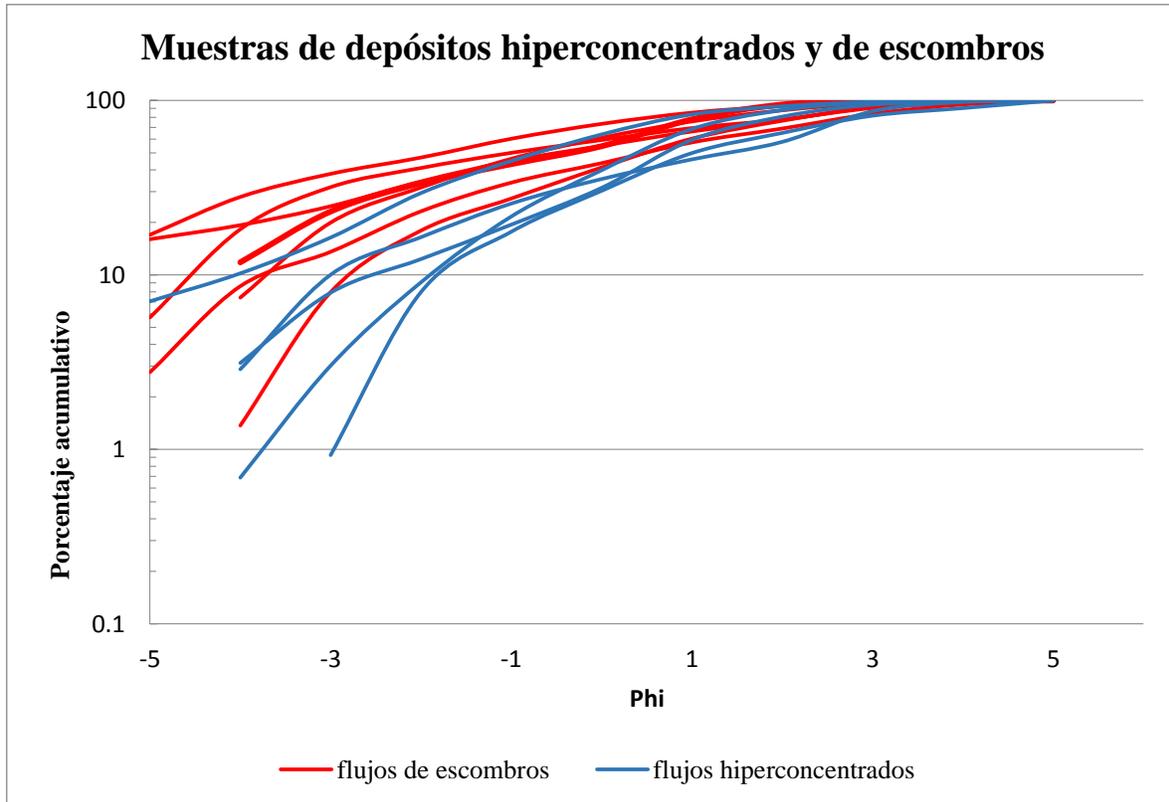


Figura 5.11) Gráfica del porcentaje acumulado vs diámetro de la abertura, de las muestras granulométricas de los depósitos de flujos de escombros e hiperconcentrados, donde las líneas rojas representan los depósitos de flujos de escombros y las líneas azules los depósitos de flujos hiperconcentrados.

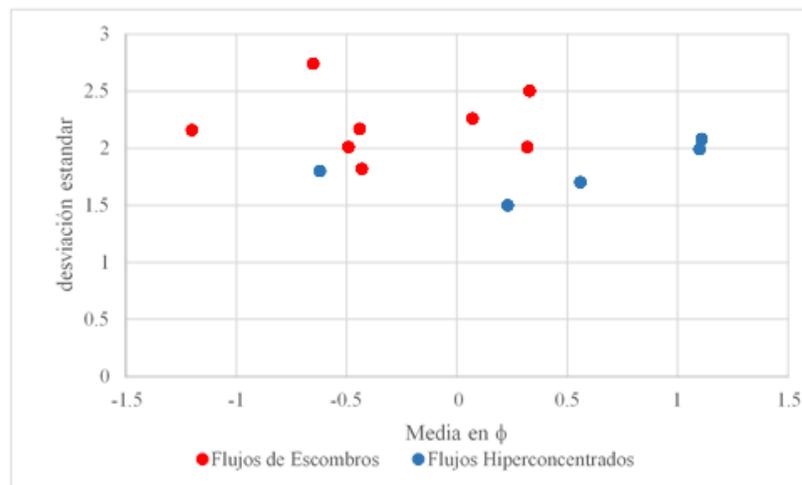


Figura 5.12) Gráfica Desviación estándar vs media, comparativa entre las muestras granulométricas de los depósitos de flujos de escombros e hiperconcentrados

Capítulo 6. Simulaciones numéricas

La reconstrucción de un episodio eruptivo se fundamenta en el estudio de los depósitos asociados, cuyo principal objetivo es determinar sus características físicas, dispersión y magnitud. Desde hace casi dos décadas se han propuesto modelos numéricos para reproducir escenarios eruptivos, utilizando evidencias de campo como datos de entrada. Una vez que se haya obtenido el mejor ajuste entre los datos utilizados en el modelo y los datos observados, es posible realizar modelos de posibles escenarios eruptivos futuros (Macías et al., 2008, Bonasia et al., 2011., Capra et al., 2008., Cerón et al., 2014). En el caso particular de los lahares, existen varios programas que permiten simular el emplazamiento de flujos de agua y sedimentos. Estos códigos numéricos han sido utilizados principalmente para dos fines. 1) Para entender mejor la dinámica interna de un flujo y su variación espacio-temporal en cuanto a sus parámetros físicos. 2) Para la definición de las zonas de inundación y evaluación del peligro asociado.

En el presente trabajo se utilizan los modelos LAHARZ y FLO-2D para la evaluación del peligro asociado como se detallará más adelante. Estos códigos constituyen dos programas bastante diferentes en cuanto a su planteamiento teórico, sin embargo ambos han sido utilizados ampliamente para la evaluación de las zonas de inundación en volcanes activos o en estado de quietud. Los resultados aquí obtenidos serán analizados para evidenciar las ventajas y desventajas de utilizar estos dos modelos, proponer un mapa de peligro de las zonas propensas a inundación y finalmente hacer una evaluación cualitativa sobre los posibles daños a infraestructura en las poblaciones interesadas.

6.1 Morfología de la ladera NE del volcán Nevado de Toluca

Los lahares son flujos gravitacionales cuyo emplazamiento es controlado por la topografía, por lo que es muy importante hacer una descripción morfológica del sector NE para definir cambios topográficos que controlan el emplazamiento de dichos flujos.

El modelo digital de elevación (MDE) que se utiliza en el presente trabajo y que sirve de base para la realización de las simulaciones se obtuvo a partir de los datos vectoriales de INEGI a escala 1:50,000 (E14A37 y E14A47) con curvas de nivel cada 20 m. El MDE se elaboró con una resolución de 30 m. La figura 6.1 muestra el sombreado del MDE en donde se puede

observar la presencia de valles profundos que se forman de manera radial en el cono principal, en parte modelados por la actividad glaciар durante el Pleistoceno tardío.

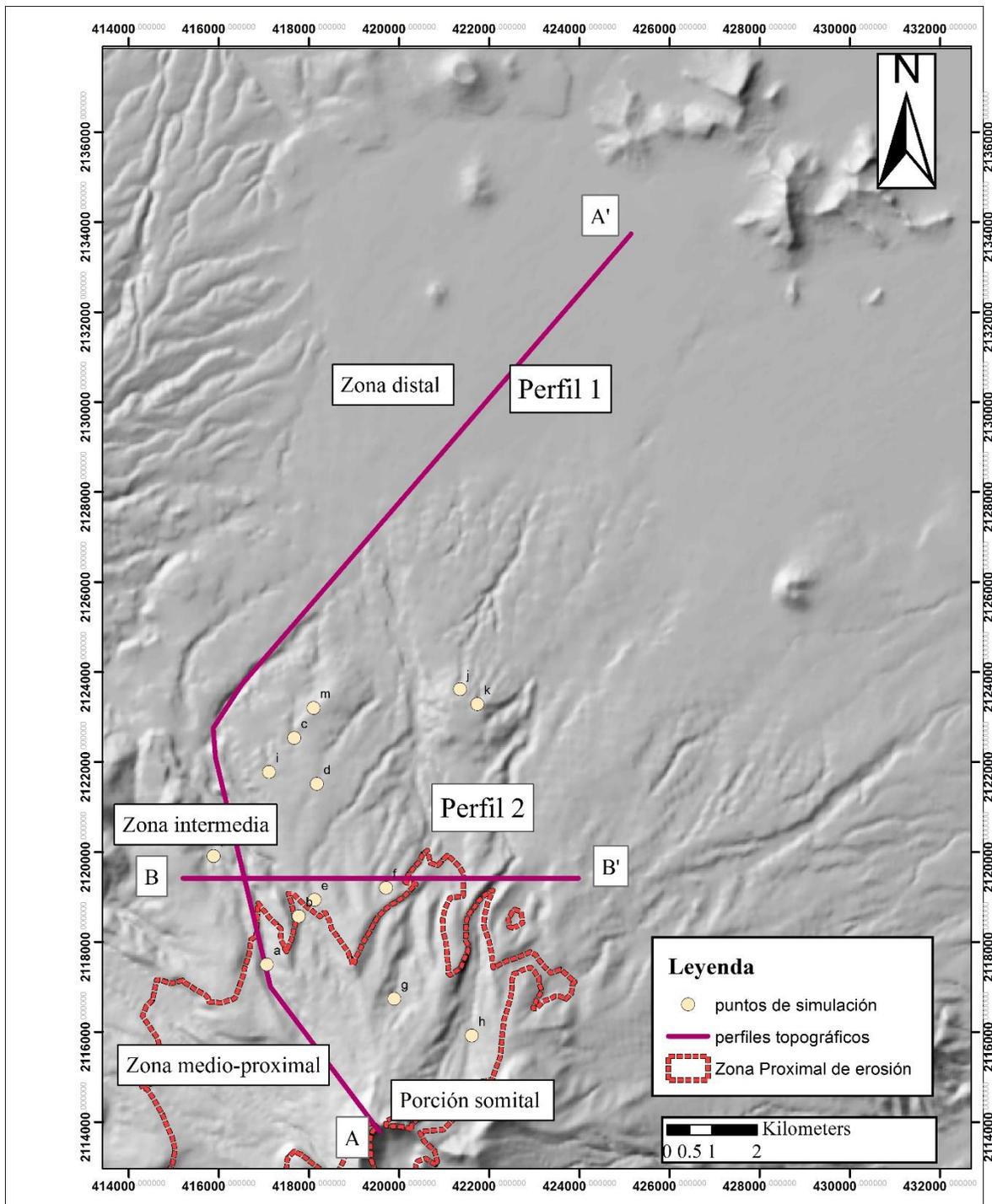


Figura 6.1) mapa 1:100,000 que muestra la morfología del volcán Nevado Toluca, donde se identifica la zona erosión y de inundación o distal, la cual coincide con algunos puntos de inicio de simulación.

El mapa de pendientes muestra que la porción superior del cono presenta pendientes superiores a 25° así como las paredes internas de los valles más profundos (figuras 6.3, 6.4). Como se puede apreciar en el perfil 1 (figura 6.2) el área de estudio puede dividirse en cuatro zonas de acuerdo al cambio en pendientes: zona somital del cono con pendientes hasta de 30° ; zona medio-proximal con una pendiente de 11° hasta los 6 km de distancia; zona intermedia con pendiente de 4.2° hasta una distancia de 14 km y finalmente la zona distal con una pendiente de 1.9° (figura 6.3). Estas zonas corresponden respectivamente con la zona de erosión, transporte y deposición de un lahar (i.e. Schilling, 1998). La zona somital y medio-proximal corresponde con la zona de erosión y alimentación de lahares, en donde las aguas asociadas a las lluvias erosionan progresivamente el material y originan corrientes de agua y sedimentos. La zona intermedia corresponde con las zonas de canales por donde fluyen los lahares, y donde hay alternancia entre un régimen de erosión en la porción central del canal y deposición con formación de terrazas laterales. Finalmente en la zona distal, por el decremento en pendiente, hay un descenso importante en la velocidad de los flujos por lo que dominan los procesos de deposición con la formación de abanicos de inundación. Esta distinción es fundamental, ya que los programas que se utilizan en el presente trabajo simulan los procesos de transporte y emplazamiento (FLO-2D) y de inundación (FLO-2D y LAHARZ). Por lo tanto las simulaciones se realizan a partir del límite de la zona de

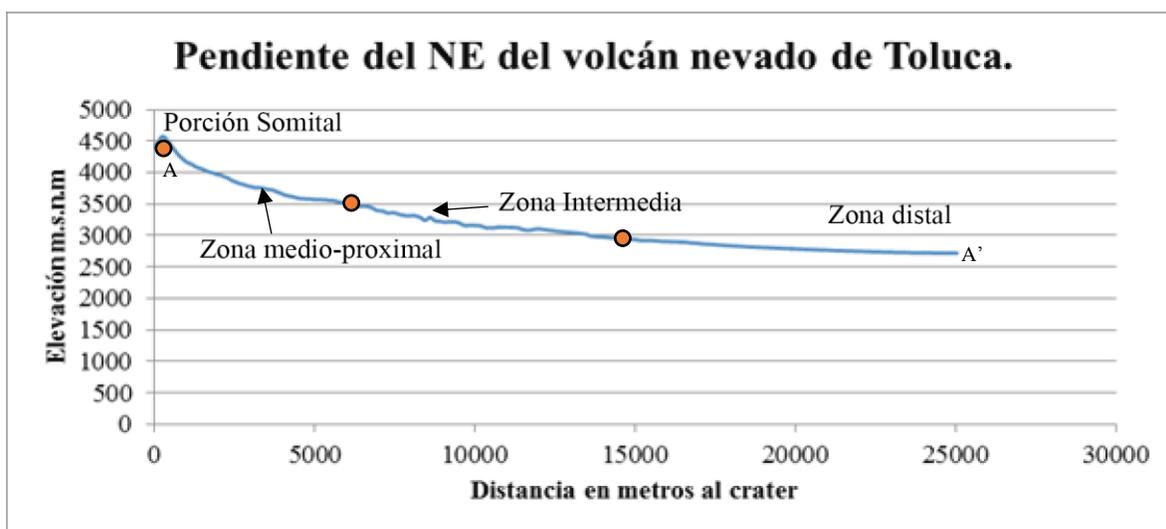


Figura 6.2) perfil topográfico 1, donde se muestra la pendiente NE del volcán Nevado de Toluca. Con exageración vertical de 2

alimentación. En particular, este límite es definido con base en el concepto de línea de energía (Figura 6.1) y calculado con el código LAHARZ, como se describirá posteriormente.

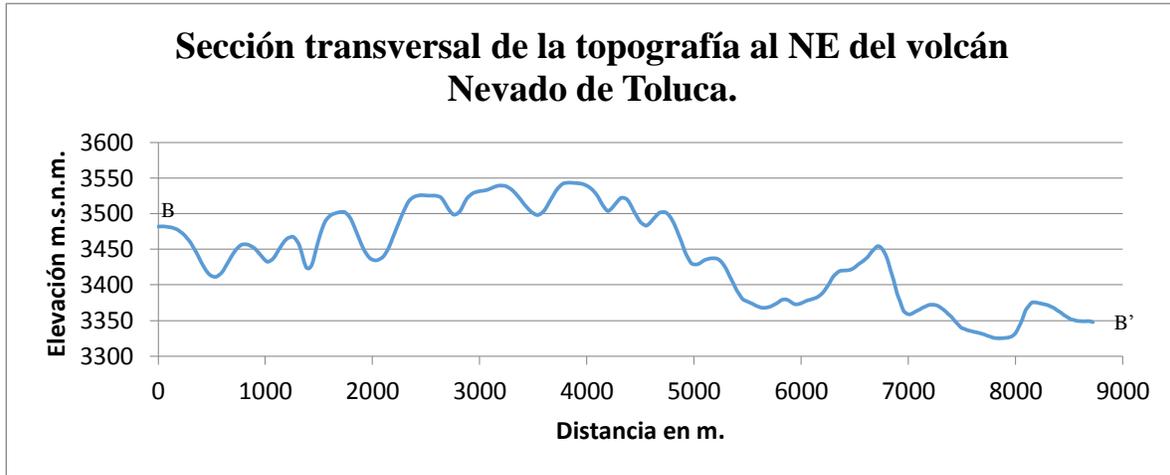


Figura 6.3) perfil topográfico 2, donde se muestra una sección transversal de las barrancas al NE del volcán Nevado de Toluca en donde se puede apreciar la morfología y profundidad de los canales. Exageración vertical de 8.2

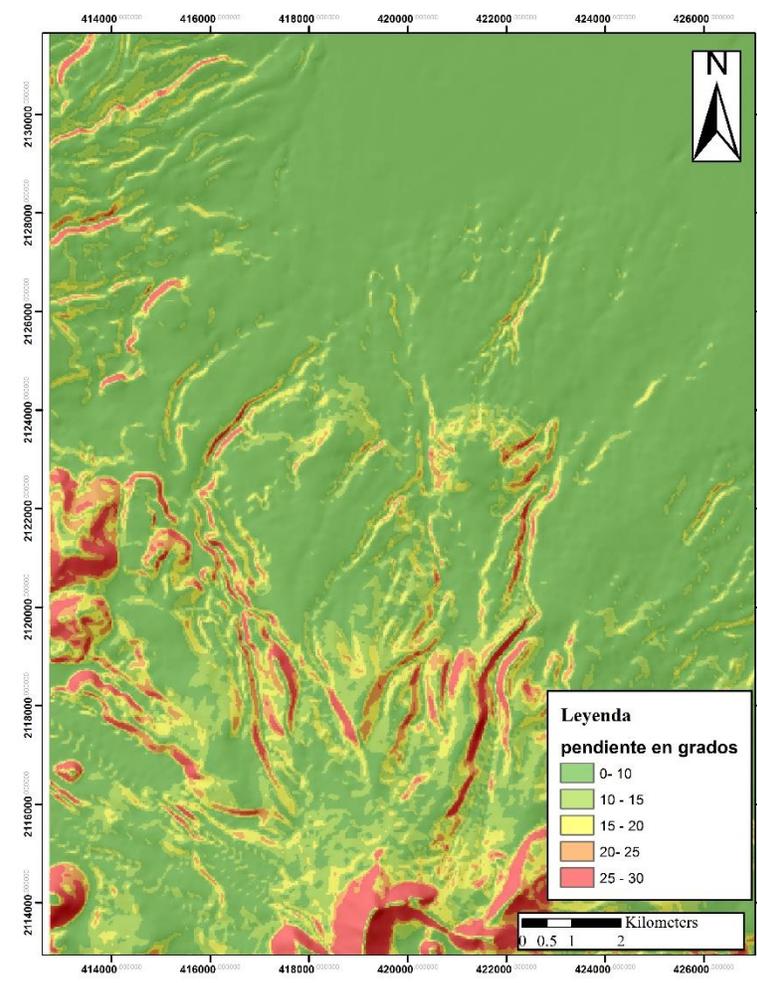


Figura 6.4) Mapa de pendientes, escala 1:75000

6.2 Metodología

Para la realización de simulaciones numéricas se utilizaron dos software FLO-2D y LAHARZ. Las simulaciones fueron realizadas para las barrancas principales en el sector NE del volcán. Las simulaciones fueron calibradas considerando los datos de campo obtenidos en las secciones NT-15-01, NT-15-16, NT-15-27, NT-15-38, NT-15-39, NT-15-43 y NT-15-51.

FLO-2D (O'Brien et al., 1993)

El código FLO-2D simula un flujo a lo largo de una superficie topográfica. El programa se basa en las ecuaciones constitutivas de un flujo, la ecuación de continuidad y de movimiento, considerando la conservación de volumen. El modelo que describe la distribución de los esfuerzos se basa en cinco parámetros, que incluyen la cohesión, el modelo de ruptura de Mohr-Coulomb, la viscosidad, la turbulencia, la concentración de la carga sedimentaria y la resistencia al corte. La reología del flujo es definida con base en los siguientes factores 1) la concentración del sedimento (C_v), viscosidad (η), resistencia al corte (τ_y). Estos tres factores están relacionados a través de las siguientes ecuaciones empíricas:

$$\eta = \alpha_1 e^{\beta_1 C_v}$$
$$\tau_y = \alpha_2 e^{\beta_2 C_v}$$

Donde los coeficientes α_1 , α_2 y los exponenciales β_1 y β_2 fueron definidos de manera empírica (tabla 6.1), para diferentes mezclas de sedimentos y con diferente contenido de arcilla y/o limo (O'Brien 1986, O'Brien and Julien, 1988). Además de los parámetros reológicos es necesario contar con los siguientes parámetros para realizar las simulaciones:

Curva hidrográfica: Es la variación de la descarga del flujo en un tiempo definido (duración del evento). Se puede obtener por diferentes métodos. Directo: por ejemplo a partir del registro sísmico de un flujo. Indirecto: utilizando las fórmulas de Rieckermann (1999).

Coefficiente de Manning: Representa uno de los factores principales en definir la movilidad de un flujo, ya que actúa sobre la disipación de la energía entre el flujo y el substrato. Este coeficiente define la rugosidad de la base sobre la cual se está desplazando el fluido. Puede presentar valores muy variables, dependiendo de la naturaleza del substrato, vegetación,

sinuosidad del canal, etc. Éste valor ha sido definido de manera empírica con base en experimentos realizados anteriormente (O'Brien and Julien, 1988), por lo que existen tablas que permiten estimar ese valor (tabla 6.2).

Número de Froude: Define el régimen del flujo: supercrítico, crítico o subcrítico, donde en caso de ser mayor a 1 se considera un flujo supercrítico, y menor a 1 se considera subcrítico.

Para poder realizar las simulaciones es necesario contar con la superficie topográfica del área de estudio. Siendo el código FLO-2D un modelo de elementos finitos, para la realización del cálculo es necesario construir una malla cuadrada, cuya resolución dependerá de la extensión areal, así como de la resolución de la topografía. Para cada cuadro de la malla el programa resuelve la ecuación en las 8 direcciones y calcula la velocidad del flujo y su descarga. Los resultados derivados de la simulación FLO-2D incluyen las curvas hidrográficas simuladas, la máxima profundidad del flujo y las velocidades del flujo en el sistema, entre otros. Los mapas pueden ser exportados como shape files y fácilmente manipulados con un sistema de información geográfica

Source	$\tau_v = \alpha e^{\beta C_v}$ (dynes/cm ²)		$\eta = \alpha e^{\beta C_v}$ (poises)	
	α	β	α	β
Field Data				
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	0.000602	33.1
Relationships Available from the Literature				
Iida (1938)*	-	-	0.0000373	36.6
Dai et al. (1980)	2.60	17.48	0.00750	14.39
Kang and Zhang (1980)	1.75	7.82	0.0405	8.29
Qian et al. (1980)	0.00136	21.2	-	-
	0.050	15.48	-	-
Chien and Ma (1958)	0.0588	19.1-32.7	-	-
Fei (1981)	0.166	25.6	-	-
	0.00470	22.2	-	-
* See O'Brien (1986) for the references.				

