



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**CARACTERIZACIÓN DE PARÁMETROS REOLÓGICOS PARA LAHARES PRIMARIOS Y
SECUNDARIOS DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL, MÉXICO.**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE:

MAESTRO(A) EN CIENCIAS

PRESENTA:

CARLA GISELA TRANQUILINO ESPINOZA

TUTORA:

Dra. Ana María Lizeth Caballero García

Facultad de Ciencias, UNAM.

Escuela Nacional de Ciencias de la Tierra, UNAM

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX., 2023



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS ACADÉMICOS

Agradezco a:

A la Dra. Ana María Lizeth Caballero García, asesora de la Facultad de Ciencias y la Escuela Nacional de Ciencias de la Tierra, por incluirme en este proyecto y en su grupo de investigación. Le agradezco por todas las enseñanzas brindadas durante las jornadas de campo y de laboratorio, así como en la revisión y discusión de este escrito. Además, por resolver los inconvenientes que se presentaron durante el desarrollo de este trabajo.

Al Comité Sinodal, conformado por la Dra. Lucía Capra Pedol del Centro de Geociencias, el Dr. Mariano Cerca Martínez del Centro de Geociencias, el Dr. Mario Flores Guzmán del Instituto de Ingeniería y el Dr. Gustavo Manuel Rodríguez Liñán del Centro de Geociencias por sus acertados comentarios para la mejoría del análisis e interpretación de datos, así como en la presentación y redacción de este escrito.

Al Comité Evaluador, conformado por la Dra. Mariana Patricia Jácome Paz del Instituto de Geofísica y el Dr. Miguel Ángel Alatorre Ibarquengoitia del Instituto de Investigación en Gestión de Riesgos y Cambio Climático, Universidad de Ciencias y Artes de Chiapas (UNICACH) por sus repetidos comentarios en las evaluaciones semestrales aprobadas durante el programa de maestría.

A la Dra. Alexandra Ossa López del Laboratorio de Vías Terrestres del Instituto de Ingeniería por su participación en la caracterización reológica de las muestras de sedimentos de lahares con el viscosímetro rotacional coaxial Fungilab.

Al Dr. Mario Flores Guzmán del Laboratorio de Vías Terrestres del Instituto de Ingeniería por su asistencia en el diseño experimental de las condiciones de ensayo de las muestras de sedimentos y del viscosímetro rotacional Fungilab.

Al Biol. Jorge René Alcalá Martínez, encargado del Laboratorio de Física de Suelo ubicado en el Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM) del Instituto de Geología, por su asistencia en la caracterización granulométrica y de densidad de las partículas de tamaño fino.

Al M. en C. Arturo Huitzilihuitl Atilano Alvarado, del Laboratorio de Física de Suelo ubicado en el Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM) del Instituto de Geología, por su ayuda en la caracterización del material de estudio, en la construcción del sistema de caracterización reológica, y en la redacción del escrito.

A la Dra. Ana Lilian Martin del Pozo, del Laboratorio de Sedimentología Volcánica del Instituto de Geofísica, por su apoyo en la disposición del material para el análisis de componentes principales.

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM y a la Beca Nacional para Estudios de Posgrado CONACyT por el apoyo otorgado para este proyecto. En conjunto con el apoyo otorgado por los proyectos PAPIIT con clave IN119620 "Modelos reológicos empíricos de lahares aplicados a simulaciones numéricas y evaluación de peligros" y IN107523 "Aplicación de la arquitectura de litofacies y modelos numéricos en el estudio de la dinámica e impacto de corrientes de densidad piroclástica".

Al Programa de Apoyo para Estudios de Posgrado (PAEP) por la beca otorgada para la estancia de investigación en la Universidad de Aldo Moro, ubicada en Bari Italia.

AGRADECIMIENTOS PERSONALES

Gracias a Aurora Espinoza y Fermín Tranquilino, mis padres. Gracias por enseñarme a creer en mis sueños, que ninguno es lo suficientemente pequeño o grande cuando se tiene voluntad para cumplirlos. Gracias por enseñarme que la vida es bella, y que una sonrisa vale mucho más que cualquier cosa. Gracias por enseñarme que el amor de padres es un amor libre.

Gracias a la dupla más ruidosa de mis tardes, Dulce y Sofía. Gracias porque llegar a casa significa llegar a sus brazos. Gracias por ser mis amigas de vida y las mujeres que adoro. Gracias a Sofía porque las presentaciones nocturnas de baile valen cada segundo invertido en el laboratorio durante el día.

Gracias a la Dra. Lizeth Caballero por todas las oportunidades que me brindó desde el 2018, donde colaboramos y compartimos grandes anécdotas. Gracias por permitirme ser ayudante de profesor y profesor titular; fueron grandes momentos de aprendizaje a lado de la mejor asesora. Gracias por apoyarme en cada idea de estancia académica que se me ocurrió durante este tiempo; cumplí un gran sueño. Gracias por apoyar la idea de estudiar un doctorado en otro país.

Gracias a mi prima Chio por sus visitas a la casa que me permitían regresar al mundo familiar. Gracias por estar siempre al pendiente de mi familia. Gracias por apoyarme incluso cuando nuestros mundos laborales son diferentes, siempre dando palabras de aliento.

Agradezco a mis amigos. Gracias porque la vida científica se hace más amena cuando la compartes con grandes personas.

Gracias a Fernanda García por que pasan los años y cada vez la siento más cercana. Gracias por que siempre tiene tiempo de escuchar cualquier idea que se mete a mi cabeza, por más ridícula que pueda ser. Gracias por compartirme a tu familia y por dejarme cumplir mis sueños con ellos.

Gracias a mi amiga de vida, Katya Patlán. Gracias porque, aunque el tiempo pasa, nos adaptamos a nuestras nuevas personalidades y objetivos con el fin de seguir juntas. Gracias por servir de apoyo cuando más lo necesitaba. Gracias por las tardes que transcurren lento en tu departamento.

Gracias a mis amigas Karla Ivón y Katia. Gracias por siempre estar ahí, al pendiente de mis planes y de las historias más divertidas que les pueda contar. Gracias por entender que la amistad significa libertad y que la distancia une a las personas correctas.

Gracias a Omar Hernández, mi gran amigo de muchos años. Gracias por compartir el primer semestre de la maestría conmigo encerrados en casa con las clases virtuales. Gracias por que la idea de estudiar la maestría fue motivada por nuestros sueños durante la titulación de licenciatura. Gracias por que sus risas nunca me faltaron cuando me encontraba triste, incluso aunque no estuviéramos en el mismo país. Gracias por compartir ese amor por viajar y por enseñarme que la gente es buena, incluso con otras nacionalidades.

Gracias a Raquel, Marco Alban, Mario, Arturo, Caro, Luis, Julio y Thalia por que fueron parte importante de convivencia en esta etapa, dentro o fuera de los laboratorios. Me descubrieron en mi personalidad extrovertida y totalmente diferente a la profesional.

Gracias a Tomás Romero, un nuevo amigo de esta etapa. Gracias por compartir las tardes en el laboratorio de Vías Terrestres conmigo, y por esos cafecitos que tornaban a pláticas de horas. Gracias por notarme dentro de ese ambiente donde yo parecía invisible.

Gracias a Gino González y Francesco Neglia, dos grandes amigos de Italia. Gracias por recibirme de manera tan calurosa durante mi estancia en la Universidad de Bari. Gracias por incluirme en su círculo de amigos y siempre estar al pendiente de mí cuando estaba tan lejos de casa.

Carla Tranquilino

**Título: Caracterización de parámetros reológicos para lahares primarios y secundarios del volcán
Popocatepetl, México.**

Índice

| | |
|---|-----------|
| Resumen | 1 |
| I. INTRODUCCIÓN | |
| I.1. Planteamiento del problema | 2 |
| I.2. Justificación | 3 |
| I.3. Hipótesis | 4 |
| I.4. Objetivos | 4 |
| II. MARCO TEÓRICO | |
| II.1. Lahares | 5 |
| Clasificación de lahares | 5 |
| Características de los depósitos | 5 |
| Factores desencadenantes | 6 |
| Características del flujo | 7 |
| Regímenes de comportamiento del flujo | 8 |
| Interacción entre los componentes sólido y líquido | 8 |
| Definición de matriz del flujo (fluido intersticial) | 9 |
| II.2. Volcán Popocatepetl y sus lahares | 11 |
| Ubicación | 11 |
| Historia eruptiva | 11 |
| Ocurrencia de lahares | 13 |
| Lahares de menor magnitud: primarios y secundarios | 15 |
| Lahares de magnitud intermedia | 19 |
| Lahares de mayor magnitud | 20 |
| II.3. Reología | 21 |
| Viscosidad y resistencia crítica | 22 |
| Clasificación de fluidos | 23 |
| Comportamiento independiente del tiempo | 23 |
| II.4. Comportamiento reológico de lahares | 25 |
| Relación con el comportamiento geotécnico (plasticidad) | 27 |
| Relación con la concentración volumétrica | 28 |

| | |
|--|-----------|
| Relación con la distribución granulométrica | 29 |
| II.5. Sistemas de medición: viscosímetros | 30 |
| Viscosímetros de gran escala | 30 |
| Viscosímetros de pequeña escala con formas de cilindros concéntricos | 31 |
| Viscosímetros de pequeña escala con diversas formas | 32 |
| III. ZONA DE ESTUDIO Y SELECCIÓN DE MUESTRA | |
| Clasificación de muestras | 38 |
| IV. METODOLOGÍA | |
| IV. 1. Caracterización de muestras | 40 |
| Análisis granulométrico | 41 |
| Análisis de componentes | 42 |
| Análisis de densidad de sólidos | 42 |
| Análisis de densidad de mezcla | 43 |
| Análisis de límites de consistencia | 43 |
| IV. 2. Análisis reológico | 46 |
| Estimación directa de viscosidad y resistencia crítica | 46 |
| Propuesta de geometría de medición | 46 |
| Preparación de muestras y procedimiento de medición | 49 |
| Estimación indirecta de resistencia crítica: Metodología de Fitton y Seddon (2012) | 51 |
| V. RESULTADOS | |
| V. 1. Caracterización de muestras | 54 |
| Descripción de depósitos | 54 |
| Caracterización de la matriz del flujo (fluido intersticial) | 63 |
| V. 2. Análisis reológico | 67 |
| Modelo de comportamiento | 66 |
| Viscosidad aparente | 66 |
| Construcción de curvas de flujo y resistencia crítica | 67 |
| Relación con los tipos de lahares | 71 |
| Estimación de resistencia crítica estimada (metodología de Fitton y Seddon, 2012) | 73 |
| Comparación entre los valores de resistencia crítica | 75 |

| | | |
|--------------|--|------------|
| VI. | DISCUSIÓN | |
| | VI. 1. Comportamiento reológico del fluido intersticial de los lahares | 78 |
| | Relación entre a concentración volumétrica y las propiedades reológicas | 78 |
| | Comparación con otros trabajos | 80 |
| | Relación entre propiedades geotécnicas y reológicas | 82 |
| | Relación entre la distribución granulométrica y las propiedades reológicas | 85 |
| | Relación entre la composición y las propiedades reológicas | 86 |
| | Comparación entre las características intrínsecas y las propiedades reológicas | 87 |
| | VI. 2. Interpretación del comportamiento reológico y los tipos de lahares | 88 |
| | VI.3. Condiciones de aplicación del sistema de medición | 91 |
| VII. | CONCLUSIONES | 92 |
| VIII. | PROPIESTAS DE TRABAJO A FUTURO | 94 |
| IX. | REFERENCIAS | 95 |
| X. | ANEXOS | 103 |

LISTA DE FIGURAS

- Figura II. 1. Ubicación del volcán Popocatepetl en el Cinturón Volcánico Transmexicano
- Figura II. 2. Mapa de las zonas inundadas por lahares después de las erupciones plinianas de mayor magnitud registradas en el Volcán Popocatepetl
- Figura II. 3. Distribución de los depósitos de lahar de 1997, 2001 y 2010
- Figura II. 4. Depósitos de los flujos de los lahares de 1997 y 2001 en la zona media
- Figura II. 5. Distribución de los depósitos de lahar ocurrido en 2017
- Figura II. 6. Modelo conceptual de la transformación de un deslizamiento de suelo inducido por un sismo a un flujo de escombros
- Figura II. 7. Diagrama de placas paralelas. Definición de esfuerzo y deformación cortantes.
- Figura II. 8. Curva de flujo. Principales tipos de fluidos
- Figura II. 9. Curva De flujo para mezclas de sedimento fino y agua
- Figura III. 1. Ubicación geográfica del volcán Popocatepetl y depósitos de lahar
- Figura IV. 1. Diagrama de metodología general
- Figura IV. 2. Metodologías para análisis granulométrico: Tamizado cinético y pipeta.
- Figura IV. 3. Análisis de densidad de sólidos por método de picnómetro
- Figura IV. 4. Análisis de plasticidad. Metodología para la determinación del límite líquido y plástico con la Copa de Casagrande.
- Figura IV. 5. Esquema de geometría de medición de viscosímetro rotacional Fungilab
- Figura IV. 6. Esquema de variables de medición para las mediciones de viscosidad realizadas.
- Figura IV. 7. Esquema de metodología de medición de viscosidad propuesta.
- Figura IV. 8. C_w/C_{wLL} vs. resistencia crítica Bingham. Gráfica propuesta por Fitton y Seddon (2012).
- Figura V. 1. Depósito de lahar Tipo 1: primario monolitológico (pómez).
- Figura V. 2. Depósito de lahar Tipo 2 San Nicolás – cercano: primario heterolitológico (líticos densos y pómez)
- Figura V. 3. Depósito de lahar Tipo 2 San Nicolás – lejano: primario heterolitológico (líticos densos y pómez)
- Figura V. 4. Depósito de lahar secundario heterolitológico (líticos densos y pómez)
- Figura V. 5. Distribuciones de frecuencia de clastos con tamaño grava, arena, limo y arcilla
- Figura V. 6. Análisis de componentes principales de los depósitos de lahares para los tamaños de -2 , -1 y 0 phi
- Figura V. 7. Curva acumulativa de frecuencias de clastos de tamaño limo y arcilla.

Figura V. 8. Carta de plasticidad

Figura V. 9. Valores de viscosidad aparente expresados en la serie de tiempo

Figura V. 10. Esquema de parametrización de comportamiento

Figura V. 11. Relación entre tasa de deformación y esfuerzo cortante de muestras de fluido intersticial

Figura V. 12. relación entre tasa de deformación y viscosidad de muestras de fluido intersticial

Figura V. 13. Estimación de la resistencia crítica de muestras de fluido intersticial (matriz) de lahares

Figura V. 14. Regiones de comportamientos estudiados en este trabajo y en Fitton y Seddon (2012)

Figura VI. 1. Relación entre la concentración volumétrica y la viscosidad de muestras de fluido intersticial

Figura VI. 2. Relación entre la concentración volumétrica y la resistencia crítica de muestras de fluido intersticial

Figura VI. 3. Recopilación de ajustes exponenciales entre la concentración volumétrica y la viscosidad de muestras de sedimento fino y agua reportados en la literatura

Figura VI. 4. Recopilación de ajustes exponenciales entre la concentración volumétrica y la resistencia crítica de muestras de sedimento fino y agua reportados en la literatura

Figura VI. 5. Relación entre el índice líquido y la viscosidad de muestras de este estudio y de Jeong (2006, 2010)

Figura VI. 6. Relación entre el índice líquido y la resistencia crítica de muestras de este estudio y de Jeong (2006, 2010)

Figura VI. 7. Esquema de interpretación del comportamiento del fluido intersticial y su influencia en el comportamiento del flujo

LISTA DE TABLAS

Tabla II. 1. Comparación entre los sistemas de medición de pequeña escala para la caracterización del comportamiento reológico.

Tabla III. 1. Relación de muestras de depósitos de lahares relacionadas con su temporalidad y composición.

Tabla V. 1. Características granulométricas y geotécnicas

Tabla V. 2. Resistencia crítica del material del fluido intersticial (matriz) de lahares.

Tabla VI. 1. Coeficientes de ajuste exponencial entre la concentración volumétrica y los parámetros reológicos para fluido intersticial

Tabla VI. 2. Coeficientes de ajuste exponencial entre la concentración volumétrica y los parámetros reológicos para muestras descritas en la literatura.

Tabla VI. 3. Características geotécnicas del material estudiado por Jeong (2006, 2010).

Resumen

Un lahar es un flujo constituido por una mezcla de sedimentos y agua impulsado por la gravedad a lo largo de las pendientes de los volcanes (Pierson y Costa, 1987). El comportamiento de un lahar puede ser graficado a partir de curvas entre el esfuerzo cortante y la tasa de deformación. Las relaciones entre estas variables permiten establecer los parámetros reológicos del flujo, así como su dependencia en el tiempo y en la tasa de deformación.

El objetivo general de este trabajo es caracterizar el comportamiento reológico de los lahares del volcán Popocatepetl, además de identificar las relaciones entre los parámetros geotécnicos (índices de plasticidad), también llamados propiedades índices, y los parámetros reológicos del material (viscosidad y resistencia crítica), integrando la información respecto a la distribución granulométrica de los depósitos de lahares con diversos orígenes y composiciones.

En este trabajo se realiza la clasificación de diversos eventos de lahares ocurridos en el volcán Popocatepetl respecto a su temporalidad con relación a la erupción volcánica que los originó. Por esta razón, el material de estudio proviene de lahares primarios asociados a los eventos de estilo vulcaniano y pliniano que han ocurrido en la historia del volcán y lahares secundarios que han ocurrido de forma repetitiva en cada ciclo de lluvias (Capra et al., 2004). Este material fue extraído en las cercanías de las barrancas Tenenepanco y Huiloac, ubicadas en el franco noreste.

Como parte importante de este trabajo, se realiza la propuesta de un sistema de medición específico que logre caracterizar el comportamiento reológico de las muestras de depósitos de lahares bajo las condiciones de esfuerzo y deformación que ocurren en la naturaleza. El sistema de medición consiste en un viscosímetro rotacional FungiLab con geometría de cilindros concéntricos que aplica una tasa de deformación entre 50 y 100 s^{-1} sobre una muestra de matriz (fluido intersticial) del lahar. La muestra de matriz se compone de material con granulometría de limos y arcillas (entre 9 y 4 ϕ) y en concentraciones volumétricas similares a las de campo (entre 40 y 50 %).

El material describe un comportamiento lineal dentro de una región de la curva de flujo limitada por la tasa de deformación estudiada. Esta relación sugiere un comportamiento tipo Bingham que se asocia a un valor de resistencia crítica necesario a vencer para que inicie el movimiento. Además, se presenta una relación inversa entre la viscosidad aparente y la tasa de deformación que evidencia el adelgazamiento del fluido intersticial; sin embargo, no es posible asegurar dicho comportamiento por el limitado número de puntos de ajuste hacia un modelo Herschel-Bulkley.

Respecto a la distribución granulométrica de las muestras, las que se componen de un mayor contenido de material de tamaño de arcilla presentan valores de resistencia crítica y viscosidad aparente mayor, comparado con las muestras con mayor proporción de la fracción limosa. Además, se encuentran relaciones exponenciales entre la concentración volumétrica de sedimento y la viscosidad aparente y/o la resistencia crítica. Estas relaciones concuerdan con las obtenidas por varios investigadores (O'Brien y Julien, 1988; Major y Pierson, 1992) y que han sido ampliamente empleadas en la reproducción de escenarios de peligros por lahares para diversos volcanes. Por lo tanto, el presentar el estudio del comportamiento reológico y sus relaciones con

diferentes características intrínsecas del material y de la mezcla permitirá estimar los valores de coeficientes empíricos que resuelvan las ecuaciones de movimiento de una diversidad de lahares.

I. Introducción.

I. 1. Planteamiento del problema

Existe un amplio intervalo en las características que definen a los lahares como el porcentaje de contenido de sedimento y agua, la composición de sedimentos, la distribución granulométrica y el contenido de material fino. Estas características generan distintos mecanismos de movimiento del flujo que se rigen a partir del balance de fuerzas internas y externas; por lo tanto, la interacción entre las dos fases del flujo, líquida y sólida, genera un comportamiento reológico que resulta ser en extremo complejo (Vallance y Iverson, 2015). Además, la dinámica del flujo repercute en su movilidad, permitiéndole tener un gran potencial de transporte y recorrer grandes distancias.

Se han realizado trabajos orientados hacia la construcción y discusión de modelos teóricos que permitan describir el comportamiento de los lahares (O'Brien y Julien, 1988; Phillips y Davies, 1991; Coussot et al., 1998), a partir de la expresión constitutiva que mejor describa la relación entre la tasa de deformación y el esfuerzo cortante. Los datos obtenidos en campo y laboratorio son una fuente de información que sirve de apoyo a los modelos teóricos conceptuales.

Las investigaciones que se han dedicado a estudiar el comportamiento reológico de los lahares se han enfocado en un amplio rango de mezclas de sedimento y agua, desde suspensiones diluidas de arcilla, hasta suspensiones densas de arena gruesa. Esto se ha realizado a partir de las variaciones en las fracciones de arcilla, limo y arena dentro de su composición (Parson et al., 2001)

Se ha encontrado que muchos de los lahares pueden presentar un comportamiento viscoplástico, el cual presenta las características de un sólido hasta que se alcanza un esfuerzo umbral; posterior a este punto, se transforma en un fluido, donde el esfuerzo puede tener una dependencia con la tasa de deformación (Torrance y Pirnat, 1984; Locat y Demers, 1988; Major y Pierson, 1992; Coussot y Piau, 1994; Perret et al., 1996; Locat, 1997). Sin embargo, la respuesta del material ante una tasa de deformación continúa siendo muy compleja; debido a esto, es difícil definir a estos flujos mediante un único comportamiento. Además, el comportamiento del flujo no solo depende de las características propias del material del lahar, sino también de su historia de deformación.

Debido a las características propias del material, los lahares usualmente presentan diversos regímenes de flujo (Vallance, 2000); algunos autores han identificado secciones de sus curvas de flujo donde se comportan como fluidos Bingham, y secciones donde corresponden a fluidos viscoplásticos (Whorlow, 1980; Tanner, 1985; Locat y Demers, 1988; Jeong, 2010).

La distribución de tamaño de clastos es, por mucho, uno de los factores más importantes en el comportamiento reológico (Jeong, 2010). Sin embargo, existen otros factores menos estudiados, como las propiedades geotécnicas del material (límites de consistencia), y la composición mineralógica, que se relacionan con la plasticidad y con el origen del material que genera el lahar, respectivamente.

Por lo tanto, es necesario caracterizar a los lahares geotécnicamente (límites de consistencia) y poder inferir, a partir de esta información, el comportamiento reológico del flujo, con el fin de delimitar los comportamientos dinámicos de los lahares.

Además, actualmente se tienen parámetros que describen el comportamiento reológico de importantes deslizamientos y lahares que se han desarrollado en épocas recientes; sin embargo, esta base de datos se encuentra limitada por la poca cantidad de datos y gran diversidad de materiales que condensa (Locat y Demers, 1988; Major y Pierson, 1992; O'Brien y Julien, 1988), lo que enfatiza la falta de parametrización de los lahares a través del análisis de sus depósitos desde un enfoque reológico que describa el complejo comportamiento de los flujos.

I. 2. Justificación

Los lahares son los segundos fenómenos volcánicos más peligrosos, precedidos por las corrientes piroclásticas, debido a que son más letales y destructivos que otros fenómenos (Brown et al., 2017). Desde 1 500 d.C hasta la actualidad se han reportado alrededor de 56, 300 muertes por lahares (aproximadamente el 26% del total de muertes ocurridas por peligros volcánicos) (Brown et al., 2017). Estas características se atribuyen a los grandes volúmenes de roca y suelo que pueden alcanzar grandes distancias por su amplia movilidad, y a que pueden desplazarse a velocidades de más de 30 m/s (Major y Pierson, 1992).

En el volcán Popocatepetl se han registrado un gran número de eventos de lahar, que se asocian a sus episodios eruptivos de pequeña y de gran magnitud. Estos eventos han sido identificados por la ocurrencia de su frecuencia, su abundante volumen, y su alcance en los últimos años. Sin embargo, hasta la fecha no se ha realizado una caracterización del comportamiento reológico de estos lahares, incluso cuando se tiene en consideración el alto grado de peligrosidad propia del volcán (Espinasa-Perreña; 2018, Nieto-Torres, 2021) y de los lahares (Capra, et al., 2017).

Las principales áreas de impacto generadas por el acontecimiento de un lahar incluyen las afectaciones en la vida de los humanos y animales, en las construcciones, en las líneas de vida y su equipamiento (agua, transporte, comunicaciones y energía eléctrica), ambientes rurales (cultivos, y vegetación), actividades económicas y servicios, así como actividades sociales. Estas áreas se ven afectadas principalmente a través del enterramiento o inundación del terreno por material propio de los lahares (Johnston et al., 2000).

La delimitación de las áreas afectadas por inundación es una de las principales estrategias para reducir el riesgo por lahares. Este proceso se realiza con la implementación de modelos que permiten cuantificar la presencia de eventos. De forma general, existen dos tipos de modelos: estadísticos y determinísticos. Los modelos estadísticos evalúan la presencia de lahares a partir de las características del ambiente, determinadas por los factores desencadenantes y los eventos ocurridos en el pasado. Estos modelos pueden establecer probabilidades de ocurrencia en una zona de estudio extensa (Di Cristo et al., 2018), mientras que los modelos determinísticos simulan eventos particulares en zonas limitadas tras resolver las ecuaciones físicas que describen su movimiento. Para ello, es necesario contar con parámetros físicos bien establecidos obtenidos por diversos análisis particulares (Di Cristo et al., 2018).

A partir de este estudio se mejora el entendimiento del comportamiento reológico de los lahares con diversas características composicionales y granulométricas, así como la concentración volumétrica de sedimentos y agua, ocurridos en el volcán Popocatépetl. Con el objetivo de constreñir el abanico de soluciones generadas por los modelos teóricos, este trabajo cubre la necesidad de establecer condiciones de esfuerzo y deformación específicas para flujos específicos, dadas por la descripción de su comportamiento reológico, lo que brindará que los parámetros de entrada para los algoritmos numéricos determinísticos describan al material a simular con mayor precisión y, con ello, se obtengan resultados más acotados y concordantes a la realidad del ambiente de simulación.

I. 3. Hipótesis.

Si existen diferencias en la concentración volumétrica de sedimentos, así como en su distribución granulométrica y composición del material del fluido intersticial (matriz) que conforma a los lahares primarios y secundarios originados en el volcán Popocatépetl, se presentarán diferencias en el comportamiento reológico del material, expresado a partir de los valores de viscosidad y resistencia crítica, incluso cuando se encuentren bajo las mismas condiciones de tasas de deformación.

I. 4. Objetivos

General:

1. Caracterizar el comportamiento reológico de los lahares primarios y secundarios, a través del análisis de los depósitos, ocurridos en el volcán Popocatépetl.

Particulares:

1. Clasificar los comportamientos reológicos de los flujos para el espectro de tipos de lahares con relación en su temporalidad de formación.
2. Identificar relaciones entre los parámetros geotécnicos y el comportamiento reológico de depósitos de lahares con diversos orígenes y composiciones.
3. Estimar relaciones entre la concentración volumétrica y los parámetros reológicos de los depósitos de los lahares primarios y secundarios.

II. Marco Teórico

II.1. Lahares

Un lahar es un flujo constituido por una mezcla de sedimentos y agua impulsado por la gravedad a lo largo de las pendientes de los volcanes (Pierson y Costa, 1987). La interacción entre las fases líquida y sólida influye su comportamiento que repercute en su movilidad (Vallance y Iverson, 2015). Usualmente, los lahares presentan diversos regímenes de flujo debido a que existe un amplio rango de concentración de sedimentos y agua (Vallance, 2000).

Clasificación de lahares

Respecto la temporalidad con relación a los eventos eruptivos, los lahares se pueden clasificar en primarios o sineruptivos, cuando ocurren posteriormente a un evento eruptivo dentro de una ventana de tiempo limitada, y en secundarios o post-eruptivos, cuando se pueden disparar incluso mucho tiempo después de una erupción. Los lahares secundarios son típicamente más frecuentes y prolongados que los lahares sineruptivos (Thouret et al., 2020). Además, los lahares se pueden clasificar en dos categorías a partir de la concentración de sedimentos, distribución granulométrica y densidad total (Vallance, 2000; Hungr y Jakob, 2005; Vallance y Iverson, 2015). Estas categorías son los flujos de escombros y los flujos hiperconcentrados.

Los flujos de escombros son flujos de mezclas de sedimento y agua que presentan altas concentraciones de sedimentos; al menos contienen el 60 % en volumen (> 80 wt %) de la fase sólida (Vallance y Scott, 1997). Los componentes de la fase sólida incluyen clastos de tamaño grava y bloques con una proporción de tamaño arena principalmente, mientras que las fracciones de tamaño limo y arcilla se mantienen constantes. Estos flujos también se pueden dividir en cohesivos, cuando presentan más de 3 – 5 wt % de sedimentos finos, y no-cohesivos, cuando presentan menos de 3 – 5 wt % (Scott, 1988; Scott et al., 1995).

Los flujos hiperconcentrados son flujos de mezclas de sedimento y agua con menor concentración de sedimentos que un flujo de escombros; por lo regular se encuentran entre un intervalo de concentración de 20 y 60 % en volumen de sedimento (40 a 80 wt %) (Beverage y Culbertson, 1964; Pierson, 2005).

Además, los flujos de escombros y los hiperconcentrados se pueden diferenciar por sus comportamientos, con relación a la interacción con sus fases sólida y líquida (Thouret et al., 2020). Los flujos de escombros muestran un comportamiento más cohesivo y las partículas se mezclan relativamente de menor manera (Major, 1997; Major y Iverson, 1999). En contraste, los flujos hiperconcentrados presentan un comportamiento no newtoniano, con menor cohesión interna y dominado por las interacciones entre partículas y el comportamiento friccional (Mulder y Alexander, 2001).

Características de los depósitos

Los depósitos que forman los flujos de escombros e hiperconcentrados presentan algunas características en común, debido a la posible transición entre este tipo de flujos. Pueden transformarse a partir de flujos de avalanchas o corrientes fluviales. A continuación, se describen las características generales de cada tipo de flujo.

Los depósitos de flujos de escombros se encuentran extremadamente compactos con espesores que pueden variar de decenas de centímetros a decenas de metros. Los depósitos más gruesos rellenan los fondos de los valles mientras que los depósitos más delgados se encuentran sobre las terrazas y las pendientes entre los valles. Es común encontrar estructuras de *levees* bien preservadas que son relativamente inalteradas por la dilución del flujo.

Respecto a su estructura, los depósitos de flujos de escombros se caracterizan por ser masivos, aunque pueden presentar gradación normal o inversa a lo largo de su espesor y un débil desarrollo en la imbricación de los clastos. La concentración de las partículas más gruesas, especialmente las de baja densidad, como la pómez, comúnmente se encuentra en la parte superior del depósito. Los depósitos de flujos de escombros se encuentran pobremente seleccionados, con distribuciones granulométricas bimodales de clastos, los cuales pueden ser monolitológicos, pero es más común que presenten clastos con origen heterolitológico y formas de redondeadas a angulares. Además de incluir clastos, estos depósitos también pueden incluir fragmentos de madera (Vallance y Iverson, 2015).

Por su parte, los depósitos de flujos hiperconcentrados se encuentran compactos. Presentan horizontes superficiales planos, y su espesor puede variar de algunos centímetros a cientos de metros, que se forman a partir de una secuencia de varios pulsos de flujo. Se caracterizan por ser masivos, pero comúnmente presentan una estratificación débil, definida mediante la intercalación de capas horizontales delgadas y capas cruzadas de bajo ángulo, compuestas por clastos de grano fino, y capas más gruesas, compuestas por clastos de grano grueso. Además, presentan un grado de selección intermedio formado por clastos de tamaño medio.

Los depósitos de flujos de hiperconcentrados que se encuentran sobre las orillas del canal se componen por clastos en los rangos de tamaños entre grava, arena y limos (desde -3 hasta 8ϕ), con secciones aisladas de bloques. Si la pómez es un constituyente importante en los flujos, se pueden presentar en secciones aisladas en la superficie de los depósitos. En cambio, los depósitos en facies de canal comúnmente muestran una distribución fuertemente bimodal y una estructura clasto soportada, con abundantes cantidades de bloques rodeados por matriz con tamaño de arena y limo (Vallance y Iverson, 2015).

Por otra parte, los depósitos de lahares pobres en arcilla pueden presentar diferentes facies, con características sedimentológicas específicas que se describen en un solo evento de lahar. Las facies que se pueden presentar son flujo de escombros, planicie aluvial, canal, transición, hiperconcentrado y corriente aluvial.

Factores desencadenantes

Para la formación de un lahar es necesario que se presenten algunos factores desencadenantes de forma simultánea, como: una abundante fuente de roca y suelo no consolidado, una gran fuente de agua que sature el material, pendientes pronunciadas ($>25^\circ$) y un mecanismo disparador (Vallance y Iverson, 2015). Entre los mecanismos disparadores se pueden enlistar la transformación directa de una avalancha de escombros, el rápido derretimiento de nieve o hielo durante las erupciones, la formación de una represa de un lago, y periodos de lluvias extraordinarios (Pierson y Major, 2014). Estos factores favorecen la removilización de una masa y durante su movimiento, la conversión de energía potencial gravitacional a energía cinética (Ellen y Fleming, 1987; Anderson y Sitar, 1995).