Tabla 6.1) Valores para los coeficientes α y β en las funciones de viscosidad y resistencia al corte, tomadas de O'Brien and Julien, (1988) y O'Brien (1986)

Surface	n-value
Dense turf	0.17 - 0.80
Bermuda and dense grass, dense vegetation	0.17 - 0.48
Shrubs and forest litter, pasture	0.30 - 0.40
Average grass cover	0.20 - 0.40
Poor grass cover on rough surface	0.20 - 0.30
Short prairie grass	0.10 - 0.20
Sparse vegetation	0.05 - 0.13
Sparse rangeland with debris	
0% cover	0.09 - 0.34
20 % cover	0.05 - 0.25
Plowed or tilled fields	
Fallow - no residue	0.008 - 0.012
Conventional tillage	0.06 - 0.22
Chisel plow	0.06 - 0.16
Fall disking	0.30 - 0.50
No till - no residue	0.04 - 0.10
No till (20 - 40% residue cover)	0.07 - 0.17
No till (60 - 100% residue cover)	0.17 - 0.47
Open ground with debris	0.10 - 0.20
Shallow glow on asphalt or concrete (0.25" to 1.0")	0.10 - 0.15
Fallow fields	0.08 - 0.12
Open ground, no debris	0.04 - 0.10
Asphalt or concrete	0.02 - 0.05

Tabla 6.2) Valores designados de manera empírica para el coeficiente de Manning. Tomado de COE, HEC-1 Manual, 1990 y COE, Technical Engineering and Design Guide, No. 19, 1997.

LAHARZ (Schilling, 1998)

LAHARZ es un modelo semi-empírico que se basa en el análisis de 27 lahares estudiados en 9 volcanes diferentes, con base en los cuales se propuso una relación entre el volumen de los flujos y sus áreas de inundación (Iverson et al., 1998). A partir de este análisis, Iverson propuso dos ecuaciones que relacionan el volumen del lahar (V) con la sección transversal del área de inundación (A) y el área de inundación planimétrica (B) (figura 6.5).

Las ecuaciones propuestas por Iverson et. al., (1998) son las siguientes:

$$A = 0.05 V^{2/3}; B = 200 V^{2/3}$$

donde A es el área de inundación en sección transversal, B el área de inundación planimétrica y V el volumen del flujo.

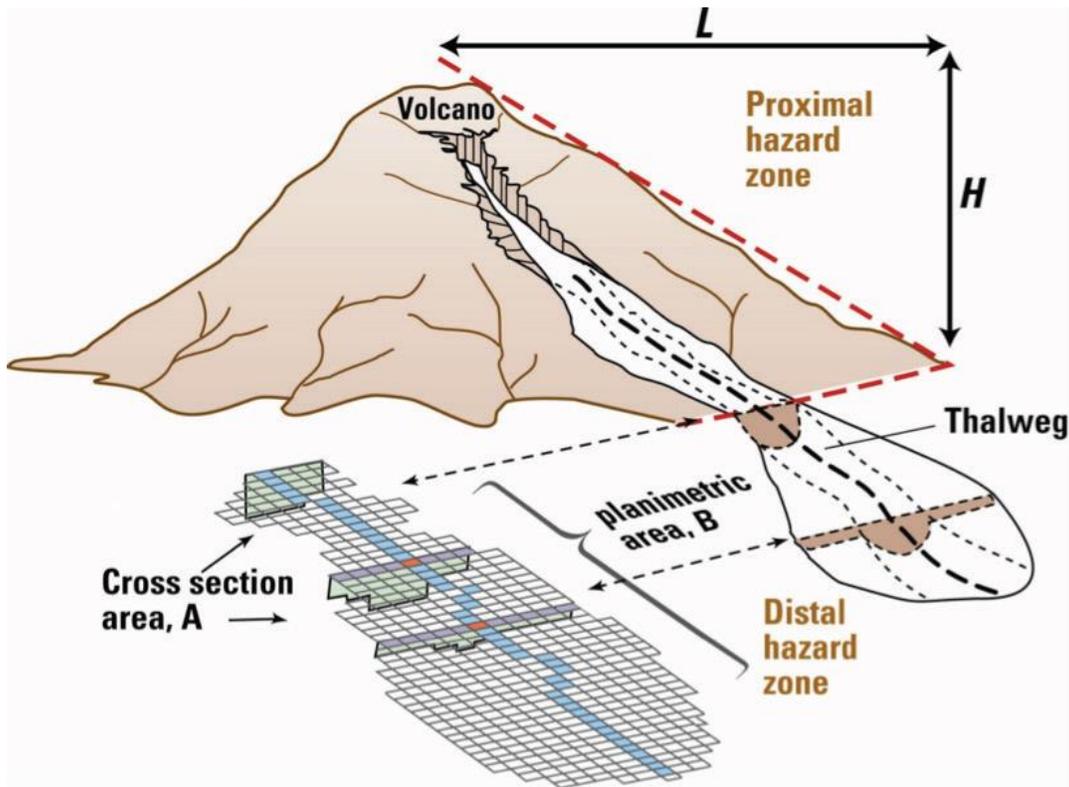


Figura 6.5) Esquema que muestra la zona distal de inundación de un lahar, el área planimétrica (B) y la sección transversal (A) Modificado de Iverson et. al., (1998)

Con base en las relaciones antes descritas se creó el programa LAHARZ (Schilling, 1998), diseñado para calcular las zonas de inundación en las zonas distales. La zona proximal es considerada como la zona de alimentación de los lahares, en donde ocurren los procesos de erosión, y es definida considerando la línea de energía que permite definir el principal quiebre en pendiente a partir del cual dominan los procesos de deposición (inundación) (figura 6.5). El programa calcula las zonas de inundación a partir del límite de la zona proximal y a lo largo de los drenajes seleccionados con base solamente en los volúmenes de flujos establecidos por el usuario. Es importante aclarar que el volumen se refiere al del flujo y no al del depósito, por lo que es muy importante su estimación a partir de datos de campo.

Como para el código FLO-2D, también se requiere de la topografía del área de estudio, donde a una mejor resolución de la topografía, más riguroso será el resultado (Davila et al., 2007).

6.3 Resultados de las simulaciones

En el área de estudio se definieron 12 barrancas en las cuales se realizaron las simulaciones numéricas con ambos software (FLO-2D y LAHARZ). Las barrancas fueron definidas con una letra del abecedario, yendo desde la A a la L (figura 6.1). Los puntos de inicio de las simulaciones corresponden con el límite entre la zona de erosión y la zona de transporte (i.e. línea de energía) o en las cabeceras de las barrancas, cuando se originan en la porción intermedia del cono.

6.3.1 FLO-2D

6.3.1.1 Datos de entrada y obtención de mapas de salida

Como fue descrito en el apartado anterior, para la realización de las simulaciones se utilizó un DEM de 30 m de resolución. La malla computacional fue también definida con una resolución de 30 m. Para una mejor definición de los puntos de inicio de las simulaciones, se creó un shapefile con dichos puntos, mismo que fue importado en FLO-2D. Los coeficientes para la definición de los parámetros de viscosidad y resistencia al corte (coeficientes α_1 , α_2 y exponenciales β_1 y β_2) fueron definidos con base en trabajos previos (Caballero y Capra, 2014), y corresponden a valores adecuados para lahares no cohesivos. El valor asignado para el coeficiente α_1 fue de 0.0648 y el exponente β_1 fue de 6.2. Estos valores definen la viscosidad. Por otro lado los coeficientes para la resistencia al corte fueron para α_2 de 0.0765 y para β_2 de 16.9 (figura 6.6).

La densidad de los sedimentos, se estableció en 2.65 g/cm³, y el valor a la resistencia laminar del flujo definido en 2000. Una vez establecido los parámetros que definen la reología del flujo, es necesario definir su descarga a través de una curva hidrográfica que representa la variación en el tiempo de la descarga máxima del flujo, y al mismo tiempo su variación en contenido en fracción sólida (figura 6.7).

Mud and Sediment Transport

Mud / Debris
 Sediment Transport
 None

Hyperconcentrated Sediment Flow Parameters

Viscosity vs Sediment Concentration: Coefficient: 0.0648 Exponent: 6.2
 Yield Stress vs Sediment Concentration: Coefficient: 0.0765 Exponent: 16.9
 Sediment Specific Gravity: 2.65
 Laminar Flow Resistance: 2000

Sediment Routing

Yang: Specific Gravity: 2.65 Sediment D50 Size (mm): 0.0625 SEDTRAN.OUT Report Node: 0
 Dry Specific Weight: 14700 Sediment Gradation Coefficient: 2.5

Use Size Fraction
 Use Sediment Supply Rating Curve

Global Fine Sediment Volumetric Concentration: 0.025

Transport Equations

ID	Bed Thick.	Conc.

Add Change Delete

Routing Fractions

Diameter	Percentage

Add Change Delete

Nodes

Node	Chan/FP	Coef.	Exp.

Add Change Delete

Routing Fractions

Diameter	Percentage

Add Change Delete

Maximum Scour Depth (optional): 3
 Debris Basin Parameters: Debris Basin Grid Element: 0 Debris Basin Volume: 0
 Rigid Bed Nodes: Node: Add Delete
 Sediment Size Fraction Data

OK Cancel

Figura 6.6)

Ventana del Software FLO-2D donde se especifican los parámetros de la viscosidad y resistencia al corte en función de la concentración de sedimentos. Así como también la densidad de los sedimentos y la resistencia del flujo laminar.

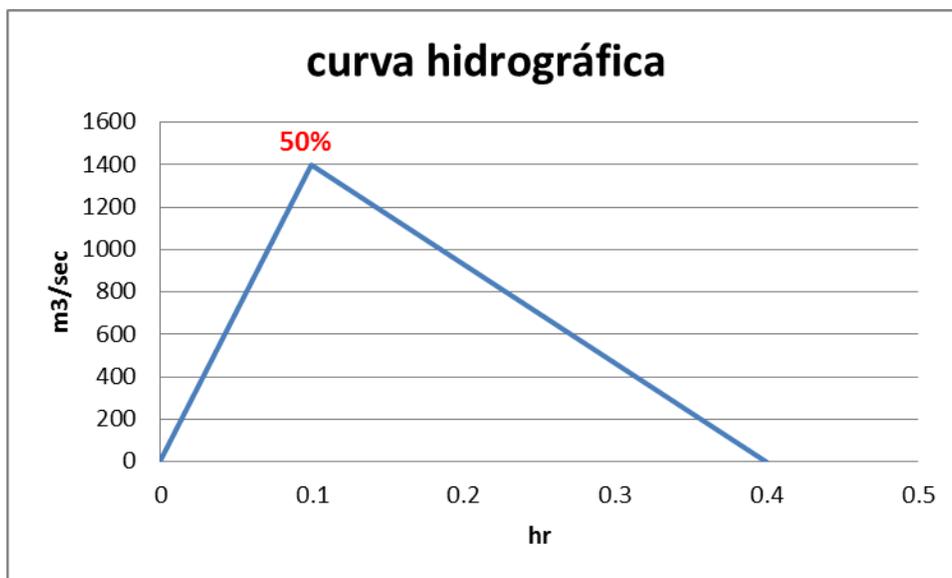


Figura 6.7) Curva hidrográfica, donde se esquematiza la descarga hídrica simulada.

El área encerrada por dicha curva permite obtener el volumen del flujo simulado. En caso de simulaciones de flujos con los cuales se cuenta con datos obtenidos por monitoreo (curvas de registro sísmico o curva de sensores de nivel del flujo), es relativamente viable obtener la curva de descarga (i.e. Arattano, 1999; Caballero y Capra, 2015). Sin embargo, si se trabaja con depósitos históricos, es necesario utilizar relaciones empíricas (Rickenmann, 1999), que permiten a partir del volumen del flujo hacer estimaciones de la descarga pico así como de la duración. Para el presente estudio, no es posible estimar el volumen de los eventos estudiados debido a la falta de continuidad en los afloramientos, lo que no permite hacer una correlación entre las diferentes unidades. Por lo tanto, se utilizó una curva de descarga triangular (figura 6.7) similar a la utilizada para lahares de mediana magnitud simulados en los volcánes Popocatepetl y Colima (Caballero et al., 2016), y el valor de la descarga máxima fue ajustado hasta obtener una distribución del flujo (y espesor) similar a la observada en campo.

Posteriormente se definió el límite máximo en el número de Froude en 0.9 (flujos laminares) y el coeficiente de Manning en 0.065 (figura 6.8). Todos estos parámetros fueron constantes para todas las simulaciones. El tiempo de simulación se estableció en 2 horas.

Una vez finalizadas las simulaciones se puede consultar un resumen de los resultados de la simulación, y entre los datos obtenidos se encuentra el volumen del flujo simulado, el cual fue de 1.3 millones de m^3 aproximadamente para cada una de las barrancas.

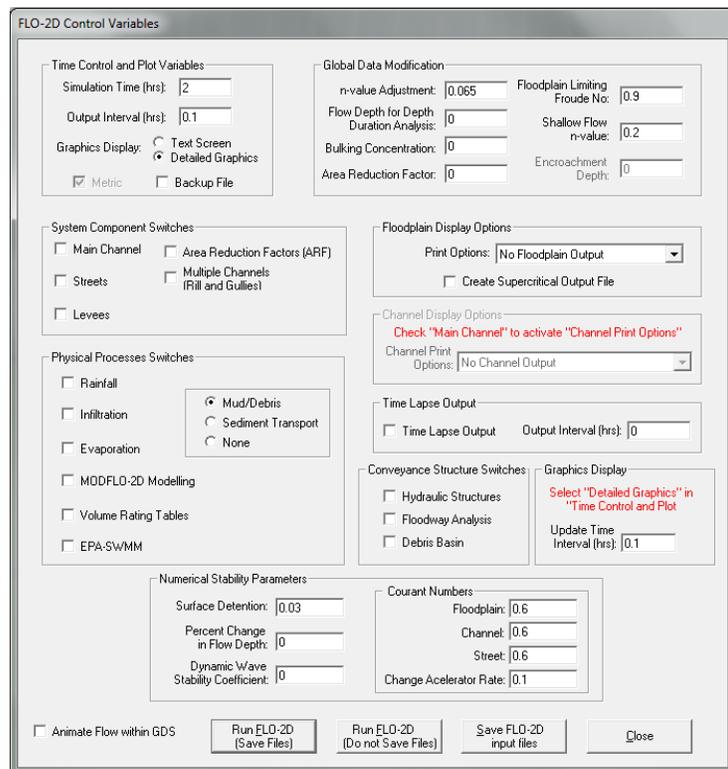


Figura 6.8) Ventana del Software FLO-2D donde se especifica el tiempo de duración, el número de Froude y número de Manning.



Figura 6.9) Figura de la máxima profundidad en la barranca A, obtenida con FLO-2D. Esquemática con Mapper ++.

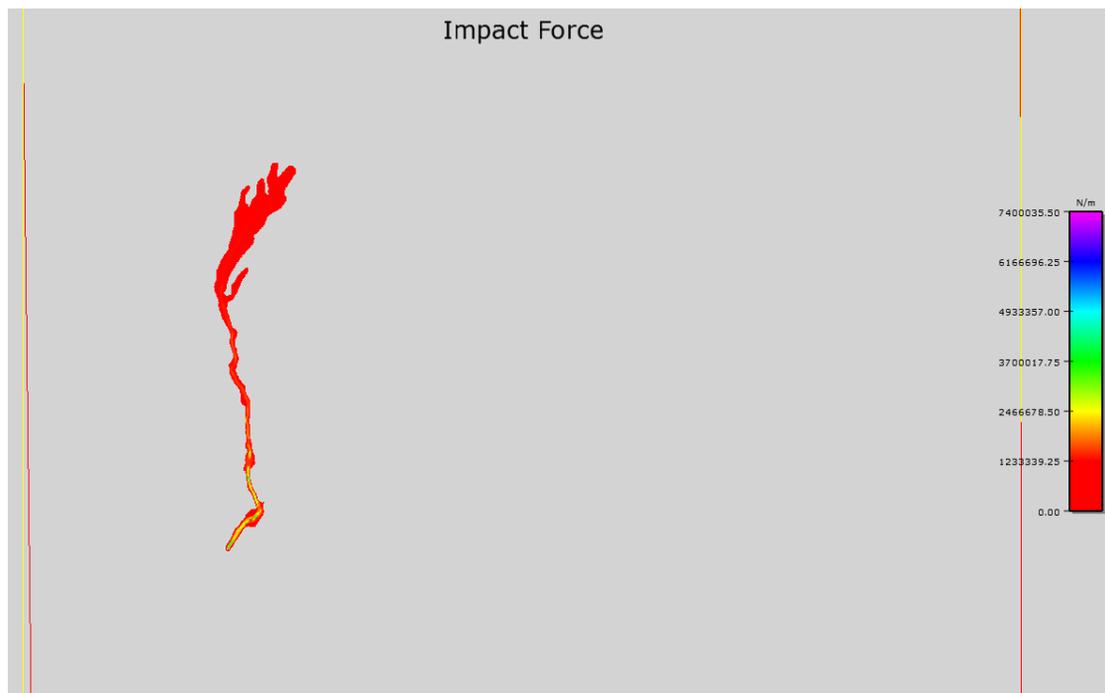


Figura 6.10) figura de la fuerza de impacto en la barranca A, obtenida con FLO-2D y esquematizada en Mapper ++.

Al terminar la simulación, se genera un archivo .dat el cual se importa al software Mapper++, donde posteriormente se pueden extraer los archivos shapefile de los resultados de las simulaciones, como por ejemplo el mapa de la máxima profundidad del flujo (max flow depth, figura 6.9) o de la fuerza de impacto (impact force, figura 6.10), que posteriormente se pueden importar en Arcmap para la realización de los diferentes mapas.

Una vez en ArcMap con la herramienta *Polygon to Raster* cada uno de los archivos se transforma en un archivo tipo raster.

Finalmente, con la herramienta *Mosaic* se genera un mosaico con todos los raster que se obtuvieron de todas las simulaciones, esto con el fin de tener un solo raster en el cual se puedan apreciar el área total de inundación y utilizar diferentes representaciones para evidenciar mejor la variación espacial de las propiedades del flujo (i.e. espesor, velocidad, fuerza de impacto).

Finalmente, para obtener el polígono que representa las zonas de inundación es necesario calcular el raster unitario de la distribución del flujo en donde solamente haya dos valores: 1, inunda; 0, no inunda, Para eso se realiza el análisis condicional usando la función *Raster calculator* (figura 6.11) en ésta función se utiliza el comando (con. "raster" > 0,1,0), en este caso se definió el raster como *rater_u*.

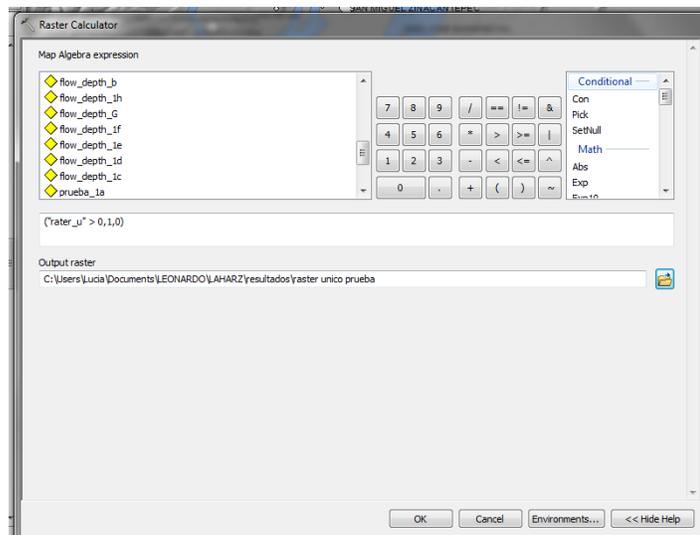


Figura 6.11) Ventana de la función Raster calculator, de ArcMap. Donde se escribe el comando para la realización de análisis condicional.

6.3.1.2. Resultados FLO-2D

Las simulaciones obtenidas fueron validadas con base en los datos de campo, comparándose los espesores del depósito con los de los lahares simulados (figura 6.12 y tabla 6.3). Los flujos fueron simulados a partir del límite entre la zona proximal y la intermedia según la línea de energía obtenida por el programa LAHARZ así como desde las cabeceras principales de las barrancas que nacen desde la zona intermedia. Las simulaciones fueron validadas para las barrancas C y J, en donde se ubican los afloramientos de los depósitos de lahares que fueron caracterizados en campo. Es importante mencionar que los valores que se obtienen de las simulaciones corresponden a los espesores del flujo y no del depósito. Los flujos aquí simulados están entre el límite de un flujo hiperconcentrados a un flujo de escombros, con una relación entre sedimentos y agua de alrededor 0.5. Por lo que, al comparar los valores obtenidos a partir de la simulaciones con los datos de campo se deberá de tomar en cuenta que el espesor del depósito observado puede ser menos del espesor del flujo simulado. Además, las simulaciones se realizaron sobre la topografía actual que no necesariamente corresponde a la paleotopografía que definió la trayectoria y alcances de los depósitos estudiados.

En la barranca C, se obtuvieron los siguientes resultados.

En el sitio que corresponde a la sección NT-15-01, aflora un depósito de flujo de escombros, el cual tiene un espesor de aproximadamente 3 metros, y el flujo simulado en este punto muestra una profundidad de 4.23 m.

En la sección NT-15-16 aflora un depósito que tiene un espesor de aproximadamente 2 metros, y el flujo simulado alcanzó un espesor hasta de 6.2 m, posiblemente debido a la elevada profundidad actual del valle.

En la barranca J se pueden hacer las siguientes comparaciones.

En el sitio donde se ubica la sección NT-15-38 aflora una secuencia de depósitos de flujos hiperconcentrados y fluviales intercalados entre sí, y la secuencia completa mide aproximadamente 3.5 m. De acuerdo a la simulación realizada en esa barranca, el espesor del flujo en este sitio es de 6 m.

En el sitio que corresponde a la sección NT-15-39 aflora un depósito de flujo de escombros, el cual tiene un espesor de aproximadamente 2.5 m y de acuerdo a la simulación, el espesor del flujo tiene una profundidad de 6 m.

Por ultimo en el sitio donde se encuentra la sección NT-15-43, en una porción muy profunda de la barranca de hasta 30 m, se encuentra un depósito de flujos de escombros en la base de la sección. Este depósito tiene un espesor

de 1.2 m, mientras que de acuerdo al resultado de la simulación en este sitio el flujo de escombros simulado tiene un espesor de 11 m. debido a la gran variación en los espesores del flujo simulado y el depósito observado, éste dato es considerado atípico.

En la figura 6.12 se presenta una figura de escala 1:50,000, donde se muestran los valores antes descritos, así como también la ubicación de los puntos de control. A partir de ésta información se observa que para 4 puntos de control hay una similitud entre los valores de los espesores simulados y los observados, con una diferencia que varía de un mínimo del 28% a un máximo del 67% de agua, valores aceptables considerando que los depósitos observados en campo varían de flujos de escombros a flujos hiperconcentrados, para los cuales el volumen en agua puede variar desde un 50 hasta un 80% (figura 6.13 y tabla 6.3).

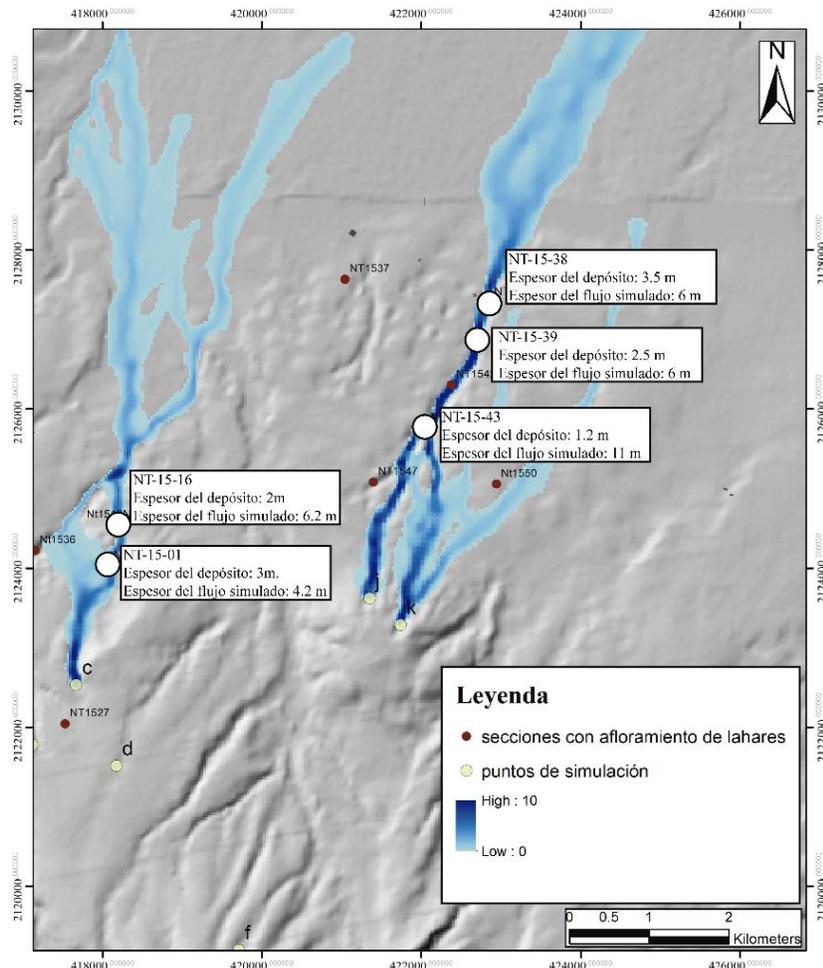


Figura 6.12) Simulaciones realizadas con FLO-2D, donde se indican la ubicación de los depósitos con los espesores del flujo simulado y visto en campo.

Con base en la validación de las simulaciones antes descritas, los mismos parámetros de entrada fueron utilizados para realizar las simulaciones en todas las barrancas del área de estudio (Figura 6.1) para la realización de los mapas de peligro que se describirán en el siguiente capítulo.

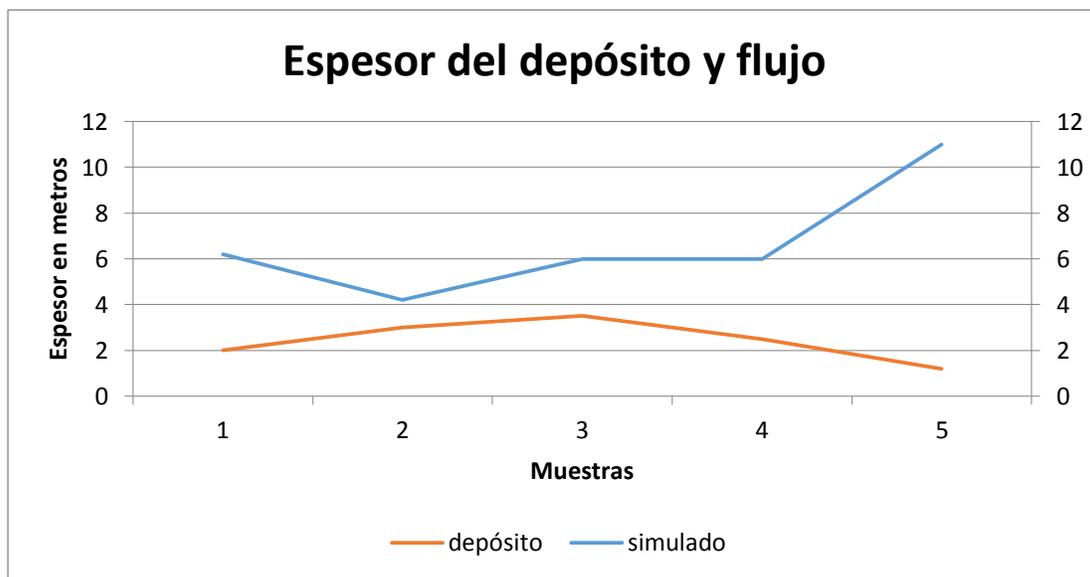


Figura 6.13) Comparativo entre los depósitos de lahares observados en campo y los simulados en FLO-2D

Tabla 6.3) Comparación entre los espesores de los depósitos de lahares y el volumen de agua estimado para cada uno.

sitio	espesor del depósito (m)	espesor del flujo (m)	porcentaje de agua
NT-15-16	2	6.2	67.74193548
NT-15-1	3	4.2	28.57142857
NT-15-39	3.5	6	41.66666667
NT-15-38	2.5	6	58.33333333
NT-15-43	1.2	11	89.09090909

6.3.2 LAHARZ

6.3.2.1 Metodología: datos de entrada

El software fue utilizado como una herramienta incorporada a ArcGis 10.2. Los pasos a seguir para realizar las simulaciones son los siguientes: Definición de una superficie

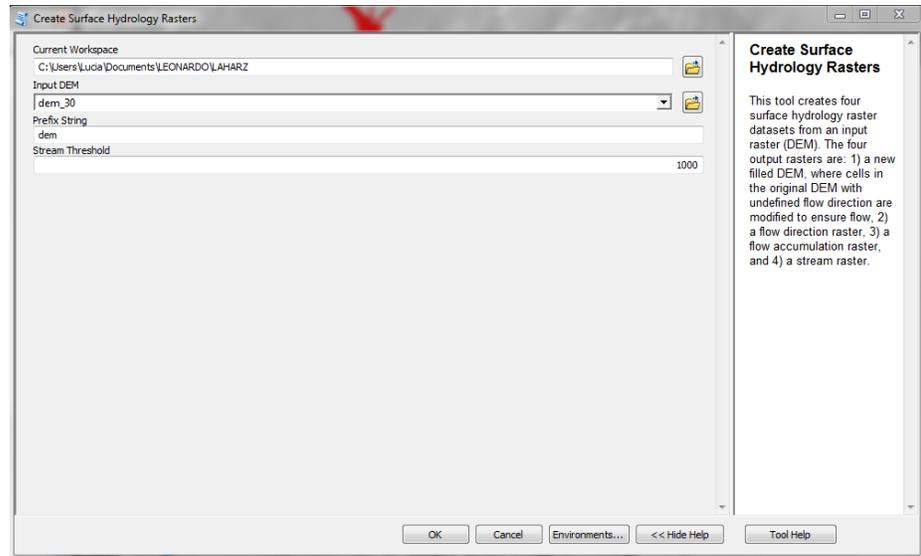


Figura 6.14) Ventana de la función “Create Surface Hidrology Rasters”

hidrológica para la

identificación de las corrientes de agua principales. Éste procedimiento se realiza con la opción "Create Surface Hidrology Rasters" (figura 6.14). Con esta herramienta se generan cuatro rasters de superficies hidrológicas tomando como dato de entrada un DEM. Los rasters que se generan son 1) un DEM corregido para suavizar posible depresiones. 2) un raster de dirección de flujo. 3) Un raster de acumulación de flujo. 4) un raster de corrientes. Para el

uso de esta herramienta se especifica un valor de 1000 en la opción "Stream Threshold" para definir el valor para la acumulación de flujo en la red de corrientes.

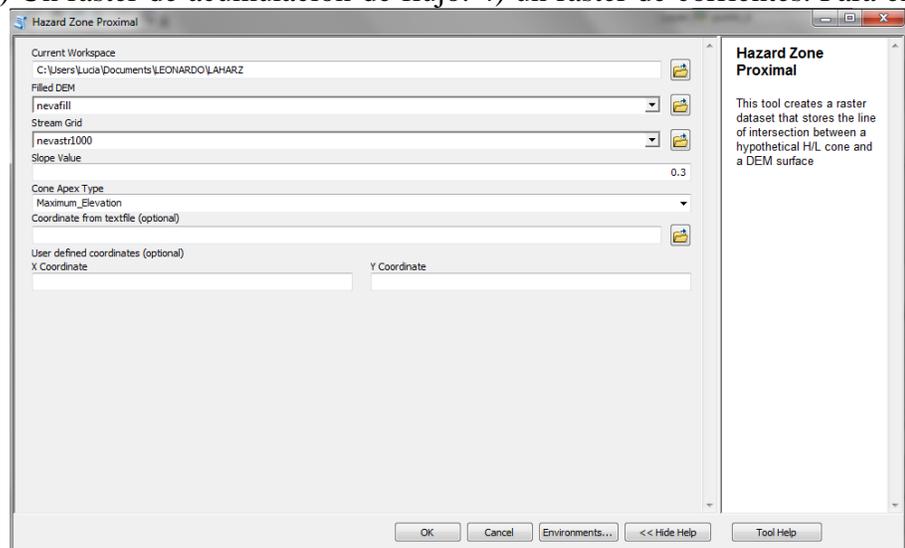


Figura 6.15) ventana de la herramienta “Hazard Zone Proximal” de LAHARZ

Como antes mencionado el programa define la zona de alimentación y la zona de inundación con base en la definición de la línea de energía que correspondería con el principal quiebre en pendiente del cono en zona proximal. Para este cálculo el valor de 0.3 es el más adecuado para separar las dos zonas, que como antes descrito corresponde a un cambio en pendiente de 11° a 4.2° (figura 6.2).

Para realizar dicha operación se debe de utilizar la herramienta “hazard proximal zone” (figura 6.15) la cual calcula la línea de energía con base en la topografía.

Finalmente, para realizar las simulaciones es necesario especificar el volumen del flujo y las coordenadas de las cuales iniciará la simulación. En éste caso en particular, se tomaron las coordenadas de cada uno de los puntos de simulación en las barrancas (A-L), así como también se especificaron dos volúmenes que abarcaran el mismo rango de volumen utilizado para las simulaciones que se realizaron en el FLO-2D. Las coordenadas y el volumen de la simulación deben escribirse en un archivo de texto para posteriormente ser seleccionados por el programa. Como antes mencionado, a partir de los datos de campo no fue posible estimar el volumen de un evento. Los resultados obtenidos con las simulaciones realizadas con FLO-2D permitieron obtener un volumen de flujo que se ajusta a las evidencias de campo. Con base en esta estimación, se realizaron simulaciones con el programa LAHARZ utilizando dos rangos de volúmenes de 1 millón y 1.5 millones de m³, en el mismo orden de magnitud del obtenido con FLO-2D. Con la herramienta “Laharz distal zones” (figura 6.16) se generan las áreas de inundación en un formato raster, con base en el DEM, el archivo de texto con el volumen, el archivo de texto con las coordenadas de inicio especificando el tipo de flujo en

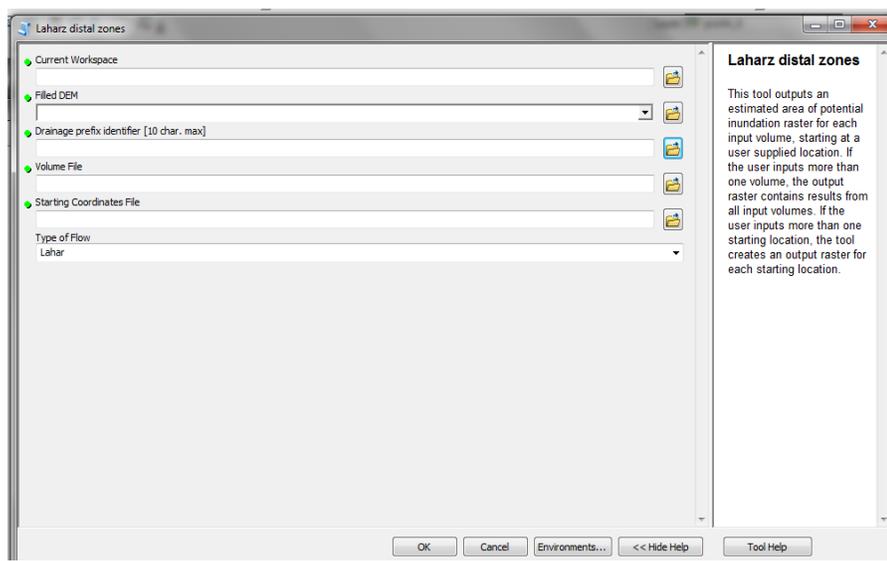


Figura 6.16) Ventana de la herramienta “Laharz distal zones” de LAHARZ.

este caso lahar. Con esto se generan dos rasters cada uno correspondiente a los dos volúmenes especificados.

6.3.2.2 Resultados LAHARZ

En la figura 6.17 se muestran los resultados obtenidos con las simulaciones de LAHARZ que a continuación serán comparadas con las simulaciones obtenidas con el código FLO-2D

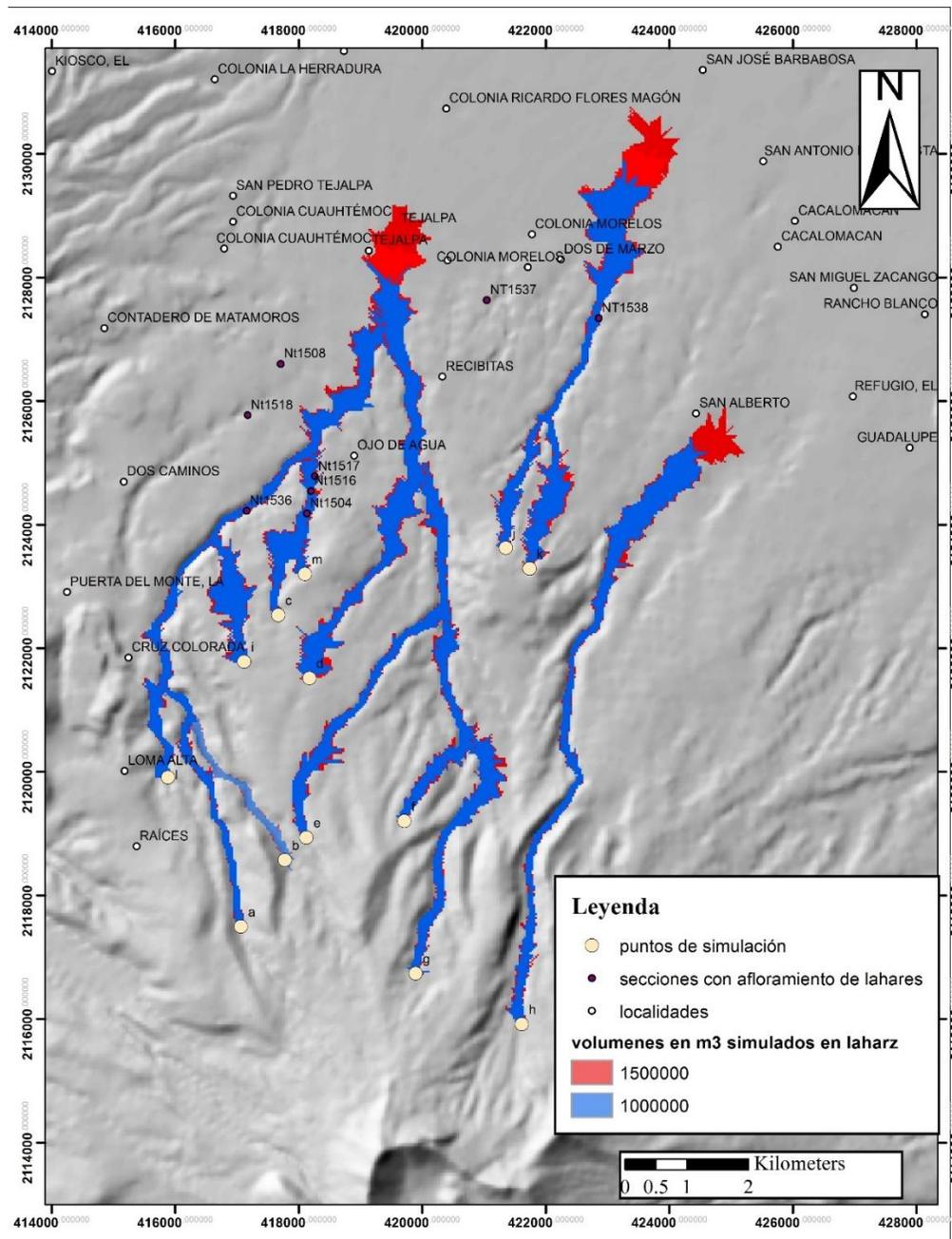


Figura 6.17) Simulaciones realizadas con LAHARZ, con volúmenes de 1 y 1.5 millones de m³.

Capítulo 7. Mapa de peligro y evaluación del riesgo.

Con base en las simulaciones obtenidas con el código FLO-2D se presenta el mapa de peligro en donde se identifican las zonas de inundación y las poblaciones más afectadas (figura 7.1). Para una estimación de los posibles daños se muestran también los mapas en donde se puede apreciar la profundidad de los flujos en las zonas de inundación (figura 7.2) así como la presión de impacto que estos pueden ejercer y con esto los posibles daños a infraestructura.

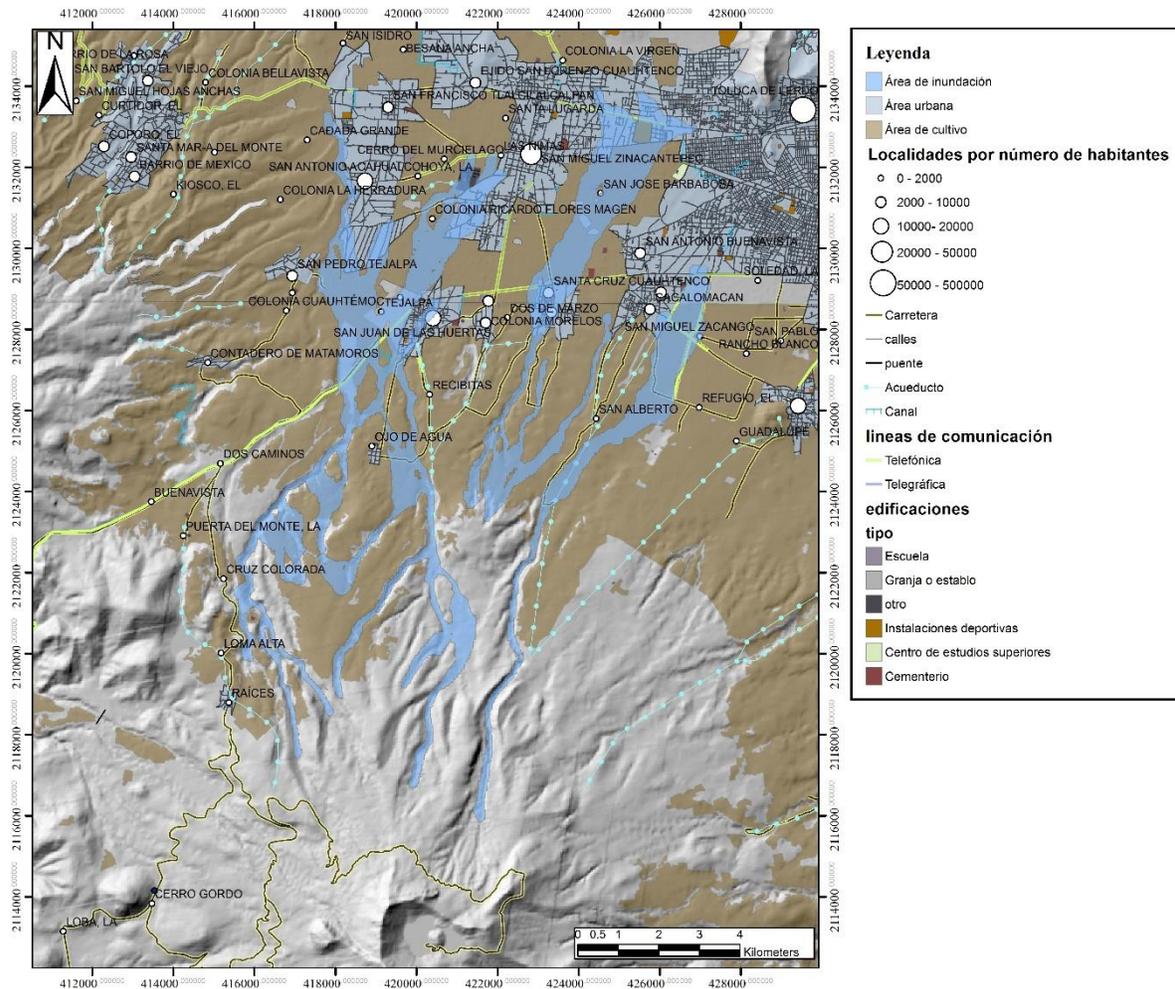


Figura 7.1) Mapa de peligros del sector NE del Nevado de Toluca, donde se muestra el área de inundación por lahares de acuerdo a las simulaciones realizadas.

De las simulaciones realizadas, se definen 4 sistemas de drenajes principales a partir de los cuales se pueden originar lahares. En particular tres se originan desde el cono principal del volcán y un cuarto desde un paleorelieve (posiblemente un domo) cubierto por material piroclástico del volcán, siendo susceptible a procesos de erosión con la formación de lahares.