Cuando se presenta el colapso de un flanco del volcán sobre una superficie basal de ruptura y se forma una avalancha de escombros usualmente se debe a la fractura de la masa continua por el vencimiento del límite elástico del material del flanco del volcán. Aquellas avalanchas, con agua intersticial suficiente y ampliamente dispersa y con agua hidrotermal presente en la roca antes del colapso, pueden presentar licuefacción a medida que el material se deforma durante el colapso y flujo. Los lahares inducidos por el colapso de un flanco volcánico pueden ser debido a volcanismo magmático o freatomagmático, sismos volcánicos o tectónicos, presurización de agua hidrotermal subterránea, o el abultamiento del flanco por una intrusión magmática (Vallance y Iverson, 2015).

Mientras que los lahares inducidos por una rápida liberación de agua pueden ocurrir por incremento de agua que incrementa la presión de poro entre el material sólido, y a su vez disminuye la resistencia del material que promueve el colapso y flujo del material. En conjunto, el contenido de agua libre, no incluida entre los poros, presenta escurrimiento a través de las pendientes, lo que a su vez genera erosión progresiva del material sólido y se forma el flujo de material.

Características del flujo

En el momento de la fractura del material, existe una resistencia primaria debido a la fricción de contacto existente entre las partículas (Mitchell, 1976). Este estadio del material que generará el flujo se estudia a partir del criterio de Coulomb, que describe el estado de esfuerzos en las superficies donde ocurre la fractura friccional (Lambe y Whitman, 1979). Para iniciar el movimiento, los flujos de lahares se contraen y producen un rápido aumento en la presión del fluido intersticial de los poros que ayuda a debilitar el material y permite la transformación de una falla localizada a un flujo (Eckersley, 1990; Iverson et al., 1997). Existe la posibilidad de que se generen lahares sin la presencia de fenómeno de contracción, siempre y cuando ocurra la suficiente agitación de las partículas (Jaeger y Nagel, 1992; Zhang y Campbell, 1992).

Los lahares se mueven pendiente abajo en uno o varios pulsos inestables y no uniformes. Un pulso individual de un lahar puede dividirse en los siguientes tres segmentos sucesivos en el tiempo, considerando sus características texturales y de comportamiento:

1. Cabeza: también conocida como frente, se caracteriza por ser la parte inicial del pulso. Presenta el material de mayor tamaño y densidad, que alcanza la mayor altura del flujo y la máxima velocidad. Su comportamiento se caracteriza por estar dominado por la fricción entre los clastos, y la poca o nula presencia de presión de fluido intersticial.
2. Cuerpo: representa la mayor parte del lahar y se expresa a través de varios pulsos impulsador por las variaciones en el contenido de sedimentos, debido a su incorporación o sedimentación. Esta parte del flujo empuja hacia el frente a la parte de la cabeza del flujo. Se caracteriza por ser una mezcla de sedimento fino, en su mayoría, y agua. La cantidad de agua permite que el material se encuentre completamente saturado, y en estado casi de licuefacción debido al exceso de presión de poro; la cual persiste a causas de la gran compresibilidad y la moderada permeabilidad de los sedimentos.

3. Cola: representa la parte recesional del flujo, y presenta la menor concentración de sedimentos debido al proceso de dilución (Pierson, 1986).

Regímenes de comportamiento del flujo

La mayoría de los modelos de depositación y transporte de los lahares se han basado en las observaciones de campo y los modelos experimentales de pequeña escala (Major y Iverson, 1999). A partir de los últimos y con el ensayo de mezclas con contenido de limo y arcilla, se ha propuesto que los flujos de escombros se comportan como materiales Bingham viscoplásticos que presentan una resistencia crítica intrínseca y uniforme en el flujo. El movimiento del flujo ocurre si el esfuerzo impulsado por la gravedad es mayor que la resistencia crítica del material (Johnson, 1984; Coussot y Proust, 1996). Otros investigadores (Takahashi, 1978; Lowe, 1976) han supuesto que los flujos de escombros se comportan como flujos colisionales que siguen el modelo de Bagnold (1954). Este modelo predice que el inicio del movimiento ocurre cuando el esfuerzo impulsado por la gravedad excede a la resistencia generada por el esfuerzo de colisión entre clastos, mientras que otros investigadores han considerado los flujos de escombros como materiales tipo Coulomb licuados (Terzaghi, 1956; Youd, 1973; Hutchinson, 1986). Youd (1973) considera a un lahar como una masa licuada que comienza a moverse cuando el esfuerzo impulsado por la gravedad excede a la resistencia viscosa, mientras que Terzaghi (1956) y Hutchinson (1986) proponen que el movimiento surge a partir del aumento en la presión del fluido intersticial, lo que provoca que la resistencia friccional de Coulomb disminuya.

Interacción entre los componentes sólido y líquido

Tanto la energía vibracional cinética de los clastos sólidos (medidos por la cantidad de la temperatura granular), como la presión generada por el fluido entre los poros intervienen fuertemente en las interacciones que ocurren entre las fases sólidas y líquidas de los lahares (Iverson et al., 1997). Estas dos propiedades de los flujos facilitan o inhiben el movimiento de los clastos, promoviendo la movilidad de los lahares. Se define como temperatura granular a la conversión de la energía traslacional del flujo a la energía vibracional de los clastos. Este proceso depende de las tasas de deformación aplicadas, las propiedades de los clastos, las condiciones de frontera, y la viscosidad del fluido y su presión. Mientras que la presión del fluido de poro, que excede la presión estática de equilibrio, resulta de la contracción local o global de los sedimentos (Iverson et al., 1997).

Los lahares presentan diversos comportamientos de movimiento desde su formación hasta su depositación. Primero, los lahares se originan a partir de un movimiento en masa de sedimentos con comportamiento rígido, posteriormente se transforman a flujo con un comportamiento parcialmente licuado y finalmente los depósitos vuelven a presentar un comportamiento cercano al rígido. Por lo tanto, los modelos que intentan representar la realidad requieren de ecuaciones que simulen el movimiento inercial de las oleadas del frente, con alta resistencia a la deformación dominada por las fuerzas producidas por los sólidos, y de ecuaciones que simulen el movimiento de las oleadas con baja resistencia a la deformación y mayormente influenciadas en las fuerzas producidas por el fluido.

La teoría de Savage-Hutter describe las interacciones entre las fases sólidas y líquidas a partir del modelo de un flujo generado por la gravedad de masa granulares secas, que incluye también los efectos del fluido de poro intersticial con comportamiento viscoso en condiciones de presión variable (Ecuación II. 1). Estas ecuaciones describen la variedad de comportamiento de flujos, desde avalanchas de rocas hasta flujos de agua con algunos sedimentos (Savage y Hutter, 1989).

$$\frac{\Sigma}{\gamma^2 \delta^2 \rho_s} = \mathcal{F} \left(\frac{\gamma^2 \delta}{g}, \frac{\gamma \delta^2 \rho_s}{\mu}, \frac{\rho_s}{\rho_f}, \frac{T}{\gamma^2 \delta^2}, \frac{k}{\delta^2}, \frac{E}{\gamma^2 \delta^2 \rho_s} \right)$$

Ecuación II. 1

A partir de este modelo se pueden describir las propiedades de las mezclas de sedimento y agua que forman a los lahares. Estas incluyen las propiedades mecánicas de los clastos sólidos y las del fluido intersticial, así como las propias que surgen de estos dos componentes. Los esfuerzos adimensionales, $\frac{\Sigma}{\gamma^2 \delta^2 \rho_s}$, se determinan a partir de seis parámetros adimensionales, enunciados en orden de significancia. El primer término describe el número de Savage, que relaciona el esfuerzo cortante inercial asociado con las colisiones de clastos y el esfuerzo cortante cuasiestático asociado con el peso y la fricción de la masa granula (Iverson y LaHusen, 1993). El segundo término es el número de Bagnold, que relaciona el esfuerzo inercial de los clastos y el esfuerzo de corte viscoso (Bagnold, 1954). El tercer término es la relación de las densidades del sólido y del fluido. El cuarto parámetro es la temperatura granular (T) escalada por el cuadrado de la velocidad de corte característica (Savage, 1984). El quinto término es la permeabilidad dividida por el diámetro característico al cuadrado. El sexto término es la resistencia a la dilatación y contracción de la mezcla (E) dividida por el esfuerzo característico (Iverson, 1997).

Las propiedades mecánicas de los clastos sólidos que se consideran en esta teoría son la densidad (ρ_s), el diámetro característico (δ), el coeficiente de fricción ($\tan \phi_g$), que se relaciona con el ángulo de fricción de las partículas, y el coeficiente de restitución (e), que varía respecto al umbral del comportamiento elástico al plástico. Este componente tiene una distribución granulométrica característica de los clastos y varía en algunos ordenes de magnitud. Mientras que el componente fluido de la mezcla se caracteriza por su densidad (ρ_f) y su viscosidad efectiva (μ). Las propiedades que describen el comportamiento de los componentes sólidos y fluidos de la mezcla son las fracciones volumétrica ($v_s + v_f = 1$) y la permeabilidad hidráulica (k), caracterizada por la resistencia al movimiento relativo de los sólidos y el fluido (Iverson y LaHusen, 1989).

Definición de matriz del flujo (fluido intersticial)

Los lahares han sido considerados como fluidos homogéneos con un comportamiento de flujo controlado por la matriz, que se compone por sedimento fino y agua, sobre la cual se dispersan los clastos gruesos (Costa y Williams, 1984; Johnson, 1984). Al considerar únicamente la matriz del flujo, es posible identificar el material como una sola fase, y con ello realizar aproximaciones a su comportamiento físico mediante un enfoque reológico. Cuando la concentración de sedimentos es baja, el flujo se comporta como un fluido no newtoniano (Scotto di Santolo et al., 2010). Sin embargo, si la concentración de sedimentos aumenta, es posible encontrar

una segunda fase de clastos gruesos dispersos dentro de la fase de matriz, generando que el régimen de fricción y colisión entre estos domine el comportamiento del flujo. Ante esta situación, el enfoque Coulomb representa una mejor aproximación para su estudio (Savage y Hutter, 1989; Iverson et al., 1997).

Dentro de las partículas finas que pueden ser suspendidas en el agua, y formar parte del componente fluido, se considera un diámetro máximo de 0.0625 mm (4 phi o malla #230), que corresponde con el tamaño de limo y arcilla. Además, este tamaño corresponde al rango donde la sedimentación de partículas se encuentra caracterizada por números de Reynolds granulares mucho menores que 1; por lo tanto, las fuerzas viscosas dominan el movimiento de los clastos. En consecuencia, los clastos con tamaños mayores a limos componen la parte sólida de los lahares (Iverson et al., 1997).

En este trabajo se considera la caracterización de la matriz compuesta por material fino como una fase fluida homogénea. Este tipo de material puede ser llamado como fluido intersticial desde un enfoque reológico.

II.2. Volcán Popocatépetl y sus lahares

Ubicación

El volcán Popocatépetl ($19^{\circ} 03'N$, $98^{\circ} 35'W$) es un estratovolcán de composición andesítica-dacítica. Se ubica en la parte central del Cinturón Volcánico Transmexicano (Figura II.1), con una elevación de 5,420 m.s.n.m., siendo la tercera cima más alta de México. Se encuentra en el extremo sur de la Sierra Nevada, que se extiende de norte a sur por más de 80 km. Su formación es debido a la subducción de la Placa de Cocos bajo la Placa Norteamericana (Espinasa-Pereña y Martín-Del Pozzo, 2006).

Presenta una morfología asimétrica en las pendientes de sus laderas occidental y oriental. El flanco oriental presenta una mayor pendiente, lo que favorece la generación y dispersión de flujos gravitacionales con diversos orígenes (Ferrés y Fonseca, 2017). Las barrancas que drenan las laderas del volcán tienen longitudes entre 18 y 22 km, y alimentan la red hídrica del valle de Puebla, Atlixco, Chalco y Cuautla.

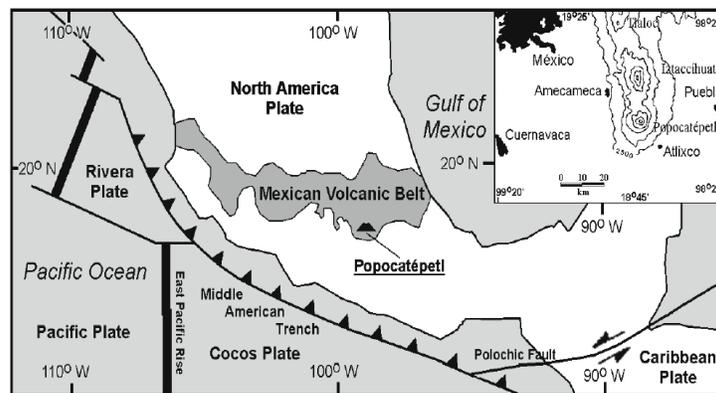


Figura II.1. Ubicación del volcán Popocatépetl en el Cinturón Volcánico Transmexicano (Tomado de Espinasa-Pereña y Martín-Del Pozzo, 2006).

Historia eruptiva

El volcán Popocatépetl se ha formado a lo largo de 730,000 años (Conte et al., 2004) mediante diferentes episodios eruptivos y destructivos que corresponden a (1) la formación del volcán Nexpayantla, (2) el colapso del volcán Nexpayantla (Avalancha Tlayecac Inferior), (3) la formación del volcán Ventorrillo, (4) el colapso del volcán Ventorrillo (Avalancha Tlayecac Superior) y (5) la formación del cono actual. Estos episodios se describen con mayor detalle a continuación:

1. **Formación del volcán Nexpayantla:** Crecimiento de la estructura volcánica sobre un basamento de rocas sedimentarias marinas del Mesozoico (Fries, 1965), debido al emplazamiento de algunos flujos de lava de composición andesítica-dacítica y grandes domos de dacita, que fueron intruidos por diques de composición dacítica a riolítica (Robin, 1984).

2. **Avalancha Tlayecac Inferior:** Cerca de 36, 000 años a.P. (Robin y Boudal, 1987) el volcán Nexpayantla colapsa en el flanco sureste, generando la cicatriz de deslizamiento/escarpe Tlamacas y los depósitos de la avalancha Tlayecac Inferior.
3. **Formación del volcán Ventorillo:** Este nuevo edificio se forma sobre los remanentes del edificio Nexpayantla por el emplazamiento de flujos de lava de composición andesítica-dacítica que cubren la mayoría de los flujos antecesores (Espinasa-Pereña y Martín-Del Pozzo, 2006).
4. **Avalancha Tlayecac Superior:** Ocurre el colapso del edificio Ventorillo en el flanco suroeste entre 22, 000 y 23, 655 años a.P. (Siebe et al., 1995a), seguido de la erupción pliniana que depositó la pómez Tochmilco al sur del volcán (Siebe et al., 2017). Durante este periodo se generaron numerosos depósitos de lahares intercalados con fluviales que rellenaron las cuencas Chalcatzingo-Jonacatepec, al suroeste del volcán.
5. **Formación del cono actual:** Se construye a partir del emplazamiento de numerosos flujos de lava (El Fraile) de composición andesítica-dacítica ubicados al oeste y suroeste, y otros flujos de lavas individuales (Espinasa-Pereña y Martín-Del Pozzo, 2006). Además, ocurren numerosas erupciones plinianas que se asocian con la generación de lahares. Las cuales se enlistan a continuación:
 1. **Gran erupción pliniana** que genera los depósitos de pómez “B&W” (Black and White) y “PWA”. Lorenzo y Mirambell (1986) llaman al depósito “PWA”, por sus siglas en inglés de “Pumice With Andesite”, y calculan una edad de 12, 860 – 14, 620 años a.P. Este depósito es renombrado por Siebe et al. (1995b, 1997) como “Tutti-Frutti Pumice”. Posterior a este evento, existe un gran proceso de removilización de material a través de la generación de extensos lahares (Siebe et al., 1999).
 2. **Dos erupciones plinianas** con edades de 9 640 años a.P. (Robin, 1984) para P4, y 4 965 años a.P. (Siebe et al., 1996a) para P3. La P4 se relaciona con la ocurrencia de flujos piroclásticos severos, mientras que la P3 impacta la morfología de los sectores noreste y este debido al emplazamiento de numerosos lahares a lo largo de la barranca La Espinera (Espinasa-Pereña y Martín-Del Pozzo, 2006).
 3. **Erupción pliniana P2** (1, 825 – 2, 150 años a.P.) que produce el emplazamiento de grandes depósitos de pómez en los sectores norte y este del volcán (Siebe et al., 1996b) y genera lahares severos que viajaron con dirección al sur hacia Tianguismanalco (Espinasa-Pereña y Martín-Del Pozzo, 2006).
 4. **Erupción pliniana P1** que genera grandes depósitos de pómez y múltiples flujos piroclásticos y lahares que descendieron por la barranca La Espinera, rellenando la cuenca Xalitzintla. El origen de estos lahares puede ser debido al derretimiento parcial del glaciar y a la removilización de los depósitos de piroclastos generados durante esta erupción (Espinasa-Pereña y Martín-Del Pozzo, 2006).

Ocurrencia de lahares

A continuación, se describen a detalle algunos lahares que se han presentado en el volcán Popocatepetl a lo largo de su actividad volcánica. Los eventos de lahar se clasifican con base en los escenarios de probabilidad de ocurrencia y magnitud del peligro, referida a su volumen, propuestos por el mapa de peligros del volcán Popocatepetl (Martín-Del Pozzo et. al., 2017). Los escenarios corresponden a la actividad de menor magnitud (mayor probabilidad), magnitud y probabilidad intermedias y mayor magnitud (menor probabilidad), respecto a la historia eruptiva del volcán.

Para la actividad de menor magnitud de peligro (mayor probabilidad) se consideran los lahares con menor volumen y que ocurrieron en el actual ciclo eruptivo, específicamente los que se desarrollaron durante los años 1997, 2001 y 2010. Se identifican a los primeros dos lahares como primarios, ocurridos durante un episodio eruptivo, y al último lahar como secundario, ocurrido por un evento extraordinario de lluvia intensa. Se ha estimado un volumen del flujo aproximado de $2 - 4 \times 10^5 \text{ m}^3$ (Capra et al., 2004; Muñoz-Salinas et al., 2007; Caballero y Capra, 2014) para los tres eventos de lahares incluidos en este escenario.

El mapa de zonas de máxima inundación por lahares de pequeño volumen muestra que los flujos de escombros e hiperconcentrados podrían alcanzar distancias de hasta 15 km y profundidades máximas de flujo de hasta 8 m, en las barrancas más estrechas; sin embargo, los espesores promedios que alcanzan a inundar poblaciones son del orden de 1 m (Capra et al., 2017)

Además, se hace una breve descripción del último lahar registrado en el volcán, el cual ocurrió en 2017, como efecto secundario del sismo del 19 de septiembre con Mw 7.1 registrado en el epicentro a 70 km hacia el sur del volcán (Coviello et al., 2021). Este evento no se incluye como representante de este escenario dentro de la clasificación del mapa de peligro; sin embargo, es importante considerar lahares que pueden ser disparados por otro tipo de fenómenos naturales.

Para el escenario con magnitud de peligro intermedio (probabilidad intermedia) se consideraron los depósitos con volumen intermedio identificados en la estratigrafía del volcán que se asocian a eventos eruptivos tipo pliniano ocurridos en los últimos 2 000 años y a otros eventos contemporáneos, con actividad eruptiva moderada pero prolongada en el tiempo que permitieron la acumulación gradual de grandes volúmenes de material piroclástico. Estos lahares alcanzaron distancias entre 25 y 30 km y volúmenes estimados de hasta de $2.5 - 3 \times 10^6 \text{ m}^3$, por cada unidad de flujo (Capra et al., 2017).

Para el sector oriental del mapa, se considera el lahar de San Nicolás, emplazado en la barranca de Huiloac hace 1 310 años a.P. (González-Huesca, 2000). Para la construcción del mapa de peligro se considera la información correspondiente del depósito hasta una distancia de 30 km desde el volcán, cercano a la localidad de San Jerónimo Tecuanipan, Puebla, debido a que después de este punto la textura del depósito muestra una fuerte dilución del flujo por descargas fluviales (Capra et al., 2017).

El mapa de peligros muestra que, para el escenario de magnitud intermedia de los lahares, estos pueden alcanzar espesores máximos de hasta 17 m en las zonas proximales de las barrancas más profundas y de 2 m en las zonas de inundación más distales, aunque los espesores promedios son inferiores a 1 m.

Para el escenario de mayor magnitud (menor probabilidad) se consideraron los depósitos de lahares con mayor volumen y asociados a eventos eruptivos de tipo pliniano de gran magnitud que ocurrieron durante el Pleistoceno Tardío y el Holoceno. Las erupciones de referencia son la “Pómez Blanca o Tochimilco” (23, 500 años A.P.), que años más tarde el material se removiliza y genera lahares de gran volumen (Siebe et al., 2017); la erupción “PWA o Pómez Tutti-Frutti” (14. 43 ka A.P.), que se asocia con el lahar Tocuila (Siebe et al., 1999) y la erupción “Pómez Ocre” (4, 950 años A.P., aproximadamente), que genera lahares que alcanzaron distancias de más de 50 km desde el volcán.

Estos lahares se reconocen a partir de depósitos de más de 10 m de espesor y distancias de hasta 70 km, para el sector oriental, que rellenan la Cuenca de Puebla con volúmenes de 80 – 100 X 10⁶ m³ (Figura II.2), mientras que en el sector occidental alcanzan distancias de hasta 25 km, por su menor pendiente. El mapa de peligros muestra que los valores de profundidad de los flujos lahares podrían ser de hasta 30 m, sobre todo en las barrancas más profundas, mientras que en las planicies de inundación los espesores promedio pueden variar de 2 a 6 m (Capra et al., 2017).

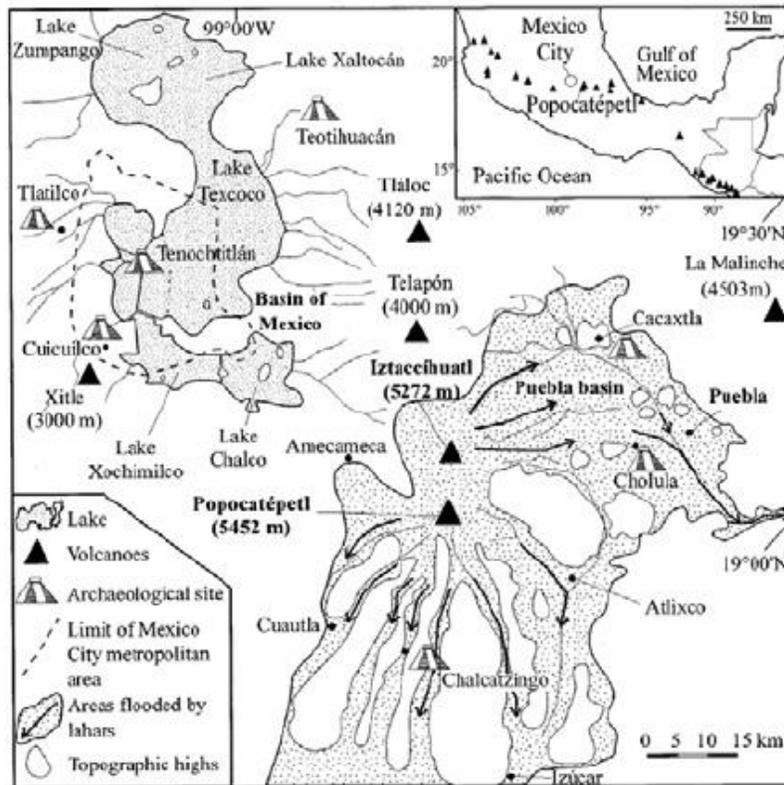


Figura II.2. Mapa de las zonas inundadas por lahares después de las erupciones plinianas de mayor magnitud registradas en el Volcán Popocatepetl (Tomado de Siebe et al., 1996).

Lahares de menor magnitud

Lahares primarios: 1997 y 2001

Los lahares ocurridos durante los años 1997 y 2001 representan dos posibles escenarios de flujos de escombros de bajo volumen. Se presentaron a lo largo de la barranca Huiloac, ubicada en el sector noreste del volcán (Figura II.3), con una dirección de flujo norte-noreste. Los flujos presentaron una extensión entre 12 y 15 km y lograron generar depósitos dentro de esta barranca y en la localidad de Santiago Xalitzintla, Puebla (Capra et al., 2004; Muñoz-Salinas et al., 2007).

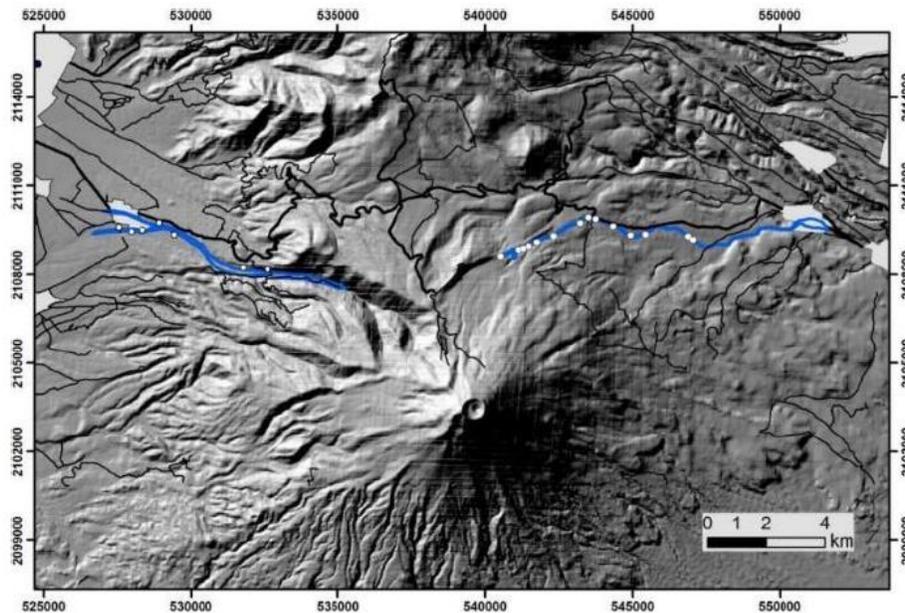


Figura II.3. Distribución de los depósitos de lahar de 1997, 2001 y 2010 (Tomado de Capra et al., 2017).

Lahar de 1997

El 21 de diciembre de 1994, la actividad volcánica se reactivó con la formación de columnas eruptivas ricas en pómez con alturas de más de 7 km. Las partículas abundaban en tamaño de limos y se dispersaron principalmente hacia la ciudad de Puebla (Capra et al. 2004). Años después y tras un periodo de formación de domos de lava dentro del cráter, el 30 de junio de 1997 ocurrió una fuerte erupción que generó una columna eruptiva con 13 km de longitud, la cual dispersó material piroclástico a grandes distancias, afectando hasta la Ciudad de México (Smithsonian Institution, 1997; Sheridan et al., 2001).

El lahar de 1997 ocurrió debido al derretimiento del glaciar Ventorrillo después de la prolongada emisión de ceniza, lo que provocó una liberación repentina de agua ($1 \times 10^7 \text{ m}^3$). Este glaciar, ubicado en el flanco norte del volcán (4800 m s.n.m.), fue la principal fuente de agua de deshielo durante la persistente caída de material piroclástico (Palacios et al., 2001). La abundante cantidad de agua permitió erosionar la barranca Huiloac, causando un depósito de lahar con un volumen de $3.3 \times 10^5 \text{ m}^3$. (Sheridan et al., 2001). Por su parte, Capra et al.

(2004) estiman el volumen del depósito de lahar de aproximadamente $4 \times 10^5 \text{ m}^3$, considerando un espesor promedio de los afloramientos de 1.2 m. Además, el flujo alcanzó una velocidad entre 1.4 y 7.7 m/s (Muñoz-Salinas et al., 2007).

En la zona proximal del depósito se registra una unidad clastosoportada, con la presencia de algunos lentes con estructura de laminación formados por partículas de tamaño arena, seguido de una única unidad masiva, ubicada en la zona media (Figura II.4); finalmente, la zona distal se caracteriza por una sucesión de unidades compuestas por una capa basal de material clastosoportado y sobrepuesto a un depósito de flujo de escombros/hiperconcentrado con gradación inversa (Capra et al., 2004).

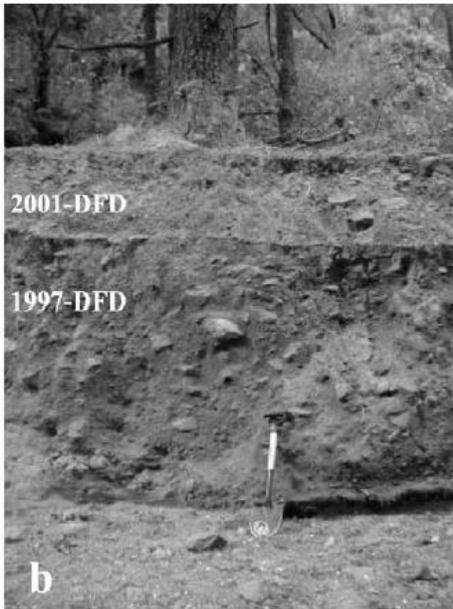


Figura II.4. Depósitos de los flujos de los lahares de 1997 y 2001 en la zona media (Tomado de Capra et al., 2004).

A partir del estudio de las variaciones estratigráficas y sedimentológicas de los depósitos, Capra et al. (2004) interpretan el comportamiento del lahar en sus diferentes estadios. La parte inicial del flujo se registra en la zona proximal del depósito, donde se presenta el proceso de aumento de volumen (*bulking*), debido a que el agua superficial erosiona el material del canal. El comportamiento dominante del flujo es turbulento y se evidencia por la imbricación de los clastos con dirección perpendicular a la del flujo. Posteriormente, el cuerpo del flujo formado por el movimiento de la matriz genera el depósito de la zona media. Finalmente, el proceso de sedimentación es más dominante que el de erosión en la zona distal, provocado por el ensanchamiento del canal. Este proceso se refleja en las unidades sedimentarias descritas anteriormente, que se interpretan como la sedimentación del frente (unidades basales clastosoportadas) y la cola del flujo (unidades con gradación inversa). Por lo tanto, el depósito generado por este lahar puede ser clasificado como un flujo de escombros no-cohesivo que se transforma a un flujo hiperconcentrado (Capra et al., 2004). El siguiente episodio explosivo violento inició el 22 de enero de 2001, con la formación de una columna eruptiva de 8 km de altura. El material piroclástico rico en pómez se emplazó en el flanco noreste del volcán y tuvo una dispersión a lo largo de 7 km (Sheridan et al., 2001).

Lahar de 2001

El lahar del 22 de enero 2001 se originó aproximadamente 4 horas después del emplazamiento de un depósito de flujo de pómez (Sheridan et al., 2001). El proceso que desencadenó el lahar fue la saturación postdeposicional del material piroclástico, causada por la entrada de agua externa derivada de la fusión parcial del glaciar. El volumen del flujo fue de $1.6 \times 10^5 \text{ m}^3$ (Muñoz-Salinas et al., 2009), que se componía como máximo del 25% de cantidad de agua ($0.5 \times 10^5 \text{ m}^3$, aproximadamente) (Capra et al., 2004). Además, el flujo desarrolló velocidades comprendidas entre 1.3 y 13.8 m/s (Muñoz-Salinas et al., 2007).

El depósito forma *levees* directamente sobre la superficie del depósito del lahar del año 1997. Presenta un espesor promedio de 70 cm, que aumenta con la distancia hasta un valor máximo de 150 cm. A partir del valor de espesor promedio, Capra et al. (2004) estiman el volumen del depósito de $2.3 \times 10^5 \text{ m}^3$, aproximadamente. Respecto a las características sedimentológicas, tiene una textura masiva, con clastos subredondeados embebidos en una matriz arenosa (Figura II.4). Estas características sedimentológicas fueron constantes a lo largo de toda la extensión del depósito y la duración del evento, lo que permitió clasificarlo como un flujo de escombros no cohesivo (Capra et al., 2004), debido a la ausencia o poca cantidad (0.9 %) de arcilla en cualquier posición de sedimentación. Además, presenta un comportamiento no turbulento.

Capra et al. (2004) evidencian que la cantidad de agua inicial y el tipo de material movilizado influyen en la diversidad de los procesos disparadores y en el comportamiento de los flujos de los lahares descritos anteriormente. Respecto al contenido de agua, el lahar de 1997 presenta una abundante cantidad de agua que permite la transición de un flujo de escombros a uno hiperconcentrado; en contraste, el lahar de 2001, con un menor contenido de agua, presenta un comportamiento de flujo de escombros más competente y con mayor poder destructivo en comparación con el lahar de 1997.

Otro parámetro que probablemente contribuye a promover diferentes comportamientos entre estos flujos fue el porcentaje de contenido de material fino. El lahar de 1997 presentó solo el 5%, mientras que el lahar de 2001 contenía más del 20% de fracciones de tamaño limo y arcilla. El alto contenido de finos para el lahar de 2001 puede inhibir la sedimentación gravitacional de partículas (Phillips y Davies, 1991), lo que promueve el transporte de los clastos grandes en la cima del flujo y reduce su tasa de sedimentación, que retrasa la dilución longitudinal del flujo.