El mapa muestra como en la zona intermedia los flujos se mantienen confinados en las barranca principales, con espesores del flujo de hasta 11 metros (figura 7.2) por lo que poblados que se encuentran en las márgenes de las barrancas como Ojo de Agua y Recibitas no estarían susceptibles a ser inundados. Por el contrario, las áreas de mayor inundación corresponden a la zona distal donde los flujos se bifurcan e inundan las planicies distales, afectando a los poblados de San Miguel Zinacantepec y las colonias de la zona sur de la ciudad de Toluca.

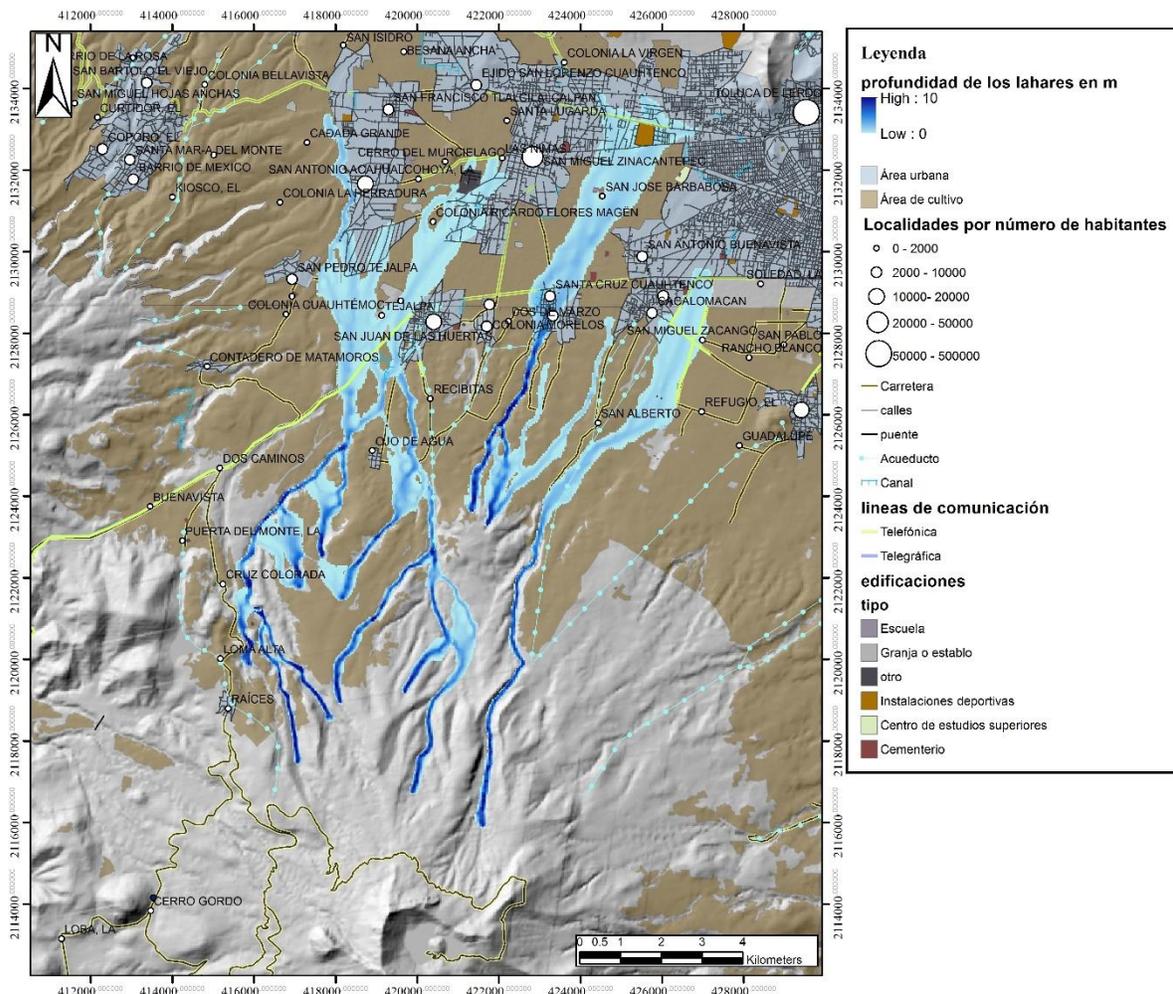


Figura 7.2) Mapa de peligros del sector NE del Nevado de Toluca, donde se muestran los espesores de flujos v el área de afectación.

En proximidad de la Ciudad de Toluca podrían llegar flujos con espesores hasta de 70 cm, afectando a las colonias de Cacalomacán y el rancho de San Miguel Zacango, provocando pequeñas inundaciones y obstrucción de carreteras y calles, así como también daños a

estructuras menores y sepultamiento de cultivos. Por otro lado, en el municipio de San Miguel Zinacantepec los flujos podrían llegar con espesores mayores, particularmente en la colonia de Santa Cruz Cuauhtenco que se ubica en la desembocadura de una de las barrancas principales, y en donde los flujos podrían alcanzar hasta 5 metros de profundidad provocando inundación y sepultamiento, pérdida de bienes materiales tales como casas, instalaciones deportivas y áreas de cultivo. También en la colonia San Antonio Acahualco se podrían presentar flujos de espesores de hasta 2 metros, los cuales obstruirían las calles y viviendas. De igual manera en la ciudad de San Miguel Zinacantepec también podrían ocurrir lahares con espesores de hasta 90 cm, los cuales podrían generar obstrucción de calles, sepultamiento de instalaciones deportivas, escuelas y daño a líneas telefónicas. En las colonias de San Juan de las Huertas, Ricardo Flores Magón y Tejalpa los flujos podrían tener espesores de entre 2 metros y 50 cm, por lo cual se podrían generar afectaciones a casas, instalaciones deportivas obstrucciones de carreteras, calles y canales, así como también líneas telefónicas. La población total expuesta a posibles afectaciones se calcula en aproximadamente 42500 habitantes (INEGI, 2010).

Además de los daños a infraestructura antes mencionado, la ocurrencia de lahares provocaría afectaciones a las tierras de cultivo (papa y maíz), con graves daños a la economía rural de la zona. Utilizando el programa Arcgis 10.2, se calculó el área intersectada entre los polígonos de las áreas de cultivo y el área de inundación obteniendo un valor de 22 km² que corresponde a la superficie de los cultivos susceptibles a ser afectados.

Con base en los rasters de la fuerza de impacto es posible definir la magnitud de la presión que podrían ejercer los lahares en las zonas de afectación. De acuerdo a la figura 7.3 las mayores presiones se ejercen en las zonas cercanas al volcán y van disminuyendo su magnitud conforme avanzan hacia las zonas distales. De tal forma que una vez que llegan a las zonas urbanas, la mayoría de los lahares han perdido gran parte su fuerza. Para definir el daño que podrían causar los lahares de acuerdo a la fuerza de impacto, se empleó el criterio de Jenkins et al., (2015), el cual indica que los edificios consolidados pueden soportar presiones de hasta 20 N/m. De tal manera que ante presiones más bajas a éstas, no causarían gran impacto estructural.

Con base en el mapa de las presiones de impacto (figura 7.3) se observa que en general las áreas urbanas están expuestas a una presión de impacto baja, estimada en menos de 3 N/m por lo que colonias como San Cacalomacan, San Miguel Zacango, San José Barbabosa, Ricardo Flores Magón, y el centro de la ciudad de San Miguel Zinacantepec no tendrían daño a estructuras.

La parte sur de la comunidad de San Juan de las Huertas, podría estar expuesta a flujos con presión de impacto de 25 a 70 N/m, por lo cual los flujos podrían provocar daños por arrastre de automóviles, estructuras móviles, y caída de postes de luz y teléfono.

Valores máximos de hasta 250 N/m se pueden verificarse en Santa Cruz Cuauhtenco, en donde podría haber daños mayores a infraestructura de viviendas dependiendo del tipo de construcción.

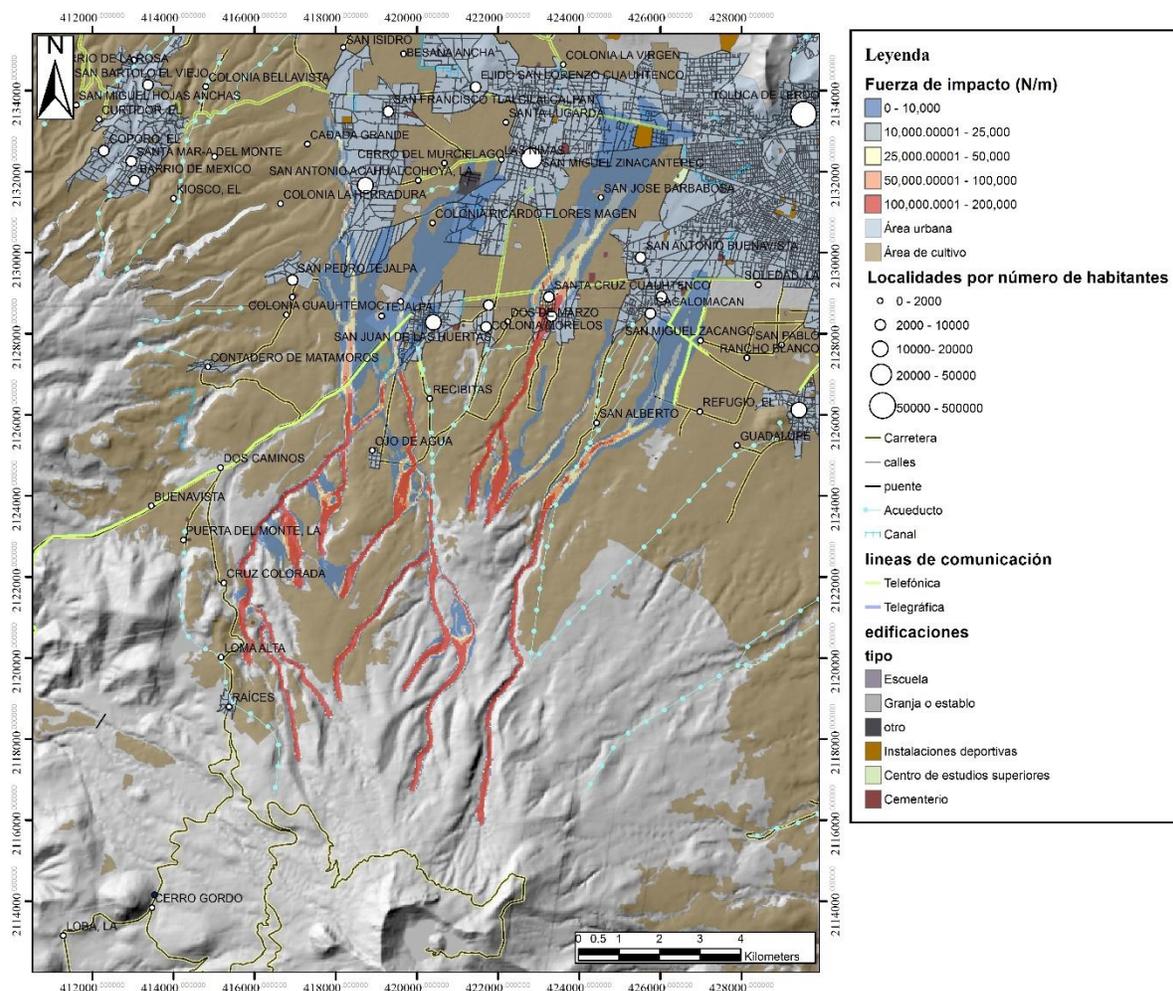


Figura 7.3) Mapa 1:100000 de fuerzas de impacto de la región NE del volcán Nevado de Toluca.

En las laderas altas del volcán los posibles daños se podrían registrar en los acueductos subterráneos, los cuales abastecen las poblaciones de Cacalomacan, Santa Cruz Cuauhtenco, Recibitas y San Juan de las Huertas,

Capítulo 8. Discusión

En la secuencia estratigráfica del sector NE del volcán Nevado de Toluca se han reconocido depósitos asociados a lahares primarios, es decir asociados a etapas eruptivas, así como depósitos de lahares secundarios, o sea originados en periodos intra-eruptivos. Los depósitos de lahar primarios han sido reconocidos en continuidad estratigráfica con los depósitos piroclásticos, contienen los mismos componentes principales y generalmente consisten en depósitos de flujos de escombros (capa F, sección NT15-04). Por el contrario, los depósitos asociados a lahares secundarios (intra-eruptivos) son generalmente heterolitológicos, no presentan una relación estratigráfica directa con depósitos piroclásticos, y consisten en flujos de escombros con un elevado contenido en líticos o depósitos de flujo hiperconcentrados (sección NT15-38). En particular se ha podido establecer que los depósitos de lahar más recientes y generados en las laderas del volcán ocurrieron hace aproximadamente 1000 años y no hay evidencia de estar asociados a una actividad explosiva del volcán. Por lo tanto, y tomando en cuenta que el Nevado de Toluca se considera como un volcán activo en estado de quietud, los lahares representan en la actualidad la principal amenaza para las poblaciones aledañas al volcán. El origen de los lahares en el área de estudio se debe a una serie de factores entre los cuales destacan las lluvias torrenciales en temporadas húmedas, la presencia de una espesa capa de sedimentos volcánicos poco consolidados en la ladera del volcán, y una acelerada tasa de erosión debido a la intensa actividad de cultivo y excavación de canteras para la extracción de material de construcción.

Con base en las características texturales y granulométricas de los depósitos de lahares estudiados, se ha podido discriminar entre flujos de escombros, flujos hiperconcentrados y depósitos fluviales. Los depósitos de flujos de escombros estudiados tienen una mala selección y presentan un contenido variable de matriz que va del 39% al 72% con promedio de 54.8%. El mayor constituyente de la matriz es la fracción de arena, ya que representa del 93 al 99% del total. Los depósitos de flujos hiperconcentrados son caracterizados por presentar una buena selección, y tener un contenido de matriz que va de 55 a 83%, con una media de 74%, y el principal componente de la matriz es la arena ya que representa en promedio 96%. Los depósitos fluviales son típicamente caracterizados por presentar estructuras sedimentarias primarias (estratificación), estar bien seleccionados, en algunos

casos imbricación y con textura grano-soportada de clastos de subredondeados a redondeados.

La definición de las características de los depósitos asociados al emplazamiento de lahares en el área de estudio permitió hacer una evaluación de la posible amenaza para las poblaciones en el sector NE del volcán. Para eso se utilizaron los modelos LAHARZ y FLO-2D, programas previamente utilizados para la realización de mapas de peligros. Los dos programas se fundamentan en un planteamiento teórico muy diferente: LAHARZ es semi-empírico, y define únicamente la zona de posible inundación con base en un volumen del flujo. Por el contrario, el programa FLO-2D es un modelo numérico de elementos finitos que se basa sobre ecuaciones constitutivas de flujos granulares y permite obtener un modelo de la evolución dinámica de un flujo considerando variaciones en sus características reológicas, dando como resultado no solamente el área de inundación sino también las características dinámicas del flujo (profundidad, velocidad). La comparación entre los resultados obtenidos por ambos programas permitió hacer las siguientes consideraciones:

1) La topografía es requerida en ambos programas, y como se ha descrito en trabajos previos, su resolución puede afectar el resultado final: a mejor resolución, más precisa es la comparación entre un flujo observado y un flujo simulado. Para el presente trabajo se utilizó la misma resolución de la topografía (30 m) para ambas simulaciones para que se pudieran comparar los resultados entre los dos modelos.

2) Volumen del flujo. Ambos programas requieren de la estimación del volumen del flujo, en el caso del LAHARZ es el único dato de entrada que requiere el programa, mientras que en el caso del FLO-2D el volumen de flujo es requerido para poder estimar de manera indirecta la curva hidrográfica, en caso de depósitos antiguos como los que se estudiaron en el presente trabajo. Para poder hacer este tipo de estimación, es necesario extrapolar a partir de las características texturales de los depósitos estudiados, el posible contenido de agua, siendo del 10 al 50% en caso de flujos de escombros, y de hasta el 80% en volumen para los flujos hiperconcentrados. El análisis textural realizado en el presente trabajo proporcionó dicha información, sin embargo, la falta de correlación estratigráfica entre las diferentes secciones estudiadas no permitió estimar el volumen de los depósitos a partir del cual se hubiera podido obtener el volumen del flujo con base en el contenido de agua estimado. A

pesar de ésta limitación, fue posible validar un volumen apropiado con base en la comparación entre la simulación y el depósito observado.

3) Datos de entrada El código FLO-2D es un modelo numérico que toma en cuenta muchas variables de la dinámica de un flujo. Así que, por un lado, es un modelo bastante riguroso, sin embargo al requerir varios parámetros de entrada puede llegar a obligar a hacer muchas suposiciones sobre algunas de las características de los flujos, sobre todo al trabajar con depósitos antiguos de los cuales no se cuenta con datos directos de observación. El programa LAHARZ requiere únicamente el volumen del flujo, sin tomar en cuenta las características de los flujos simulados. Así que con el código FLO-2D se puede obtener información muy detallada sobre las características de los flujos (velocidad, profundidad del flujo, fuerza de impacto), siempre y cuando sea posible definir de manera rigurosa los diferentes parámetros de entrada, y además tomando en cuenta tiempos de simulación bastante largo. Por el contrario el código LAHARZ, que se basa únicamente en el volumen del flujo, proporciona solamente los límites máximos de inundación, en tiempos computacionales muy cortos.

4) Áreas de inundación. La comparación de las simulaciones realizadas por ambos programas con volúmenes de flujos comparables, muestran resultados muy similares en cuanto a los límites de las zonas de inundación. Este resultado indica que el programa LAHARZ sigue siendo una herramienta muy útil para la zonificación de las zonas de posible inundación por lahares, y de manera muy rápida, sin embargo no proporciona información más detallada sobre las características de los flujos en las zonas inundadas, así como no puede seguir de manera simultánea posibles bifurcaciones en la red fluvial. Por el contrario el código FLO-2D permite simular de manera simultánea los flujos por toda la red fluvial y define las propiedades de los flujos en zona de inundación, información fundamental para la estimación de posibles daños.

El mapa de peligro se realizó utilizando las simulaciones obtenidas por el código FLO-2D. Se simularon flujos con volumen de 1.3 millones de m³ desde las principales barrancas del sector norte del volcán. Con base en las simulaciones se observa como los flujos se mantienen canalizados en la zona medio proximal, e inundan la zona distal hasta una distancia de 20 km desde la cima del volcán. En particular, el emplazamiento de los flujos es controlado principalmente por la morfología del volcán. En pendientes altas (zona medio-proximal)

dominan procesos de erosión, con formación de canales en los cuales se forman y se transportan los lahares, hasta llegar en la zona distal en donde, por la disminución en la pendiente, los flujos desaceleran y depositan la mayoría de su carga de sedimentos. Por lo tanto, las poblaciones asentadas en la parte alta de la ladera del volcán no son susceptibles a inundación ya que por la profundidad actual del canal, los lahares no alcanzan a desbordar. Por el contrario, muchas de las poblaciones asentadas en la zona distal estarían directamente afectadas por la formación de lahares, incluyendo a colonias de la zona sur de la ciudad de Toluca. Los daños potenciales ante eventos de lahares en el área de estudio corresponden a sepultamiento de áreas urbanas, de cultivos, acueductos, escuelas, y centros deportivos, y en algunas zonas, debido a la presión de impacto de los flujos, podría ocurrir arrastre de automóviles, y derrumbe de casas en los poblados de San Juan de las Huertas y Santa Cruz Cuauhtenco.

Con ayuda de ArcGis 10.2 se pudo estimar un área potencial de afectación de 22 km² de áreas de cultivo, las cuales son fundamentales para la economía rural de los pequeños asentamientos humanos en las cercanías del volcán, sin embargo también se tiene un estimado de 42,500 habitantes que podrían resultarse afectados en algún grado debido a la ocurrencia de lahares en el sector NE.

Ante tales situaciones las recomendaciones para las autoridades competentes, sería la capacitación de la población civil ante situaciones de emergencia y en la medida de lo posible, la realización en las porciones intermedias de los principales drenajes, de estructuras denominadas SABO DAM, barreras a lo largo de los canales que retiene el sedimento y dejan fluir el agua canales.

Capítulo 9. Conclusión

El presente estudio representa una contribución a la reconstrucción de la estratigrafía del sector NE del volcán Nevado de Toluca, en donde se han identificado depósitos piroclásticos asociados a erupciones del Pleistoceno tardío, intercalados con depósitos de lahares primarios y secundarios con edad desde el Pleistoceno tardío hasta hace 1000 años. Algunos de ellos fueron definidos con base en fechamientos de C14.

Considerando que el Nevado de Toluca es un volcán activo en estado de quietud, los lahares representan el peligro natural más importante para las poblaciones aledañas. Estos eventos están asociados a tres causas principales, 1) las elevadas pendientes que favorecen el emplazamiento de lahares 2) el material suelto (principalmente ceniza) generado por las erupciones anteriores, el cual puede removerse con facilidad 3) potencial ocurrencia de lluvias torrenciales, favorecidas en parte por el cambio climático, Debido a estas consideraciones es posible que estos eventos puedan ocurrir en el futuro inmediato, por consiguiente es importante tener definidas las áreas de peligro para que las autoridades puedan tener herramientas para medidas de mitigación del peligro como podrían ser programas de evacuación y de obras de ingeniería que favorezcan la retención o desviación de los flujos.

Los programas LAHARZ y FLO-2D, aunque basados sobre fundamentos teóricos muy diferentes, representan herramientas muy útiles para la definición de las zonas de inundación por lahares. En el presente trabajo se decidió realizar el mapa de peligros utilizando los resultados obtenidos por las simulaciones de FLO-2D debido a la mayor información obtenida sobre las características de los flujos.

El mapa de peligro obtenido muestra que:

Las áreas de mayor peligro corresponden a las colonias al sur de San Miguel Zinacantepec y Toluca de Lerdo, tal es el caso de San Juan de las Huertas y Santa Cruz Cuauhtenco, donde las altas presiones de impacto superiores a 50 N/m podrían arrastrar automóviles, derrumbar postes de luz, y sepultar u obstruir caminos y viviendas. Las colonias Cacalomacan, San Miguel Zacango, San José Barbabosa, Ricardo Flores Magón, y el centro de la ciudad de San

Miguel Zicanteppec sufrirían inundaciones sin daños directo a estructuras, debido a la baja presión de impacto.

En total se estima que 42,500 habitantes podrían resultar afectados, y que un área de 22 km² de cultivos (papa y maíz) sufrirían daños severos con graves daños a la economía rural de la zona.

El trabajo aquí realizado ofrece una metodología a seguir para la evaluación del peligro asociado a la ocurrencia de lahares en un volcán activo o en estado de quietud, en donde no se cuente con datos a partir de observaciones directas de un evento. El mapa de peligro por lahares presentado en este trabajo representa una herramienta que puede apoyar en la definición de los riesgos asociados a la ocurrencia de lahares en el volcán Nevado de Toluca y en establecer medidas de mitigación para la posible reducción de daños en las poblaciones expuestas.

Bibliografía

Arce, J.L., Macías, J.L., Vázquez-Selem, L., 2003. The 10.5 ka Plinian eruption of nevado de Toluca volcano, Mexico: stratigraphy and hazard implications. *Geological Society of America Bulletin* v. 115, p. 230–248.

Bellotti, F., Capra, L., Groppelli, G., & Norini, G. 2006. Tectonic evolution of the central-eastern sector of Trans Mexican Volcanic Belt and its influence on the eruptive history of the Nevado de Toluca volcano (Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 158, n. 1, p.21-36.

Bloomfield, K., 1974, The age and significance of the Tenango Basalt, central Mexico: *Bulletin of Volcanology*, v. 37, p. 586–595

Bloomfield, K., and Valastro, S., 1974, Late Pleistocene eruptive history of Nevado de Toluca, central Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 85, p. 901–906.

Bloomfield, K., 1975, A Late Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico: *Geologische Rundschau*, v. 64, p. 476–497.

Bloomfield, K., and Valastro, S., 1977, Late Quaternary tephrochronology of Nevado de Toluca, central México: *Institute of Geological Sciences, Overseas Geology and Mineral Resources*, v. 46, p. 1–15

Bonasia, R., Capra, L., Costa, A., Macedonio, G., and Saucedo, R. 2011. Tephra fallout hazard assessment for a Plinian eruption scenario at Volcán de Colima (Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 203, p. 12-22.

Caballero, L., and Capra, L. 2011, Textural analysis of particles from El Zaguán debris avalanche deposit, Nevado de Toluca volcano, Mexico: Evidence of flow behavior during emplacement: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 200 n. 1, p.75-82.

Cantagrel, J.M., Robin, C.E., and Vincent, P., 1981, Les grandes étapes d'un Volcán Andésitique composite: Example du Nevado de Toluca (Mexique): *Bulletin of Volcanology*, v. 44, p. 177–186.

Capra, L., and Macías, J.L., 2000, Pleistocene cohesive debris flows at Nevado de Toluca Volcano, central Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 102, p. 149–168.

Capra, L., Norini, G., Gropelli, G., Macias, J. L., and Arce, J. L. 2008. Volcanic hazard zonation of the Nevado de Toluca Volcano, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 176, p. 469-484.

Costa, J. E. 1987 Rheologic, Geomorphic, and Sedimentologic Differentiation of Water Floods, Hyperconcentrated Flows and Debris Flows. In Baker-V. Kocher-R. Patton-P. (eds) *Flood Geomorphology*. Wiley p. 113-122.

D'Antonio, M., Capra, L., Sarocchi, D., and Bellotti, N., 2008, Reconstrucción del evento eruptivo asociado al emplazamiento del flujo piroclástico El Refugio hace 13 ka, volcán Nevado de Toluca (México): *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 25, p. 115-134.

Davila, N., Capra, L., Gavilanes, J.C., Varley, N., and Norini, G., 2007, Recent lahars at Volcán de Colima (Mexico): drainage variation and spectral classification: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 165, p. 127-141.

Fagents, S. A., & Baloga, S. M. (2006). Toward a model for the bulking and debulking of lahars. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 111, n. B10.

Fisher, R. V. 1983. Flow transformations in sediment gravity flows. *Geology*, v. 11, p. 273-274.

García-Palomo, A., Macías, J.L., Arce, J.L., Capra, L., Garduño, V.H., Espindola, J.M., 2002. *Geology of Nevado de Toluca Volcano and Surrounding Areas, Central Mexico*. Geological Society of America Map and Chart Series MCH089.

García-Palomo, A., Macías, J.L., and Garduño, V.H., 2000, Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca Volcano region, central Mexico: *Tectonophysics, Special Volume, Post-Laramide magmatism and tectonics in Mexico plate interaction*, v. 318, p. 281–302.

Global Volcanism Program, 2009. Report on San Vicente (El Salvador). In: Wunderman, R (ed.), *Bulletin of the Global Volcanism Network*, 34:10. Smithsonian Institution. <http://dx.doi.org/10.5479/si.GVP.BGVN200910-343070>.

Iverson, R.M., Schilling, S.P., and Vallance, J.W., 1998, Objective delineation of areas at risk from inundation by lahars: *Geological Society of America Bulletin*, v. 110, no. 8, p. 972–984.

Jenkins, S. F., Phillips, J. C., Price, R., Feloy, K., Baxter, P. J., Hadmoko, D. S., & de Bélizal, E. (2015). Developing building-damage scales for lahars: application to Merapi volcano, Indonesia. *Bulletin of Volcanology*, v. 77(9), p. 1-17.

Lockwood, J. P., & Hazlett, R. W. 2013. *Volcanoes: global perspectives*. John Wiley & Sons. Capítulo 11. P 347-357.

Macías, J. L., Capra, L., Arce, J. L., Espindola, J. M., García-Palomo, A., and Sheridan, M. F. 2008. Hazard map of El Chichón volcano, Chiapas, México: Constraints posed by eruptive history and computer simulations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 175, p. 444-458.

Macías, J.L., and Arce, J.L., 1997, The Upper Toluca Pumice: A major plinian event occurred ca. 10,500 yr. ago at Nevado de Toluca Volcano, Central Mexico: *Eos, Transactions of the American Geophysical Union*, v. 78, n. 46, p. 823.

Manville, V., Németh, K., and Kano, K. (2009). Source to sink: A review of three decades of progress in the understanding of volcanoclastic processes, deposits, and hazards. *Sedimentary Geology*, v. 220, p. 136-161.

Norini, G., Capra, L., Gropelli, G., Lagmay, A.M.F., 2008. Quaternary sector collapses of Nevado de Toluca volcano (Mexico) governed by regional tectonics and volcanic evolution. *Geosphere* v. 4, n. 5, p. 854–871.

O'Brien, J.S., 1986. "Physical processes, rheology and modeling of mudflows," Doctoral dissertation, Colorado State University, Fort Collins, Colorado.

O'Brien, Jim S.; Julien, Pierre Y., 1988, Laboratory analysis of mudflow properties. *Journal of hydraulic engineering*, v. 114, n 8, p. 877-887.

O'Brien, J., Julien, P., and Fullerton, W., 1993, Two-dimensional water flood and mudflow simulation: *J. Hydraul. Eng.-ASCE*, v. 119, p. 244-261.

Pierson, T. C. & Scott, K. M. 1985. Downstream dilution of a lahar: Transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow. *Water Resources Research*, v. 21, p. 1511-1524.

Pierson, T. C., and Costa, J. E. 1987. A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. *Debris flows/Avalanches: Process, Recognition, and Mitigation*, J. E. Costa and G. F. Wieczorek, Geological Society of America Reviews in Engineering Geology, p. 1-12.

Schilling, S., 1998, LAHARZ: GIS programs for automated mapping of lahar-inundation hazard zones: USGS Open-file Report, v. p. 98-638.

Schmidt, K. G. (1934). Die Schuttströme am Merapi auf Java nach dem Ausbruch von 1930. *De Ingenieur in Nederlandsch-Indië*, v.1, n.7, p. 91-120.

Schmincke, H-U. (2004). Rheology, magmatic gases, bubbles and triggering of eruptions. In *Volcanism* by Schmincke, H-U., Springer.

Scott, K. M. 1988. Origins, behavior and sedimentology of lahars and lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz river system. *USGS Professional Paper*, n.1447-A, p. 75.

Scott, K. M., Vallance, J. V., Kerle, N., Macias, J. L., Strauch, W., and Devoli, G. 2005. Catastrophic precipitation-triggered lahars at Casita Volcano, Nicaragua: occurrence, bulking and transformation. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 30, p. 59-79.

Sheridan, M. F., Bonnard, C., Carreno, C., Siebe, C., Strauch, W., Navarro, M., Calero, J. C., and Trujilo, N. B. (1999). "Report on the 30 October 1998 Rock Fall / Avalanche and Breakout Flow of Casita Volcano, Nicaragua, Triggered by Hurricane Mitch." *Landslide News*, 12, 2-4.

Sieron, K, Capra, L., Rodríguez-Elizarrarrás, S. 2014 Hazard assessment at San Martín volcano based on geological record, numerical modeling, and spatial analysis. *Natural Hazards*, v.70 p. 275-297

Smith, G. A. & Fritz, W. J. 1989. Volcanic influences on terrestrial sedimentation. *Geology*, v.17, n. 4, p. 375-376.

Torres-Orozco, R., 2012. Volcanismo effusivo en el área del Nevado de Toluca: distribución y génesis de magma. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico D.F (Master Thesis, 138 pp.).

U.S. Army Corps of Engineers, 1990. "HEC-1, Flood Hydrograph Package," User's Manual, Hydrologic Engineering Center, Davis, CA.

U.S. Army Corps of Engineers, 1997. "Flood-Runoff Analysis," Technical Engineering and Design Guides, No. 19., ASCE Press, NY, NY.

Vallance, J.V., and Scott, K.M., 1997, The Osceola Mudflow from Mount Rainier: Sedimentological and hazard implication of a huge clay-rich debris flow: *Geological Society of America Bulletin*, v. 109, p. 143-163.

Vallance, J. W. (2000). Lahars. *Encyclopedia of Volcanoes*.

Van Bemmelen, R. W. 1949. The geology of Indonesia. Government Printing Office, The Hague, v. 1A, p. 732.

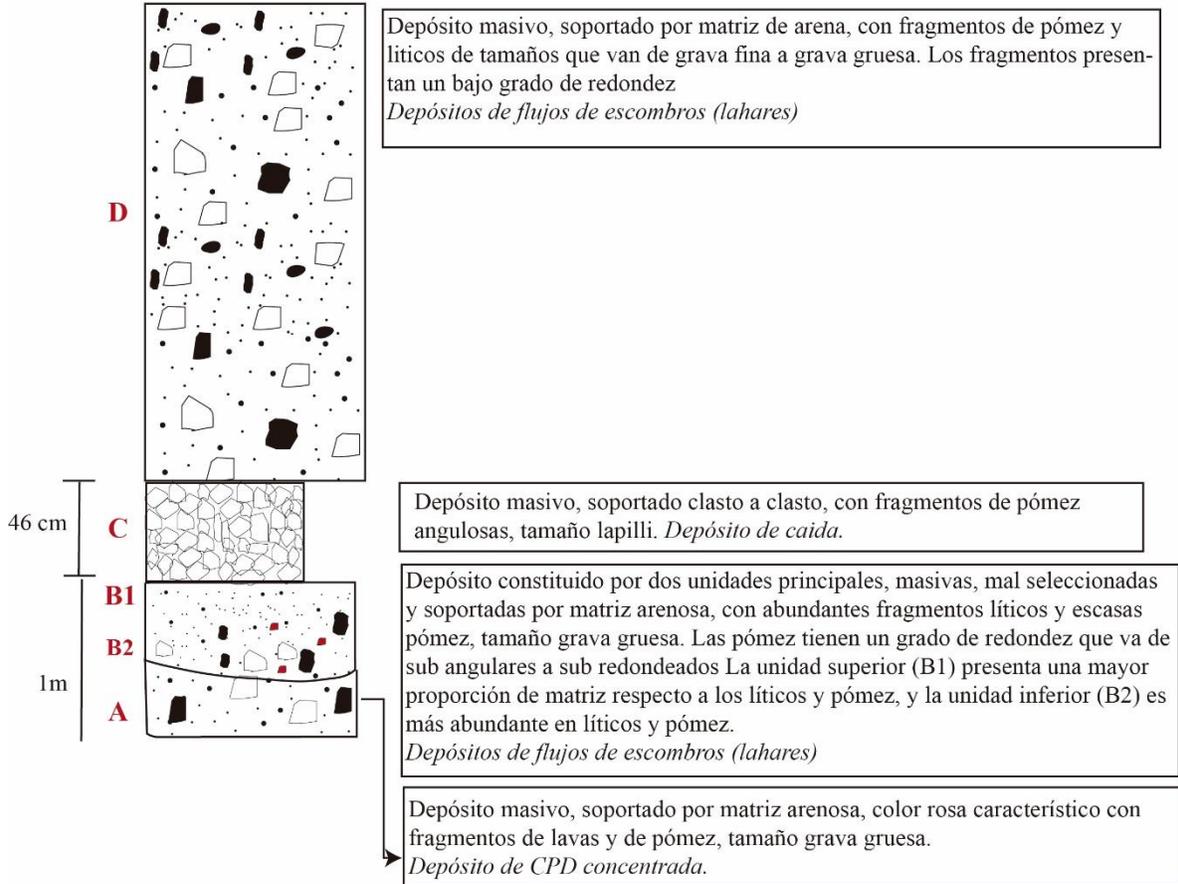
Vázquez-Selem, L., Heine, K., 2004. Late Quaternary glaciation in Mexico. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.), *Quaternary Glaciations — Extent and Chronology. Part III. South America*. Elsevier, Amsterdam, p. 25–38.

Williams, S. N. (1987). "Nevado del Ruiz volcano, Colombia: The November 1985 eruption and related events." *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1987, 355-360.

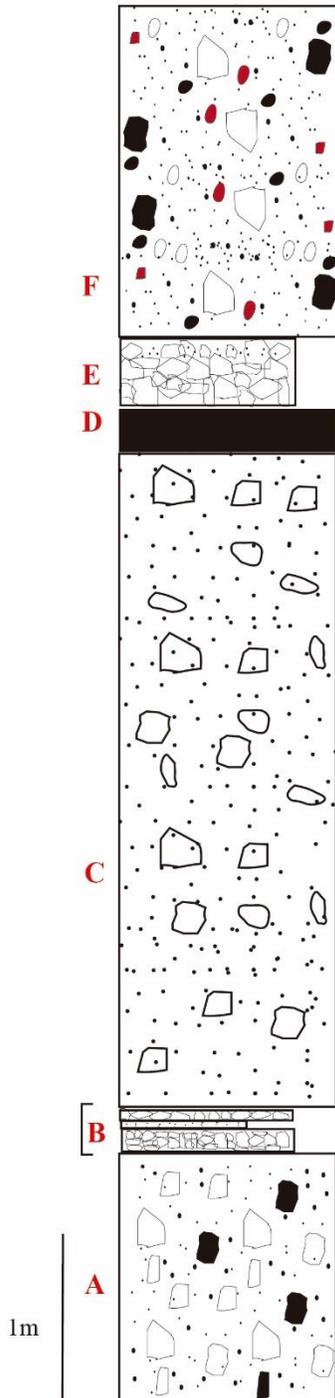
Anexos

Anexo 1: secciones estratigráficas

NT-15-1



NT-15-04



Depósito masivo, soportado por matriz arenosa, compuesto por fragmentos de pómez y líticos tamaño grava media a bloques. Los fragmentos son sub angulares. *Flujo de escombros*

Depósito masivo soportado por matriz de ceniza, con fragmentos de pómez tamaño lapilli. *Depósito de caída.*

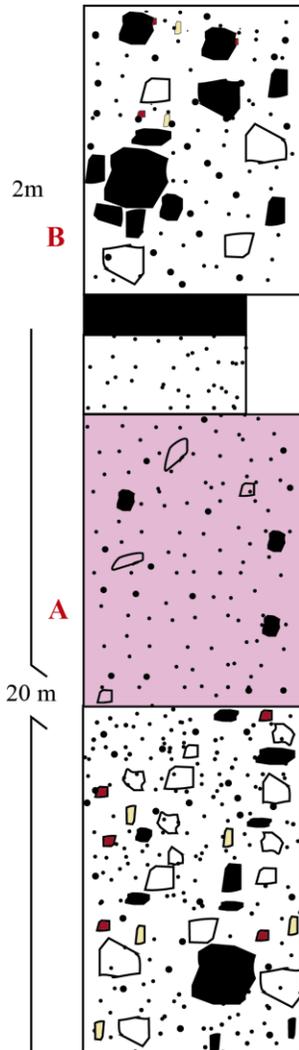
Paleosuelo, fechado por 14C en 42700 +/- 610 b.p.

Depósito masivo, soportado por matriz de ceniza, conformado por fragmentos de pómez y líticos, tamaño grava gruesa. Los fragmentos líticos son sub angulares y las pómez sub redondeadas. *Depósito de CPD concentrada (flujo de pómez y ceniza).*

Secuencia constituida por dos horizontes, masivos, soportados clasto a clasto conformado por fragmentos de pómez angulosas tamaño lapilli medio a ceniza gruesa. Se observa un horizonte fino en la mitad de la secuencia. *Depósito de caída.*

Depósito masivo, soportado por matriz de ceniza, con fragmentos de pómez y escasos líticos sub angulares tamaño de bloques. *Depósito de CPD concentrada (flujo de pómez y ceniza).*

NT-15-08



Depósito masivo, soportado por matriz arenosa, color gris, con fragmentos de pómez y líticos tamaño grava gruesa y bloques. Los fragmentos líticos presentan estructuras en rompecabezas.

Se identifican líticos de dacita, en coloraciones rojas y grises.

Depósito de avalancha de escombros.

Paleosuelo

Depósito masivo, moderadamente seleccionado, conformado por ceniza fina principalmente, CPD concentrado (*Flujo de ceniza*).

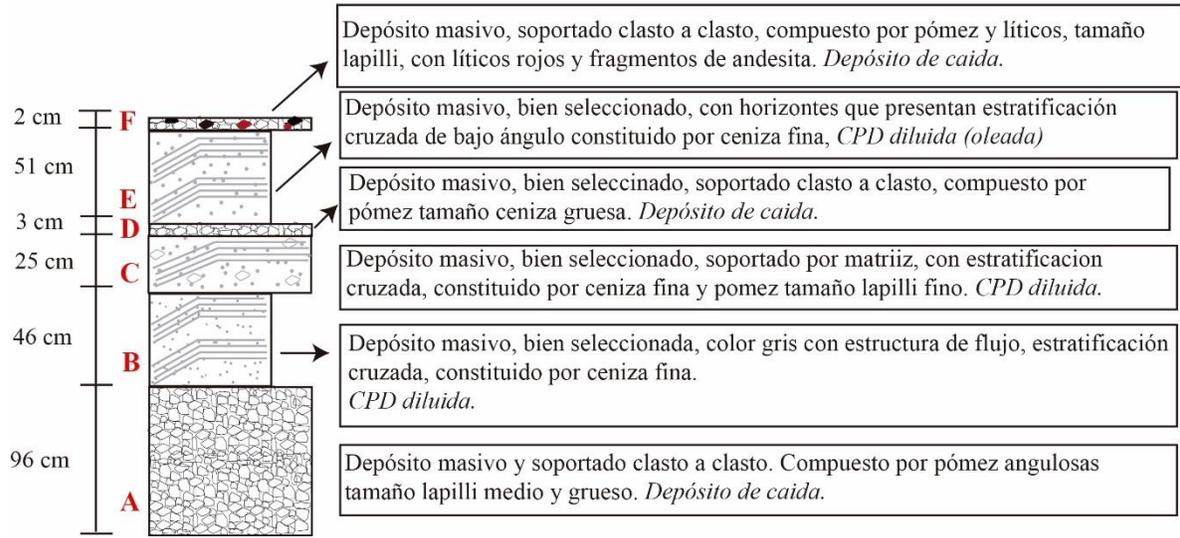
Depósito masivo, mal seleccionado, color rosa, soportado por matriz de ceniza, constituido por pómez sub-redondeadas y líticos oscuros tamaño grava gruesa (cantos).

CPD concentrado (Flujo de bloques y ceniza).

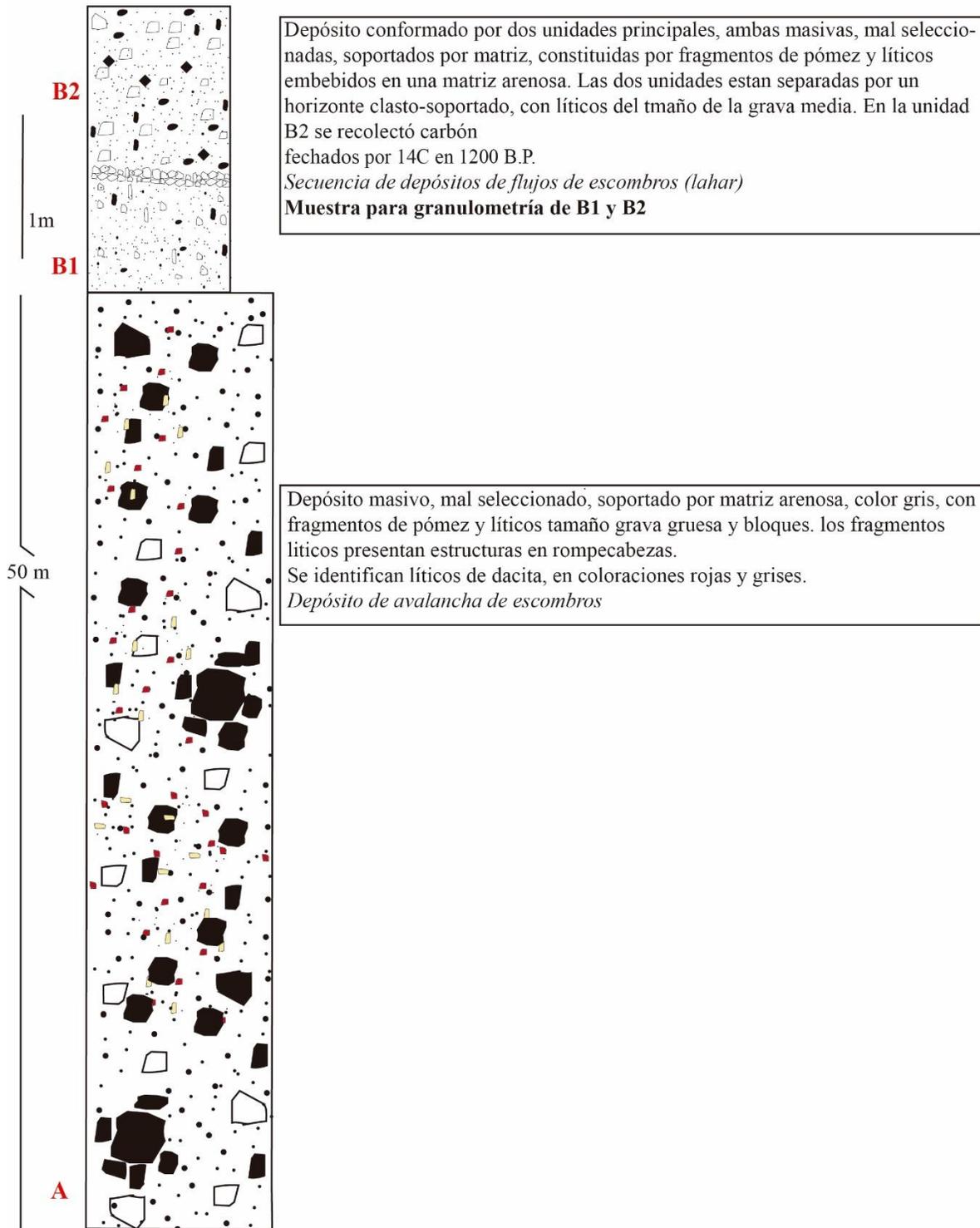
Depósito masivo, mal seleccionado, soportado por matriz de ceniza, constituido por pómez sub-redondeadas tamaño grava gruesa (cantos) y líticos tamaño bloque.