Lahares secundarios: 2010 y 2017

Lahar de 2010

El lahar del 4 de febrero 2010 se desarrolló en la barranca de Nexpayantla, ubicada en el flanco noroeste del volcán (Figura II.3). El mecanismo disparador fue un episodio de lluvias abundantes originadas en la región (100 mm/ día) durante la temporada de secas. Se ha calculado un periodo de retorno para condiciones de precipitación de igual magnitud de 27 años (Zaragoza et al., 2020). El flujo recorrió una distancia de 10 km, alcanzando el poblado de San Pedro Nexapa, Estado de México, y pudo alcanzar una profundidad de 1.7 m. Este lahar es parte de un conjunto de 23 lahares ocurridos durante el periodo de 1959 al 2013, identificados por el método de dendrocronología realizado por Franco et al. (2016).

El flujo inició debido a que la lluvia saturó los materiales piroclásticos en las paredes de la barranca, lo que produjo varios procesos de remoción en masa superficiales, cuyo material fue depositado en el cauce y removilizado por el lahar. Este presentó características sedimentológicas propias de una corriente fluvial en su inicio, se transformó en un flujo de escombros no cohesivo, y finalizó como una corriente diluida. Su transformación, de corriente fluvial a flujo de escombros, se debió a la incorporación de sedimentos por erosión laminar y procesos de remoción en masa. En contraste, su posterior dilución ocurrió por la rápida sedimentación relacionada con cambios en la geometría del cauce, el alto contenido de troncos de árboles y el bajo contenido de material fino (Zaragoza et al., 2020).

El espesor del depósito de lahar varía de 0.45 a 1.28 m. A partir del área de sedimentación y del espesor promedio del depósito (0.7 m), se calculó un volumen de $1.0 \times 10^5 \text{ m}^3$. A partir de este valor se estima el pico de descarga en $32 \text{ m}^3/\text{s}$. Sin embargo, las dimensiones del depósito subestiman la magnitud del evento en más del 50%, y se hace evidente con la observación de la zona de inundación en las imágenes satelitales obtenidas en las fechas del evento (Zaragoza et al., 2020).

Lahar de 2017

El sismo intraplaca ocurrido el 19 de septiembre de 2017 entre Puebla y Morelos de Mw 7.1 es un ejemplo de un mecanismo disparador de lahares externo a un sistema volcánico. El sismo desencadenó cientos de deslizamientos de tierra superficiales en los flancos del volcán Popocatepetl que, con la presencia de una abundante cantidad de agua en los sedimentos, propició la subsecuente licuefacción del material colapsado proveniente de los depósitos de piroclastos y suelos superficiales. Se formaron dos grandes flujos de escombros en las barrancas de Hueyatlaco y Huitzilac, ubicadas al noroeste del volcán (Figura III.5) (Capra et al., 2018). Los flujos alcanzaron una distancia de 6.4 y 7.7 km, respectivamente (Coviello et al., 2020).

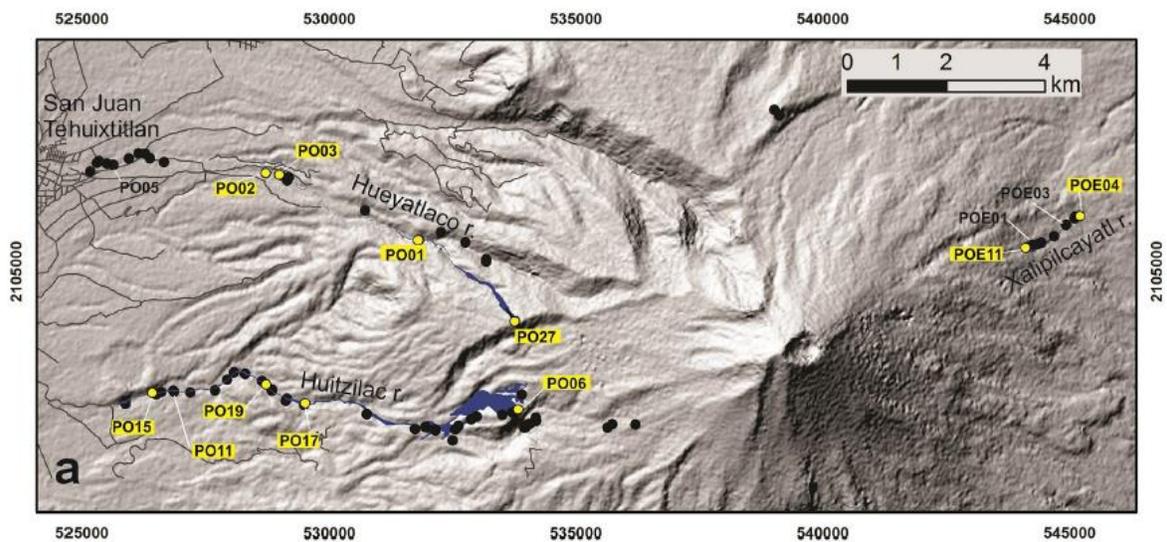


Figura II.5. Distribución de los depósitos de lahar ocurridos en 2017 (Tomado de Coviello et al., 2020).

El modelo conceptual de los procesos ocurridos para la formación de estos fenómenos es el siguiente (Figura II.6): (1) la propagación de una fisura en el talud saturado, inducida por el sismo, produjo un deslizamiento superficial compuesto por una mezcla de ceniza y pómez, y una abundante cantidad de troncos de madera. (2) El material colapsado se desagregó e impactó en la barranca. (3) El deslizamiento rápidamente se transformó en un flujo de escombros, debido al alto contenido de agua presente en el material colapsado. Además, los flujos de escombros se caracterizan por presentar valores de viscosidad altos debido a la abundante cantidad de arena y limo presente en la mezcla (Coviello et al., 2020).

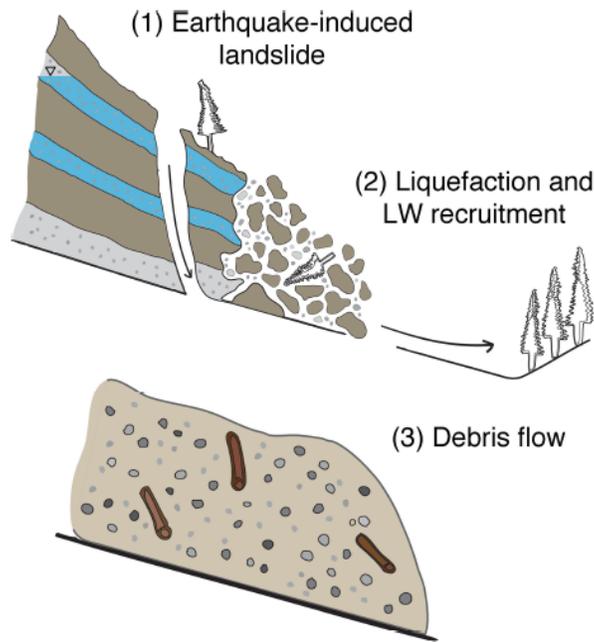


Figura II.6. Modelo conceptual de la transformación de un deslizamiento de suelo inducido por un sismo a un flujo de escombros (Tomado de Coviello et al., 2020).

Lahares de magnitud intermedia

Lahar de San Nicolás

El lahar de San Nicolás se originó sobre la barranca Huiloac hace 1100 – 1300 años cal a. P. El origen puede estar asociado a la ocurrencia de una erupción plinina, que provocó la destrucción de un domo de lava que ocupaba y rellenaba el cráter del volcán. El material piroclástico produjo el derretimiento del glaciar, liberando al menos $6 \times 10^7 \text{ m}^3$ de agua, aproximadamente (González-Huesca, 2000). La energía del lahar fue de gran magnitud, lo que le permitió erosionar la primera barrera topográfica del volcán Iztaccíhuatl, dejando una cicatriz visible en el terreno, antes del cambio de la dirección del flujo hacia el sureste (Delgado y Brugman, 1995; Macías et al., 1995). El lahar viajó aproximadamente 57 km hasta alcanzar la ciudad de Izúcar de Matamoros, Puebla.

El depósito se caracteriza por tener tres unidades masivas que se componen por una litología homogénea, principalmente de clastos andesíticos de color gris oscuro y, en menor cantidad, clastos de andesita roja y pómez, además de una matriz arenosa de composición similar. Los espesores máximos registrados son 3 m y el volumen total del depósito calculado fue de $4.2 \times 10^7 \text{ m}^3$. González-Huesca (2000) divide al depósito longitudinalmente en zona proximal, media y distal, las cuales se caracterizan por ubicarse entre los siguientes intervalos de distancias recorridas por el flujo: <20 km, 20 y 40 km y >40 km, respectivamente. A partir de estas características sedimentarias, se define al lahar de San Nicolás como un flujo de escombros no cohesivo, con cierta tendencia a transformarse en un flujo hiperconcentrado, observado en algunos afloramientos ubicados en la zona distal.

Se ha registrado la existencia de otro evento de edad y magnitud similar al del lahar de San Nicolás, ubicado en la barranca de Nexpayantla. El depósito se encuentra a más de 15 km del volcán y se estima un volumen de $1.2 \times 10^8 \text{ m}^3$ (Sheridan et al., 2001).

Lahares de mayor magnitud

Lahar de Tocuila

En un periodo de 3000 años después del inicio de la deglaciación, cuando se presentaban condiciones de mayor humedad, comenzaron a generarse lahares de grandes extensiones que movilizaban abundantes cantidades de material piroclástico que había sido depositado por la caída de ceniza durante una gran erupción freatopliniana (14 000 ca a.P). Entre los lahares de gran magnitud que se formaron durante este contexto se puede nombrar el lahar de Tocuila, nombrado así por la ubicación de su afloramiento tipo en las cercanías del lago de Texcoco.

El lahar de Tocuila es de gran interés debido a que dentro de sus depósitos se encuentra una abundante cantidad de huesos de mamut que habitaban durante el Pleistoceno Tardío. El depósito, en su facies distal, consiste en dos unidades distintas que se encuentran separadas por una delgada discontinuidad plana. La unidad inferior presenta un espesor de 130 cm y está formada principalmente por ceniza de tamaños arena y limo y fragmentos de pómez de tamaño lapilli (> 2 mm). Esta unidad contiene la mayoría de los fósiles de huesos de mamut. En contraste, la unidad superior tiene un espesor de 68 cm y se convierte en un paleosuelo de forma gradual. Las características del depósito respecto a su composición, su posición topográfica y su textura de matriz soportada de tamaño arena permiten interpretarlo como un depósito de lahar no cohesivo con alta viscosidad y resistencia crítica (Siebe et al., 1999).

A partir del fechamiento por radiocarbono, se estima que este evento ocurrió hace 11 300 años a.P y que el emplazamiento de sus unidades no se realizó de forma contemporánea, sino a lo largo de un periodo de 1 000 años. El material que formó el lahar se ubicaba sobre las pendientes del Cerro Tláloc, en la parte norte de la Sierra Nevada; por lo tanto, los lahares generados después de las grandes erupciones plinianas del volcán Popocatepetl no solo ocurrieron en las pendientes de este volcán, sino también en las pendientes de otros volcanes que habían sido cubiertas por este material piroclástico (Siebe et al., 1999).

II.3. Reología

La reología es la ciencia que estudia la deformación y el flujo de la materia (Barnes 1993; Doraiswamy, 2002). Isaac Newton definió a la reología como una ciencia formal, al caracterizar a los fluidos que presentaban un esfuerzo cortante lineal relacionado con una deformación de corte. Sin embargo, el profesor Eugene Cook Bingham amplió el conocimiento de esta ciencia (Barnes et al., 1993) a partir de la observación de materiales reales, que difieren considerablemente del comportamiento de los sólidos ideales (elástico) y líquidos ideales (viscoso), los cuales habían sido estudiados a través de los modelos de Hooke y Newton, respectivamente (Malkin, 1994). Es decir, la reología cumple con el propósito de caracterizar las propiedades de los materiales y producir nuevos modelos que describan su comportamiento (Vyalov, 1986).

La reología de suelos evalúa los cambios dependientes del tiempo en los estados de esfuerzo-deformación aplicados sobre estos. A partir de la celebración de la Tercera Conferencia Internacional sobre Mecánica de Suelos, en 1953, se reconoció a esta rama de investigación y comenzó su aplicación en suelos, derrumbes, flujos de escombros y flujos de lodo (Meschyan, 1995).

La suma de fuerzas aplicadas a un cuerpo real puede ser dividida en esfuerzo normal, que genera deformación volumétrica, y esfuerzo cortante, que genera deformación de corte. Se define al esfuerzo cortante ($\tau = \frac{F}{A}$) como la fuerza tangencial (F) por unidad de área (A), mientras que la deformación de corte ($\gamma = \frac{\delta u}{l}$) es el desplazamiento tangencial (δu) dividido entre la distancia (l) entre dos placas paralelas.

Los sólidos ideales presentan un comportamiento elástico, que se refiere a la propiedad de que un cuerpo restablezca su forma y volumen cuando el esfuerzo externo es removido, es decir, presenta deformación reversible, mientras que los líquidos ideales presentan un comportamiento no viscoso, que explica el hecho de que el material fluye incluso cuando se encuentra bajo ningún régimen de esfuerzo; es decir, que la deformación incrementa linealmente con el tiempo y, cuando se presenta un esfuerzo y es removido, la deformación es irreversible (Tsugawa, 2019).

Por otro lado, existen materiales que presentan la combinación de características de ambos comportamientos. Este comportamiento se conoce como comportamiento plástico. La plasticidad es la propiedad de un cuerpo a cambiar de manera irreversible su forma, sin llegar a la falla, cuando se encuentra sujeto a una fuerza externa. Se debe de vencer un esfuerzo mínimo para que ocurra la deformación plástica y, cuando se remueve el esfuerzo, al menos parte de la deformación se restituye. Dentro del comportamiento plástico y viscoso, los materiales se denominan con el nombre de fluidos, de forma general.

Sin embargo, esta clasificación puede no ser estrictamente restrictiva, debido a que la ampliación relativa de los dominios reológicos depende de la complejidad de algunos materiales (Whorlow, 1980).

Viscosidad y resistencia crítica

La viscosidad se define como la resistencia de un fluido a fluir (o deformarse) (Jeong, 2006). De manera formal, se define como la relación entre el esfuerzo cortante (τ) y el gradiente de desplazamiento en un fluido que se encuentra entre dos placas paralelas (γ) (Figura II. 7). La definición anterior se relaciona con la viscosidad dinámica o absoluta (η), mientras que existe otro concepto relacionado a la viscosidad cinemática ($\nu = \eta/\rho$), que es la relación de la viscosidad de un fluido y su densidad, que se traduce como la medida de resistencia de un fluido a fluir bajo la influencia de la gravedad.

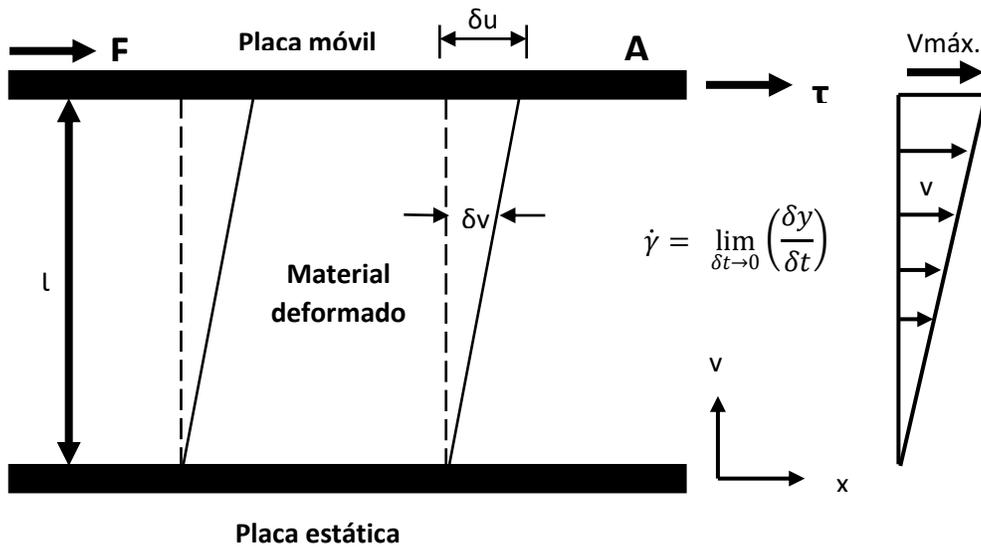


Figura II.7. Diagrama de placas paralelas. Definición de esfuerzo y deformación cortantes. (Modificada de Jeong, 2006).

Por definición, los fluidos se deforman continuamente cuando se ejerce un esfuerzo cortante. Sin embargo, el esfuerzo puede no estar relacionado a un único valor de deformación, debido a que la deformación de corte ocurre a lo largo del tiempo. Por lo tanto, el esfuerzo se relaciona con la tasa de deformación ($\dot{\gamma}$), que se define como el cambio de la deformación de corte con el tiempo.

$$\dot{\gamma} = \frac{d\gamma}{dt} = \frac{d}{dt} \left(\frac{\delta u}{l} \right) = \frac{v}{l}$$

Ecuación II. 2

El cambio de la deformación de corte con el tiempo se relaciona con la velocidad del fluido ubicado entre dos placas paralelas (Ecuación II. 2), lo que permite definir a la viscosidad (Pa.s) como la pendiente de la relación entre la tasa de deformación y el esfuerzo cortante que se ejercen sobre un material. Esta gráfica se conoce como curva de flujo (Figura II.9). Por otra parte, Bingham propone el concepto de resistencia crítica (τ_c Pa) como

el punto de esfuerzo mínimo donde un material se transforma de un comportamiento sólido a uno líquido, cuando se incrementa el esfuerzo aplicado, es decir, cuando el material comienza a presentar deformación continua y comienza a fluir (Barnes et al., 1993).

Clasificación de fluidos

Para materiales reales, la viscosidad puede cambiar con el esfuerzo de deformación y la tasa de deformación; estos cambios pueden ocurrir instantáneamente o a través de largos periodos de tiempo. Por lo tanto, la viscosidad puede variar con la tasa de deformación, pero puede o no variar con el tiempo. Estas condiciones permiten clasificar a los materiales reales en dos grandes clases de comportamiento: (1) dependiente de la tasa de deformación y (2) dependiente de condiciones de tasas de deformación o esfuerzos cortantes constantes.

Comportamiento de los fluidos viscosos a partir de su curva de flujo

Los fluidos se pueden dividir en fluidos newtonianos y no newtonianos. Los fluidos newtonianos presentan valores de viscosidad independiente de la tasa de deformación, mientras que la viscosidad de los fluidos no newtonianos depende de la tasa de deformación y el esfuerzo cortante aplicados. Asimismo, la viscosidad de los fluidos no newtonianos no es una propiedad intrínseca de ellos (Tsugawa et al., 2019).

Los principales tipos de fluidos se muestran en la Figura II. 8 (Tsugawa et al., 2019; Tadros, 2010), donde la viscosidad corresponde a la pendiente de las curvas. Los fluidos newtonianos (1) presentan una tasa de deformación proporcional al esfuerzo cortante; por lo tanto, la viscosidad es la constante de proporcional. Los fluidos Bingham (2) alcanzan un valor de viscosidad constante, después de vencer un mínimo de esfuerzo, conocido como resistencia crítica, para comenzar a fluir (Locat, 1988). Cuando el fluido está sujeto a esfuerzos menores a la resistencia crítica, la viscosidad tiende a infinito y el fluido se comporta como un sólido (Tsugawa et al., 2019).

Por otra parte, los fluidos no newtonianos se dividen en adelgazantes (3, pseudoplásticos) y engrosantes (4, dilatantes). Gráficamente se representan a través de curvas que relacionan la tasa de deformación y el esfuerzo cortante (Figura II. 8). Los fluidos adelgazantes muestran un comportamiento en el que la viscosidad aparente disminuye, cuando la tasa de deformación aumenta de forma lineal (Jeong, 2010). También, existen los fluidos adelgazantes con resistencia crítica; algunos autores los llaman fluidos Casson o Bingham plásticos (5), que se caracterizan por presentar una resistencia crítica y una disminución lenta de la viscosidad a altas tasas de deformación (Locat, 1988). Los fluidos dilatantes se caracterizan por el aumento en la viscosidad aparente con el incremento de la tasa de deformación (Jeong, 2006). De igual manera, existen los fluidos dilatantes con resistencia crítica (Tsugawa et al., 2019).

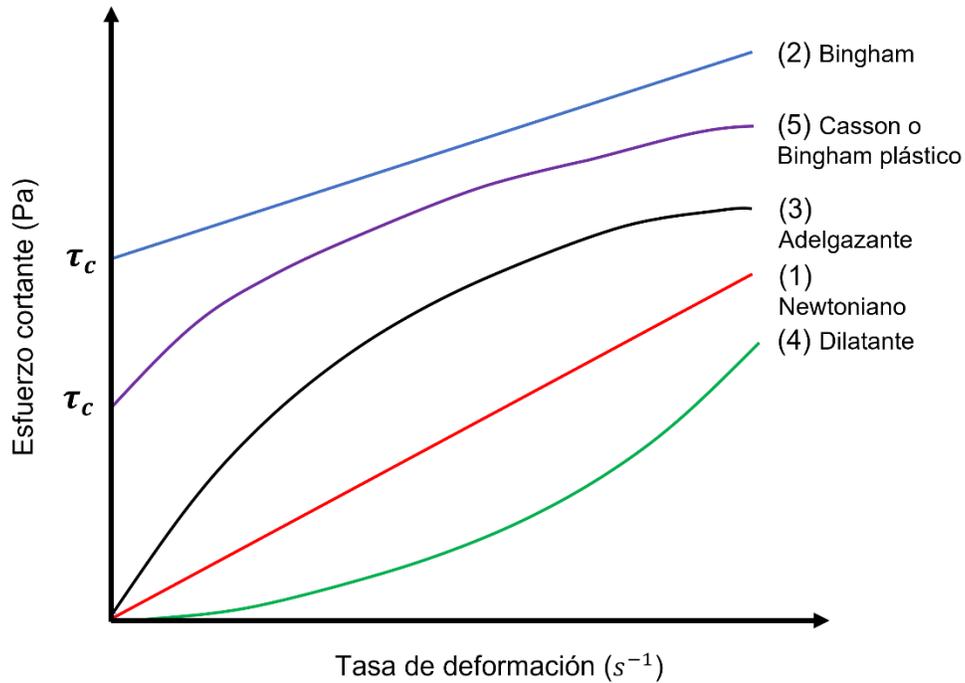


Figura II.8. Curva de flujo. Principales tipos de fluidos.

En la literatura, se han encontrado numerosos modelos reológicos, con diferentes grados de complejidad, que representan el comportamiento de materiales reales; la mayoría de ellos son empíricos (Tsugawa et al., 2019). Los cuales se ajustan a las curvas de flujo con las siguientes ecuaciones (Coussot, 1998; Locat, 1997):

Newtoniano $\tau = \eta \cdot \gamma$ Ecuación II. 3

Ley de Potencias $\tau = \tau_c + K \cdot \gamma^n$ Ecuación II. 4

Bingham: $\tau = \tau_c + \eta_p \cdot \gamma$ Ecuación II. 5

Herschel-Bulkley: $\tau = \tau_c + K \cdot \gamma^n$ Ecuación II. 6

Casson: $\sqrt{\tau} = \sqrt{\tau_c} + \sqrt{K\gamma}$ Ecuación II. 7

Donde:

τ = esfuerzo de deformación (Pa)

γ = tasa de deformación (s^{-1})

η = viscosidad (Pa.s)

η_p = viscosidad plástica (Pa.s)

τ_c = resistencia crítica (Pa)

K = coeficiente de consistencia (Pa.s)

n = índice del comportamiento

Las Ecuaciones II.5 y II.6, que corresponden a los modelos de Bingham y Herschel-Bulkley, son reducciones del modelo de la Ley de Potencias (Van Wazer et al., 1963). Cuando el índice del comportamiento, n , varía entre 0 y 1, se caracterizan materiales con comportamiento adelgazante (pseudoplástico); cuando n varía de 1 a ∞ , se caracterizan materiales con comportamiento dilatante; por último, cuando $n = 1$ y K se convierte en η_p , se caracterizan materiales con comportamiento de tipo Bingham (Major y Pierson, 1992).

II.4. Comportamiento reológico de lahares

Los lahares presentan diversos comportamientos reológicos. Algunos autores (O'Brien y Julien, 1988; Jeong, 2006, 2010; Scotto di Santolo et al., 2010; Besso, 2019) han identificado a los lahares como fluidos Bingham, otros autores (Phillips y Davies, 1991; Major y Pierson, 1992; Coussot y Piau, 1995; Coussot et al., 1998; Schatzmann et al., 2003, Caballero, et al, 2014) los han identificado como fluidos no newtonianos. Incluso, algunos otros autores (Whorlow, 1980; Tanner, 1985; Locat y Demers, 1988; Jeong, 2010) han identificado secciones de sus curvas de flujo donde se comportan como fluidos Bingham y otras donde corresponden a fluidos viscoplásticos.

Una forma del comportamiento no newtoniano de los lahares es el pseudoplástico (adelgazante), que implica que existe un decremento de la viscosidad independiente del tiempo y con el aumento de la tasa de deformación (Whorlow, 1980; Tanner, 1985; Phillips y Davies, 1991; Major y Pierson, 1992). Con menor frecuencia, se han encontrado lahares con comportamiento dilatante, lo que implica un aumento de la viscosidad con la tasa de deformación, como los analizados por Major y Pierson (1992) y Martino (2003).

Lo anterior implica que el comportamiento reológico de los lahares es complejo y que pueden existir varios tipos de comportamientos de flujos que dependen de las condiciones de esfuerzo y deformación, así como de las características intrínsecas del material que los forma, por ejemplo, la concentración de sedimentos, la distribución granulométrica de sedimentos, la composición del sedimento, así como la salinidad del agua entre poros (Locat y Demers, 1988). La variación en los tipos de comportamientos de los lahares relacionada con las características anteriormente mencionadas se desarrolla a continuación; las características sobre las condiciones de medición de cada investigación que se describe se condensan en la Tabla II.1 y en la sección II.5.

Respecto a las condiciones de esfuerzo, O'Brien y Julien (1988) mencionan que el material de depósitos de flujos de lodo presenta un comportamiento de tipo Bingham con tasas de deformación baja, mientras que el comportamiento se puede ajustar a un modelo de Herschel-Bulkley cuando se presentan condiciones de altas tasas de deformación, debido a que este modelo genera valores de resistencia crítica altos y de viscosidad bajos, considerando los resultados obtenidos por Govier y Aziz (1982).

Por su parte, Major y Pierson (1992) obtienen una relación directa entre la tasa de deformación y el esfuerzo cortante del material del depósito de flujos de escombros. En muchas de las pruebas que realizaron, el valor de la viscosidad se comportó de forma variable con la aplicación de diversas tasas de deformación, lo que evidencia la presencia de algunos fluidos con comportamiento adelgazante (pseudoplástico) y otros fluidos con comportamiento dilatante. Sin embargo, también estudiaron fluidos que, en condiciones de tasas de deformación altas (mayor a 5 s^{-1} , para ese estudio), presentaron un comportamiento reológico compatible con el modelo de Bingham, que describe un valor de viscosidad plástica constante y una resistencia crítica finita. Los

valores de viscosidad plástica se encuentran en un rango entre 1 a 30 Pa.s y los valores de resistencia crítica se encuentran en un rango entre 10 a 400 Pa.

Algunos autores (Hungry y Morgan, 1984; O'Brien y Julien, 1988; Locat, 1997; Jeong, 2010; Besso, 2019) han propuesto que el comportamiento reológico de los lahares presenta tres dominios observables en las curvas de flujo (Figura II. 9): (1) la primera parte tiene una viscosidad pseudonewtoniana, que puede representar la resistencia de la mezcla con respecto a la cohesión (Locat, 1997), (2) seguido de un dominio de comportamiento que presenta una resistencia crítica aparente y, finalmente, (3) un comportamiento de flujo con una viscosidad Bingham ideal (Jeong, 2006). Por lo tanto, existen dos tipos de resistencias críticas: dinámica y estática (Cheng, 1986).

Phillips y Davies (1991) y Jeong (2006) concluyen que la determinación de los parámetros reológicos de materiales con altas concentraciones sólidas de sedimentos es compleja y, usualmente, se tiende a subestimar el valor de la resistencia crítica. Este fenómeno se puede identificar con mayor facilidad cuando se estima el comportamiento de los suelos arcillosos, los cuales presentan una zona de pseudoresistencia en su curva de flujo. Jeong (2010) explica la presencia de este dominio debido a que los ensayos se encuentran en condiciones de tasas de deformación muy tempranas/bajas (menores de 10 s^{-1}), que limitan las condiciones de flujo al dominio plástico. Además, explica que la presencia de una resistencia crítica relativamente baja y una viscosidad plástica elevada podrían estar relacionadas con una pequeña fuerza de unión entre flocúlos de arcilla.

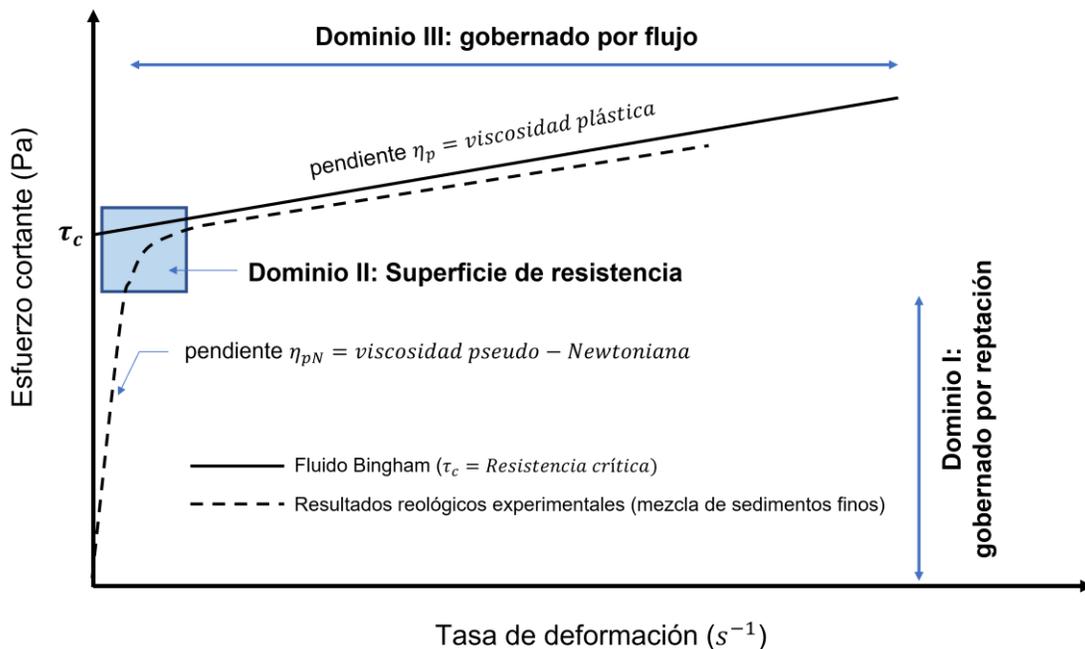


Figura II.9. Curva de flujo para mezclas de sedimento fino y agua (Modificada de Besso; 2019, Jeong, 2010; Hungry y Morgan; 1984).

Por su parte, Besso (2019) interpreta la transición entre dominios desde un régimen de reptación hasta un régimen de flujo (Figura II.9). El régimen de reptación (*creeping*) se caracteriza por la presencia del aumento abrupto en el esfuerzo cortante debido a la aplicación de pequeños incrementos en la tasa de deformación, mientras que en el régimen de flujo, el esfuerzo cortante desarrolla variaciones menores conforme aumenta la tasa de deformación y a lo largo del tiempo. Confirma que el valor del esfuerzo cortante entre los dos regímenes se define como una resistencia crítica aparente. En el régimen de reptación, el material presenta valores de viscosidad mayor, debido a que se comporta como sólido. Después de vencer la resistencia crítica, la viscosidad disminuye como consecuencia del régimen de flujo; a esto se conoce como viscosidad plástica.

Relación con el comportamiento geotécnico (plasticidad)

La plasticidad de las mezclas de suelo y la distribución de los tamaños de clastos son factores importantes que influyen las respuestas del movimiento de los fluidos (Malet et al., 2003). Hajela y Bhatnagar (1972) fueron de los primeros investigadores que relacionaron el comportamiento reológico con el comportamiento geotécnico, lo que a su vez influye en las características intrínsecas y en las condiciones de medición del material. Ellos proponen calcular el límite líquido de los suelos a partir del valor de la resistencia crítica obtenida con un viscosímetro coaxial rotacional. Es decir, proponen conocer la cantidad de agua mínima necesaria para que el material presente un comportamiento líquido.

Por otro lado, Locat y Demers (1988) presentan el enlace entre el comportamiento geotécnico y reológico de arcillas naturales blandas en un rango limitado de tasa de deformación (de 10^{-2} a 10^3 s^{-1}). Obtienen que el material presenta un decremento exponencial en la resistencia crítica a medida que la cantidad de agua, o el índice líquido, aumenta. Además, observan la transición del material desde un comportamiento de tipo Bingham hacia un comportamiento de tipo Casson cuando relacionan la resistencia crítica con el índice líquido, especialmente para índices líquidos mayores a 3. Es decir, a paridad de índice líquido existen dos subconjuntos de materiales con diferentes comportamientos, que se identifican con la resistencia crítica. Los materiales con comportamiento de tipo Bingham presentan menor resistencia crítica que los materiales con comportamiento de tipo Casson.

Años más tarde, Locat (1997) describe que el comportamiento del flujo no solo depende del contenido de agua de la mezcla, que se relaciona directamente con la concentración de sólidos, sino también de los fenómenos de superficie que se generan, los cuales se representan mediante el índice líquido. Con el objetivo de continuar con esta idea, Jeong (2010) examina las propiedades geotécnicas de suelos compuestos principalmente por clastos finos y las compara con sus propiedades reológicas a través de la caracterización del índice líquido de los materiales y la preparación de muestras con concentraciones volumétricas de sedimento y agua que son múltiplos de la cantidad de agua necesaria para alcanzar el índice líquido. Este autor obtiene conclusiones similares a la obtenidas por Locat (1997) y encuentra la relación entre el índice líquido y la viscosidad, para materiales con comportamiento Bingham.

Relación con la concentración volumétrica

O'Brien y Julien (1988) describen que tanto la viscosidad como la resistencia crítica presentan un incremento exponencial con la concentración volumétrica de sedimentos de tamaño fino. Concluyen que dichos parámetros reológicos aumentan hasta en tres órdenes de magnitud con el incremento en la concentración en el intervalo de 0.10 hasta el 0.40.

Las ecuaciones de ajuste exponencial que describen este comportamiento, y que han sido generalmente aceptadas, se expresan a continuación:

$$\eta = \alpha_1 e^{\beta_1 C_v} \quad \text{Ecuación II. 8}$$

$$\tau_c = \alpha_2 e^{\beta_2 C_v} \quad \text{Ecuación II. 9}$$

Donde:

η = viscosidad (Pa.s)

τ_c = resistencia crítica (Pa)

C_v = concentración volumétrica de sedimentos finos

A partir del análisis de regresión, O'Brien y Julien (1988) obtienen los coeficientes empíricos α_1 , α_2 , β_1 , β_2 de las ecuaciones obtenidas por sus materiales ensayados y realizan un compilado de coeficientes empíricos (Tabla II. X) estimados por otros autores de la época (Iida, 1938; Dai et al., 1980; Kang y Zhang, 1980; Qian et al., 1980).

Major y Pierson (1992) observan que los valores de resistencia crítica y viscosidad de los flujos compuestos por clastos finos son extremadamente sensibles a la concentración de sedimentos. Esta característica también fue descrita por Phillips y Davies (1991). Los flujos con baja concentración de sedimentos presentan valores de viscosidad y resistencia crítica sustancialmente menores que los flujos con mayor concentración de sedimentos. Apenas, con el aumento de concentración de sedimento en el pequeño intervalo de 2 a 4%, se registran valores de viscosidad y resistencia crítica hasta de un orden de magnitud mayor. Es decir, encuentran que la resistencia crítica y la viscosidad presentan un comportamiento exponencial con la concentración de sedimentos; de la misma forma que fue descrita por O'Brien y Julien (1988). Respecto al aumento de la fracción de tamaño arena en las mezclas ensayadas, la concentración de sedimentos y los valores de resistencia crítica y viscosidad se relacionan mediante curvas exponenciales que son paralelas entre sí, por lo que los valores de los coeficientes empíricos son similares y se encuentran en acuerdo con los datos obtenidos por O'Brien y Julien (1988).

Posterior a este estudio, se han estimado los coeficientes empíricos de los ajustes exponenciales de concentración volumétrica y parámetros reológicos en diversos estudios (Scotto di Santolo et al., 2010; Besso, 2019).

Relación con la distribución granulométrica

La mayoría de los trabajos que hablan sobre las propiedades reológicas de los materiales que componen a los flujos de escombros se limitan a la fracción fina, que caracteriza al fluido intersticial de un flujo de escombros (O'Brien y Julien, 1988; Coussot et al., 1998). De acuerdo con los experimentos de Fei (1981), el valor crítico de concentración volumétrica para que una mezcla compuesta por sedimento y agua presente un comportamiento no newtoniano está fuertemente relacionado con el contenido de sedimentos finos (0.01 mm). Es posible que un flujo tenga un comportamiento no newtoniano con una baja concentración volumétrica, siempre que se presente una alta proporción de partículas finas.

Para el caso de materiales con comportamiento de tipo Bingham, O'Brien y Julien (1988) obtienen que las muestras con bajo porcentaje de arcilla (Glenwood, con 3.0 – 7.6 % de arcilla) indican menores valores de resistencia crítica y viscosidad, en comparación con las muestras con alto porcentaje de arcilla (Aspen, con 25.2 – 31.6 % de arcilla). Los valores de viscosidad aumentan en dos órdenes de magnitud, respecto a la viscosidad del agua ($0.001 \text{ Pa}\cdot\text{s} \pm 0.05\%$, Berstad, et al., 1988), cuando las muestras presentan un contenido de arcilla bentonita entre el 5 y 6%. Por otro lado, las propiedades reológicas de las muestras que contienen clastos de tamaño arena son similares a las propiedades que describen a las muestras sin contenido de arena; esto ocurre hasta que la concentración de arena es mayor al 0.20. Cuando se cumple esta condición de concentración, la viscosidad de la mezcla aumenta rápidamente.

Sin embargo, Major y Pierson (1992) concluyen que la distribución granulométrica de los clastos de tamaño arena tienen poca influencia en la relación entre los parámetros reológicos y la concentración de sedimentos. El aumento de clastos de arena a los fluidos incrementa la concentración de sedimento total, lo que a su vez aumenta la concentración volumétrica del fluido; esta condición incrementa la resistencia crítica. Sin embargo, para el caso cuando se considera una concentración volumétrica particular, el incremento en la proporción de arena genera la disminución en la resistencia crítica y la viscosidad del fluido.

La explicación de este fenómeno fue dada por Trask (1959), quien atribuye este comportamiento a las proporciones relativas de agua enlazada y libre en la mezcla debido a las interacciones por la cantidad de arcilla. A medida que la proporción de arena incrementa, el área superficial de las partículas por unidad de volumen disminuye en el sistema. Esto genera que la proporción de agua enlazada a las partículas finas disminuya y el contenido de agua libre aumente; por lo tanto, la resistencia crítica de la mezcla disminuye. El abundante contenido de agua libre puede fomentar el movimiento de las partículas dentro del flujo; por lo tanto, induce la disminución de la viscosidad observada. Alternativamente, el incremento en las interacciones entre los clastos de arena puede ayudar a romper y dispersar los flóculos de arcilla, reduciendo la resistencia crítica y la viscosidad.

Finalmente, Jeong (2010) obtiene que, a mayor tamaño de partícula inmersa en la matriz del flujo, el valor de la viscosidad será menor, incluso hasta en un orden de magnitud. En general, el aumento en el contenido de arcilla y arena induce a que los flujos de escombros presenten un comportamiento reológico tipo Bingham. Los suelos de grano grueso tienen un valor de resistencia crítica baja, pero presentan un comportamiento de flujo con viscosidad lineal para esfuerzos de corte superiores a la resistencia crítica, mientras que los suelos de grano fino tienen comportamientos pseudoplásticos.

II.5. Sistemas de medición: viscosímetros

A pesar de que en los últimos años diversos investigadores se han encargado de estudiar la matriz fina (fluido intersticial) de los lahares desde un enfoque reológico, aún no se ha logrado establecer una metodología estandarizada que permita realizar mediciones sistemáticas. Los métodos para realizar ensayos reológicos dependen del material y las condiciones específicas. Proponer una metodología de medición implica que el material ensayado cumpla con varias condiciones de estabilidad descritas en la sección III.2.

Como parte de la propuesta de la metodología de medición, surge la necesidad de plantear la geometría del sistema adecuada, respecto a su escala y forma. La importancia de su correcta selección radica en que limita el tamaño máximo de clasto a ensayar, así como las condiciones de esfuerzo y deformación que se alcancen en el sistema. El volumen de material es otra característica que se considera para evitar la presencia de fenómenos de inestabilidad dentro del flujo (efectos perturbantes) (Scotto di Santolo et al., 2010). A su vez, el volumen del material se encuentra ligado con el rango de concentración volumétrica de sedimentos posible a ensayar. Estas características intervienen en la estimación del comportamiento reológico del material proveniente de los lahares; por lo tanto, si la geometría no es adecuada, existe la posibilidad de obtener datos erróneos de las propiedades reológicas que definan un comportamiento diferente al real.

Se han realizado trabajos con viscosímetros que involucran geometrías con diversas escalas, que se relacionan directamente con el tamaño de clasto máximo de estudio. Los trabajos realizados por Phillips y Davies (1991), Coussot y Piau (1995), Coussot et al. (1998), Contreras y Davies (2000) y Schatzmann et al. (2003) implican geometrías de gran escala y rotores con diversas formas, mientras que los trabajos realizados por O'Brien y Julien (1988); Locat y Demers (1988), Major y Pierson (1992) y Jeong (2006, 2010) utilizan rotores con formas de cilindros concéntricos de pequeña escala. También existen otras formas de geometrías, como rotores en veleta o placas paralelas a pequeña escala (Coussot et al., 1998; Bin y Huilin, 2000; Scotto di Santolo et al., 2010, 2012). A continuación, se describen las metodologías y aplicaciones de algunos de los trabajos mencionados anteriormente, poniendo mayor enfoque a los que utilizan geometrías de rotores con forma cilíndrica de pequeña escala, ya que es la geometría empleada en este trabajo.

Viscosímetros de gran escala

Para el caso de las metodologías de gran escala y con diferentes formas, se aprovecha este apartado para describir los resultados obtenidos por cada una de ellas. En general, los viscosímetros con geometrías de gran escala están limitados para analizar mezclas con clastos de diámetro máximo entre 20 y 35 mm (Schatzmann et al., 2003).

Phillips y Davies (1991) construyen un viscosímetro de acero a gran escala, con geometría de cono-plato. Este presenta dimensiones correspondientes a un diámetro de 40 cm y una inclinación de 30°, que les permiten medir tamaños de clastos máximos de 35 mm con tasas de deformación menores a 16 s⁻¹. A pesar de la presencia de grandes variaciones en los valores del esfuerzo cortante, los autores concluyen que el material proveniente de los depósitos de flujos de escombros de Bullock Creek fines y Tarndale Slip presenta un comportamiento complejo, con la coexistencia de comportamientos adelgazantes y dilatantes. Además, logran

estimar los parámetros reológicos, con valores de resistencia crítica y viscosidad entre 15 y 300 Pa y entre 0.4 y 104 Pa.s, respectivamente.

Contreras y Davies (2000) caracterizan materiales de flujos de escombros de grano grueso utilizando el viscosímetro creado por Phillips y Davies (1991), aplicando tasas de deformación menores a 7 s^{-1} . De manera similar, detectan registros de grandes variaciones en el esfuerzo cortante medido, lo que les impide clasificar el material con un comportamiento particular. Sin embargo, logran identificar que el grado de histéresis varía con la concentración de sólidos y su distribución granulométrica.

Coussot y Piau (1995) diseñan un viscosímetro con geometría de cilindros concéntricos con el que miden tamaños de clastos máximos de 20 mm, debido a que el espacio entre los cilindros es de 20 cm y el radio del cilindro externo es de 120 cm. Dicha configuración se adecua a la aplicación de tasas de deformación menores a 60 s^{-1} . Los autores logran caracterizar las curvas de flujo obtenidas para diferentes depósitos de flujos de escombros con el modelo de Herschel-Bulkley, donde el promedio del índice n resulta igual a 0.33; esto implica la interpretación de un comportamiento adelgazante, para mezclas con abundancia en materiales finos. Explican que este comportamiento es debido a que la fracción arcillosa tiene un papel clave en el comportamiento global del material (Coussot y Piau, 1995). Además, documentan a detalle la gran dificultad de realizar las mediciones en presencia de clastos gruesos que inducen efectos de tamaño, segregación y migración de partículas.

Coussot et al. (1998) caracterizan el flujo de escombros Moscardo, ocurrido en la región de Friuli, al noreste de Italia. Realizan el muestreo del material después de 40 horas del suceso, lo que les permite estimar una concentración volumétrica real y proponer la parametrización reológica de muestras artificiales con diversas concentraciones volumétricas. Para ello, utilizan el sistema de medición (viscosímetro) propuesto por Coussot y Piau (1995) para medir clastos con diámetro máximo de 25 mm y completan los datos con la caracterización reológica del material compuesto por clastos finos; para ello, proponen un sistema de medición que se describirá posteriormente en este trabajo, debido a que se acopla con las características del viscosímetro de pequeña escala con forma de placas paralelas.

Viscosímetros de pequeña escala con formas de cilindros concéntricos

Los siguientes trabajos describen geometrías de cilindros concéntricos de pequeña escala que ensayan materiales compuestos por fracciones de clastos con tamaño arcilla, limo y arena fina (diámetro entre $4 \mu\text{m}$ y 0.125 mm), considerando que este último tamaño también forma parte del sedimento que compone la matriz de los flujos de lahares. En esta sección se describen las metodologías de forma general, mientras que las características específicas de cada sistema de medición se encuentran registradas en la Tabla II. 1.

A través de la construcción de un viscosímetro rotacional de cilindros concéntricos, O'Brien y Julien (1988) estudiaron el comportamiento reológico de la matriz de varios flujos de lodo provenientes de las Montañas Rocosas, en Colorado Central, cercanos a las poblaciones Aspen y Glenwood Springs. Describen y caracterizan a la matriz de los flujos como el material que se compone por clastos de tamaño limo y arcilla; sin embargo, también realizaron ensayos agregando proporciones de clastos tamaño arena ($1 - 1.6 \text{ mm}$). Las condiciones de medición son definidas por las condiciones naturales de los canales donde se formaron los flujos; es decir, se logra un rango de concentración volumétrica de las mezclas entre 0.10 y 0.45 y se aplican bajas tasas de

deformación ($<20 \text{ s}^{-1}$). Además, se determinaron los valores de límite líquido e índice plástico de las muestras con mayor contenido de arcilla (nombradas Aspen), resultando en materiales arcillosos con baja y media plasticidad.

Locat y Demers (1988) estudian las características de los suelos removilizados y su relación con la viscosidad, la resistencia crítica, la resistencia al corte y su índice líquido, con el objetivo de generar una aproximación en los parámetros reológicos. Las muestras de suelos fueron seleccionadas considerando el estudio de materiales con un buen rango de índices de plasticidad (11- 37%), sensibilidad al aumento en la salinidad del agua intersticial (8- 82) y fracciones de arcilla (19-75%), las cuales fueron ensayadas con un rango de tasas de deformación entre 0.004 y 1198 s^{-1} . Sin embargo, los valores de viscosidad se obtuvieron en la última porción de la curva, en un rango de tasas de deformación entre 58 y 5112 rpm. Las características de la geometría de medición se registran en el apartado del trabajo realizado por Jeong (2010) de la Tabla II. 1, debido a que estos autores utilizan la misma geometría que Locat y Demers (1988). A partir de este estudio logran caracterizar el comportamiento del material como un fluido de tipo Bingham que se transforma a un fluido de tipo Casson, mediante la variación de las características de salinidad de las muestras. Esta transición se observa en diferentes valores de viscosidad y resistencia crítica y se relaciona con la composición de diferentes tipos de arcilla.

Major y Pierson (1992) estudian las características del material extraído del depósito de flujo de escombros ocurrido en 1980 en el Río North Fork Toutle, colectado a 55 km río abajo del volcán Santa Helena, Washington. Las mediciones se realizaron con una tasa de deformación controlada entre 1 y 60 s^{-1} . Se realizaron mediciones de muestras con sedimentos de tamaño limo y arcilla, en concentraciones volumétricas parecidas a la reales (0.44 a 0.66), y posteriormente se agregaron porciones de arena.

Finalmente, Jeong (2010) examina las propiedades geotécnicas de suelos compuestos principalmente por clastos finos y las compara con sus propiedades reológicas. Los suelos provienen de material removido por procesos de deslizamientos y de material de desechos mineros de hierro. El material contiene grandes fracciones de arcilla, entre el 10 y 38 % de la muestra original. Las propiedades geotécnicas se estimaron cumpliendo las especificaciones de los estándares ASTM y BNQ (Bureau de Normalisation du Québec), enfatizando los resultados obtenidos para el índice líquido, con cantidades en el rango entre 1.1 y 4.2, mientras que las propiedades reológicas fueron estimadas por un viscosímetro rotacional de cilindros coaxiales RV-12 a partir de pruebas en estado estable, respuesta dinámica e histéresis en un amplio rango de tasas de deformación comprendido entre el 0.5 a 1200 s^{-1} .

Viscosímetros a pequeña escala con diversas formas

Por su parte, los trabajos que emplean geometrías diferentes, a las de cilindros concéntricos, proponen comparaciones entre los resultados obtenidos por estas y otras propuestas de geometrías, incluso algunas construidas específicamente para sus estudios. Algunos trabajos también proponen la implementación de metodologías analíticas. Las mezclas que se ensayan en estos sistemas de medición se componen de partículas finas, con tamaños de diámetros máximos de 0.5 mm. A continuación, se presenta el resumen de algunos de estos trabajos.

La geometría que les permite caracterizar la fracción fina del material depositado por el flujo de escombros Moscardo a Coussot et al. (1998) está compuesta por dos placas paralelas, con diámetro de 50 mm y espacio entre placas de 3 mm. Coussot et al. (1998) caracterizan cuatro suspensiones finas, con clastos de diámetros máximos de 0.4 mm, a partir del procedimiento descrito por Coussot y Boyer (1995), con concentraciones volumétricas entre el 0.30 y 0.43. Las condiciones de deformación se aplican mediante valores de tasas de deformación en el rango de 10^{-2} y 10^2 s^{-1} , aproximadamente. A partir del ajuste de datos al modelo Herschel-Bulkley, Coussot et al. (1998) concluyen que el material presenta un comportamiento adelgazante. Los valores del coeficiente de consistencia (parámetro K) se encuentran entre 11.7 y 23.5 $\text{Pa/s}^{1/3}$. Además, una baja condición de deformación permite obtener valores de resistencia crítica muy cercanos al valor de resistencia crítica real (Coussot y Piau, 1994; Coussot y Boyer, 1995) y compatibles con los valores obtenidos a partir del método del plano inclinado (entre 41.1 y 96.5 Pa).

Por otro lado, Scotto di Santolo et al. (2010) comparan las diferencias en los parámetros reológicos de ajuste que presenta el modelo Bingham cuando se emplean dos geometrías de viscosímetros distintos para caracterizar un flujo de escombros. El objetivo de su estudio es distinguir los efectos perturbantes debido a la aplicación de una geometría específica. Utilizan una geometría de placas paralelas que les permite analizar materiales con un diámetro máximo de clasto de 0.1 mm y una geometría de veleta para muestras compuestas por partículas con diámetros máximos de 0.5 mm. Las condiciones de medición les permiten parametrizar mezclas con concentraciones volumétricas del 0.20, 0.30 y 0.40, aplicando tasas de deformación controlada entre el rango de 0.014 a 1400 s^{-1} . El material proviene de tres depósitos de flujos de escombros ocurridos en épocas recientes al estudio en la región de la Campania y compuestos por material piroclástico emitido por el volcán Vesubio y los Campos Flégreos, Italia. En condiciones de deformación baja, se obtienen diferentes comportamientos debido a la geometría empleada. Cuando se utiliza la geometría de placas paralelas, el esfuerzo cortante aumenta con la tasa de deformación, mientras que cuando se utiliza la geometría de veleta, el esfuerzo cortante disminuye con la tasa de deformación, seguido de un subsecuente aumento en condiciones de deformación mayor. La implementación de ambas geometrías permite evitar realizar interpretaciones erróneas del comportamiento del flujo de sedimento estudiado. Los autores estimaron que, a 50 s^{-1} , las mezclas presentan un comportamiento de tipo Bingham con una resistencia crítica, para las condiciones de deformación acotadas. La resistencia crítica aumenta con la concentración volumétrica de sedimentos y disminuye con el incremento de la fracción arenosa. Finalmente, encuentran relaciones entre la concentración volumétrica y la resistencia crítica.

Schatzmann et al. (2003) presentan la adaptación de un nuevo sistema de medición con una geometría de esfera rotatoria excéntrica (que no se mueve sobre su eje geométrico). El sistema se compone de un contenedor redondo con diámetro de 115 mm y profundidad de 48 mm, donde se coloca la muestra a medir. La esfera tiene un diámetro de 1.2 cm y se encuentra fija a un soporte rotatorio a una profundidad de 22 mm. Esta geometría permite medir suspensiones con tamaños de clastos máximos de 10 mm, en condiciones de deformación fijas entre 0.1 y 100.0 s^{-1} . Los autores caracterizan materiales compuestos por material fino, principalmente, con 17% de arena fina, 36% de limo y 47% de arcilla, en concentraciones volumétricas de sedimento entre 0.225 y 0.30. Además, ensayan muestras con proporciones de clastos gruesos (tamaños de grava entre 3 y 10 mm), con concentraciones volumétricas de sedimento entre 0.1 y 0.4. Los resultados obtenidos por este nuevo sistema se comparan con los obtenidos por un sistema de cilindros concéntricos de pequeña escala. Schatzmann et al. (2003) concluyen que los resultados obtenidos por ambas metodologías empatan entre el rango de tasas de

deformación de 10 a 30 s⁻¹. Finalmente, el material se ajustó mediante el modelo Herschel-Bulkley, observando que principalmente dominan los efectos viscosos en el comportamiento del flujo. Tanto las suspensiones compuestas por material fino como las que contienen partículas gruesas presentan un comportamiento adelgazante y el incremento en la concentración de grava conduce a un aumento considerable de esfuerzo cortante y tasas de deformación fluctuantes.

Besso (2019) combina las metodologías analítica y experimental para determinar el comportamiento reológico de las muestras de suelo depositadas en un coluvión de Río de Janeiro, Brasil. A partir de la metodología del cono de penetración, se define la tasa de deformación específica que limita el valor de viscosidad obtenido por la aproximación del viscosímetro. El sistema de medición del viscosímetro presenta una geometría de placas paralelas con diámetro de 49.96 mm y 2 mm de distancia entre ellas, lo que permite ensayar en condiciones de deformación controlada y con un procedimiento de barrido, con la aplicación de tasas de deformación entre 1 y 100 s⁻¹. Sin embargo, las condiciones de deformación a las que se calculan los valores de viscosidad y resistencia crítica se limitan a valores entre 4.4 y 6.2 s⁻¹. El autor sugiere que la metodología del cono de penetración y la analítica resultan ser aplicables cuando no se cuenta con el equipo reológico para caracterizar el material. Respecto al comportamiento del material, el autor concluye que el material presenta un comportamiento adelgazante con un valor de resistencia crítica. De forma similar a O'Brien y Julien (1988), Major y Pierson (1992), y Scotto di Santolo et al. (2010), Besso (2019) encuentra relaciones exponenciales entre la concentración volumétrica y los parámetros reológicos.

La Tabla II.1 condensa la información sobre los sistemas de medición empleados en los estudios reológicos descritos con anterioridad, específicamente para aquellos que usan viscosímetros con geometrías de pequeña escala y formas diversas. Se describen las características del sistema de medición, de la muestra ensayada y los rangos generales de los parámetros reológicos obtenidos. Para las columnas 1 – 4 se construye la tabla únicamente con los valores que corresponden a las muestras compuestas por sedimentos de tamaño limo y arcilla, a pesar de que los autores realizan mediciones con granulometrías mayores (tamaño arena). La selección de datos se realiza con la finalidad de comparar las geometrías de medición y las características del material de interés propuestas en este estudio, en conjunto con los parámetros reológicos obtenidos.

Las columnas 5 y 6 se incluyen con el propósito de mostrar la información obtenida por Scotto di Santolo et al. (2010) y Besso (2019) sobre las relaciones entre la concentración volumétrica del material y los parámetros reológicos obtenidos, empleando el ajuste exponencial propuesto por O'Brien y Julien (1988). Esta información puede ser comparable con la obtenida para esta tesis por la similitud en la escala de la geometría, a pesar de no compartir geometrías con la misma forma.

Las descripciones de los trabajos anteriores han permitido enfatizar que el estudio del comportamiento reológico se ha limitado y/o clasificado por el tamaño de clasto máximo que compone la mezcla de sedimento. La selección de la geometría de medición se determina por el tamaño de clasto máximo medible. Sin embargo, existen trabajos que han implementado la unión de dos metodologías con el objetivo de caracterizar la mezcla de sedimentos con el rango de tamaños de clastos completo, desde arcilla hasta arena gruesa y/o grava (Schatzmann et al., 2003; Coussot et al., 1998), dividiendo la granulometría total de la mezcla en una fase continua y una dispersa, siendo la matriz del flujo el material que comprende a los clastos finos (arcilla y limo y/o arena fina) con características de un comportamiento fluido, mientras que los clastos de arena gruesa y gravas forman parte de la fase dispersa en la matriz.

Al aplicar conjuntamente las dos metodologías para estimar el comportamiento reológico de un flujo de escombros, Coussot et al. (1998) suponen la ausencia de algún fenómeno físico nuevo que pudiera cambiar el comportamiento de la suspensión compuesta por sedimentos de tamaño fino en comparación con la muestra de distribución granulométrica completa. Además, afirman que la muestra con distribución granulométrica completa presenta un comportamiento que cumple con las leyes físicas de los flujos de escombros viscosos propuestas por Coussot (1994). A partir de estas leyes, realizan una extrapolación de los valores de resistencia crítica y viscosidad. Sin embargo, Schatzmann et al. (2003) señalan que uno de los problemas principales al aplicar este método es la exactitud de la extrapolación, además de la suposición sobre el comportamiento en el régimen viscoso del material, incluso con la abundante presencia de clastos con tamaños máximos de 50 mm en el depósito natural.

| | Este trabajo (1) | O'Brien (1986) (2) | Major y Pierson (1992) (3) | Jeong (2006) (4) | | | Scotto di Santolo et. al. (2010) (5) | Besso et al. (2019) (6) | |
|--|--|-----------------------------------|--------------------------------------|---|---------|----------|--|--|------------------------------------|
| Sistema de medición: | Viscosímetro rotacional cilindros concéntricos | | | | | | Viscosímetro rotacional geometría placas paralelas | | |
| Cilindro interno (rotor) | | | | MV - I | MV - II | MV - III | Placas paralelas Diámetro D (mm) | 40 | 49.96 |
| Radio R_i (mm) | 8.325 | 69.2 | 84 | 20.04 | 18.4 | 15.2 | | | |
| Profundidad de inmersión h (mm) | | 80 | 150 | 60 | 60 | 60 | | | |
| Cilindro externo (tambor) | | | | 21 | | | | | |
| Radio R_a (mm) | 11.0 | 74.5 | 115 | | | | | | |
| Gap $R_a - R_i$ (mm) | 2.675 | 5.3 | 31 | 0.96 | 2.60 | 5.80 | Gap entre placas (mm) | 1 | 2 |
| Relación R_a/R_i | 1.32 | 1.07 | 1.36 | 1.05 | 1.14 | 1.38 | | | |
| Tasa de deformación (s^{-1}) | | | | | | | Tasa de deformación (s^{-1}) | | |
| Máx. | 98.02 | 20 | 58.40 | 1198 | 461 | 225 | Máx. | 1400 | 100 |
| Min. | 49.01 | 1.1 | 1.20 | 0.023 | 0.009 | 0.004 | Min. | 50 | 1 |
| Características de la muestra | | | | | | | | | |
| Tipo de muestra | Depósitos de lahares | Depósitos de flujos de lodo | Depósito de flujo de escombros | Suelos relacionados con procesos de remoción | | | Tipo de muestra | Depósitos de flujos de escombros | Coluvión compuesto por suelo |
| Volumen de muestra (cm^3) | 21.76–27.96 | 100 | 10^4 | 40 | 55 | 70 | Volumen de muestra (cm^3) | No mencionado | |
| Cv (Sólidos, %) | | | | IL (%) | | | Cv (Sólidos, %) | | |
| Máx. | 0.49 | 0.421 | 0.52 | 2.1 | | | Máx. | 0.40 | 0.282 |
| Min. | 0.39 | 0.218 | 0.44 | 4.2 | | | Min. | 0.20 | 0.242 |
| Tamaño máximo de partícula (diámetro, mm) | 0.063 | 0.063 | 0.063 | 0.075 | | | Tamaño máximo de partícula (diámetro, mm) | 0.1 | 0.42 |
| Clasificación | Limo grueso | Limo grueso | Limo grueso | Limo grueso y poca arena muy fina | | | Clasificación | Arena fina | Arena media |
| Contenido de arcilla* (%) | | | | | | | Contenido de arcilla* (%) | | |
| Máx. | 2.66 | 7.6 | 5 | 38 | | | Máx. | ~5 | 54.9 |
| Min. | 1.01 | 3.0 | 3 | 10 | | | Min. | ~3 | Único |
| Resultados | | | | | | | | | |
| Modelo de ajuste | Bingham | Bingham | Herschel- Bulkley | Bingham | | | | Bingham | Bingham |
| Viscosidad plástica (Pa.s) | | | | | | | Viscosidad plástica (Pa.s) | | |
| Máx. | 0.3447 | 12.03 | 7.1 | 1.1903 | | | Máx. | 0.0333 | 53.1 |
| Min. | 0.0374 | 0.066 | 0.2 | 0.0237 | | | Min | 0.0033 | 19.4 |
| Resistencia crítica (Pa) | | | | | | | Resistencia crítica (Pa) | | |
| Máx. | 2.099 | 88.0 | 20.21 | 163 | 403.9 | | Máx. | 16.88 | 166.1 |
| Min. | 0.049 | 1.30 | 0.17 | 12 | 27.3 | | Min. | 0.047 | 114.9 |

Tabla II.1. Comparación entre los sistemas de medición de pequeña escala para la caracterización del comportamiento reológico de mezclas de sedimento y agua.

III. Zona de estudio y selección de muestras

El volcán Popocatépetl presenta una gran cantidad de depósitos de lahares cercanos al edificio volcánico; de ellos se colectaron tres muestras de lahares depositados en la ladera noreste, ubicadas a una distancia de entre 15 y 25 km desde el cráter sobre el sistema de drenaje Huiloac, cercanas a las comunidades de San Nicolás de los Ranchos, Santiago Xalitzintla, y San Buenaventura Nealtican y una muestra de lahar ubicada en la ladera sureste, ubicada a 16 km desde el cráter sobre el sistema de drenaje localizado en la comunidad de Tochimilco (Figura III.1). Se realizó una selección entre la variedad de depósitos de lahares a partir de los parámetros de temporalidad del evento y características composicionales y granulométricas, con relación en su frecuencia de ocurrencia (Tabla III. 1).

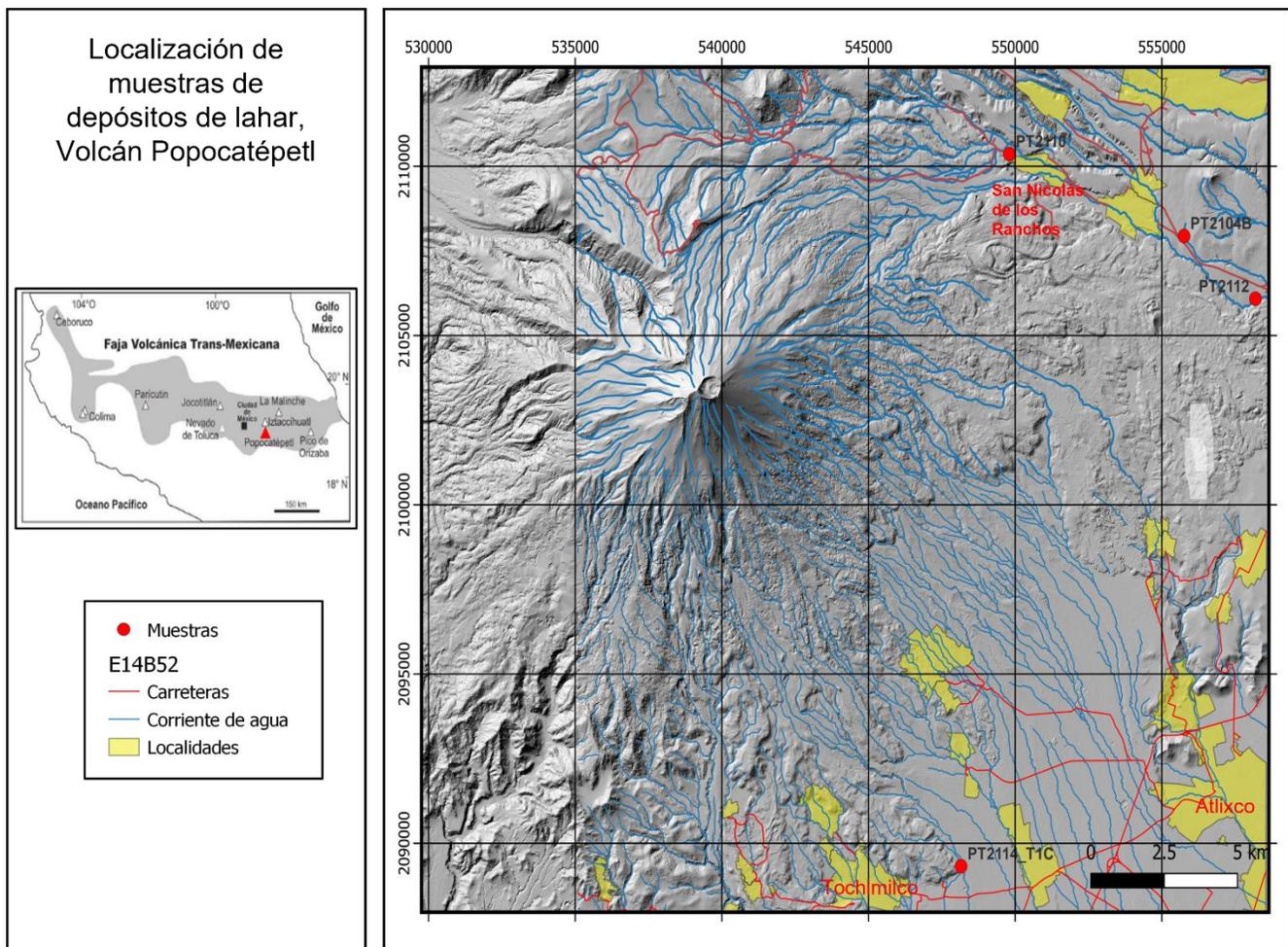


Figura III.1. Ubicación geográfica del volcán Popocatépetl y depósitos de lahar.