CPD concentrado (Flujo de bloques y ceniza).

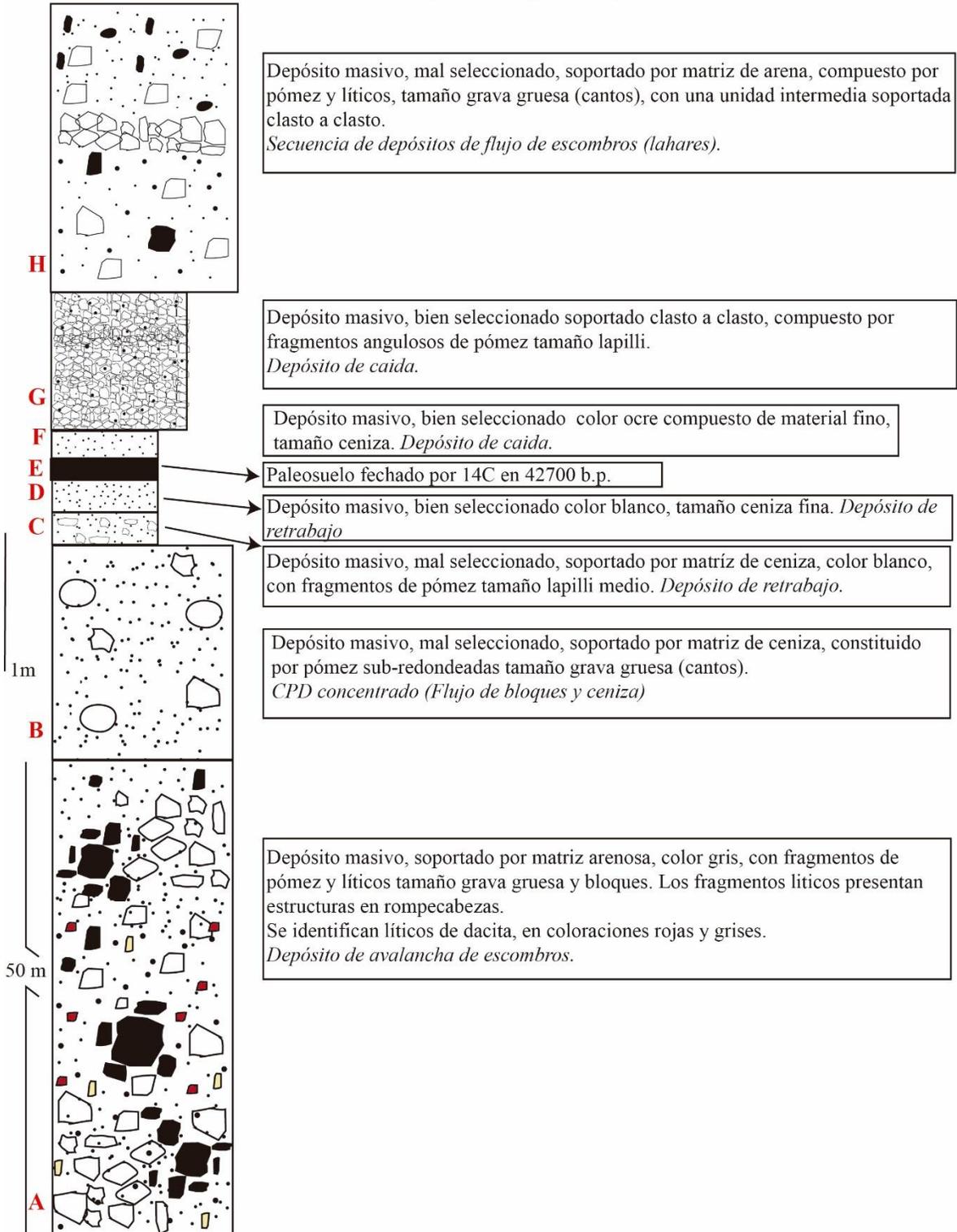
NT-15-09



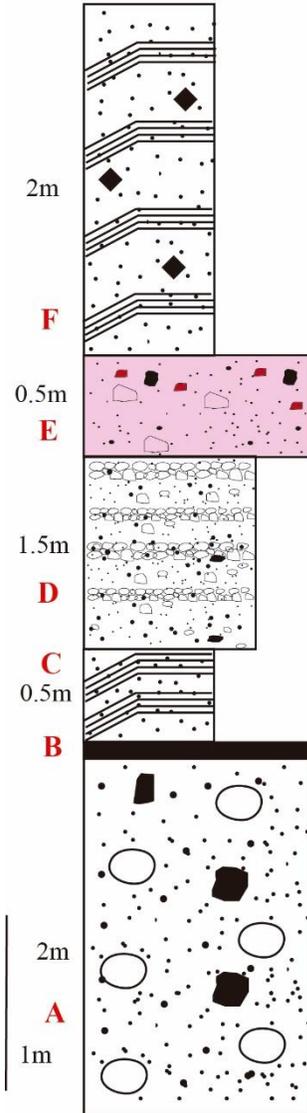
NT-15-16



NT-15-17



NT-15-20



Depósito constituido por la alternancia de horizontes masivo o estratificados de ceniza fina. La estratificación es de bajo ángulo y contiene fragmentos de carbón fechado por 14C en 43 000 años B.P.
Depósito de CPD diluida (oleada piroclastica).

Depósito masivo y mal seleccionado, con coloración rosa, constituido por fragmentos sub-redondeados de pómez y líticos tamaño bloque embebidos en matriz de ceniza.
Depósito de CPD concentrado.

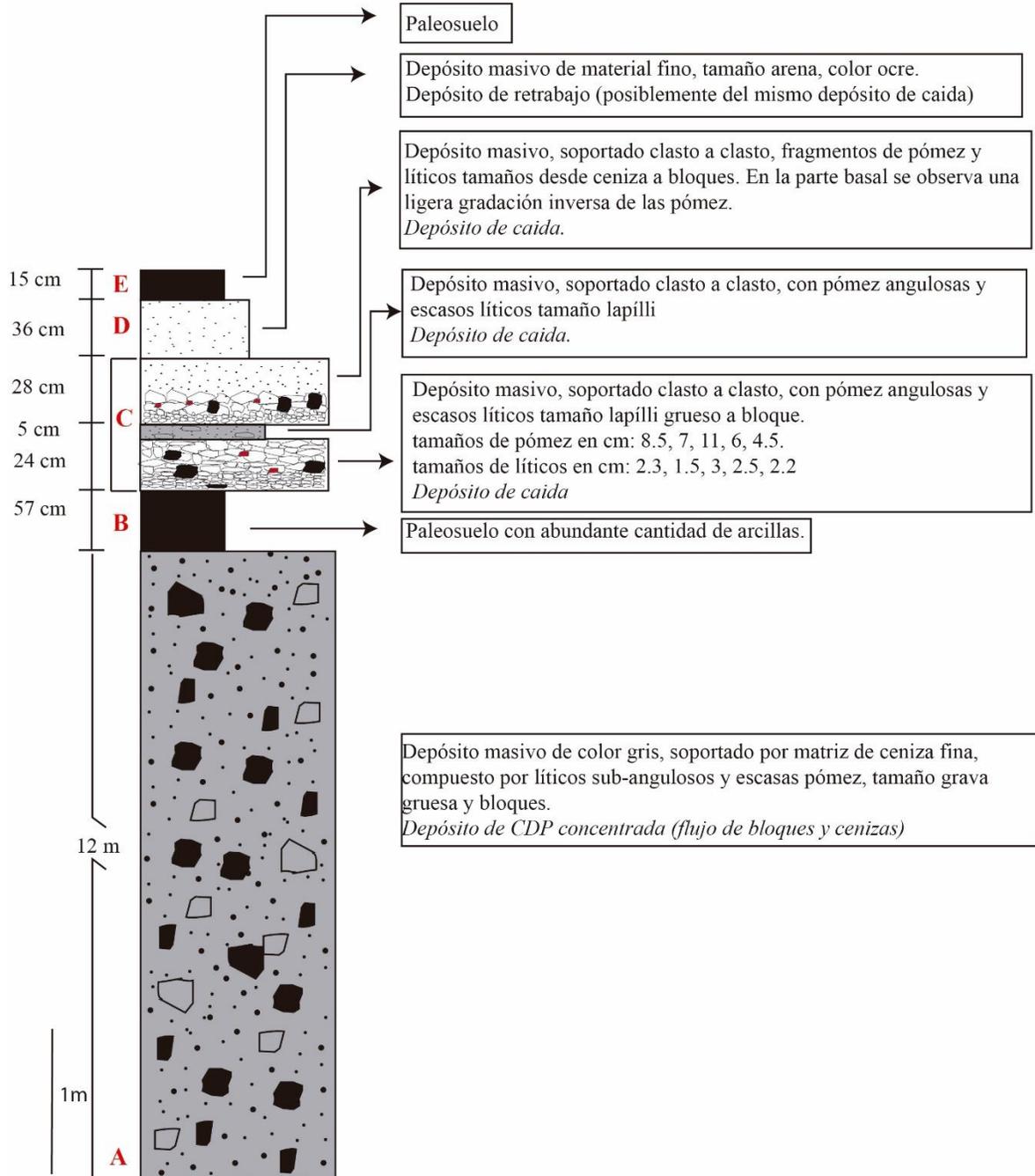
Depósito masivo, moderadamente seleccionado, ligeramente estratificado, soportado por matriz, con fragmentos sub-redondeados de pómez y líticos, tamaño grava media (cantos). La matriz es arenosa y localmente se observan lentes donde el soporte es clasto a clasto.
Secuencia de depósitos de flujo hiperconcentrado.
Muestra para granulometría

Depósito de ceniza fina, masivo, con estratificación cruzada, coloración gris clara.
Depósito de CPD diluida (oleada piroclastica).

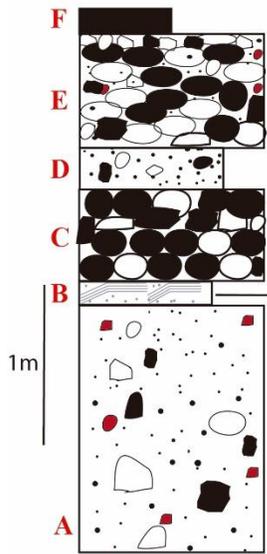
Paleosuelo

Deposito masivo, mal seleccionado, soportado por matriz de ceniza, con líticos y pomez tamaño de grava gruesa a bloques. las pómez son redondeadas y los líticos angulares.
Depósito de CPD concentrado.

NT-15-36



NT-15-38



Paleosuelo

Depósito masivo, bien seleccionado, soportado clasto a clasto, compuesto por líticos y pómez tamaño grava gruesa y bloques. Clastos redondeados con imbricación hacia el norte. *Depósito fluvial.*

Depósito masivo, bien seleccionado, soportado por matriz arenosa, constituido por pómez y líticos tamaño grava media, sub-redondeados. *Depósito fluvial de flujo hiperconcentrado*

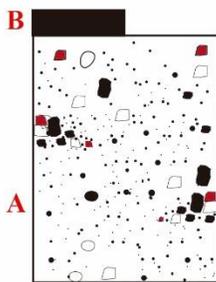
Depósito masivo, bien seleccionado, soportado clasto a clasto, compuesto por líticos y pómez tamaño grava gruesa y bloques, con alto grado de redondez e imbricación. *Depósito fluvial.*

Depósito constituido por material fino, tamaño arena, con estructuras de flujo.

Depósitos masivo, soportados por matriz arenosa, compuesto predominantemente por pómez y líticos tamaño grava gruesa, clastos sub angulares.

Muestra de granulometría
Depósitos de flujo hiperconcentrado.

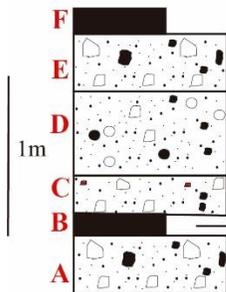
NT-15-38-2



Suelo

Depósito masivo, soportado por matriz de arenosa, compuesto por pómez y líticos tamaño grava gruesa. Fragmentos redondeadas y semi redondeadas. *Depósito fluvial de flujo hiperconcentrado*

NT-15-37



Paleosuelo

Depósito masivo, bien seleccionado, soportado por matriz arenosa, conformado por fragmentos de pómez y líticos tamaño grava gruesa (cantos). *Depósito de flujo de escombros*

Depósito masivo, bien seleccionado, soportado por matriz arenosa. Conformado por pómez y líticos tamaño grava gruesa (cantos), fragmentos redondeados.

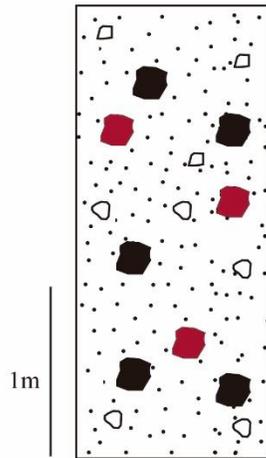
Muestra de granulometría. *Depósito de flujos hiperconcentrados*

Depósito masivo, bien seleccionado, soportado por matriz arenosa conformado por fragmentos de pómez y líticos tamaño grava media. *Depósito de flujo de escombros.*

Paleosuelo

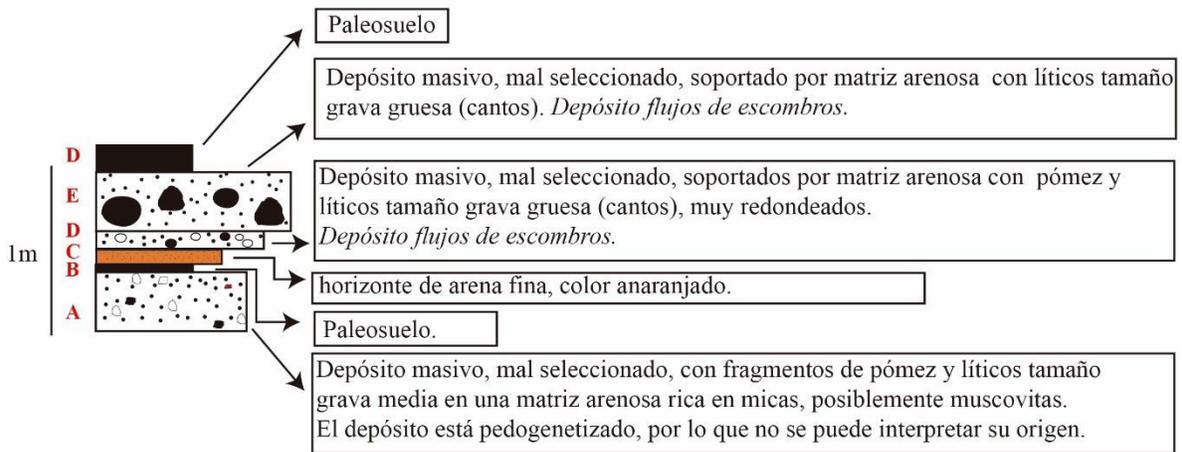
Depósito masivo, bien seleccionado, soportados por matriz arenosa de pómez y líticos tamaño grava gruesa (cantos), *Depósito de flujo de escombros*

NT-15-39

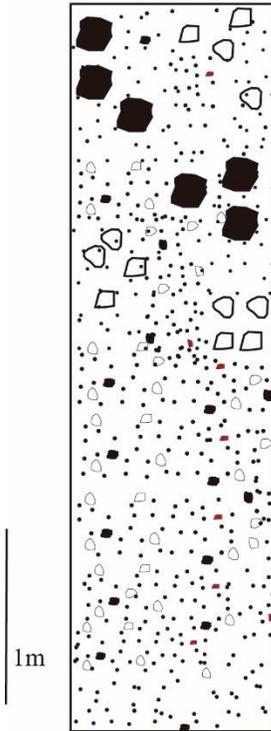


Depósito masivo, soportado por matriz arenosa con fragmentos de pómez y líticos tamaño grava gruesa a bloques.
 Se identifican dos tipos de líticos grises y rojos, ambos son fragmentos de lava dacítica con fenocristales de plagioclasas y cuarzo.
Depósito flujos de escombros.
Muestra para granulometria

NT-15-41

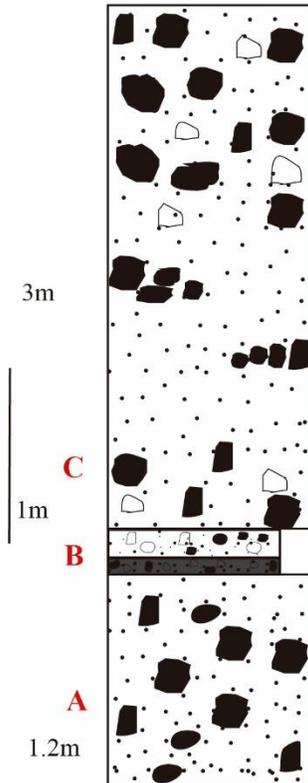


NT-15-42



Depósito de color rosa, masivo, moderadamente seleccionado, soportado por matriz, constituido por líticos y pómez embebidos en una matriz de ceniza se observan abundantes cristales de mica en la matriz. Los fragmentos líticos son de dimensión de bloques y dominan en la porción superior del depósito, mientras que en la porción inferior dominan fragmentos de grava fina.
Depósito de flujo de cenizas, (i.e pink pomez flow, macias et al., 1997)

NT-15-43

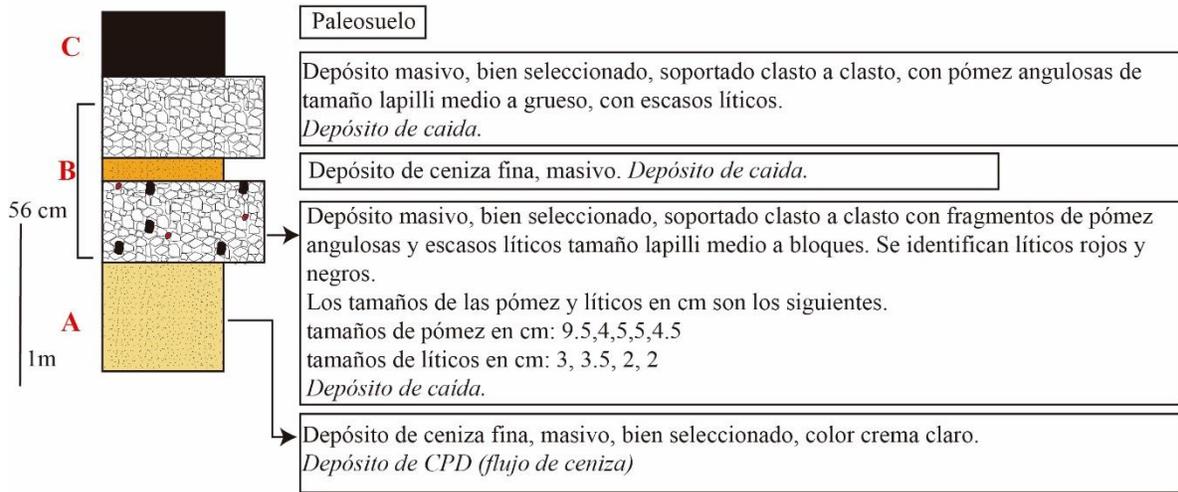


Depósito masivo, mal seleccionado, soportado por matriz de ceniza fina compuesto por pómez y líticos tamaño grava media a bloques sub angulares. Con acumulación de líticos de tamaño de bloques hacia la base y techo.
Depósito de corriente piroclástica de densidad (2b de Walker, 1971)

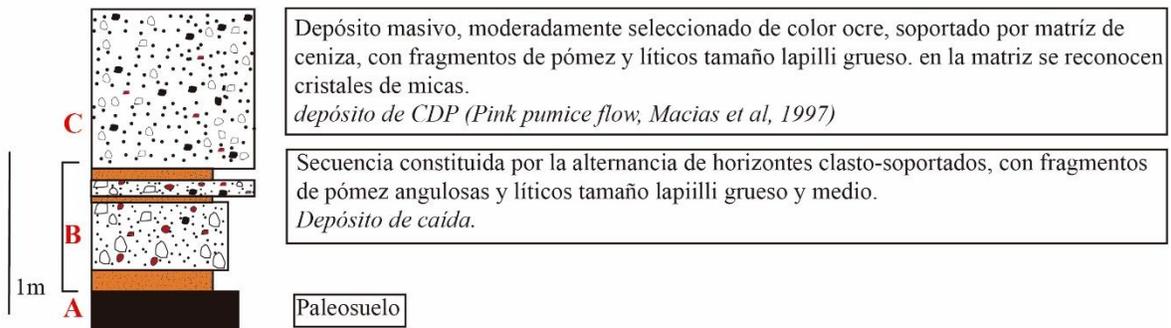
Depósito masivo, mal seleccionado, con fragmentos de pómez y líticos tamaño de grava soportados en matriz de ceniza fina
Depósito de corriente de densidad piroclástica diluida (2a de Walker, 1971)

Depósito masivo, mal seleccionado, soportado por matriz arenosa con fragmentos de escasas pómez y abundantes líticos de tamaño de bloques.
Depósito de flujo de escombros.
Muestra de granulometría