A continuación, se describen las características de los depósitos:

| Clasificación | Muestra | Ubicación | | Tipo de depósito | Temporalidad | Composición |
|--|--------------------------------------|-----------|------------|--------------------|--------------|--|
| Sector noreste: sistema de drenaje Huiloac | | | | | | |
| Tipo 1 | PT2104 | 555762.19 | 2107940.39 | Flujo de escombros | Primario | Monotolitológico líticos de pómez |
| Tipo 2 | PT2110: Lahar de San Nicolás-cercano | 549811.17 | 2110360.49 | Flujo de escombros | Primario | Heterolitológico líticos de lava + pómez |
| | PT2112: Lahar de San Nicolás-lejano | 558197.75 | 2106085.83 | | | |
| Sector sureste: sistema de drenaje Tochmilco | | | | | | |
| Tipo 3 | PT2114-T1C | 548159.00 | 2089320.00 | Flujo de escombros | Secundario | Heterolitológico |

Tabla III.1. Relación de muestras de depósitos de lahares relacionadas con su temporalidad y composición.

Clasificación de muestras

Con base en las relaciones estratigráficas de los depósitos muestreados y el estudio de los lahares que han ocurrido en las pendientes del volcán, que se asocian a los escenarios de peligros considerando la historia eruptiva, se caracterizan los depósitos de este estudio en tres tipos.

El Tipo 1 describe a los lahares que han ocurrido bajo eventos de erupciones plinianas de gran escala; por lo tanto, son de origen primario y se forman por materiales juveniles, con composición monolitológica de pómez y abundante contenido de material fino. Estratigráficamente se ubican sobre depósitos de caída o de corrientes piroclásticas. Dentro de este tipo se incluye la muestra de depósitos de lahar PT2104. El escenario eruptivo que se podría asociar corresponde a la mayor magnitud de peligro.

El Tipo 2 incluye el lahar de San Nicolás, que se desarrolló durante las erupciones plinianas de mediana escala. El depósito generado por el lahar se encuentra estratigráficamente sobre un depósito de oleada piroclástica (1, 310 a.P), interpretado así por Siebe et al. (1995b) y González-Huesca (2000) en la zona proximal. Encima del depósito de lahar se encuentra un depósito de caída (no observable en el afloramiento de estudio/muestreo) reportado por González-Huesca (2000), con una edad de entre 1 325 y 905 a. P (Siebe et al., 1995b), mientras que en la zona distal se reporta el depósito del lahar sobre otro depósito de lahar con distribución granulométrica diferente a la del lahar de San Nicolás. El material colectado durante este trabajo (PT2110-cercano y PT2112-lejano) se encuentra depositado dentro de la zona proximal sugerida por González-Huesca (2000), donde el depósito se caracteriza por ser un flujo de escombros no cohesivo. Se seleccionaron dos muestras del mismo depósito, ubicadas a 9 km aproximadamente de distancia entre ellas, con el objetivo de observar las diferencias en el comportamiento reológico del material del flujo con la distancia. Este tipo de evento pertenece al escenario de peligro con magnitud intermedia

Finalmente, el Tipo 3 describe a lahares que se desarrollan en periodos estacionales, en los que el mecanismo disparador puede ser el periodo de lluvias anual. Se encuentran formando terrazas de depositación que se

construyen a través de una secuencia de depósitos con características fluviales y de lahares secundarios. Estas terrazas se encuentran sobre un canal activo, donde se observan varios niveles de terrazas de anteriores etapas de formación del canal. Se han estudiado lahares primarios y secundarios que han ocurrido durante el presente periodo eruptivo. Entre los más caracterizados son los ocurridos en los años de 1997, 2001, 2010 y 2017 (Capra et al., 2004; Zaragoza, et al., 2020; Coviello, et al., 2017). Estos eventos se asocian a un estilo de actividad vulcaniana, para los eventos primarios, y a lluvias extraordinarios y sismos, para los eventos de actividad secundaria. En este trabajo se estudian los sedimentos originados durante periodos de lluvias estacionales, con origen secundario y con composición heterolitológica que incluye líticos de lava y algunos pocos clastos de pómez, específicamente nombrado como PT2114-T1C. Los eventos de este estilo describen al escenario de menor magnitud y mayor frecuencia.

IV. Metodología

La elaboración de este proyecto consta de dos fases principales: la primera se define como la etapa de recolección y caracterización de muestras de depósitos de lahares primarios y secundarios generados del volcán Popocatepetl, mientras que la segunda etapa se enfoca en realizar el análisis reológico de las muestras de material con tamaño limo y arcilla, que comprende el fluido intersticial del lahar. La viscosidad se obtuvo de manera directa a través de la metodología propuesta en este trabajo. La resistencia se obtuvo de dos maneras, por su medición directa y por su estimación con la metodología propuesta por Fitton y Seddon (2012). La figura IV.1 muestra el diagrama de flujo de la metodología general realizada durante este proyecto.

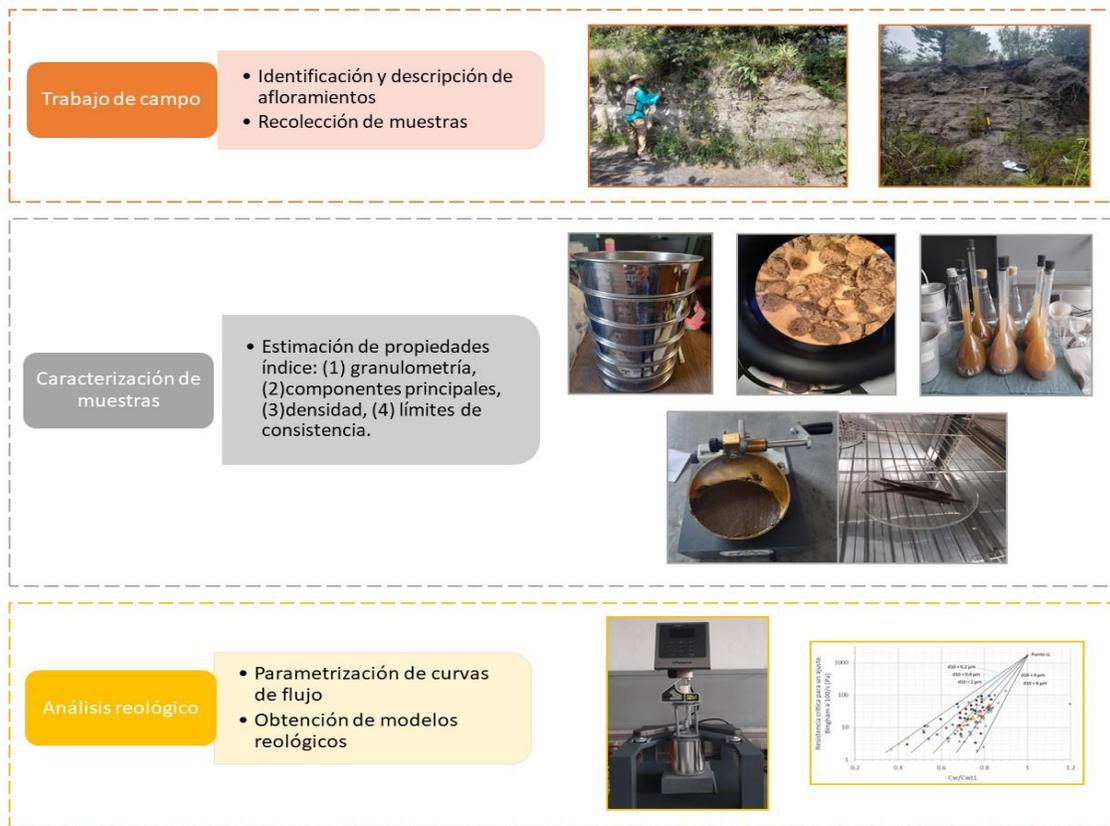


Figura IV.1. Diagrama de metodología general.

IV.1. Caracterización de muestras

La caracterización de propiedades intrínsecas de las muestras comprendió el análisis granulométrico y de componentes de los depósitos de lahares, así como la determinación de la densidad de sólidos y de mezcla de sedimento y agua, relacionada con el cálculo de los límites de consistencia del material. Para ello, las muestras se secaron a 105 °C por 24 horas en un horno eléctrico y se cuartearon para dividir la cantidad de material de cada una de las pruebas de caracterización de propiedades intrínseca y de caracterización reológica. Las

partículas que componen el material utilizado para el análisis de densidad de sólidos, densidad de mezcla, límites de consistencia y reológico de mezcla tuvieron un diámetro menor a 63 micras (>4 phi), lo que corresponde a los tamaños de clasto limo y arcilla, mientras que el material utilizado para el análisis granulométrico estuvo compuesto por partículas de todos los tamaños de clastos, desde arcilla ($1.95 \mu\text{m}$, 9.0 phi) hasta grava (16 mm , -4.0 phi). A continuación, se describen cada una de las técnicas que se implementaron para la caracterización de las muestras.

Análisis granulométrico

El análisis granulométrico se realizó para dos rangos de tamaño de clastos. Las fracciones de clastos con tamaño entre $63 \mu\text{m}$ y 16 mm (de 4 a -3 phi), correspondientes a tamaños de arenas y gravas, se obtuvieron a través de un tamizado cinético por vía seca, mientras que las fracciones de menor tamaño a $63 \mu\text{m}$ (de 9 a 4 phi), arcillas y limos, se estimaron por el método de la pipeta. Se realizó un ajuste entre los valores de tamaños de clastos que se superpusieron entre los dos tipos de técnicas de análisis granulométrico. Posteriormente, se calcularon, con el software Gsstat, los momentos estadísticos de la distribución granulométrica: media, desviación estándar, asimetría y curtosis.

Tamaño grava y arena (de 4 a -3 phi)

Cada muestra se vertió en una torre de tamices estandarizados ASTM, ordenados de mayor a menor tamaño de clasto de forma descendente y se aplicó una agitación constante por un intervalo de tiempo definido, con el fin de que el material con tamaño característico se retuviera en cada una de las mallas. Se separaron las fracciones correspondientes a cada phi entre el rango de 4 a -3 phi (Figura IV.2.1). El material menor en tamaño a 4 phi se conservó para que se separara por vía húmeda con el método de la pipeta.

Tamaño arcilla y limo (de 9 a 4 phi)

El método de la pipeta utiliza la velocidad de sedimentación de partículas de tamaño específico para calcular el tiempo necesario para realizar la medición de la cantidad de clastos (Figura IV.2.2). La velocidad de sedimentación obedece la ley de Stokes. Se vertieron 10 g de material con partículas de tamaño menor que 4 phi ($63 \mu\text{m}$), que se obtuvo del tamizado cinético de los tamaños de grava y arena, junto con 250 ml de agua destilada y 10 ml de agente dispersante de limos y arcillas (hexametáfosfato de sodio (NaPO_3)₆, 50 g/L), en contenedores de plásticos que se agitaron por 12 horas en una plancha de agitación. Posteriormente, la mezcla se vertió en probetas de vidrio con capacidad de un litro, las cuales se aforaron con agua destilada. Se realizó una agitación homogénea a la columna de agua y el material sólido dispersado. Considerando el tiempo preciso de medición, se extrajeron alícuotas de 25 ml con una pipeta, que se depositaron sobre charolas de aluminio. Finalmente, las muestras sobre las charolas se secaron por 24 horas a 105°C en el horno eléctrico y se pesaron, con el objetivo de conocer la cantidad de sedimento característico de cada tamaño de clasto correspondiente al tiempo de extracción de la columna de sedimentación.

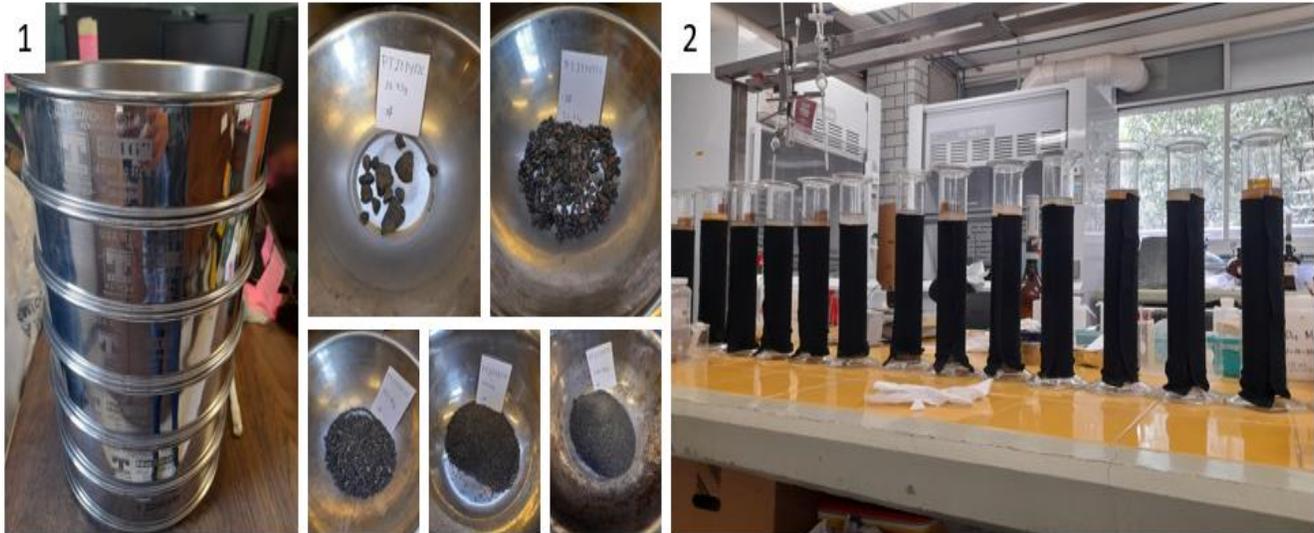


Figura IV.2. Metodologías para análisis granulométrico: Tamizado cinético y pipeta.

Análisis de componentes

El análisis de componentes mayoritarios permitió cuantificar la cantidad de partículas que pertenecen a clastos juveniles (pómez y escoria), líticos y cristales de las clases granulométricas de tamaños de -2, -1 y 0 phi (entre grava fina y arena muy gruesa, 4 mm, 2 mm y 1 mm). Para realizar este procedimiento, se introdujeron las muestras de clastos en un baño ultrasónico durante 3 minutos, con agua destilada, con el fin de observar las características propias de los sedimentos, sin la presencia de material fino adherido a la superficie. Posteriormente, las muestras se secaron a 105 °C por 24 horas en un horno eléctrico. El análisis consistió en la descripción, a través del microscopio estereoscópico, de las características superficiales de 300 clastos que componían la muestra, en conjunto con el conteo de individuos presentes para cada clasificación de sedimentos identificados por sus características superficiales.

Análisis de densidad de sólidos

El análisis de densidad de sólidos se realizó a través del método de cálculo de gravedad específica (Figura IV.3) de las partículas con picnómetros de 500 ml. Primero, se calculó la cantidad de humedad natural de las muestras; para ello se pesaron y secaron 50 g de muestra por 24 horas a 105 °C. A través de esta cantidad de agua natural, se calcularon las cantidades de material necesarias para cada una de las muestras según la capacidad de los picnómetros. La muestra de material se saturó con 50 ml de agua destilada durante 24 horas.

Posteriormente, la muestra se vertió dentro del picnómetro y se agregó agua destilada hasta la mitad de la profundidad del cuerpo del picnómetro. Los picnómetros se agitaron por 60 minutos en un baño maría para homogeneizar la muestra de material y el agua. Además, se extrajo el aire atrapado entre el material y el agua en una cámara de vacío (Figura IV.3.2). La combinación entre el calor otorgado por el baño maría y la extracción

de aire por la cámara de vacío permitió la formación de burbujas dentro del picnómetro y su liberación hacia el exterior en la superficie.

En seguida, el picnómetro se aforó hasta la marca de calibración, con agua destilada y desaireada (Figura IV.3.1) y se llevó al equilibrio térmico dentro de un contenedor aislado. Al día siguiente, se obtuvo la masa y la temperatura del picnómetro con la muestra de material dentro. Finalmente, se vertió el material a una charola y se secó completamente durante 24 horas, para conocer el peso del material seco (Figura IV.3.3). Las mediciones se realizaron por duplicado.



Figura IV.3. Análisis de densidad de sólidos por método de picnómetro.

Densidad de mezcla

El análisis de densidad de mezcla se realizó con un densímetro para concreto Leutert. El procedimiento consistió en la preparación de 300 g, aproximadamente, de mezcla de sedimento y agua de forma homogénea. Para ello, se pesaron 200 g de material sólido seco (sedimento) y se midió la cantidad de agua característica del límite líquido de cada sedimento. La mezcla de sedimento y agua se colocó dentro de la cucharilla del densímetro con un volumen conocido y se estimó el valor de la densidad con la escala de medición del instrumento. La medición de densidad se realizó por triplicado.

Límites de consistencia

La mezcla de sedimentos y contenido de agua se analizó a través de pruebas geotécnicas que identificaron los límites de consistencia, también llamados de Atterberg, que son estados de concentración límite de la fase líquida (agua) donde la fase sólida (suelo) presenta el comportamiento plástico (L_P) o líquido (L_L). El límite

plástico es el contenido de humedad al cual el suelo pasa de fiable a plástico, mientras que el límite líquido es el contenido de humedad al cual el suelo fluirá muy poco al aplicarle una fuerza y pasa de plástico a viscoso.

A partir de ellos, fue posible determinar el índice de plasticidad (I_p), que relaciona la diferencia entre el comportamiento líquido y el plástico de la muestra (Ecuación III.1), y el índice líquido (I_L), que relaciona la cantidad de agua en comparación con el límite y el índice plástico (Ecuación III.2) (Terzaghi, 1943).

$$I_p = L_L - L_p \quad \text{Ecuación III.1}$$

$$I_L = \frac{(w - L_p)}{I_p} \quad \text{Ecuación III.2}$$

Donde w es el contenido de agua de la mezcla.

Para la determinación del límite líquido del material, se implementó la metodología de la copa de Casagrande. El aparato consiste en un recipiente de latón, en forma de cuchara, que se levanta mediante una manivela, y después se deja caer a una distancia de 10 mm hacia una superficie dura (Figura IV.4.1). Cada una de las muestras se tamizaron por la malla n.º 40 (0.425 mm, 1 phi) y se saturaron con agua destilada por 24 horas. Posteriormente, la mezcla se homogeneizó, con respecto al contenido de agua, en un vidrio y se colocó en la parte central de la copa de Casagrande, hasta que alcanzó una superficie plana y lisa con espesor de entre 8 y 10 mm (Figura IV.4.2-4).

Se realizó una ranura normal a la superficie con el acanalador, lo que generó dos cortes angulares en la profundidad de la muestra. La manivela se giró a un ritmo de dos golpes por segundos, lo que permitió que la copa de Casagrande comenzara el golpeteo sobre la superficie rígida. Se registró el número de golpes cuando la ranura del material presenta un contacto de un centímetro de longitud y el material cercano a la ranura de contacto se colectó sobre un vidrio de reloj y se estimó su peso (Figura IV.4.5).

Para las siguientes pruebas de concentración de agua, se agregaron algunos mililitros de agua destilada a la mezcla, dependiendo del número de golpes registrados en la primera prueba y se repitió el procedimiento con la nueva cantidad de agua. Este método se conoce como método de multipruebas, donde se aproxima el límite líquido a través de varias cantidades de agua.

Finalmente, se realizó un ajuste entre los valores de cantidad de agua en la mezcla y el número de golpes y se estimó la cantidad de agua presente en la muestra cuando el número de golpes contra la superficie es 25, lo que se conoce como límite líquido.

Por otra parte, el límite plástico se obtuvo con la construcción manual de 3 cilindros con diámetro de 3 mm de material (Figura IV.4.6). El promedio de la cantidad de agua en el material, conocida después del proceso de secado por 24 horas, fue el límite plástico.

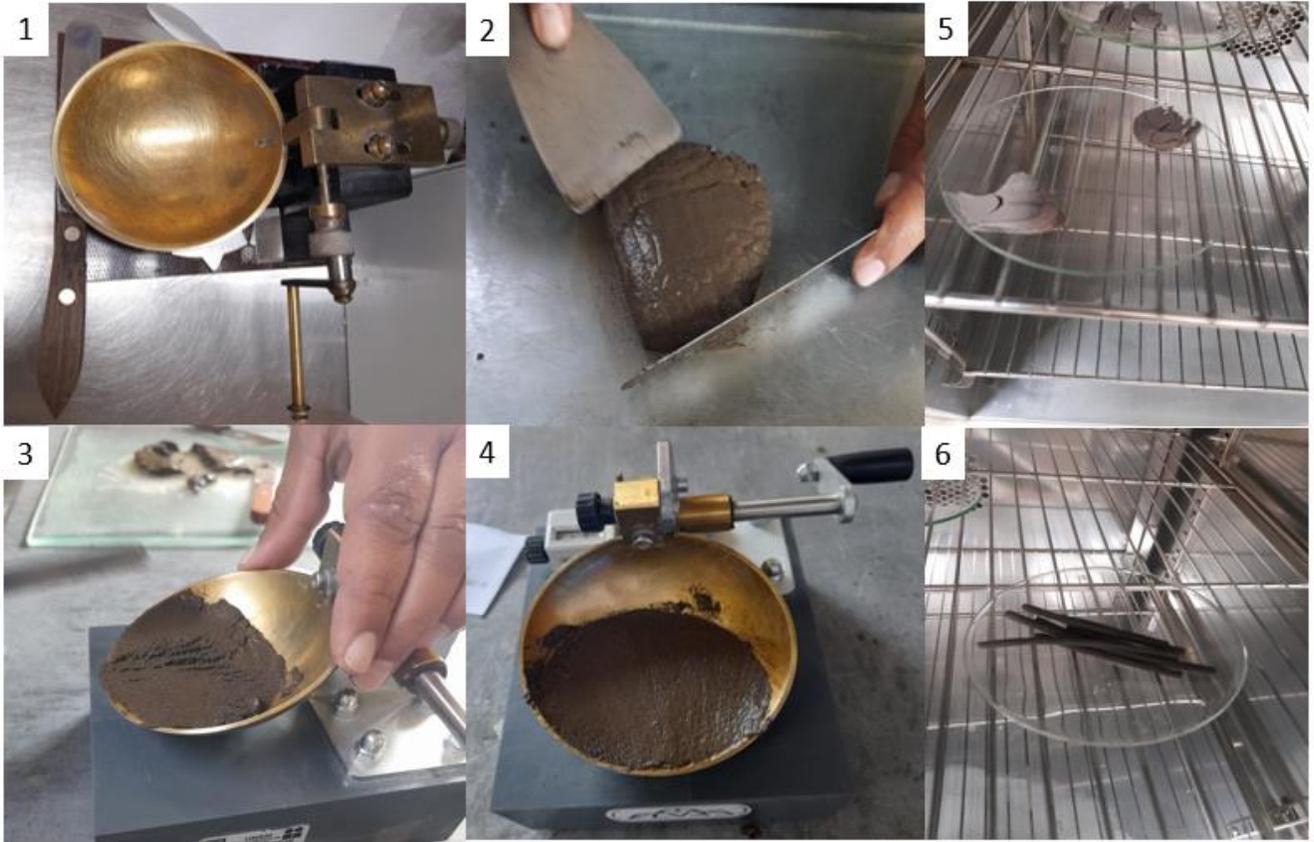


Figura IV.4. Análisis de plasticidad. Metodología para la determinación del límite líquido y plástico con la Copa de Casagrande.

IV. 2. Análisis reológico

Estimación directa de viscosidad y resistencia crítica

Propuesta de geometría de medición

La determinación de la viscosidad se realizó con el uso de un viscosímetro rotacional Fungilab Expert Series que pertenece al laboratorio de Vías Terrestres, del Instituto de Ingeniería de la UNAM. Este consiste en dos cilindros montados coaxialmente; en el espacio entre los cilindros se ubicaba la muestra analizada. El cilindro interno (rotor) está equipado para medir la velocidad angular y el torque aplicados en el flujo, mientras que el cilindro externo (tambor o contenedor) se encuentra fijo y asegura el control de la temperatura del sistema. El fluido es deformado tangencialmente en el espacio entre los cilindros a través del rotor interno sumergido a cierta profundidad.

Para realizar este análisis se debe suponer lo siguiente:

1. La tasa de deformación aplicada debe conducir a un flujo laminar.
2. El esfuerzo de deformación medido debe ser suficiente para mantener una tasa de flujo constante (flujo en estado estacionario). La energía adicional requerida para acelerar o desacelerar el flujo no se mide en el sistema de cilindros coaxiales.
3. El esfuerzo cortante aplicado debe transmitirse suficientemente desde el rotor a la muestra de estudio.
4. La muestra debe de ser homogénea; es decir, debe de reaccionar uniformemente a las tasas de deformación.
5. No deben de presentarse cambios físicos en la muestra, como sedimentación de partículas, segregación de una capa de agua visible en la superficie, o formación de bandas de deformación (Magning y Piau, 1990). Las muestras deben de tener comportamientos puramente viscosos (Jeong, 2006).

Se propuso una configuración de medición que permitió cumplir con las suposiciones anteriormente mencionadas y que consideró la concentración volumétrica de las mezclas de sedimento y agua ($C_v, \%$), así como la tasa de deformación (γ_i, s^{-1}), como variantes del sistema. La configuración de medición consistió en el uso de una geometría "smooth cup and bob" (DIN53019), compuesta por la aguja TR8, como rotor del sistema, de forma cilíndrica de esquinas cónicas, con radio (R_i) de 8.325 mm, y un tubo de ensaye, con radio (R_a) de 11 mm, como contenedor de la muestra (Figura IV.5). La distancia entre el rotor y el contenedor fue 2.675 mm, lo que permitió cumplir las premisas de que la distancia entre las geometrías de medición debe de ser, al menos, 10 veces más grande que el tamaño de partícula mayor del material a ensayar (Van Wazer et al., 1963; Macosko, 1994) y que la relación de radios (Radio del tambor, R_a /Radio del rotor, R_i) sea cercana a 1 (O'Brien y Julien, 1988; Scotto di Santolo et al., 2010).

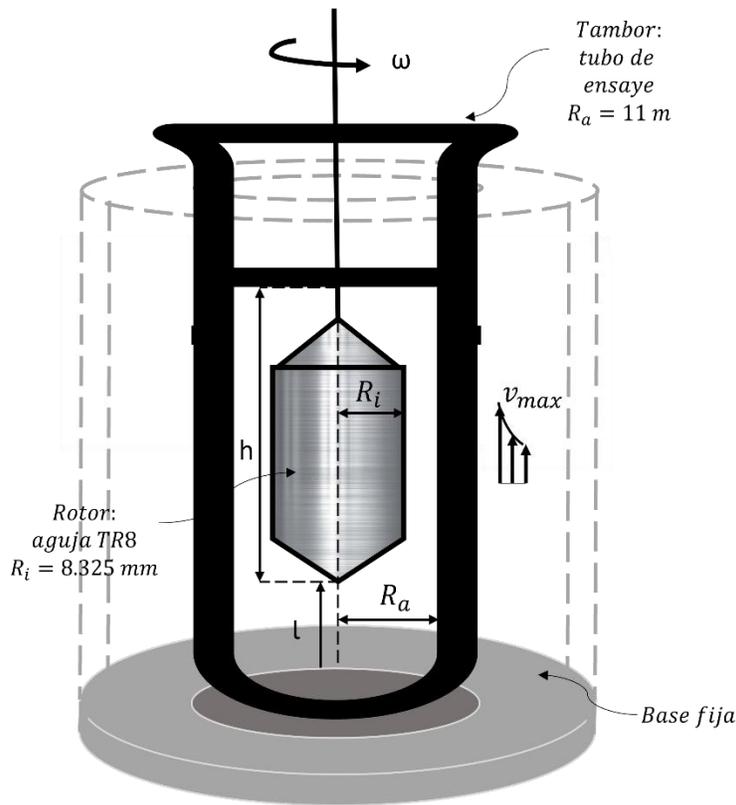


Figura IV.5. Esquema de geometría de medición de viscosímetro rotacional Fungilab.

Por otro lado, la profundidad del contenedor permitió la introducción del rotor (h) durante las mediciones de la mezcla con diferentes concentraciones. La profundidad del rotor se estableció fija; lo que aseguró que la superficie de contacto entre el rotor y la mezcla fuera constante.

Así mismo, se seleccionaron tres velocidades angulares de rotación (ω) para la aguja TR8, las cuales correspondían a diferentes tasas de deformación. Con la configuración de la geometría de medición y la definición de la tasa de deformación (Ecuación III.3), se estimó que se alcanzaron tasas de deformación de 49.01 s^{-1} para 100 rpm, 73.49 s^{-1} para 150 rpm y 98.02 s^{-1} para 200 rpm. Para este tipo de instrumentos, una tasa de deformación de 100 rpm es equivalente a una velocidad promedio del flujo observada en condiciones naturales de campo de alrededor de 10 m/s (Edgers y Karlsrud, 1982; Major y Pierson, 1992; Locat, 1997). Además, estas condiciones de deformación coinciden con los valores reportados por Qian y Wan (1986), donde especifican que un flujo hiperconcentrado raramente excede una tasa de 100 s^{-1} .

Las siguientes ecuaciones expresan la definición de la tasa de deformación (γ) y el esfuerzo de deformación (τ) en cualquier posición radial para fluidos independientes del tiempo:

$$\gamma_i = 2\omega \frac{R_a^2}{R_a^2 - R_i^2} \quad \text{Ecuación III.3.}$$

$$\tau_i = \frac{M_d}{2\pi h R_i^2} \quad \text{Ecuación III.4.}$$

Donde:

γ_i = tasa de deformación en el radio del rotor R_i (s^{-1})

ω = velocidad angular (10.47 s^{-1} , 10.47 s^{-1} , 15.70 s^{-1} y 20.94 s^{-1} , respectivamente)

R_a = radio del tambor (1.1 cm)

R_i = radio del rotor (0.83 cm)

τ_i = esfuerzo de deformación en el radio del R_i (Pa)

M_d = torque medido (N.cm)

h = profundidad del rotor (cm)

A modo de ejemplificación se desarrolla el cálculo de estas tasas de deformación en el Anexo A.

Preparación de muestras y procedimiento de medición

Se propuso una metodología que consiste en dos etapas: tratamiento de muestra y medición estandarizada, cada una se compone de procedimientos específicos.

Preparación de muestras

Se seleccionaron 7 concentraciones de mezcla de sedimento y agua, de acuerdo con la cantidad de agua referida al límite líquido del sedimento: 2.3125, 2.375, 2.4375, 2.5, 2.5625, 2.625 y 2.6875 veces el límite líquido. La aplicación de este criterio para seleccionar la cantidad de agua permitió la estandarización de las concentraciones de mezcla en los materiales de diferente composición. Además, permitió obtener concentraciones volumétricas reales que se presentan en los lahares.

Las relaciones de contenidos de agua y sedimento se definieron a través de la concentración volumétrica (C_v , adimensional), con la siguiente ecuación:

$$C_v = \frac{\text{Volumen de sedimentos}}{\text{Volumen de sedimento} + \text{Volumen de agua}} \quad \text{Ecuación III. 5}$$

Donde se utiliza la densidad del sedimento para calcular su volumen.

Otra característica de la propuesta de metodología fue la selección del tamaño de clasto correspondiente a las fracciones de limo y arcilla, lo que tiene similitud con el tamaño del fluido intersticial y se ajusta a las geometrías de medición propuestas del rotor y contenedor que cumplen las condiciones de medición mencionadas anteriormente.

Como se explica anteriormente, las condiciones de concentración volumétrica y tasa de deformación variables permitieron obtener el siguiente diagrama de mediciones (Figura IV. 6), correspondientes al número de ensayos realizados (ANEXO B - Tabla B. 1).

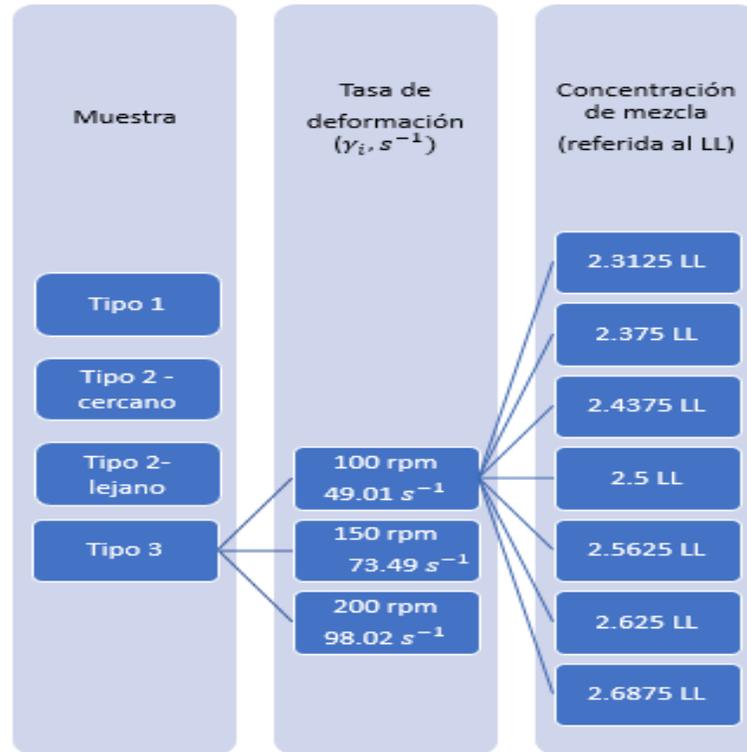


Figura IV.6. Esquema de variables de medición para las mediciones de viscosidad realizadas.

Para el tratamiento del material, la muestra del depósito de lahar se secó al horno por 24 horas y se tamizó con la apertura de malla n.º 230, correspondiente a 63 micras ($>4 \phi$). Además, se obtuvieron el límite líquido del material y la densidad de sólidos durante este proceso. Todas las mediciones fueron realizadas a temperatura ambiente, empleando las metodologías estandarizadas ASTM y explicadas en las secciones anteriores.

Procedimiento de medición

Después de la preparación del material sólido, se prepararon cada uno de los contenedores (o tambores) con 27.5 g de material sólido seco, los cuales se saturaron durante 24 horas con, al menos, 2 veces la cantidad de agua relacionada al límite líquido de la muestra; se evitó la evaporación colocando papel Parafilm en la boca del contenedor (Figura IV.7).

Para la caracterización del material, se agregó el contenido de agua restante hasta alcanzar la concentración de interés de la mezcla de sedimento y agua, se homogeneizó y se dispersó con un dispositivo Vortex durante un minuto a 2000 rpm (Figura IV.7). La utilización de este equipo permitió una correcta homogeneización de la

mezcla de forma estandarizada, evitando la pérdida de material y la evaporación de agua durante el procedimiento.

Cada muestra se midió a una tasa de deformación constante durante 5 minutos de forma continua (Figura IV.7). Se realizó una prueba de repetibilidad por triplicado, empleando un proceso de homogeneización y dispersión entre cada lectura. Se consideraron los valores límites de torque, entre 10 – 90 %, sugeridos por el fabricante del viscosímetro. La posición de la aguja, centrada y perpendicular a la superficie horizontal del soporte, se logró con la construcción de un sistema de soporte para el tubo contenedor (Figura IV.5).

Se registraron los valores de viscosidad a los 100 segundos. Estos valores fueron estimados mediante la observación del proceso de formación y establecimiento de un flujo estacionario y laminar dentro del tubo de ensaye contenedor, en conjunto con la presencia de la mezcla de forma homogénea, sin la evidencia de bandas de deformación del material o segregación de agua en forma de una capa superficial.

La resistencia crítica directa se estimó a partir de la construcción de las curvas de flujo empleando un ajuste lineal entre la tasa de deformación y el esfuerzo de corte obtenidos. El punto de intersección de la variable del esfuerzo cortante en condiciones de nula deformación ($\dot{\gamma} = 0 \text{ s}^{-1}$) se registró como el valor de la resistencia crítica.

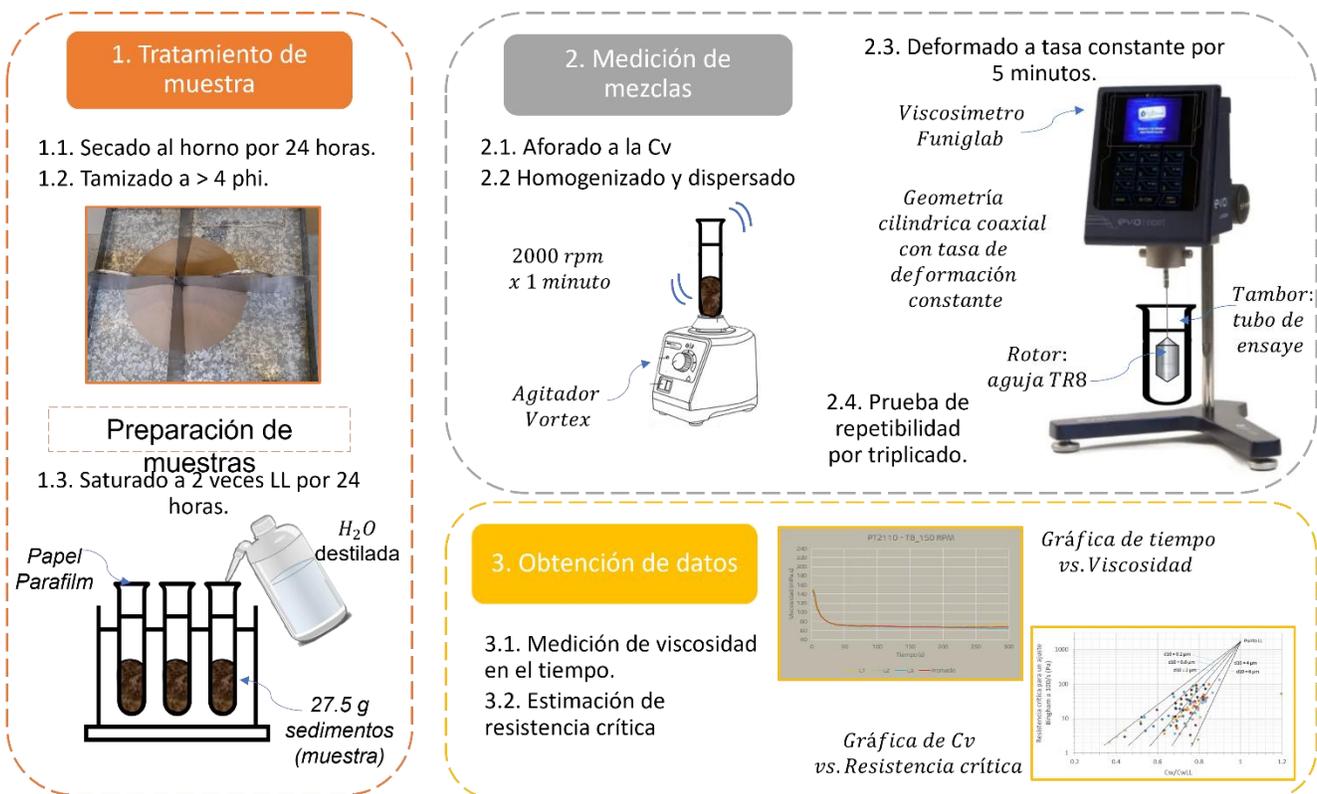


Figura IV.7. Esquema de metodología de medición de viscosidad propuesta.

Estimación indirecta de resistencia crítica

Metodología propuesta por Fitton y Seddon (2012)

Fitton y Seddon (2012) propusieron un método para encontrar la relación entre los parámetros geotécnicos y reológicos de los materiales, a partir del análisis de una base de datos generada por ATC Williams (2012), que incluye valores de reología (viscosidad y resistencia crítica), plasticidad (límites de consistencia) y distribuciones granulométricas de 27 muestras de suelo con diversas mineralogías. La implementación de esta metodología permitió parametrizar la resistencia crítica de las muestras de depósitos de lahares del volcán Popocatepetl.

Fitton y Seddon (2012) generaron la base de datos a partir de la estimación de los valores de los límites de consistencia, la gravedad específica y la distribución granulométrica por los métodos ASTM estandarizados internacionalmente. Así mismo, los parámetros reológicos fueron estimados por medio de un viscosímetro rotacional Thermo-Haake VT550 con un sistema de rotor y motor MV2. Los autores consideraron la correcta y estandarizada preparación y mezcla de las muestras, asegurando el cizallamiento previo a la medición durante 300 segundos, evitando la sedimentación de partículas durante la medición. Las mediciones se realizaron bajo una condición de histéresis, con una tasa de deformación en rampa hacia arriba y hacia abajo, con un análisis de repetibilidad.

Las curvas de flujo obtenidas se parametrizaron con el modelo reológico Herschel-Bulkley (Ecuación III.6), para describir la tasa de deformación y el esfuerzo de deformación.

$$\tau_{HB} = \tau_{yHB} + K_{HB} \cdot \gamma^n \quad \text{Ecuación III.6.}$$

Donde:

τ_{HB} = esfuerzo de deformación (Pa)

τ_{yHB} = resistencia crítica (Pa)

γ = tasa de deformación (s^{-1})

K_{HB} = coeficiente de consistencia (Pa.s)

n = índice del comportamiento

El comportamiento de fluidos tipo Bingham representó la resistencia crítica del material, lo que permitió reducir el comportamiento del fluido a la resistencia crítica y a la viscosidad plástica Bingham con la implementación de las siguientes ecuaciones:

$$K_{BP} = nK_{HB}\gamma^{n-1} \quad \text{Ecuación III.7.}$$

$$\tau_{yBP} = \tau_{yHB} + K_{HB}\gamma^n - \gamma(nK_{HB}\gamma^{n-1}) \quad \text{Ecuación III.8.}$$

Donde:

τ_{yBP} = resistencia crítica Bingham (Pa)

K_{BP} = viscosidad plástica Bingham (Pa.s)

Además, se realizó un reajuste en el cálculo de la concentración de sedimentos por peso de agua en las muestras, a través de la siguiente ecuación:

$$C_W = \frac{w_s}{w_s + w_w} \quad \text{Ecuación III.9.}$$

Donde:

w_w = peso de agua presente en la mezcla

w_s = peso de sedimento en la mezcla

Esta concentración se normalizó al dividir C_w/C_{wLL} , con $C_{wLL} = \frac{1}{1+LL/100}$ (Ecuación III.10) que se definió como la concentración en peso en el límite líquido (LL). Se realizó el mismo procedimiento para las muestras de este trabajo.

A partir de la normalización de la concentración en peso en el límite líquido de las mezclas de sedimento y agua y su resistencia crítica, Fitton y Seddon (2012) construyeron la gráfica (Figura IV.8) que permitió predecir los valores de resistencia crítica del material, cuando se conocen el percentil 10 (d_{10}) y el límite líquido, en concentraciones de sedimentos supuestas.

Para ello, Fitton y Seddon (2012) supusieron que la resistencia crítica del material es 1 700 Pa en las condiciones de humedad que alcanzan el límite líquido. Este valor de resistencia crítica se estimó a partir de conocer la capacidad de retención de agua de los suelos bajo la influencia de fuerzas superficiales en los límites líquido y plástico bajo condiciones de presión de consolidación. Por lo tanto, la resistencia crítica en el límite líquido de los suelos es única y tiene un valor de 1 700 Pa (Pandian y Nagaraj, 1990). Dicha suposición permitió obtener un punto de referencia con coordenadas ($C_w/C_{wLL}, \tau_{yBP}$) = (1, 1700). Este punto sirvió para la construcción de rectas que indican el d_{10} de la distribución de tamaños de clastos.

Además, Fitton y Seddon (2012) supusieron una tasa deformación (γ) de ajuste de 100 s^{-1} para obtener la resistencia crítica mediante el ajuste del modelo Bingham (Ecuación III.8). Los autores mencionan que, al considerar este valor de tasa de deformación, se obtendrán valores de resistencia crítica más grandes que el valor real del material. Sin embargo, justifican la selección de este parámetro al considerar que la mayoría de los procesos de movilización de escombros ocurren entre 50 y 400 s^{-1} . Para este trabajo se utilizaron las mismas condiciones de deformación de ajuste (100 s^{-1}), lo que se justifica con el hecho de que estas son las condiciones naturales presentes en los lahares cuando el material se encuentra en movimiento (Figura II. 9).

Los valores del diámetro característico, descrito por d_{10} fueron $9.03 \mu\text{m}$ y $7.8 \mu\text{m}$ (tamaño de limo fino) para las muestras Tipo 2-cercano y Tipo 3, $4.39 \mu\text{m}$ (limo muy fino) para la muestra Tipo 2-lejano y $1.73 \mu\text{m}$ (arcilla) para la muestra Tipo 1.

Considerando la metodología propuesta por Fitton y Seddon (2012), si se desea conocer la resistencia crítica para los valores de la muestra Tipo 2-lejano con $d_{10} = 4.39 \mu\text{m}$ (tamaño arcilla) y $LL = 17.19 \%$, en concentraciones de sedimento de 69.94%.

Primero, se calculó $C_{wLL} = \frac{1}{1+17.19/100} = 0.85$ o 85.33%

Luego, la concentración del flujo propuesta se normalizó de la siguiente forma: $\frac{C_w}{C_{wLL}} = \frac{69.94}{85.33} = 0.82$

Con los cálculos anteriores, la resistencia crítica que corresponde a una concentración de 69.94 % de sedimentos y el tamaño de clasto para el percentil $d_{10} = 4.39 \mu\text{m}$ es 39 Pa, para un ajuste con tasa de deformación de 100 s^{-1} . El procedimiento anterior se realizó para cada una de las muestras del estudio considerando el tamaño de clasto para d_{10} y las concentraciones volumétricas de las mezclas.

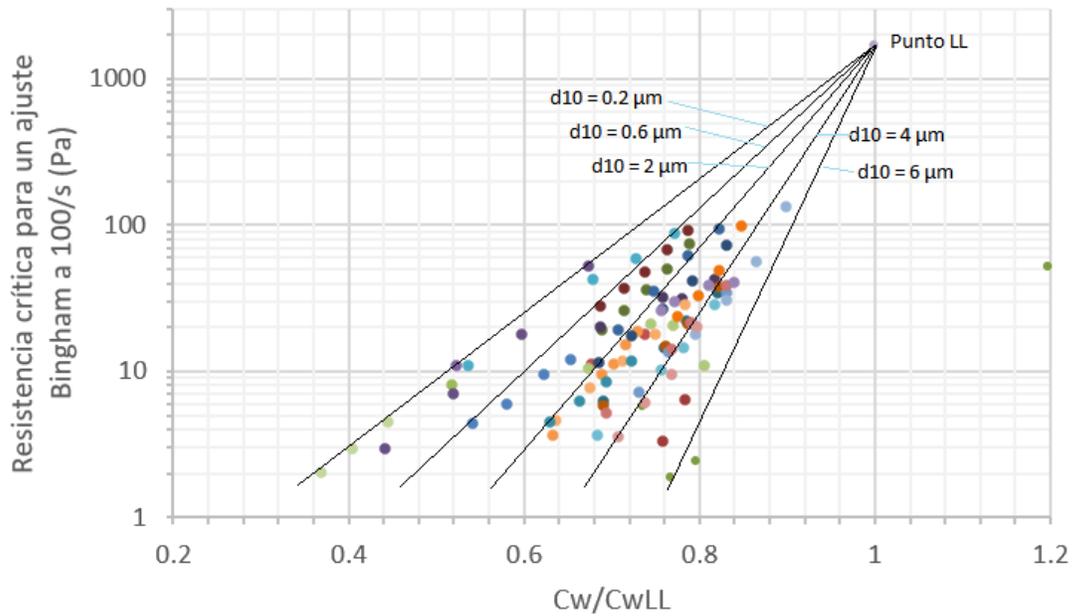


Figura IV.8. C_w/C_{wLL} vs. resistencia crítica Bingham. Gráfica propuesta por Fitton y Seddon (2012) para una tasa de deformación de ajuste de 100 s^{-1} . Las muestras graficadas hacen referencia a la base de datos colectada por ATC Williams (2012).

V. Resultados

V. 1. Caracterización de muestras

Descripción de depósitos

Tipo 1: Lahar primario monolítico (pómez).

PT2104: Afloramiento ubicado en el corte del río de San Nicolás de los Ranchos, a 21 km del cráter del volcán, formado por una terraza de coloración ocre con 8 m de espesor aparente, que se compone por dos unidades (Figura V. 1). La unidad superior (B) presenta un espesor variable, aproximadamente de 6 m, y un contacto inferior erosivo bien definido. El depósito se encuentra muy consolidado, muestra una tendencia a la gradación normal, tiene soporte de matriz con tamaño de arena fina y es muy mal seleccionado. Los bloques en la base tienen diámetros máximos de 7, 19, 32 y 83 cm.

Se encuentra compuesto principalmente por clastos de pómez (Figura V.6), con formas de subangulosas a redondeadas, con diámetro menor a 3 cm, y pocos líticos densos de lava de composición andesítica, con tonalidades grisáceas y rojizas (por alteración), con texturas afanítica y porfídica, con formas entre angulosas, bien redondeadas y de mayor tamaño que los clastos de pómez. El depósito se compone únicamente de pómez para los tamaños de clastos descritos en el análisis de componentes.

El depósito del lahar Tipo 1 se encuentra compuesto en un 38.8 % por clastos de tamaño grava, 49.62 % de arena, 8.92 % de limo y 2.66 % de arcilla (Figura V.5a). Presenta una distribución granulométrica bimodal, con modas en -3 phi y 3 phi, que corresponden a tamaños de grava y arena fina, respectivamente, y con valor medio en 0.37 phi. Además, presenta un muy pobre grado de selección (3.22), sesgada hacia las fracciones gruesas (-0.17), y forma platicúrtica (0.7).

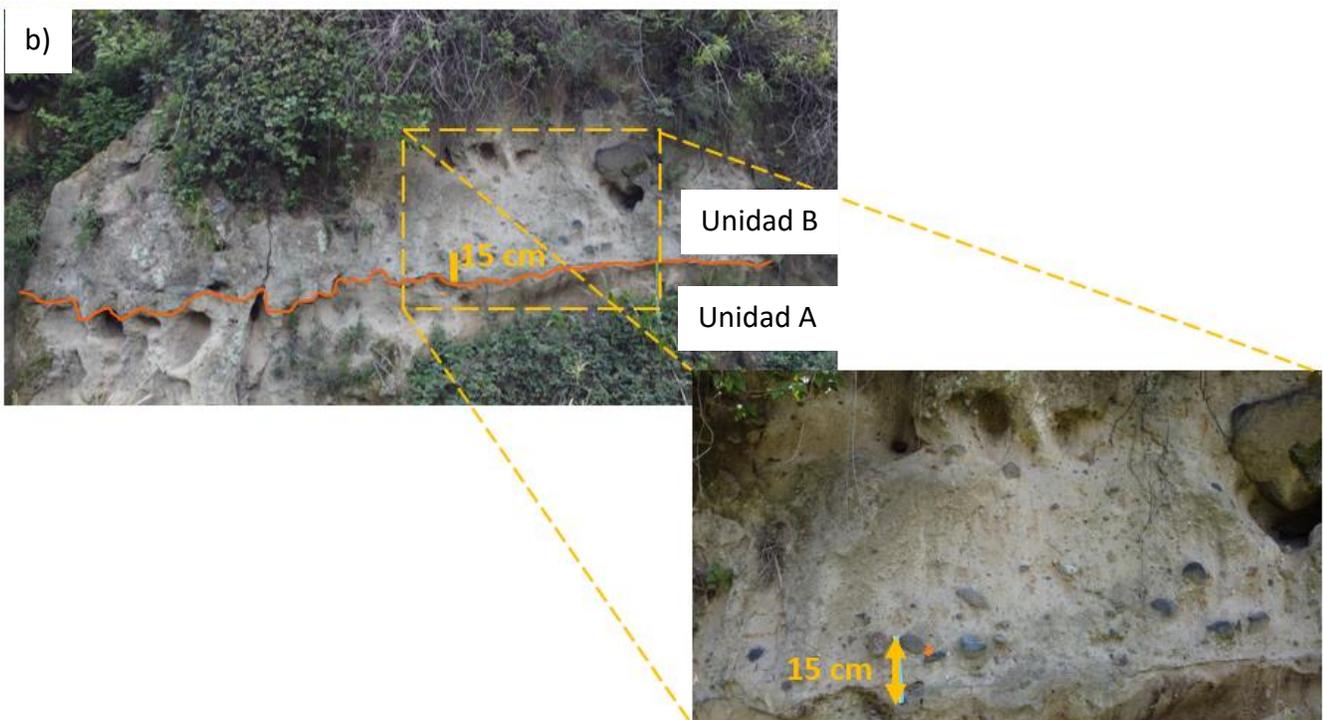
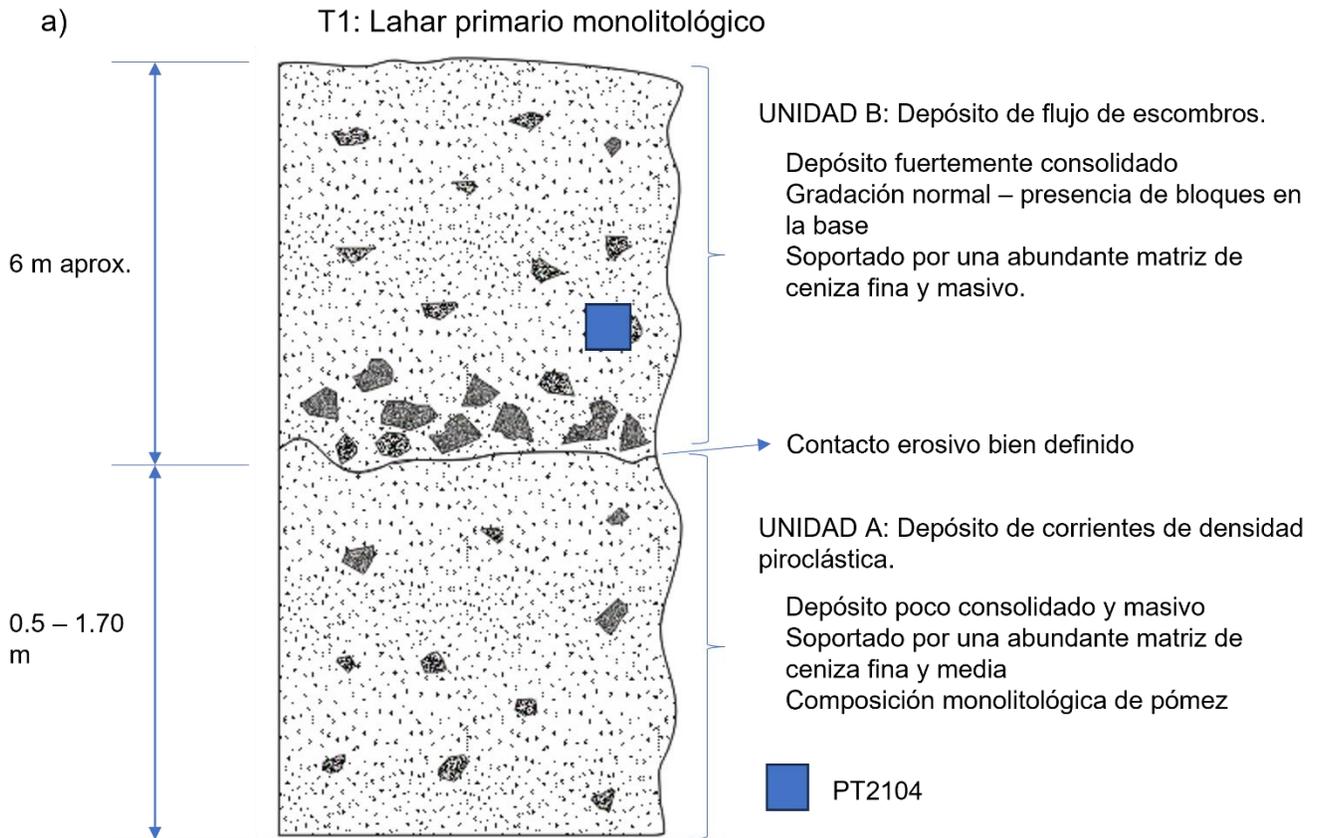


Figura V. 1. Depósito de lahar Tipo 1: primario monolitológico (pómez). Se muestran las dos unidades que forman la terraza y la textura con abundancia de clastos con tamaño de bloques en la base de la unidad. A) Sección estratigráfica del depósito. b) Fotografía del depósito (unidad B).

Tipo 2: Lahar primario heterolitológico (líticos densos y pómez).

Se realizó el análisis de muestras en dos afloramientos correlacionables con características texturales que varían con la distancia de depositación.

PT2110 (Lahar de San Nicolás – cercano): Afloramiento a la orilla de la carretera Paso de Cortés hacia la comunidad de Santiago Xalitzintla, ubicado a 15 km del cráter. Esta sección es de color gris con 3 metros de espesor, compuesta por dos unidades (Figura V. 2).

El depósito (unidad B) presenta un espesor variable de 1 a 1.39 m, se encuentra moderadamente consolidado y con presencia de gradación inversa y se compone por 70% clastos y 30% matriz. En la superficie de la unidad se presentan grandes bloques angulosos de lava (40 – 70 cm) clastosoportados con algunas zonas de imbricación difusa. Mientras que, en el medio y base de la unidad, los clastos se encuentran mal seleccionados y masivos, soportados por una matriz de arena, principalmente de tamaño medio a grueso.

El depósito es heterolitológico, compuesto por clastos subredondeados de lava de densos con coloración gris, negra y roja, con bordes negros, de composición andesítica, con presencia de cristales de plg y prx que se arreglan en una textura porfídica, y clastos de pómez redondeada, bien vesiculada. El análisis de componentes muestra que existe una abundancia de clastos densos de lava (57.32 - 79.93 %), seguido de clastos de pómez (20.07 - 36.43 %). La cantidad de clastos de pómez aumenta cuando su tamaño disminuye (Figura V. 6) y se hacen presentes algunos clastos libres de plg y ol.

La muestra de granulometría Tipo 2-cercano indica que el depósito del lahar de San Nicolás-cercano está compuesto por 21.94 % de clastos tamaño grava, 72.02 % de arena, 5.03 % de limo y 1.01 % de arcilla (Figura V.5b). Estas clases de separación de clastos tienen una distribución unimodal con moda en 2 phi (arena media), con una media en 0.8 phi, con un muy pobre grado de selección (2.35), sesgada hacia las fracciones gruesas (-0.27) y forma mesocúrtica (1.05) (ANEXO D - Tabla D.1 y D.2).

El depósito de lahar (unidad B) constituye la parte superior de la terraza. Su contacto basal es erosivo o difuso con las unidades subyacentes. El depósito yace sobre depósitos de corrientes de densidad piroclásticas (unidad A), con estratificación difusa de capas dominadas por pómez.

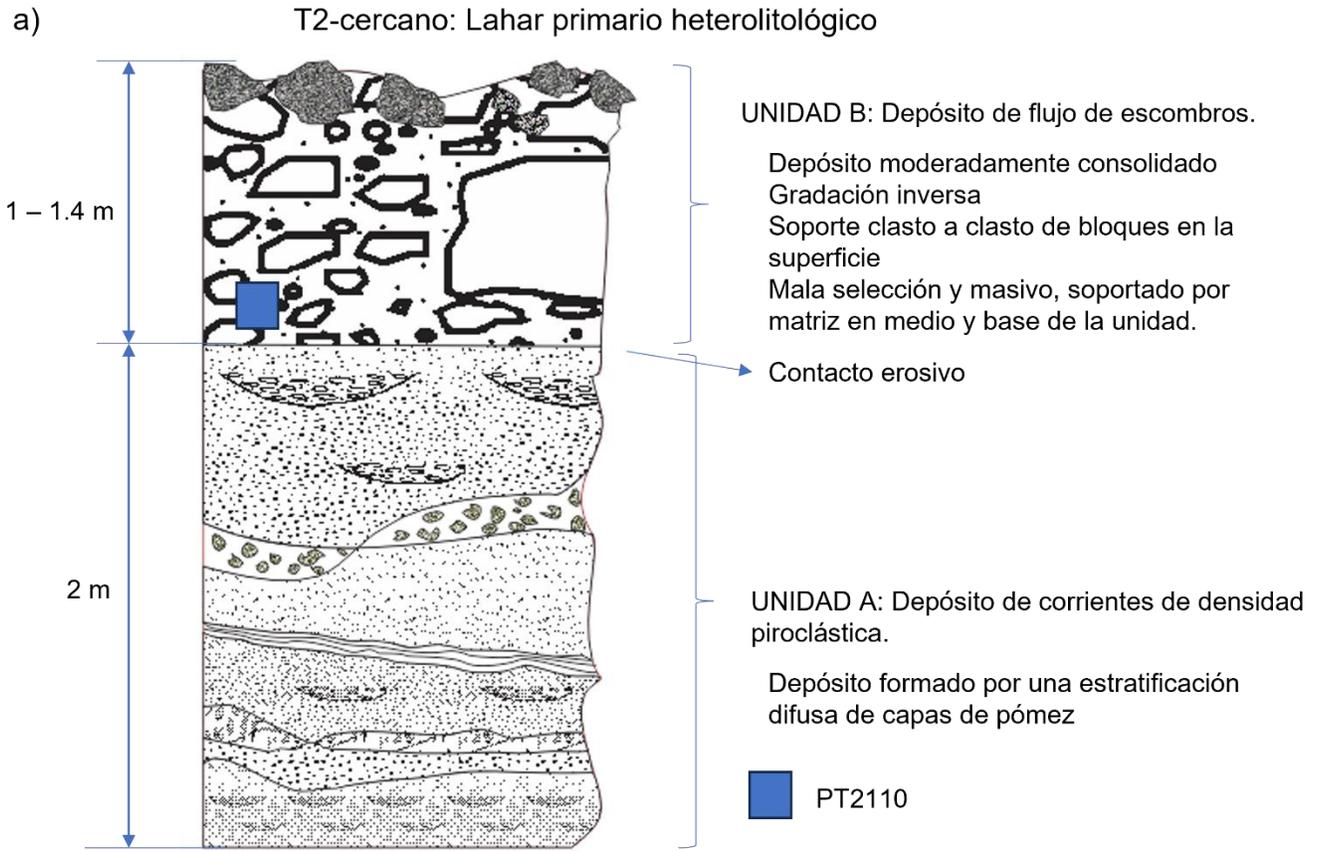


Figura V. 2. Depósito de lahar Tipo 2 San Nicolás – cercano: primario heterolitológico (compuesto por líticos densos y pómez) ubicado a 15 km del cráter (superior). a) Sección estratigráfica del depósito. b) Fotografía del depósito (unidad B). Se muestran las dos unidades que forman la terraza y sus descripciones generales.

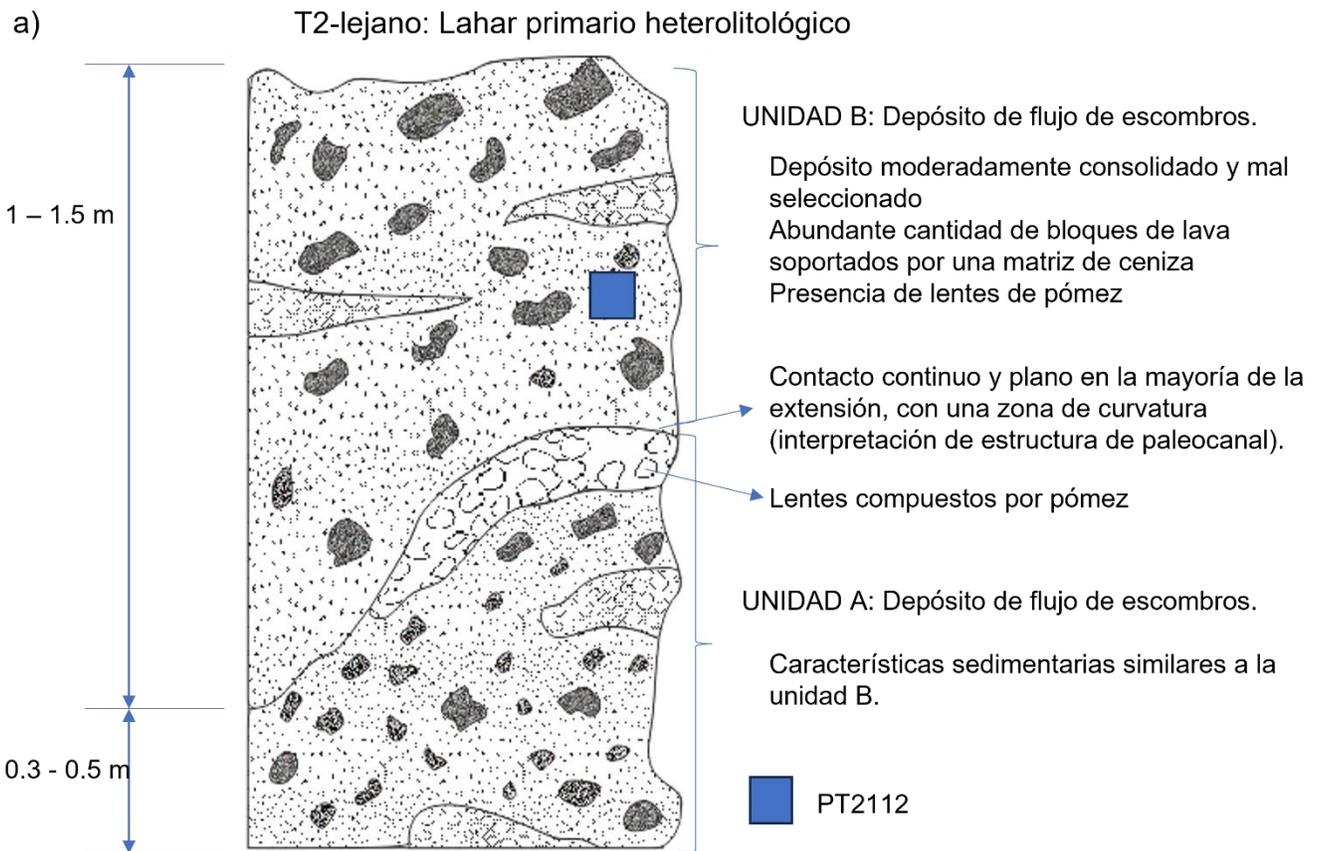
PT2112 (*Lahar de San Nicolás – lejano*): Afloramiento ubicado frente a la cantera de las lavas Nealtican, a 24 km desde el cráter, que presenta una sección de color gris con 2 m de espesor, compuesta por dos unidades.