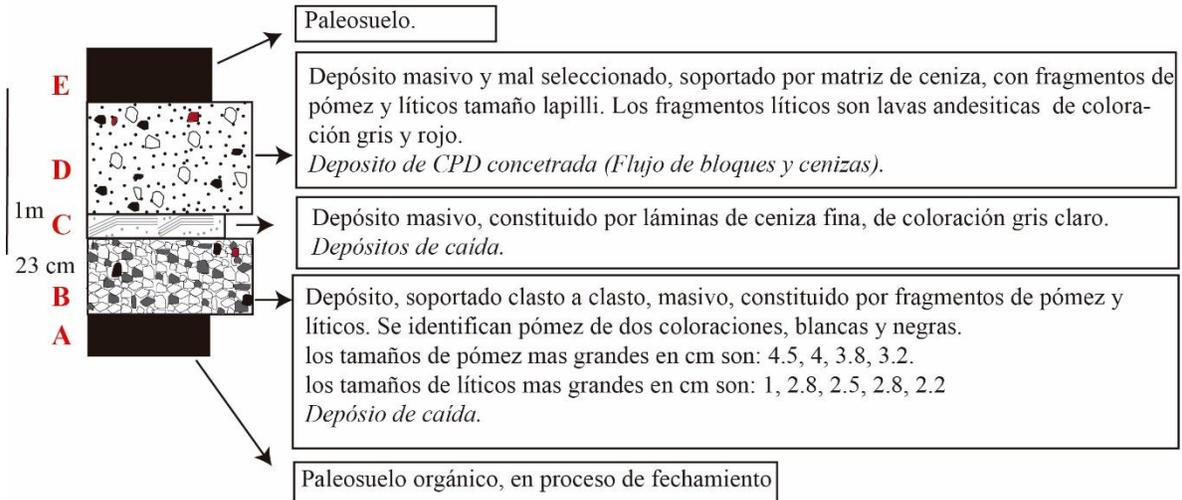
NT-15-48



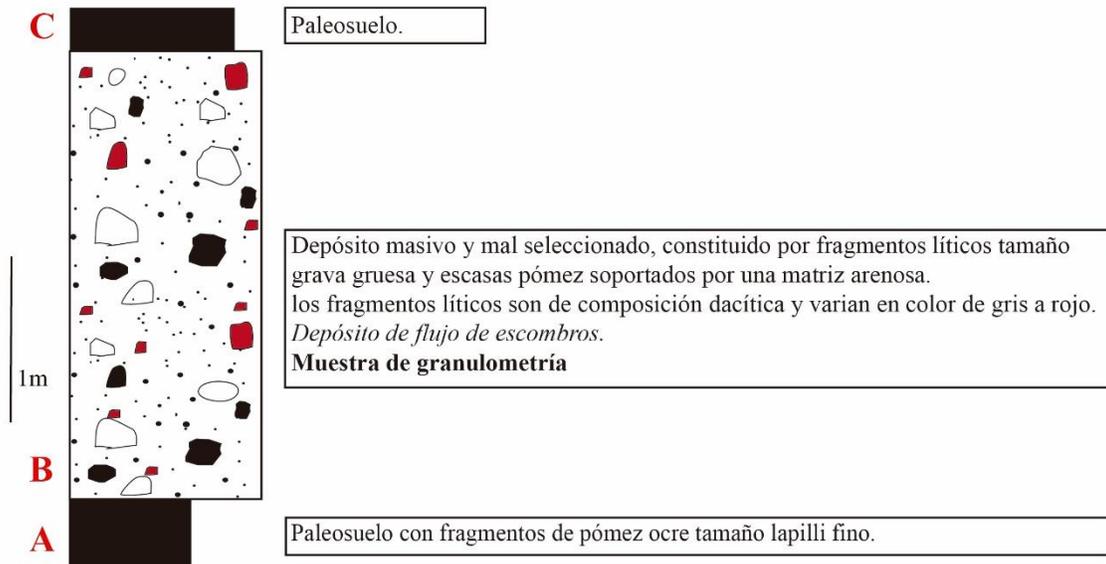
NT-15-49



NT-15-50

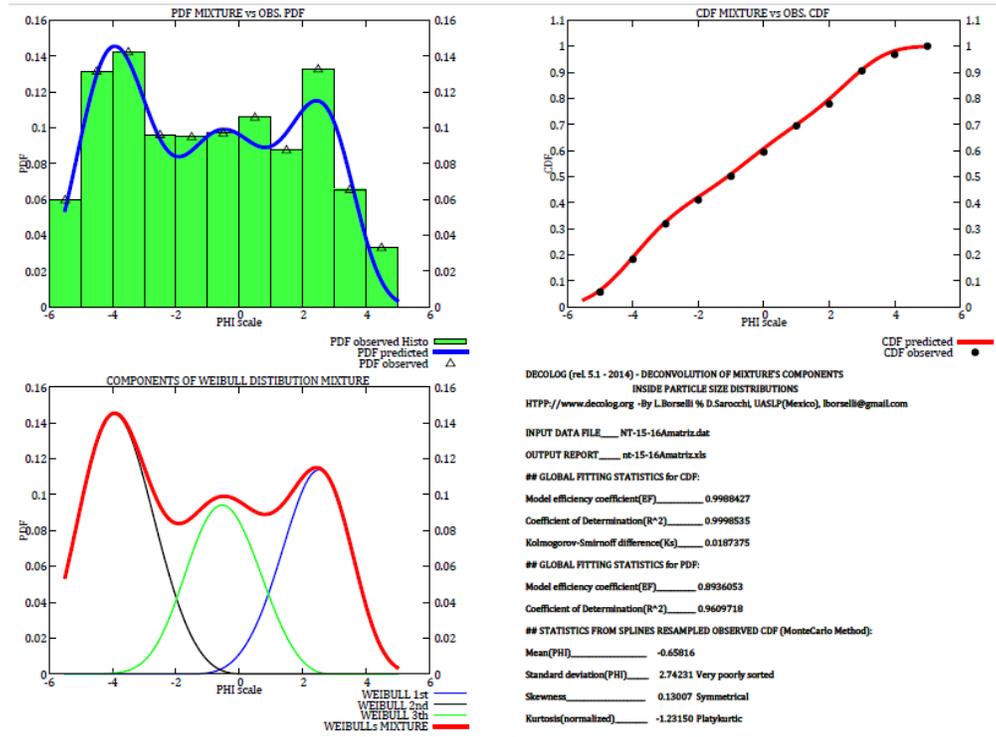


NT-15-51

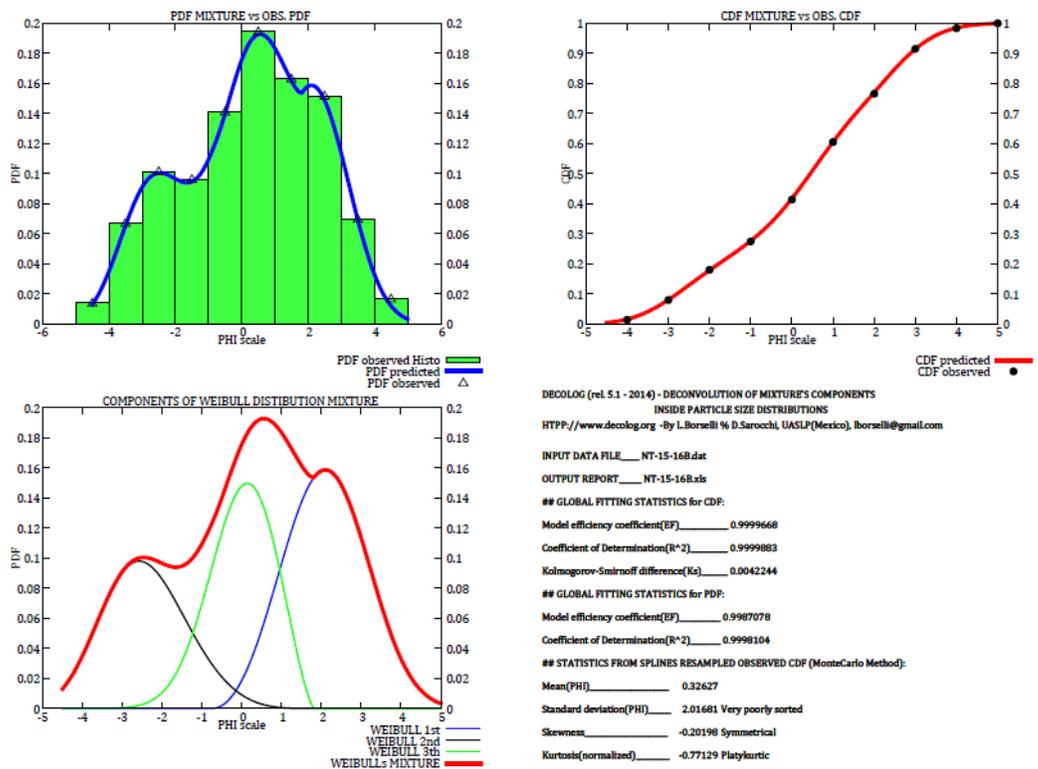


Anexo 2: Graficas e histogramas de muestras granulométricas

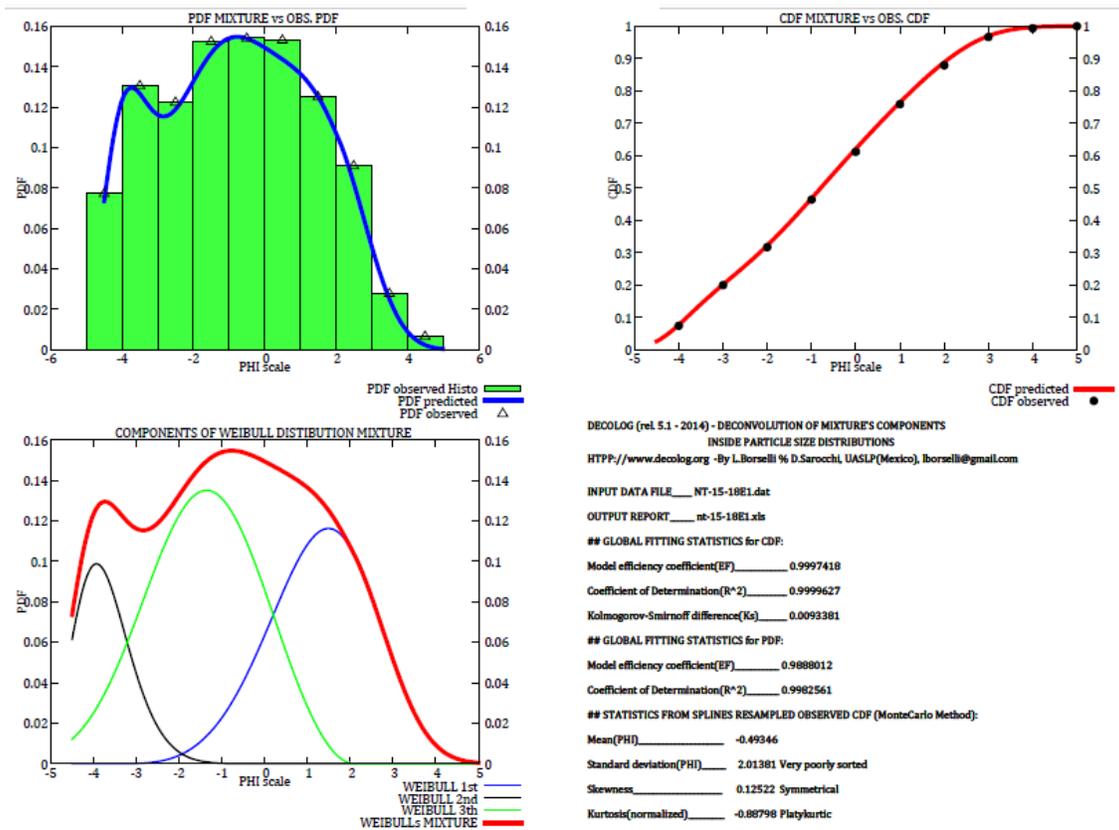
NT-15-16B1



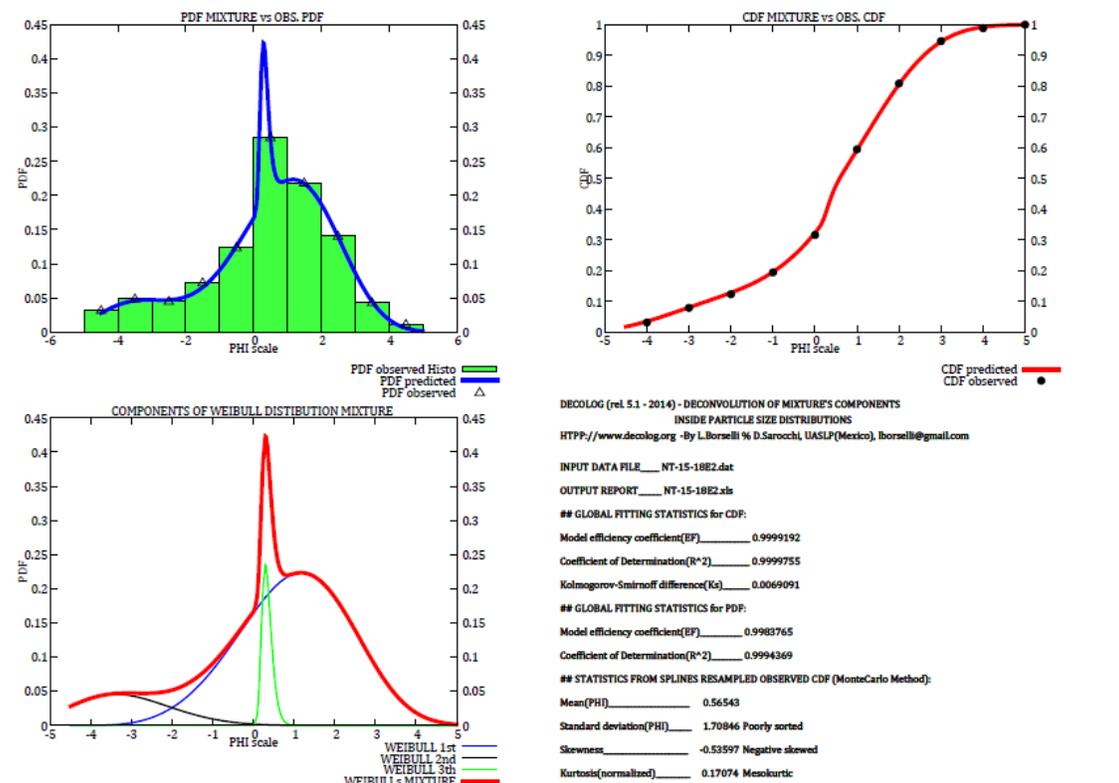
NT-15-16B2



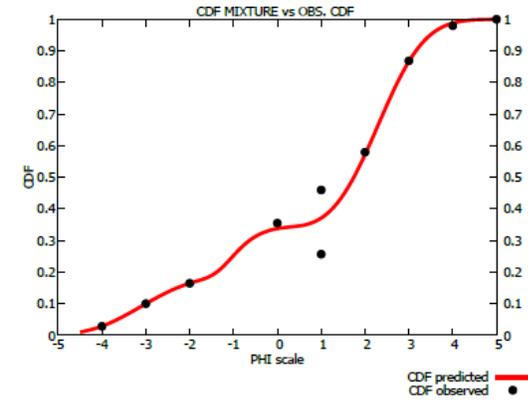
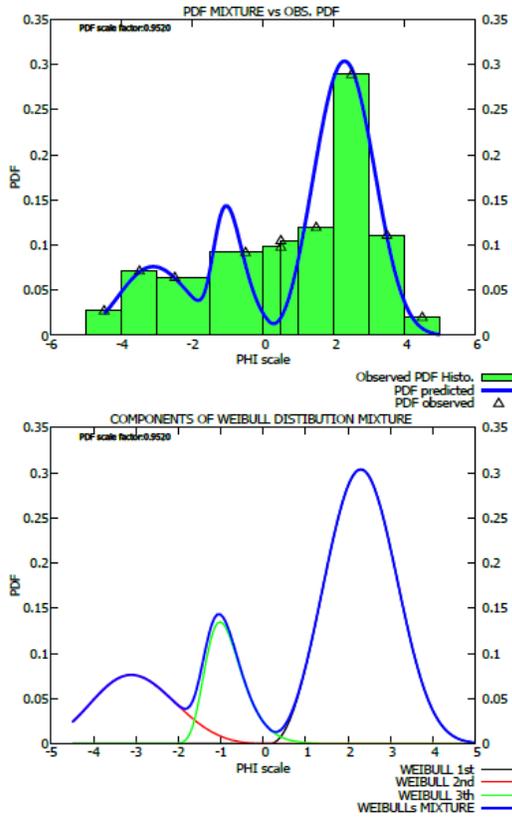
NT-15-18E1



NT-15-18E2



NT-15-20



DECOLOG (rel. 5.3 - 2016) - DECONVOLUTION OF MIXTURE'S COMPONENTS
INSIDE PARTICLE SIZE DISTRIBUTIONS
HTTP://www.decolog.org - By L.Borselli D.Sarocchi, UASLP(Mexico), lborselli@gmail.com

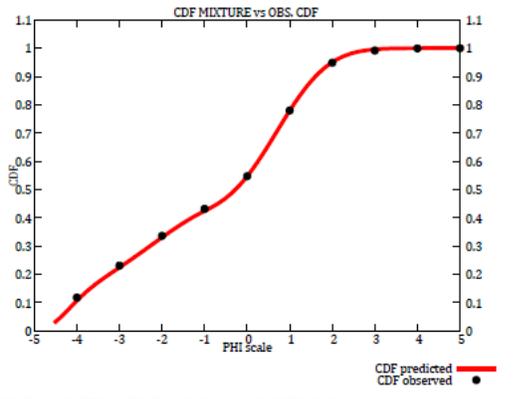
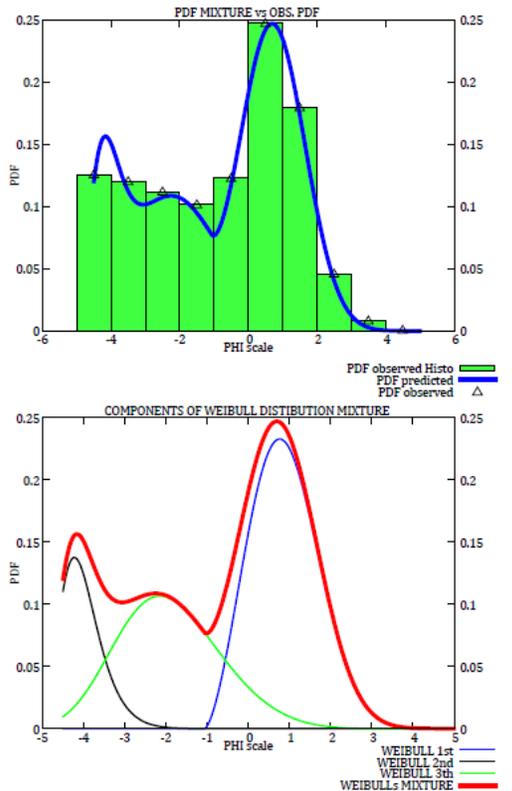
INPUT DATA FILE >: NT-15-20D.dat
OUTPUT REPORT >: NT-15-20D.xls

GLOBAL FITTING STATISTICS for CDF :
Model efficiency coefficient(EF) = 0.9820715
Coefficient of Determination(R²) = 0.9909983
Kolmogorov-Smirnoff difference(Ks) = 0.1143670

GLOBAL FITTING STATISTICS for PDF :
Model efficiency coefficient(EF) = 0.6121472
Coefficient of Determination(R²) = 0.8750615

STATISTICS FROM SPLINES RESAMPLED OBSERVED CDF (MonteCarlo Method) :
Mean(PHI) = 1.11801
Standard deviation(PHI) = 2.08883 Very poorly sorted
Skewness = -0.83030 Negative skewed
Kurtosis(normalized) = -0.11841 Mesokurtic

NT-15-51



DECOLOG (rel. 5.1 - 2014) - DECONVOLUTION OF MIXTURE'S COMPONENTS
INSIDE PARTICLE SIZE DISTRIBUTIONS
HTTP://www.decolog.org - By L.Borselli % D.Sarocchi, UASLP(Mexico), lborselli@gmail.com

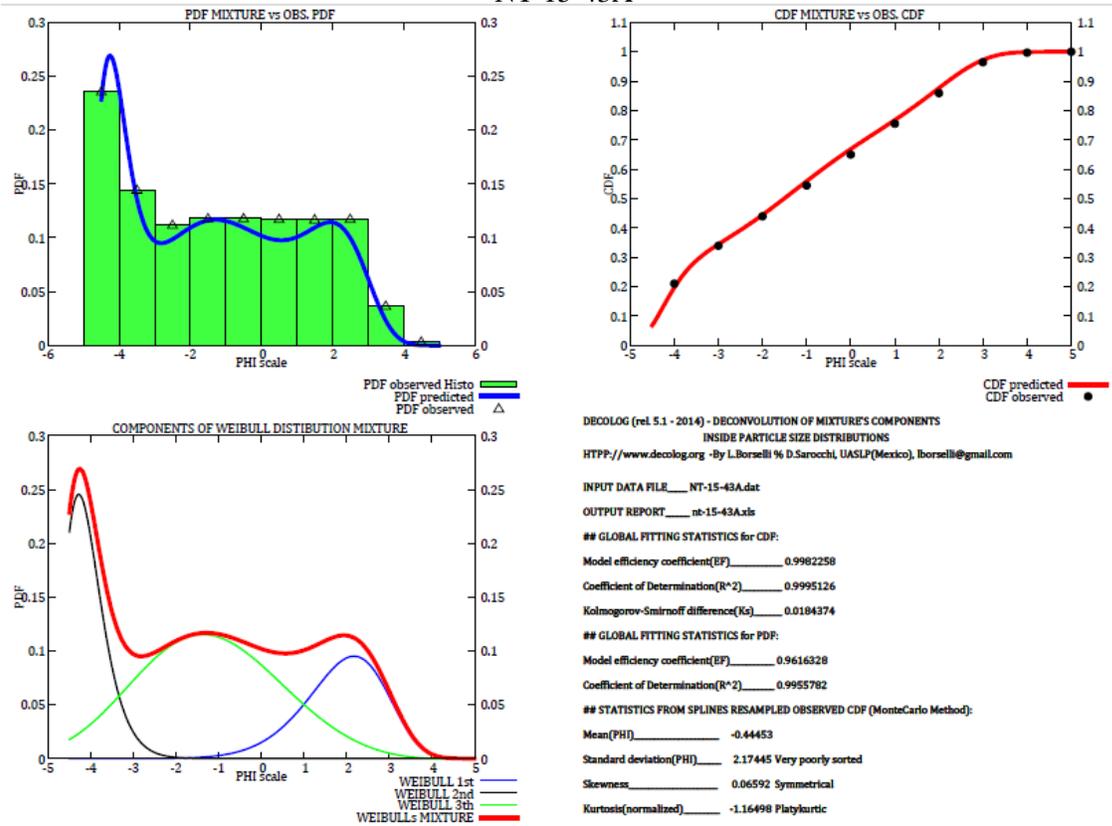
INPUT DATA FILE ___ NT-15-51Detritos.dat
OUTPUT REPORT ___ NT-15-51detritos.xls

GLOBAL FITTING STATISTICS for CDF:
Model efficiency coefficient(EF) ___ 0.9997284
Coefficient of Determination(R²) ___ 0.9999840
Kolmogorov-Smirnoff difference(Ks) ___ 0.0115118

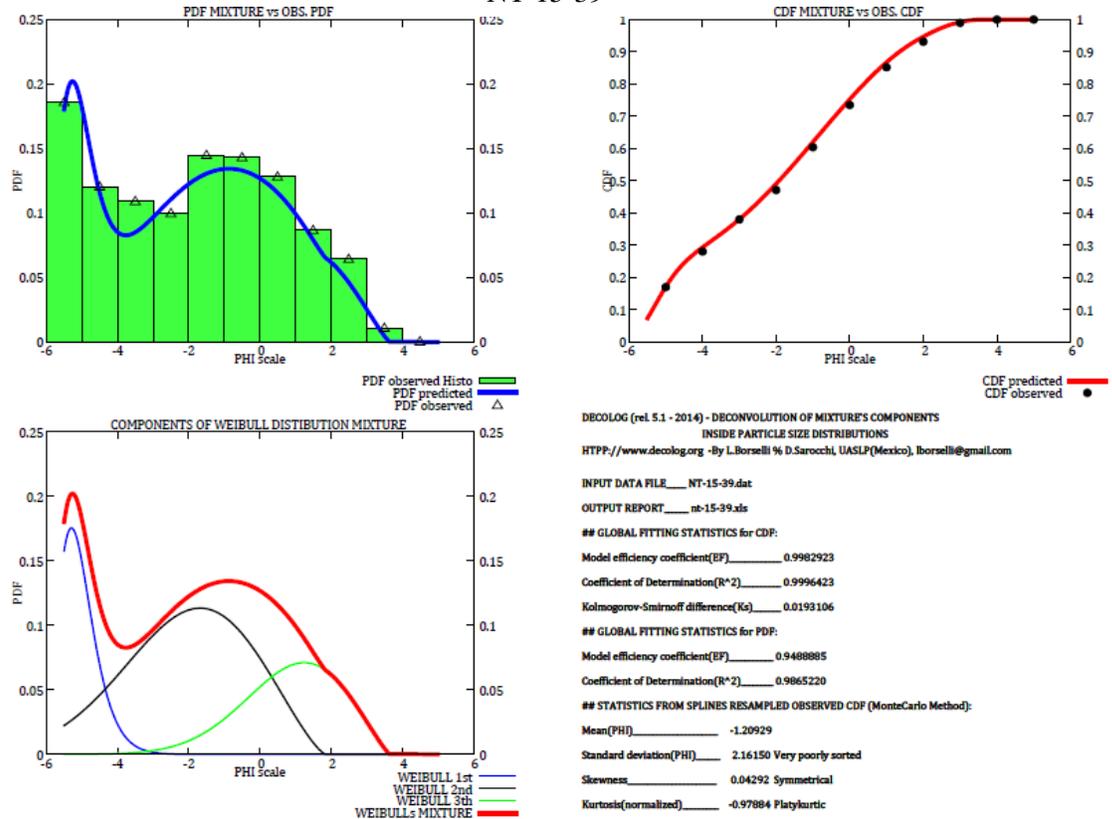
GLOBAL FITTING STATISTICS for PDF:
Model efficiency coefficient(EF) ___ 0.9941932
Coefficient of Determination(R²) ___ 0.9997512

STATISTICS FROM SPLINES RESAMPLED OBSERVED CDF (MonteCarlo Method):
Mean(PHI) ___ -0.43694
Standard deviation(PHI) ___ 1.82525 Poorly sorted
Skewness ___ -0.32038 Symmetrical
Kurtosis(normalized) ___ -0.95368 Platykurtic

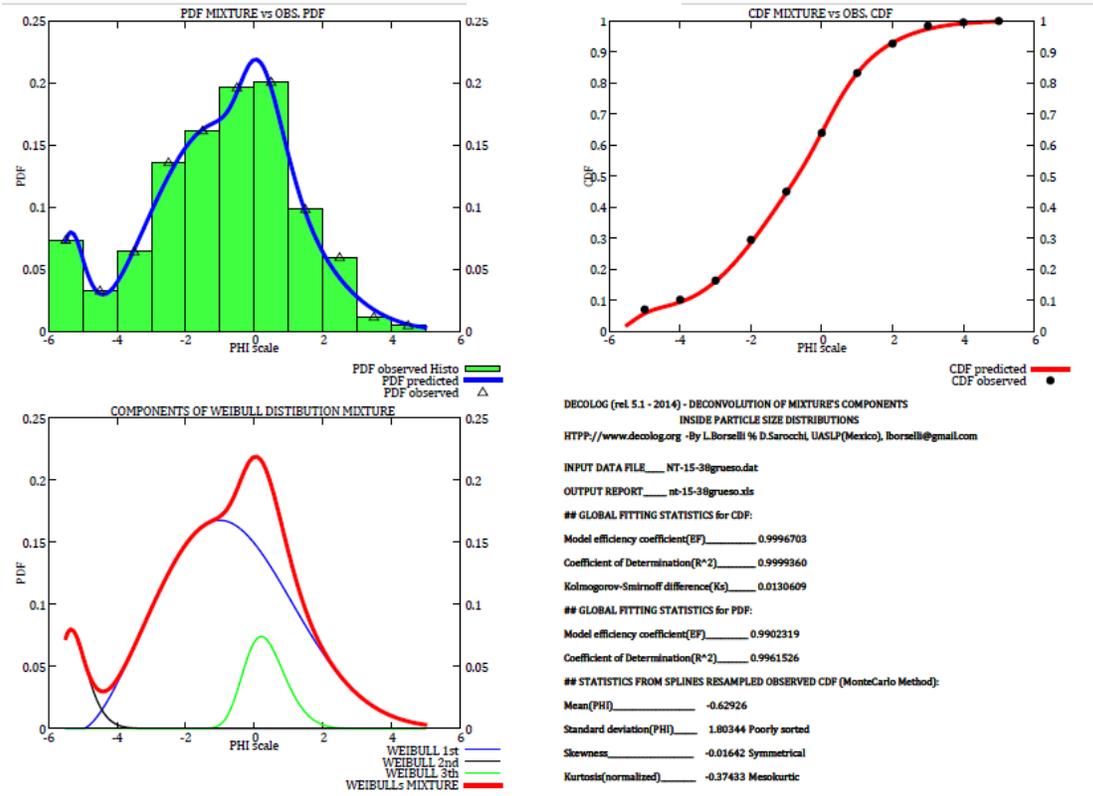
NT-15-43A



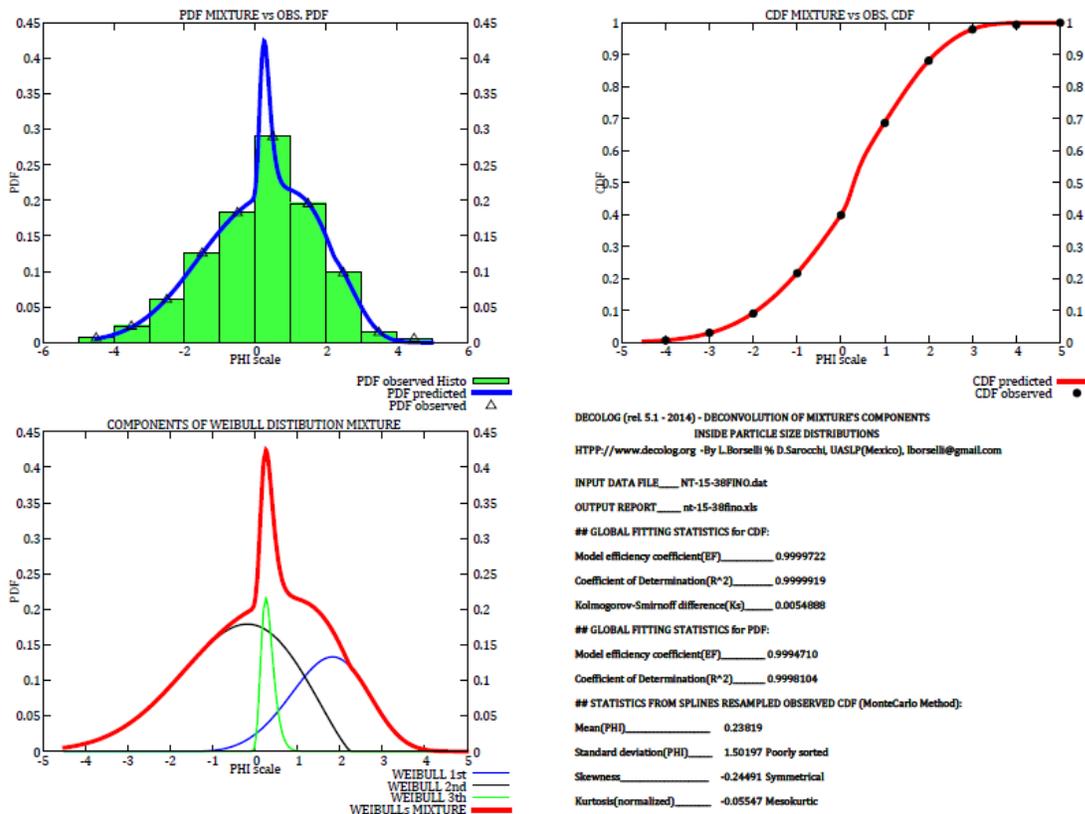
NT-15-39



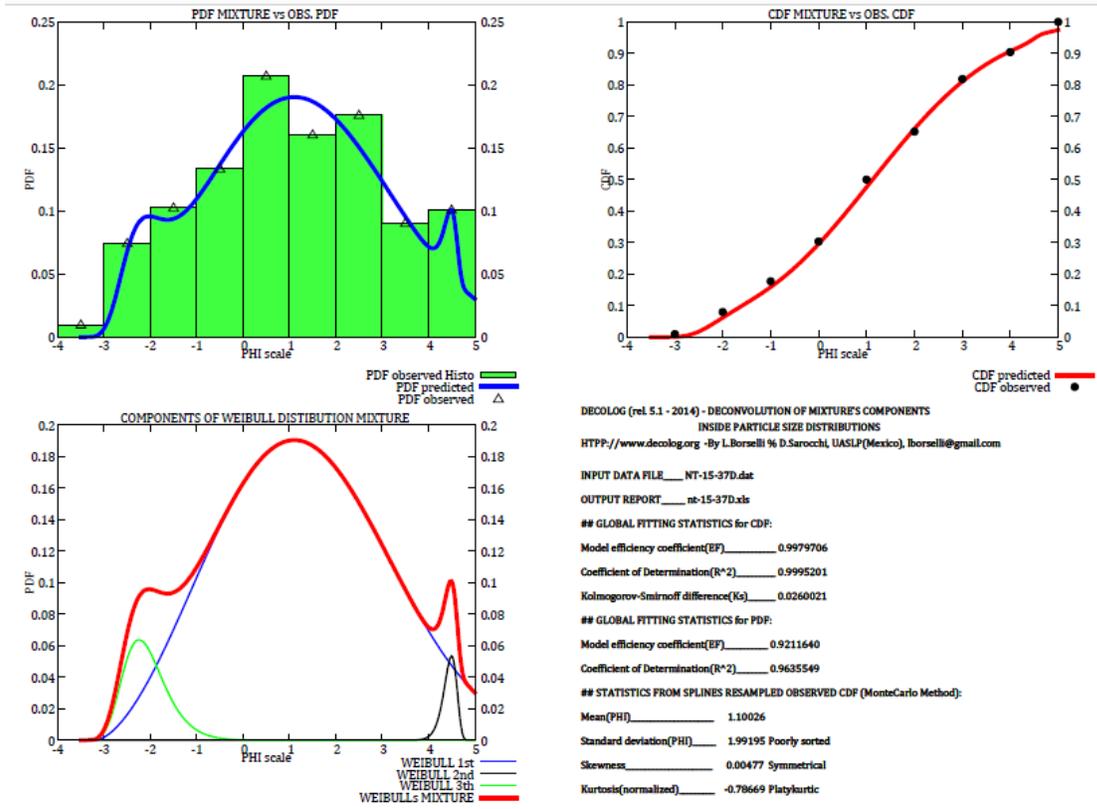
NT-15-38A1



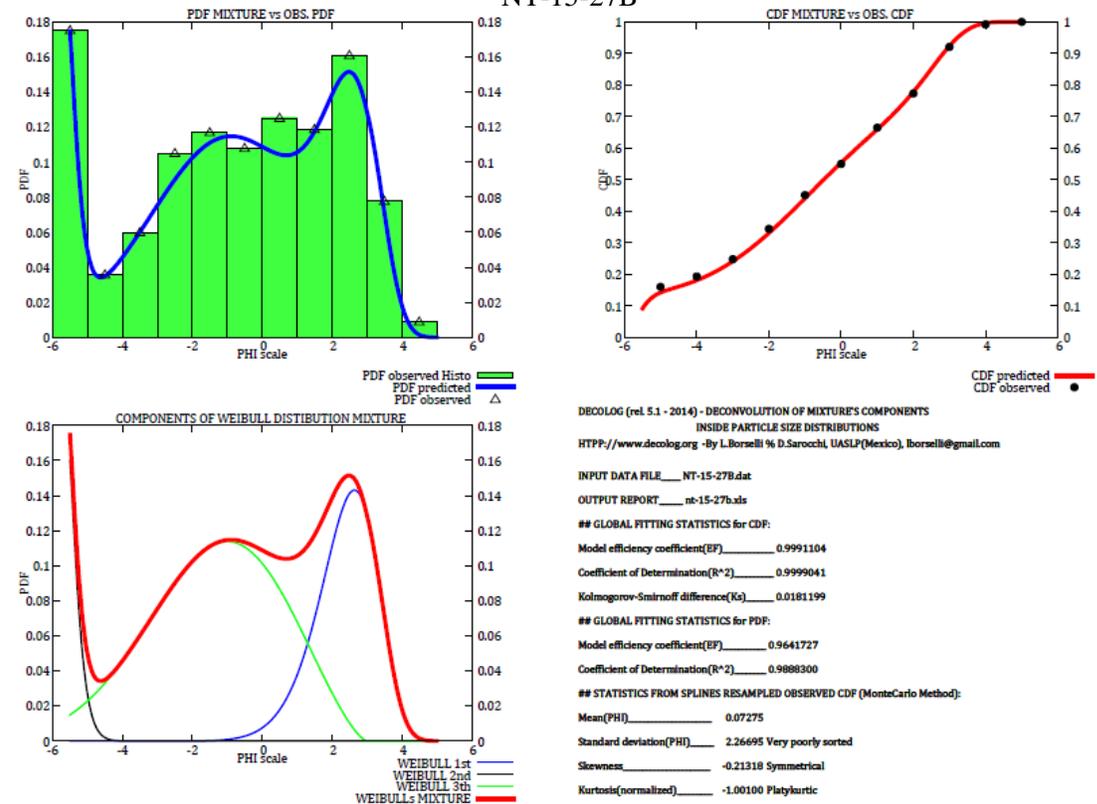
NT-15-38A2



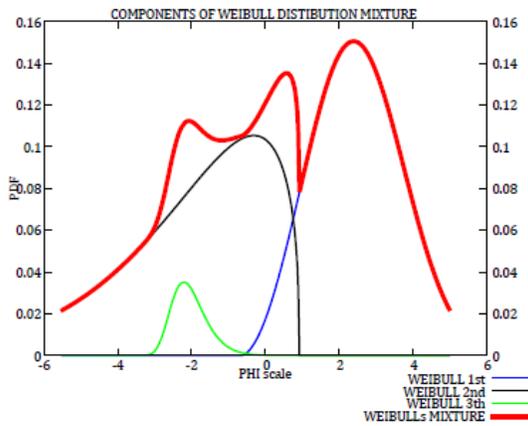
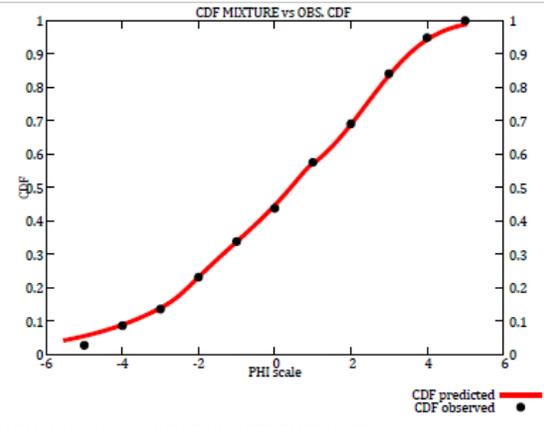
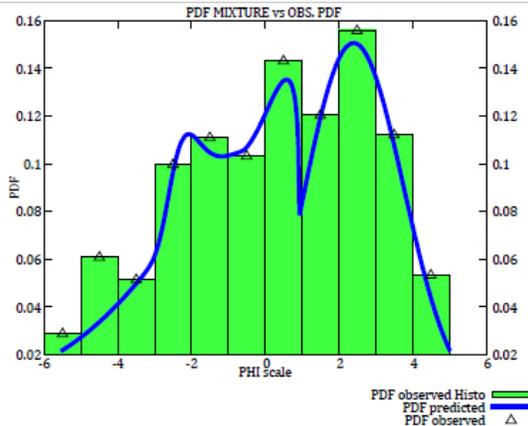
NT-15-37



NT-15-27B



NT-15-27A



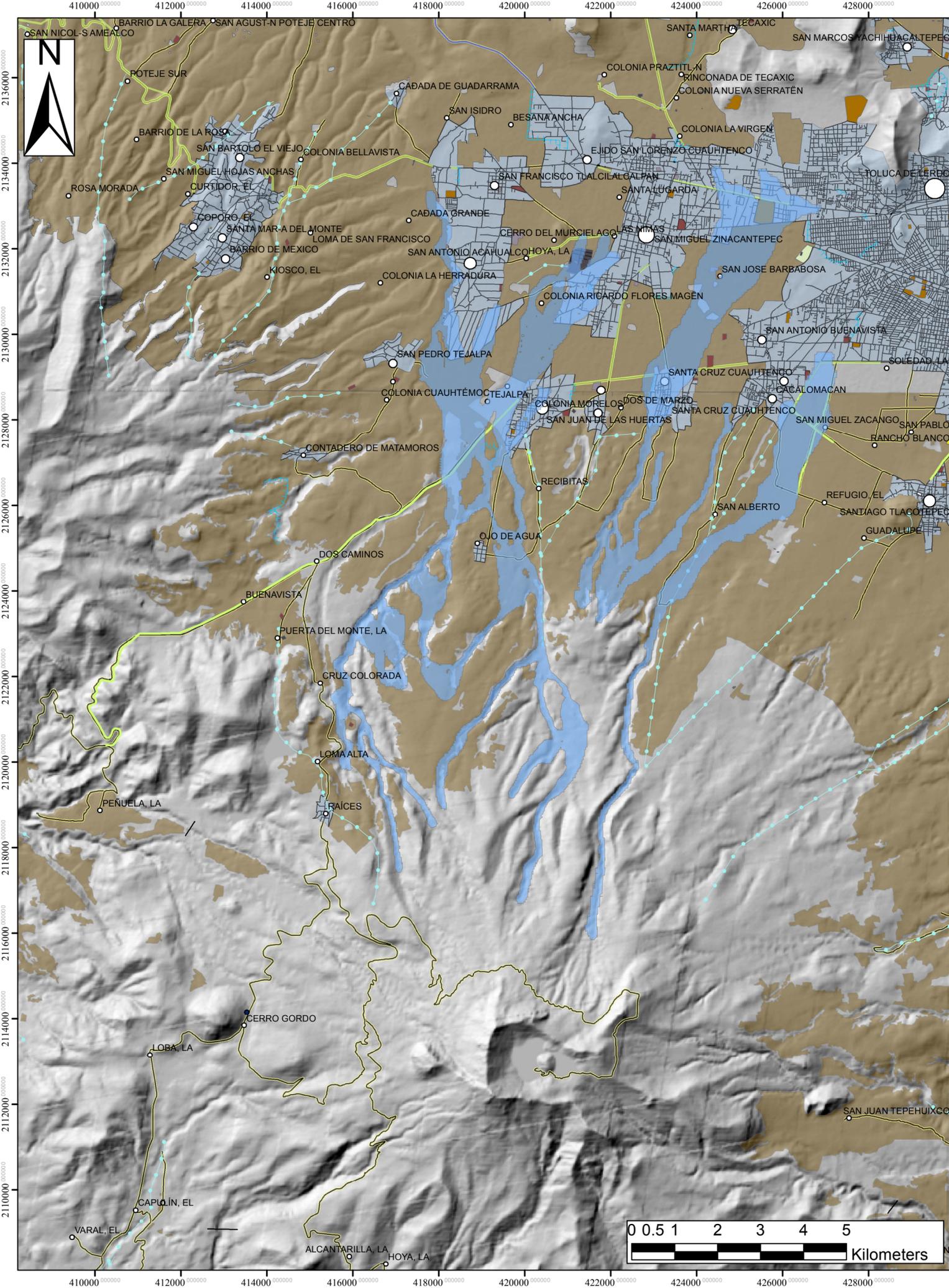
DECOLOG (rel. 5.1 - 2014) - DECONVOLUTION OF MIXTURE'S COMPONENTS
INSIDE PARTICLE SIZE DISTRIBUTIONS
HTTP://www.decolog.org -By L.Borselli % D.Sarocchi, UASLP(Mexico), lborselli@gmail.com

INPUT DATA FILE___ NT-15-27A.dat
OUTPUT REPORT___ NT-15-27A.xls

GLOBAL FITTING STATISTICS for CDF:
Model efficiency coefficient(EF)_____ 0.9991237
Coefficient of Determination(R^2)_____ 0.9997935
Kolmogorov-Smirnoff difference(Kg)_____ 0.0274446

GLOBAL FITTING STATISTICS for PDF:
Model efficiency coefficient(EF)_____ 0.9343767
Coefficient of Determination(R^2)_____ 0.9849557

STATISTICS FROM SPLINES RESAMPLED OBSERVED CDF (MonteCarlo Method):
Mean(PHI)_____ 0.33765
Standard deviation(PHI)_____ 2.50678 Very poorly sorted
Skewness_____ -0.23711 Symmetrical
Kurtosis(normalized)_____ -0.90333 Platykurtic



Leyenda

- Área de inundación
- Área urbana
- Área de cultivo

Localidades por número de habitantes

- 0 - 2000
- 2000 - 10000
- 10000- 20000
- 20000 - 50000
- 50000 - 500000

Carretera

calles

puente

Acueducto

Canal

líneas de comunicación

Telefónica

Telegráfica

edificaciones

tipo

Escuela

Granja o establo

otro

Instalaciones deportivas

Centro de estudios superiores

Cementerio



Escala 1:75,000

Autor: Leonardo Niño Estrada, Facultad de Ciencias, UNAM

Revisor: Dra. Lucia Capra Pedol, Centro de Geociencias