El depósito de flujo de escombros (unidad B) se encuentra moderadamente consolidado y mal seleccionado, compuesto por clastos con arreglo masivo. Tiene un espesor variable entre 1 y 1.5 m. Presenta una abundante cantidad de bloques de lava con formas angulosas (60%) soportados por una matriz de arena, principalmente de tamaño medio a grueso (40%) (Figura V.3). Los bloques de lava más grandes presentan diámetros máximos de 5, 6 y 13 cm.

La matriz y los bloques están compuestos por una abundante cantidad de clastos de lava de coloración gris, roja y negra (82.30 – 87.0 %), con textura porfídica de composición andesítica, y una menor cantidad de clastos de pómez redondeada (9.75 – 13.0 %) (Figura V. 6). Además, se compone de pocos cristales de olivino en las fracciones de -2 a 0 phi (2.14 – 4.69 %).

El depósito de lahar Tipo 2-lejano se compone por 28.23% de clastos de tamaño grava, 60.51 % de arena, 9.54 % de limo y 1.71 % de arcilla (Figura V. 5c). Presenta una distribución unimodal con moda en 2 phi (arena media), con un valor medio en 0.65 phi, con un muy pobre grado de selección (2.90). La forma de la distribución es cercana a la simetría (-0.09) y mesocúrtica (0.93).

El depósito de lahar (unidad B) constituye la parte superior de la terraza. Su contacto basal es plano y continuo con la unidad subyacente. El depósito yace sobre un depósito que presenta algunos lentes delgados dominados por clastos de pómez redondeadas, que se interpreta como una estructura de paleocanal (unidad A).



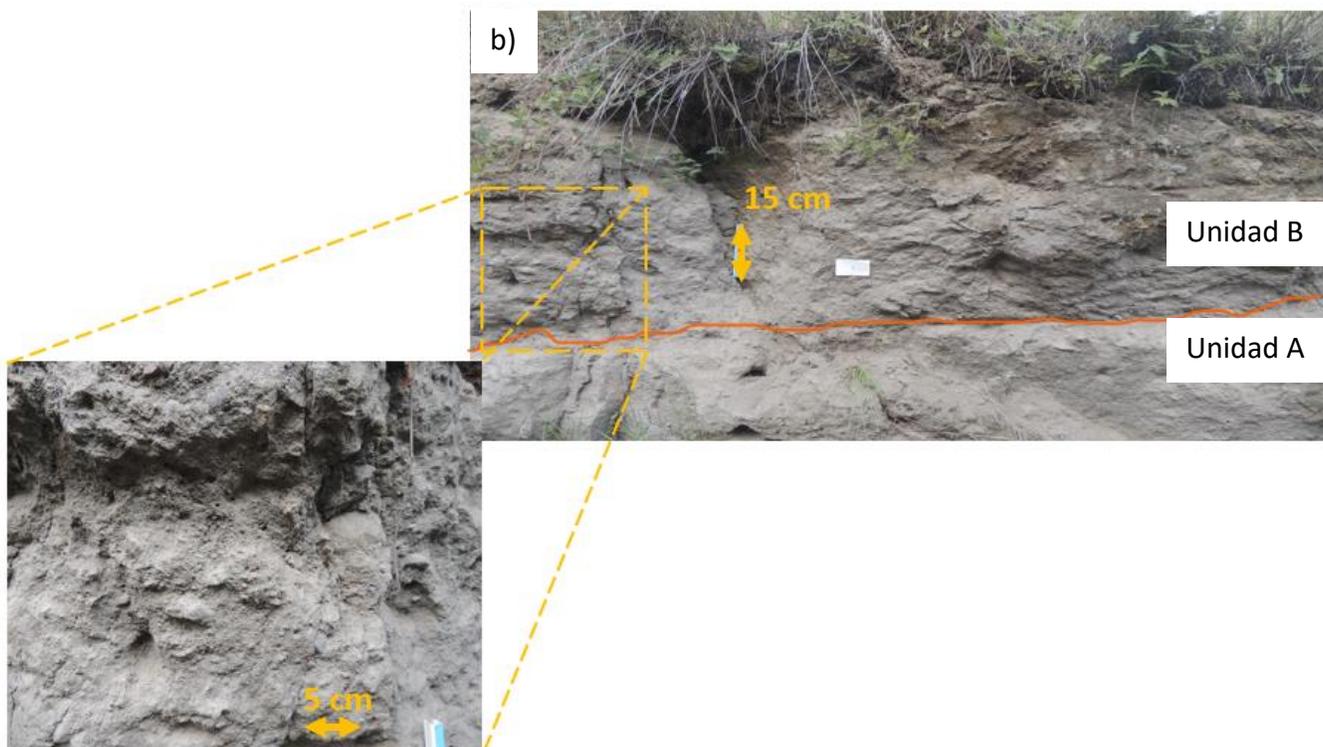


Figura V. 3. Depósito de lahar Tipo 2 San Nicolás – lejano: primario heterolitológico (compuesto por líticos densos y pómez), ubicado a 24 km desde el cráter (superior). a) Sección estratigráfica del depósito. b) Fotografía del depósito (unidad B). Se muestran las dos unidades que forman la terraza y la textura masiva del depósito.

Tipo 3: Lahar secundario heterolitológico (líticos densos y pómez).

PT2114: Secuencias de terrazas constituidas por depósitos de lahares secundarios y fluviales cercanas a la población de Tochimilco. El afloramiento se ubica a 16 km del cráter del volcán.

PT2114_T1C: Terraza interna al canal de drenaje activo de coloración café y gris, con 1.35 m de espesor, dividida por tres unidades alineadas por un contacto plano y continuo (Figura V. 4). El depósito de lahar (unidad C) presenta un espesor neto de 62 cm, con tendencia a la gradación normal (en los primeros 33 cm de depósito con respecto a la superficie), y se encuentra medianamente consolidado.

El depósito se encuentra bien seleccionado con tamaños de arena fina a media soportado por una matriz fina. El depósito se compone heterolitológicamente (Figura V. 6), principalmente por clastos de líticos densos de lava con coloraciones negra, roja y gris, que reflejan diferentes grados de alteración y con textura porfídica (74.09 - 84.59 %). Estos clastos tienen formas entre subangulosas a redondeadas, seguido de clastos de lava con cristales de ol y plg (8.49 - 14.45 %) y algunos pocos clastos de pómez (6.92 - 15.61 %), los cuales van en aumento en porcentaje con la disminución del tamaño de clasto. Los clastos más gruesos tienen tamaños de diámetros de 12, 16 y 22 cm.

El depósito de lahar Tipo 3 se compone por 12.78 % de clastos de tamaño grava, 77.84 % de arena, 7.75% de limo y 1.62 % de arcilla (Figura V. 5d). Presenta una distribución granulométrica unimodal con moda en 3 phi

(arena fina) y un valor medio en 1.53 phi. Se encuentra con un muy pobre grado de selección (2.12), sesgada hacia las fracciones gruesas (-0.12) y con forma leptocúrtica (1.15).

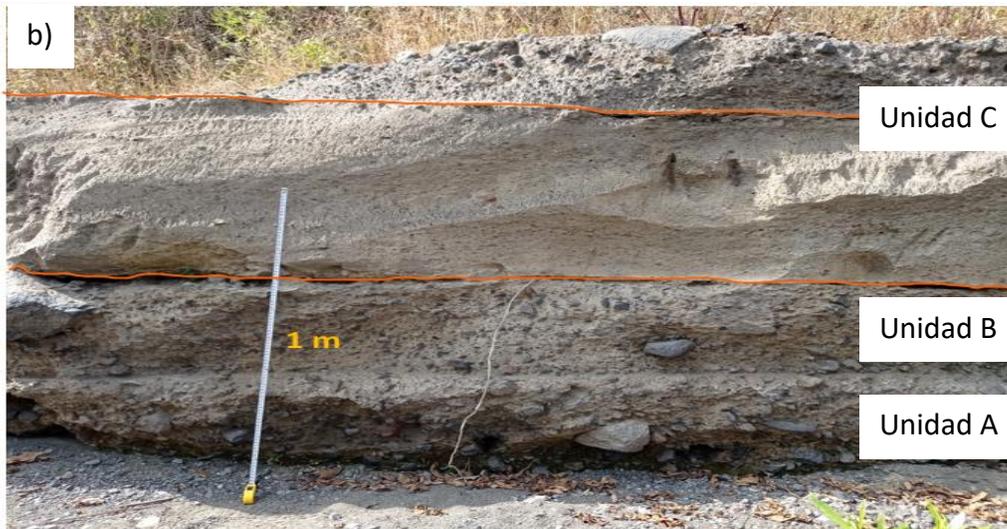
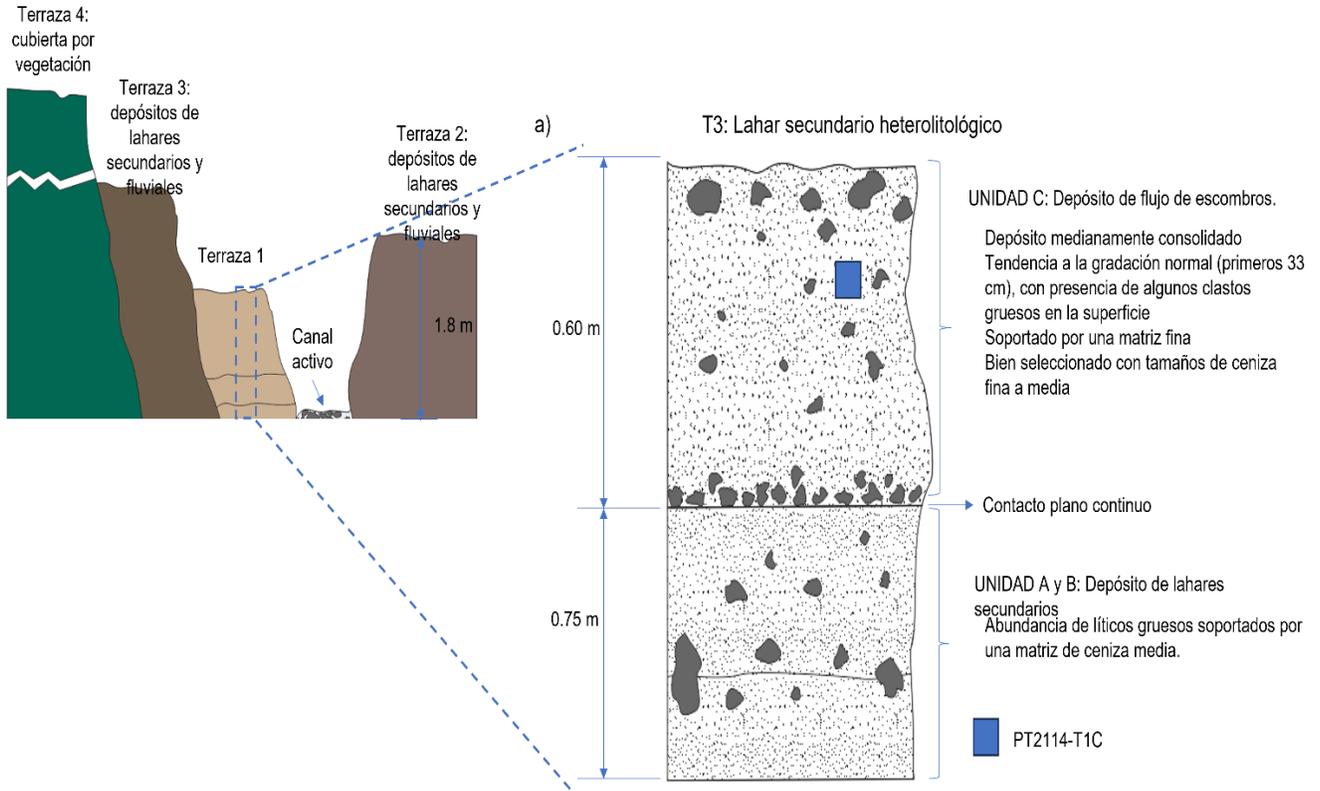


Figura V. 4. Depósito de lahar secundario heteolitológico (compuesto por líticos densos y pómez). a) Esquema general de la ubicación de las terrazas y sección estratigráfica de la terraza interna del canal (Terraza 1), donde se muestra y describe el lahar del Tipo 3 (Unidad C). b) Fotografía del depósito del lahar T3. Se muestran los contactos entre las

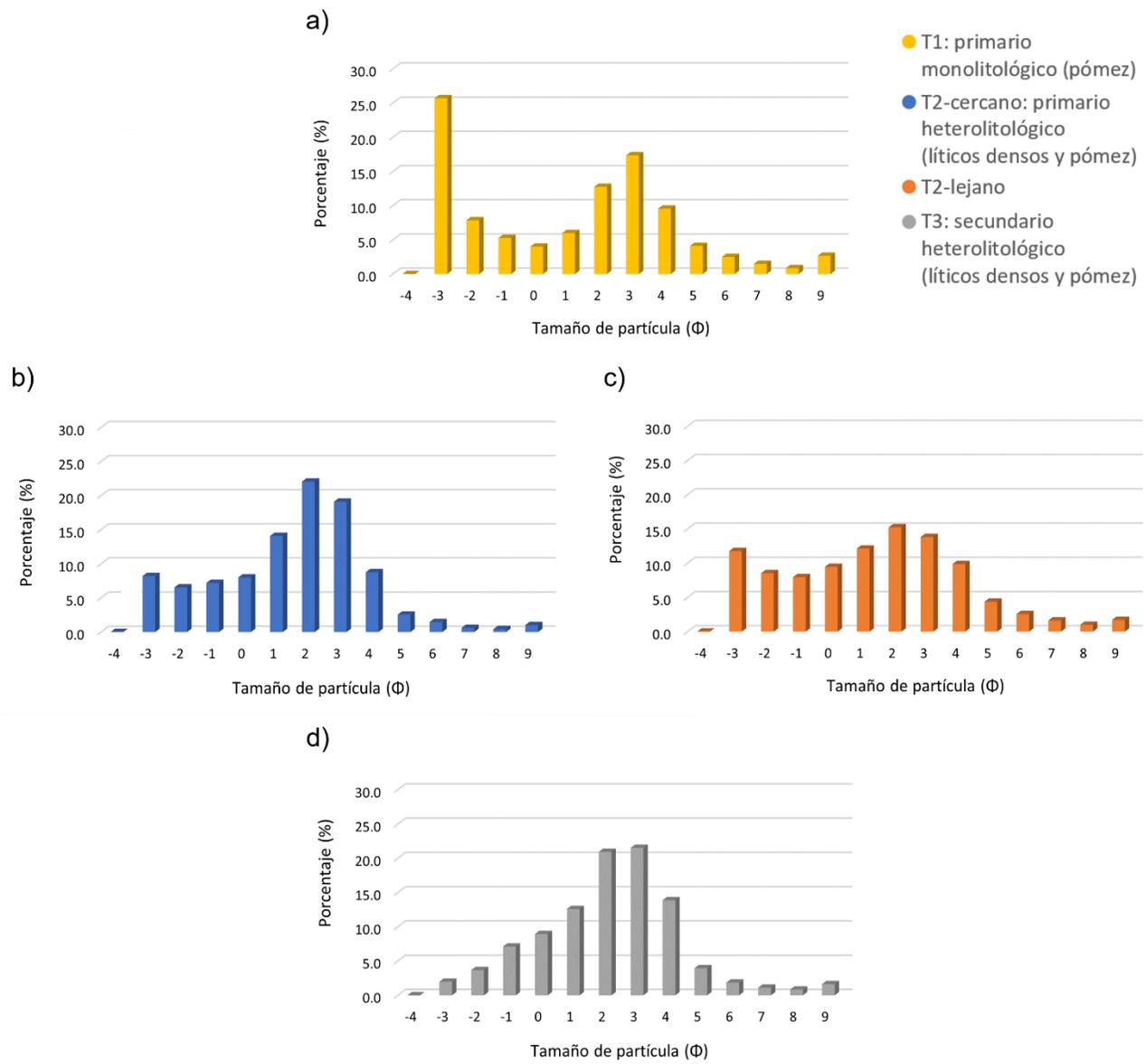


Figura V. 5. Distribuciones de frecuencia de clastos con tamaño grava, arena, limo y arcilla. a) Lahar Tipo 1: primario monolitológico (PT2104). b y c) Lahar Tipo 2 – cercano y lejano: primario heterolitológico (PT2110 y PT2112). c) Lahar Tipo 3: secundario heterolitológico (PT2114-T1C).

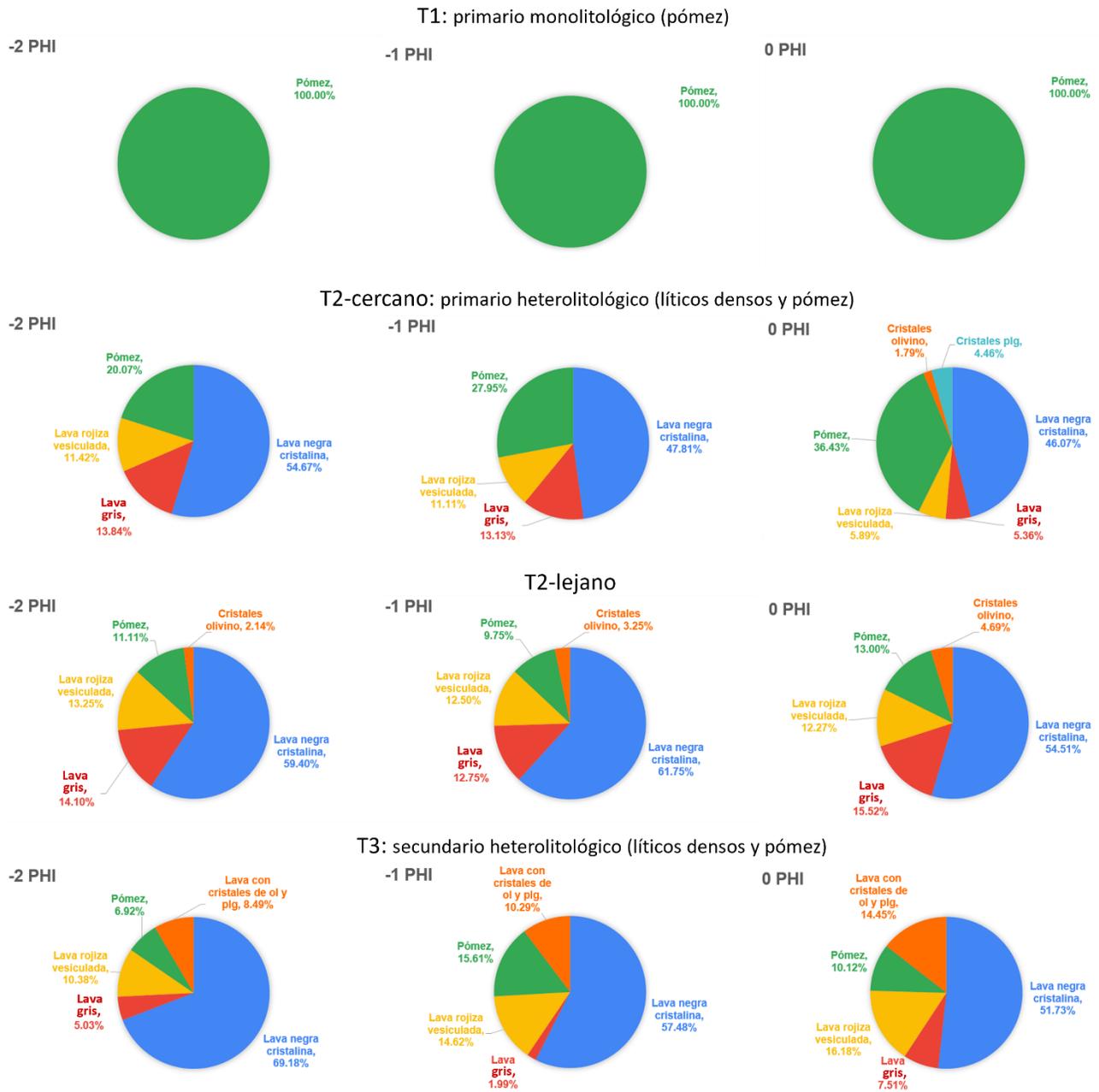


Figura V. 6. Análisis de componentes principales de los depósitos de lahares para los tamaños de -2, -1 y 0 phi. Tipo 1: PT2104. Tipo 2-cercano: PT2110. Tipo 2-lejano: PT2112. Tipo 3: PT2114-T1C.

Caracterización de la matriz del flujo (fluido intersticial)

En esta sección se describen las características granulométricas de la matriz del lahar, la densidad promedio de las partículas y las características geotécnicas.

Tipo 1: Lahar primario monolitológico (pómez).

La muestra de sedimentos con tamaños limo y arcilla presenta un percentil 10 (d_{10}) igual a 1.73 micras, que corresponde al tamaño de arcilla (9 phi, aproximadamente) (Figura V. 7). Se compone por 87.4 % de limo y 12.6 % de arcilla. Los clastos de estos tamaños tienen una densidad de 2.44 g/cm³.

El límite líquido se alcanza cuando se presenta un 21.15 % de contenido de agua, lo que corresponde a 5.81 ml, para una muestra con 27.5 g de sedimento. El límite plástico se alcanza con el 13.72 % (Tabla V. 1). Respecto a la carta de plasticidad, que indica la diferencia entre el comportamiento líquido y el plástico de la muestra, a través de la relación del límite líquido (LL, %) y el índice de plasticidad (IP), la muestra presenta una clasificación de arcillas con bajo grado plasticidad (CL), lo que indica que requiere una baja cantidad de agua en su estructura para llegar al límite líquido (Figura V. 8).

| Muestra | d_{10} * micras | Densidad de sólidos g/cm ³ | Límites de consistencia | | | | | |
|-----------------------|----------------------|---|-------------------------|------|-----------|------|-----------|------|
| | | | LL | | LP | | IP | |
| | | | wt%, agua | ml | wt%, agua | ml | wt%, agua | ml |
| Tipo 1 | 1.73 | 2.44 | 21.15 | 5.81 | 13.72 | 4.37 | 7.43 | 1.44 |
| Tipo 2-cercano | 9.03 | 2.51 | 23.02 | 6.33 | 17.86 | 5.69 | 5.16 | 0.64 |
| Tipo 2-lejano | 4.39 | 2.54 | 17.19 | 4.73 | 12.91 | 4.08 | 4.28 | 0.65 |
| Tipo 3 | 7.80 | 2.55 | 20.83 | 5.72 | 15.47 | 5.03 | 5.36 | 0.69 |

Tabla V. 1. Características granulométricas y geotécnicas. *Para obtener el percentil 10 (d_{10}) y la densidad de sólidos se consideró sólo la distribución granulométrica de la fracción fina (limo y arcilla).

Tipo 2: Lahar primario heterolitológico (líticos densos y pómez).

Tipo2 - cercano

La muestra de sedimentos con tamaños limo y arcilla presenta un percentil 10 (d_{10}) igual a 9.03 micras, que corresponde al tamaño de limo fino (7 phi, aproximadamente) (Figura V. 7). Se compone por 95 % de limo y 5 % de arcilla. La densidad de clastos, con composición descrita anteriormente, es de 2.51 g/cm³.

El límite líquido se alcanza cuando se presenta un 23.02 % de contenido de agua (Tabla V. 1), que corresponde a 6.33 ml, para una muestra con 27.5 g de sedimento, mientras que el límite plástico se alcanza con el 17.86 %. La

muestra se ubica a la izquierda de la línea de plasticidad baja, en la región compartida entre los tamaños de clasto limo y arcilla (CL – ML) (Figura V. 8).

Tipo 2 - lejano

La muestra de sedimentos con tamaños limo y arcilla presenta un percentil 10 (d_{10}) igual a 4.39 micras, que corresponde al tamaño de limo muy fino (8 phi, aproximadamente) (Figura V. 7). Se compone de 93.8 % de limo y 6.2 % de arcilla, con una densidad de clastos de 2.54 g/cm³.

El límite líquido se alcanza cuando la muestra presenta un 17.19 %, lo que corresponde a 4.73 ml de agua, para una muestra con 27.5 g de sedimento. El límite plástico se alcanza con el 12.91 % (Tabla V. 1). La muestra presenta un bajo grado de plasticidad sobre la línea que divide la región compartida entre los tamaños de clasto limo y arcilla (CL – ML) y arcilla (ML) (Figura V. 8).

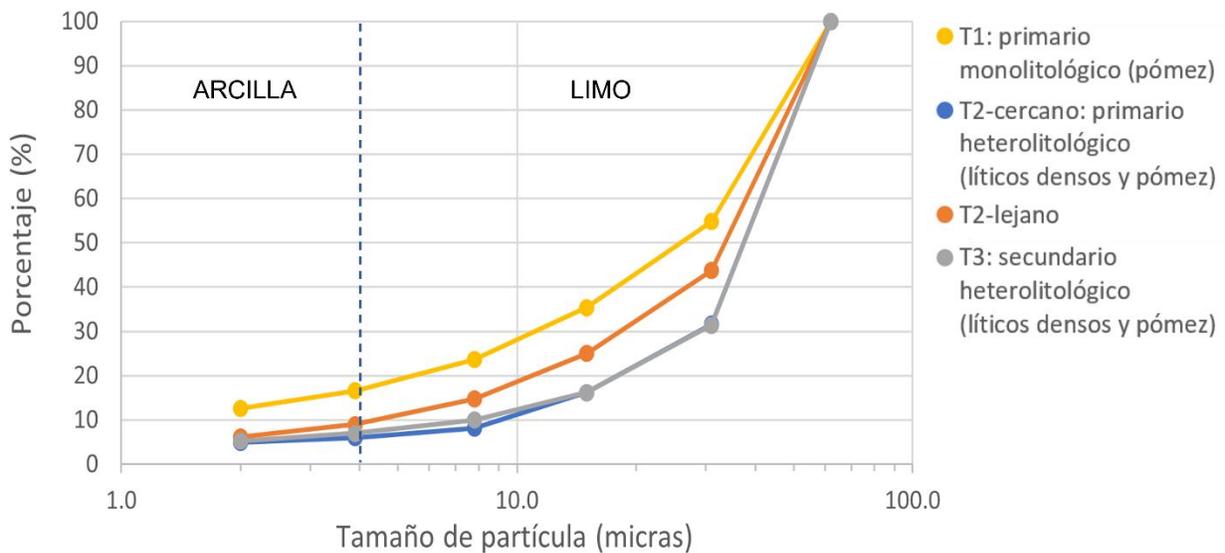


Figura V. 7. Curva acumulativa de frecuencias de clastos de tamaño limo y arcilla. Cada punto representa un tamaño en unidades phi. La línea punteada vertical indica la separación entre los campos de tamaño arcilla y limo.

Tipo 3: Lahar secundario heterolitológico (líticos densos y pómez).

PT2114-T1C

La muestra de sedimentos con tamaños limo y arcilla presenta un percentil 10 (d_{10}) igual a 7.80 micras, lo que corresponde al tamaño de limo fino (7 phi) (Figura V. 7). Se compone de 94.8 % de limo y 5.2 % de arcilla. La densidad de clastos, con composición descrita anteriormente, es de 2.55 g/cm³.

La muestra de sedimento alcanza el límite líquido cuando presenta el 20.83 % de contenido de agua (Tabla V. 1), lo que corresponde a 5.72 ml, mientras que el límite plástico se alcanza con el 15.47 %. Por lo tanto, la muestra presenta un bajo grado de plasticidad en la región compartida entre los tamaños de clasto limo y arcilla (CL – ML) (Figura V. 8).

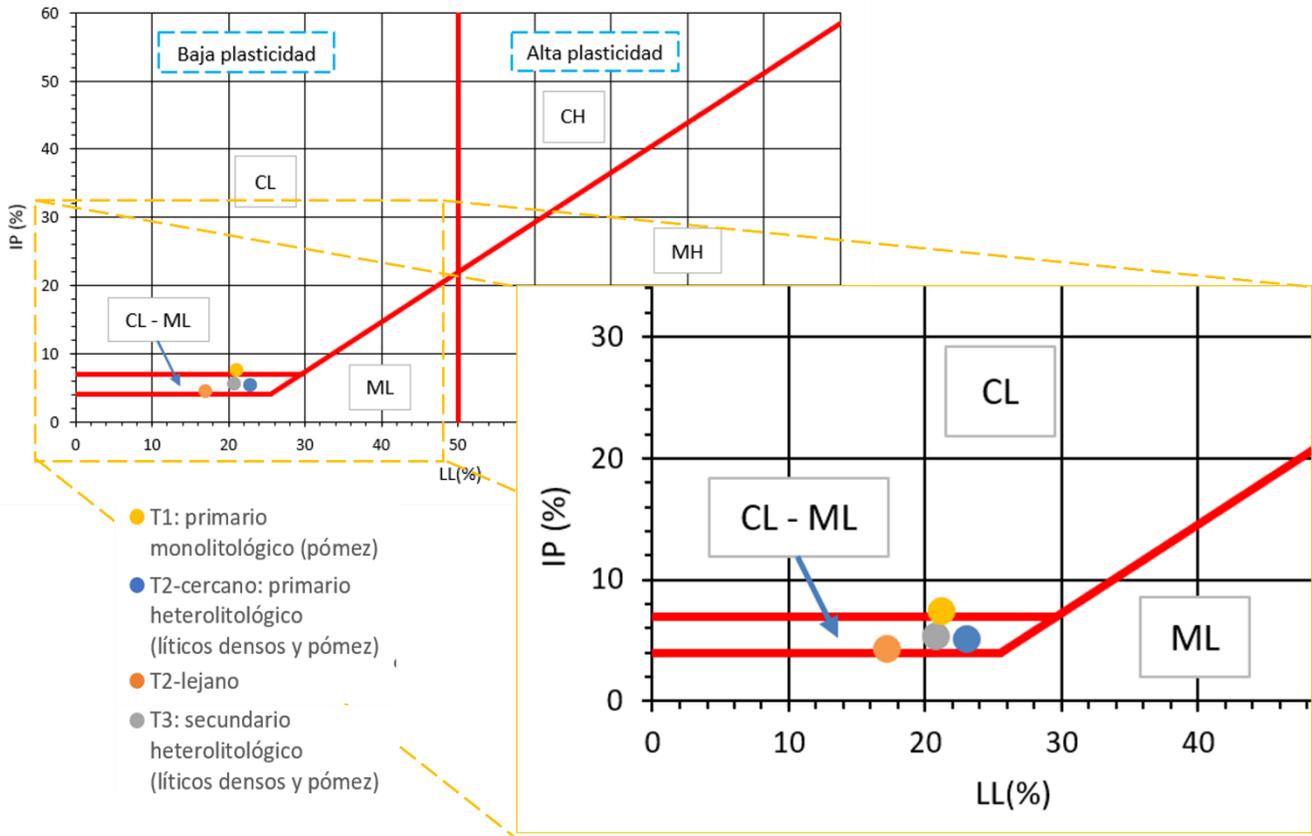


Figura V. 8. Carta de plasticidad. Relaciona el límite líquido y el índice de plasticidad para clasificar los sedimentos en CL: Arcillas con baja plasticidad, CH: Arcillas con alta plasticidad, ML: Limo con baja plasticidad, MH: Limo con alta plasticidad.

V. 2. Análisis reológico

Modelo de comportamiento

Se realizaron más de 250 ensayos en los que se examinaron las propiedades reológicas de cuatro muestras de depósitos de lahares del volcán Popocatepetl con características estratigráficas y composicionales diferentes. Cada muestra se ensayó con siete concentraciones volumétricas de sedimento referidas al límite líquido del material de la matriz (fluido intersticial), y bajo condiciones de tasa de deformación constante durante 5 minutos. Las mediciones se realizaron por triplicado; en el Anexo E se reportan los valores medios y desviaciones estándar.

Se describió el comportamiento reológico del fluido intersticial de lahares bajo las condiciones experimentales establecidas para este estudio. Los resultados directos obtenidos del viscosímetro FungiLab Expert fueron la viscosidad aparente (Pa.s), el esfuerzo cortante (Pa) y el torque (%) respecto al torque base del rotor en una serie de tiempo continua. A partir de estos datos se construyeron la función de la viscosidad dependiente en el tiempo y las curvas de flujo de los materiales ensayados, así como se obtuvieron las relaciones entre las propiedades geotécnicas (límites de consistencia), la distribución granulométrica y las características composicionales y las propiedades reológicas.

Viscosidad aparente

La función de viscosidad dependiente del tiempo (Figura V. 9) permitió identificar la región de flujo establecido donde se realizó la estimación de la viscosidad aparente para cada condición de deformación. La tendencia de datos se divide en tres regiones de comportamiento en el tiempo.

La primera región (1) se identifica como el intervalo de tiempo necesario para el establecimiento de un flujo estacionario. Esta región se ubica durante los primeros 50 o 60 segundos y gráficamente se observa como una disminución de la viscosidad. La segunda región (2) se identifica cuando los valores de viscosidad se comportan de forma constante con el tiempo. Esta región está comprendida entre los 50 o 60 segundos hasta los 200 segundos. Finalmente, la tercera región (3) se caracteriza por el aumento en los valores de viscosidad, después de los 200 segundos. Las fluctuaciones, respecto del valor de viscosidad promedio, se interpretan como procesos de sedimentación de las partículas más gruesas dentro del sistema de medición, las cuales intervienen en las condiciones de homogeneidad del material.

A partir del establecimiento de un flujo estacionario, la viscosidad aparente y el esfuerzo cortante del fluido intersticial se estimó en la región 2 a los 100 segundos, para las tres condiciones de tasa de deformación. Se obtuvieron valores de viscosidad aparente entre los órdenes de magnitud de 10^{-1} a 10^{-2} Pa · s (Anexo E - Tabla E.1), que fueron establecidos en condiciones de esfuerzo cortante entre los órdenes de magnitud de 10^0 a 10^{-1} Pa (Anexo E - Tabla E.2), y tasas de deformación entre 49.01 y 98.02 s^{-1} .

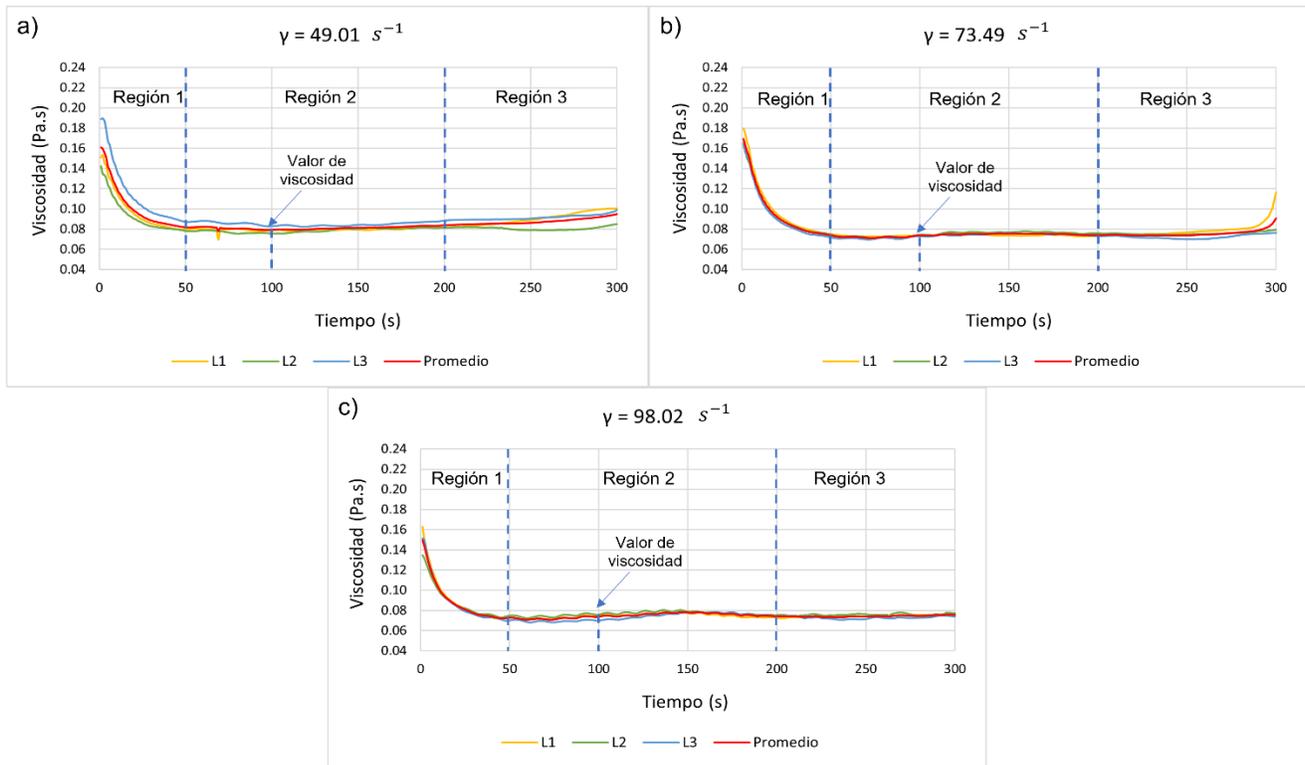


Figura V. 9. Valores de viscosidad aparente expresado en la serie de tiempo de la medición. Las gráficas corresponden al material del depósito del lahar de San Nicolás cercano (PT2110) para la mayor concentración volumétrica de sedimentos (2.3125 LL ó $C_v = 0.4282$). Se expresan las 3 tasas de deformación constantes estudiadas. a) $\gamma = 49.01 \text{ s}^{-1}$. b) $\gamma = 73.49 \text{ s}^{-1}$. a) $\gamma = 98.02 \text{ s}^{-1}$. Se describen las tres regiones del comportamiento de la viscosidad en el tiempo para una condición de deformación. Región 1: establecimiento de un flujo en estado estacionario. Región 2: Zona de estabilidad del flujo. Región 3: Estado no homogéneo del flujo.

Construcción de curvas de flujo y resistencia crítica

A partir de la relación entre la tasa de deformación y el esfuerzo cortante cuando se presenta un valor de viscosidad aparente constante, considerado a los 100 segundos de medición, se construyeron las curvas de flujo del fluido intersticial de los lahares estudiados. El mejor ajuste entre estas variables fue una relación lineal, debido a limitada cantidad de tasas de deformación aplicadas, y el amplio intervalo entre ellas (Figura V.11).

La tendencia de los datos mostró un ajuste hacia un comportamiento no newtoniano, que se hace evidente cuando la ecuación de primer orden presenta un valor constante e independiente de la tasa de deformación (Anexo E – Tabla E.3). Este valor sugiere la presencia de la resistencia crítica del material, que se encuentra entre los órdenes de magnitud de 10^0 a 10^{-2} Pa (Anexo E - Tabla E.3). Se realizó una aproximación a un comportamiento lineal debido a que las condiciones de deformación ensayadas limitan una región de la curva de flujo donde el material presentó dicho comportamiento. Es decir, el estudio del fluido intersticial de los lahares realizado en el intervalo de tasas de deformación de 49.01 y 98.02 s^{-1} sugiere un comportamiento tipo Bingham (Figura V. 10). Sin embargo, no es posible asegurar este comportamiento con otras condiciones de deformación.

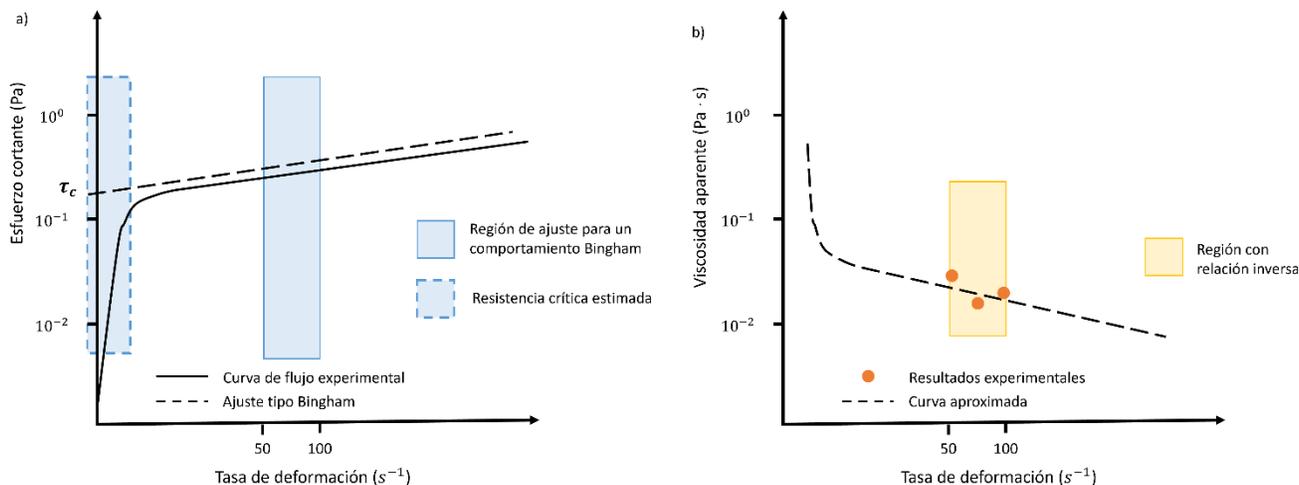


Figura V.10. Esquema de parametrización de comportamiento. a) Curva de flujo. Se observa la región de la curva que establece el comportamiento tipo Bingham. b) Viscosidad aparente dependiente de la tasa de deformación. Se muestra la propuesta de las condiciones de parametrización en los intervalos de deformación.

Debido a que las condiciones de deformación aplicadas al material ensayado se encuentran en intervalos amplios, se dificulta establecer el comportamiento específico dentro del campo de los fluidos no newtonianos. Se observa una relación inversa entre la tasa de deformación y la viscosidad que sugiere un comportamiento de tipo adelgazante (Figura V.12). Sin embargo, no es posible confirmar este comportamiento en todas las condiciones de deformación debido a que no se cuenta con el número de puntos necesarios para realizar una aproximación al modelo Herschel-Bulkley (Ecuación II.6 y Figura V. 10).

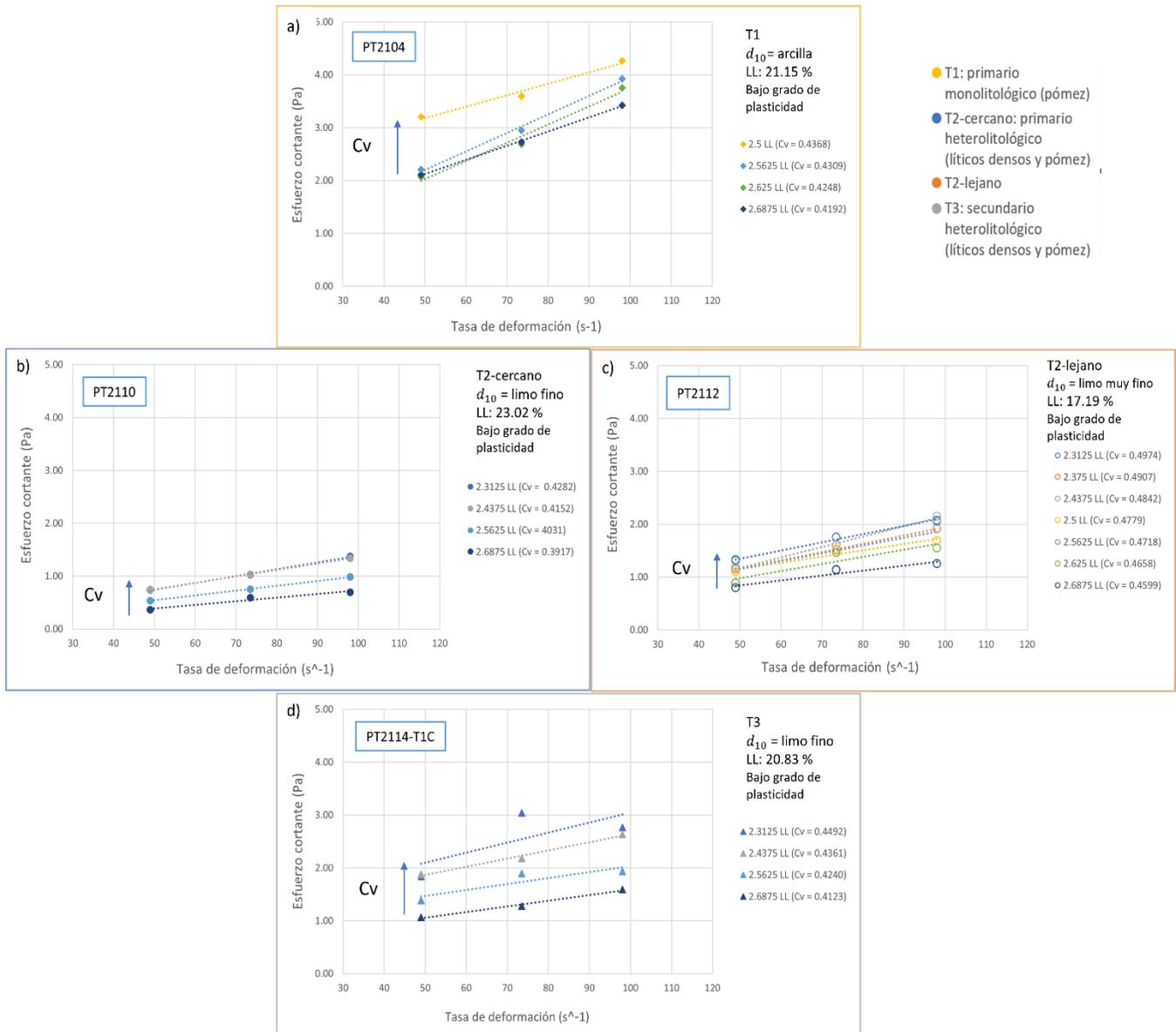


Figura V.11. Relación entre tasa de deformación y esfuerzo cortante de muestras de fluido intersticial (de tamaño de limo y arcilla, $<5 \phi$ o < 63 micras) de lahares del volcán Popocatepetl. Cv es la concentración volumétrica de las muestras ensayadas y d_{10} es el percentil 10. a) Lahar Tipo 1: primario monolitológico compuesto por arcillas de bajo grado de plasticidad. b) Lahar Tipo 2-cercano: primario heterolitológico compuesto limo y arcilla de bajo grado de plasticidad. c) Lahar Tipo 2-lejano compuesto por limo y arcilla de bajo grado de plasticidad. d) Lahar Tipo 3: secundario heterolitológico compuesto por limo y arcilla de bajo grado de plasticidad.

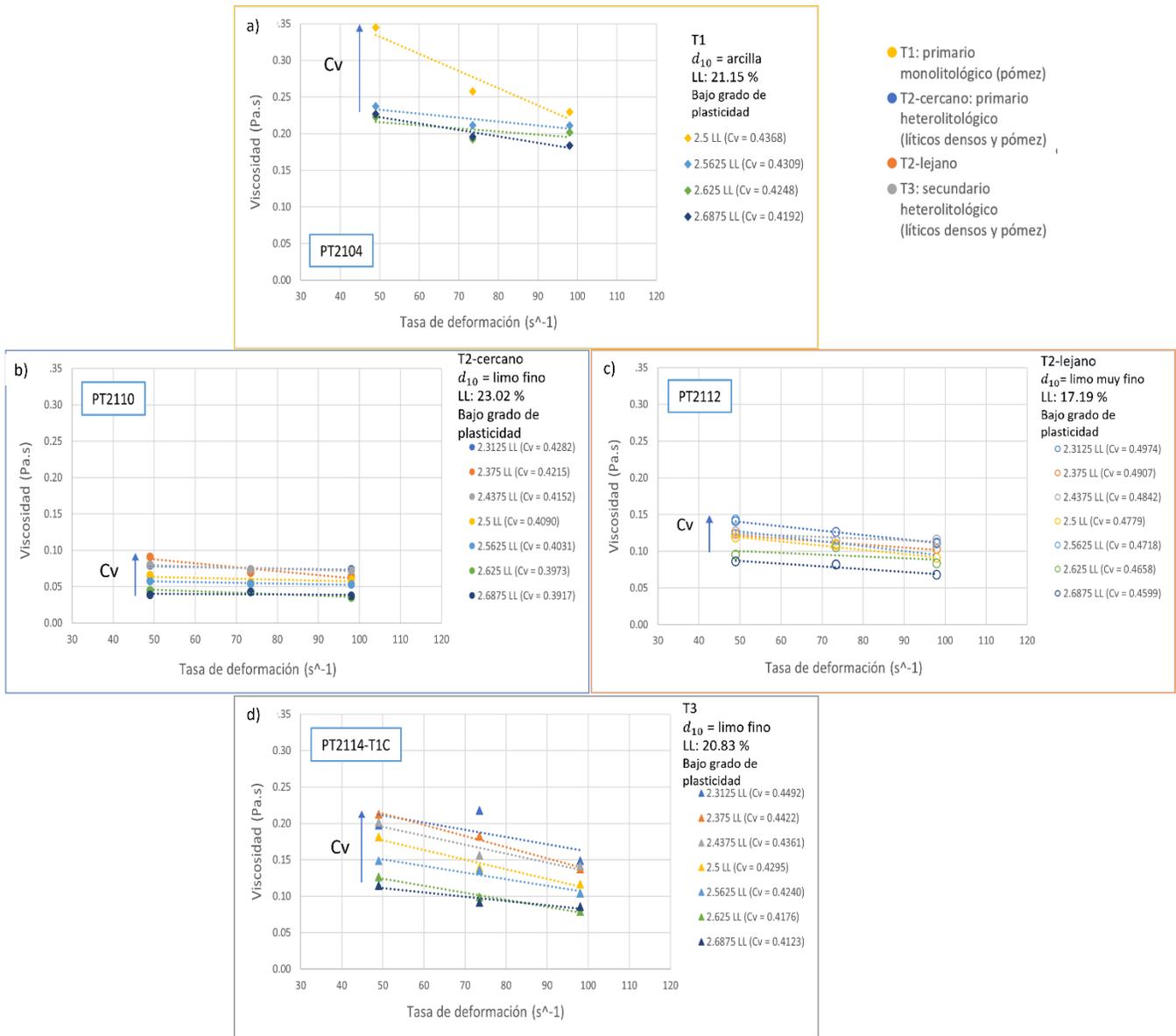


Figura V.12. Relación entre tasa de deformación y viscosidad de muestras de fluido intersticial (de tamaño de limo y arcilla, $<5 \phi$ o < 63 micras) de lahares del volcán Popocatépetl. a) Lahar Tipo 1: primario monolitológico compuesto por arcillas de bajo grado de plasticidad. b) Lahar Tipo 2-cercano: primario heterolitológico compuesto limo y arcilla de bajo grado de plasticidad. c) Lahar Tipo 2-lejano compuesto por limo y arcilla de bajo grado de plasticidad. d) Lahar Tipo 3: secundario heterolitológico compuesto por limo y arcilla de bajo grado de plasticidad.

Relación con los tipos de lahares

Se caracterizaron depósitos de matriz (fluido intersticial) de lahares compuestos por clastos de tamaño limo y arcilla (entre 5 y 9 phi), con concentraciones volumétricas de sedimento (entre 0.39 y 0.49) establecidas con base en el límite líquido (entre 17.19 y 23.02 %). Las especificaciones de los resultados respecto al origen y concentración del material se describen en los siguientes párrafos.

Se observan diferencias en los valores de viscosidad aparente para las diferentes muestras de fluido intersticial (matriz) de lahares. La muestra de los lahares Tipo 2-cercano (Figura V.12b) tiene los valores menores de viscosidad aparente respecto de las otras muestras. Estos valores se encuentran entre $0.0374 \pm 0.0013 \text{ Pa} \cdot \text{s}$ y $0.0907 \pm 0.0032 \text{ Pa} \cdot \text{s}$. Esta muestra presenta el mayor valor de límite líquido (23.02 %) y un d_{10} de tamaño de limo fino. Le sigue la muestra del lahar Tipo 2-lejano (Figura V.12c), con valores de viscosidad aparente entre $0.0674 \pm 0.0015 \text{ Pa} \cdot \text{s}$ y $0.1406 \pm 0.0027 \text{ Pa} \cdot \text{s}$, caracterizada por un límite líquido menor (17.19 %) que la muestra del lahar Tipo 2-cercano, y un d_{10} de tamaño de limo muy fino. Posteriormente, la muestra del lahar Tipo 3 (Figura V.12d) presenta un rango de viscosidades aparentes entre $0.0854 \pm 0.0022 \text{ Pa} \cdot \text{s}$ y $0.2125 \pm 0.0122 \text{ Pa} \cdot \text{s}$, para una muestra con límite líquido de 20.83 %, y un d_{10} de tamaño de limo fino. Finalmente, la muestra del lahar Tipo 1 (Figura V.12a) tiene la mayor viscosidad aparente, entre $0.1838 \pm 0.0058 \text{ Pa} \cdot \text{s}$ y $0.3447 \pm 0.0133 \text{ Pa} \cdot \text{s}$, para una muestra con límite líquido de 21.15 %, y se distingue por ser la que tiene un d_{10} menor, de tamaño arcilla.

La medición de la viscosidad aparente del fluido intersticial de lahares en ensayos triplicados indica valores de desviación estándar entre los órdenes de magnitud de 10^{-3} y $10^{-2} \text{ Pa} \cdot \text{s}$ para valores de media entre los órdenes de magnitud de 10^{-2} y 10^{-1} . Por lo tanto, los valores de viscosidad aparente varían por encima o debajo de la media menos del 10 %. Por ejemplo, el lahar Tipo 2-cercano tiene un rango de viscosidad aparente entre $0.0374 \pm 0.0013 \text{ Pa} \cdot \text{s}$ y $0.0907 \pm 0.0032 \text{ Pa} \cdot \text{s}$, que depende de la concentración volumétrica del ensayo. Para las muestras con menor concentración volumétrica (0.39) las mediciones varían en el 3.47 % y para las muestras con mayor concentración volumétrica (0.42) las mediciones varían en el 3.55 %, de los valores medios para cada caso.

Los valores de viscosidad aparente mencionados anteriormente tienen relación con la concentración volumétrica del ensayo. Se observa que las muestras con mayor concentración de sedimentos, para cualquier tipo de material, tienen viscosidades aparentes mayores que las muestras con menor concentración de sedimentos (Figura V.12). Existe una diferencia cercana al doble del valor de la viscosidad aparente con el aumento de apenas del 3.75 % (aproximadamente) de la concentración volumétrica de sedimento. Por ejemplo, la muestra Tipo 2-lejano con una concentración de 0.4599 presenta un valor de viscosidad aparente de $0.0856 \pm 0.0024 \text{ Pa} \cdot \text{s}$ y esta misma muestra de material con mayor concentración, 0.4974, tiene una viscosidad aparente de $0.1406 \pm 0.0027 \text{ Pa} \cdot \text{s}$, ambas ensayadas bajo las mismas condiciones de tasa de deformación (49.01 s^{-1}). Además, es posible observar que las muestras que describen al lahar Tipo 2 son las que muestran menos variaciones de la viscosidad aparente al aumentar la concentración volumétrica, en contraste con las muestras que describen al lahar Tipo 3, que tienen la mayor influencia en la viscosidad aparente al aumentar la concentración volumétrica.

Respecto al esfuerzo cortante, de manera similar a los valores de viscosidad aparente obtenidos, la muestra del lahar Tipo 2-cercano presenta el menor esfuerzo cortante, con valores entre $0.3619 \pm 0.0142 \text{ Pa}$ y $1.3721 \pm$

0.0502 Pa, seguida de la muestra del lahar Tipo 2-lejano, con valores entre 0.7969 ± 0.0226 Pa y 2.0728 ± 0.0359 Pa, posteriormente la muestra del lahar Tipo 3, con valores entre 1.0662 ± 0.0365 Pa y 2.7623 ± 0.0466 Pa) y, finalmente, la muestra del lahar Tipo 1 tiene el mayor esfuerzo cortante, con valores entre 2.1091 ± 0.0607 Pa y 4.2660 ± 0.0889 Pa. Lo anterior indica que existe una relación indirecta entre la viscosidad aparente y el esfuerzo cortante (Anexo E – Tabla E. 2).

La medición del esfuerzo cortante del fluido intersticial en ensayos triplicados indica valores de desviación estándar del orden de magnitud de 10^{-2} Pa para valores de media entre los órdenes de magnitud de 10^{-1} y 10^0 . Por lo tanto, los valores de esfuerzo cortante varían por encima o debajo de la media menos del 10 %. Por ejemplo, el lahar Tipo 2-cercano tiene un rango de esfuerzo cortante entre 0.3619 ± 0.0142 Pa y 1.3721 ± 0.0502 Pa, que depende de la concentración volumétrica del ensayo. Para las muestras con menor concentración volumétrica (0.39) las mediciones varían en el 3.92 % y para las muestras con mayor concentración volumétrica (0.42) las mediciones varían en el 3.65 %, de los valores medios para cada caso.

Las muestras con mayor cantidad de sedimento presentan esfuerzos cortantes mayores. El valor del esfuerzo cortante aumenta aproximadamente al doble con el aumento de 3.75% en la concentración volumétrica de sedimento de la muestra. Por ejemplo, la muestra que describe el lahar Tipo 2-lejano con una concentración de 0.4599 presenta un valor de 0.7969 ± 0.0226 Pa y con una concentración mayor, de 0.4974, tiene un valor de 1.3076 ± 0.0258 Pa para una tasa de deformación de 49.01 s^{-1} .

Respecto a la resistencia crítica obtenida por el ajuste lineal de la tasa de deformación y el esfuerzo cortante, la muestra del lahar Tipo 2-cercano presenta la menor resistencia crítica, con valores entre 0.049 y 0.0898 Pa, seguida de la muestra del lahar Tipo 2-lejano, con valores entre 0.3772 y 0.5642 Pa, posteriormente la muestra del lahar Tipo 3, con valores entre 0.5267 y 1.1545 Pa y, finalmente, la muestra del lahar Tipo 1 tiene la mayor resistencia crítica, con valores entre 0.7871 y 2.0999 Pa. Lo anterior indica que existe una relación directa entre la viscosidad aparente y la resistencia crítica para los tipos de lahares estudiados, es decir, que los lahares con mayor resistencia crítica presentan mayores valores de viscosidad aparente.

Existe una relación entre la resistencia crítica, la viscosidad aparente y la tendencia hacia el comportamiento adelgazante del fluido intersticial de los lahares estudiados. El lahar Tipo 1 (primario monolitológico) presenta la mayor resistencia crítica, viscosidad aparente y una pendiente intermedia de la viscosidad aparente con el aumento de la tasa de deformación, mientras que los lahares Tipo 2 (primario heterolitológico) presentan la menor resistencia crítica, junto con la menor viscosidad aparente que disminuye en menor pendiente con la tasa de deformación y, finalmente, el lahar Tipo 3 (secundario heterolitológico) presenta una resistencia crítica intermedia, con valores de viscosidad aparente intermedia, pero con mayor tasa de disminución de la viscosidad aparente con el aumento en la deformación.

Resistencia crítica estimada

Utilizando la metodología propuesta por Fitton y Seddon (2012) y considerando que el comportamiento reológico de las mezclas de sedimento y agua se describe a partir de tres dominios de comportamientos que relacionan la tasa de deformación y el esfuerzo cortante con valores de resistencia crítica propios de cada uno, se obtiene el valor de resistencia crítica para el estado de comportamiento dominado por flujo (Dominio III, Figura II.9). Este valor de resistencia se conoce como resistencia crítica dinámica y se calcula en condiciones de deformación que hacen referencia a una tasa de 100 s^{-1} .

Empleando las curvas de ajuste del valor de percentil 10 (d_{10}) de la distribución granulométrica de las fracciones finas, que se relacionan con el contenido de agua normalizado al contenido de agua del límite líquido (Figura IV.8), se estiman los valores de resistencia crítica del fluido intersticial (matriz) de depósitos de lahares del volcán Popocatepetl.

Los valores de resistencia crítica estimada se expresan en la Figura V.14 y en el Anexo E - Tabla E.3. Se obtienen valores de resistencia crítica entre el rango de 1.30 a 77 Pa, para materiales compuestos sedimentos de tamaño limo y arcilla (> 63 micras), con concentraciones volumétricas de sedimento entre 0.39 y 0.49, bajo altas tasas de deformación (100 s^{-1}). Además, existen diferencias en los valores de resistencia crítica para los diversos depósitos de lahares (Figura VI.6). La muestra del lahar Tipo 2-cercano (primario heterolitológico) tiene los menores valores de resistencia crítica, respecto a las otras muestras, entre 1.30 y 5.00 Pa. Esta muestra presenta un límite líquido de 23.02 % y un d_{10} de limo fino. Le sigue la muestra del lahar Tipo 3 (secundario heterolitológico), con valores de resistencia crítica entre 2.20 y 6.70 Pa, un límite líquido de 20.83 % y un d_{10} de limo fino. Posteriormente, la muestra del lahar Tipo 2-lejano (primario heterolitológico) presenta un rango de resistencia crítica entre 25.00 y 51.00 Pa. Se caracteriza por tener el menor límite líquido, 17.19 %, y un d_{10} de limo muy fino. Y la muestra del lahar Tipo 1 (primario monolitológico) tiene la mayor resistencia crítica, con valores entre 41.00 y 88.00 Pa; además, presenta el menor tamaño de clasto, con un d_{10} de arcilla y un límite líquido de 21.15 %.

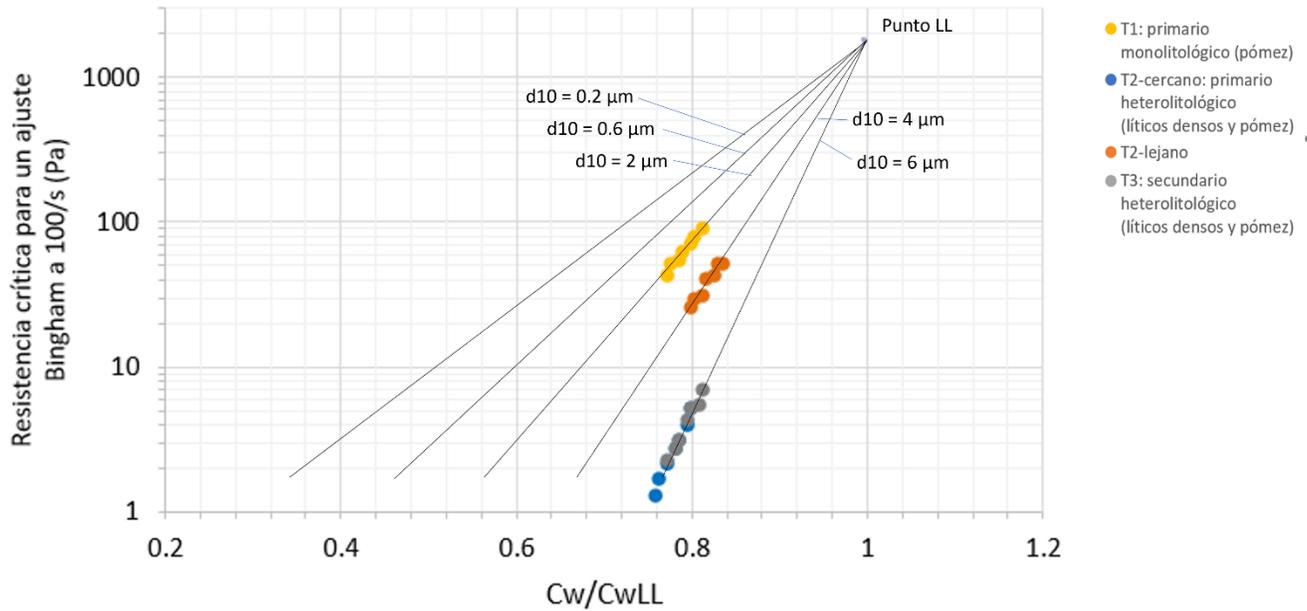


Figura V.13. Estimación de la resistencia crítica de muestras de fluido intersticial (matriz) de lahares. Se relaciona C_w/C_{wLL} vs. Resistencia crítica Bingham para un ajuste de 100 s⁻¹ y se observan los d_{10} seleccionados para la estimación de cada muestra. Modificada de la gráfica propuesta por Fitton y Seddon (2012).

Los rangos de valores de resistencia crítica se definen con relación a la concentración volumétrica de sedimentos de la muestra ensayada. Las muestras con mayor concentración de sedimentos tienen hasta el doble del valor de resistencia crítica dinámica que las muestras con menor concentración. Por ejemplo, la muestra del lahar Tipo 2-lejano con menor concentración volumétrica (0.4599) tiene una resistencia crítica dinámica de 25 Pa y la muestra con mayor concentración volumétrica (0.4974) presenta una resistencia crítica dinámica de 51 Pa. Este intervalo ocurre con un pequeño aumento del 3.75% en la concentración volumétrica de sedimentos.

Cada muestra de tipo de lahar presenta distintas variaciones en la resistencia crítica con la concentración volumétrica; los lahares que describen el Tipo 2-cercano y el Tipo 3 presentan menor variación de la resistencia crítica con incrementos de concentración volumétrica uniformes; en contraste con las muestras que describen los lahares de Tipo 2-lejano y Tipo 1 que muestran mayor variación de la resistencia crítica (Figura VI.2 y VI.4).

Comparación entre los valores de resistencia crítica

Los valores de resistencia crítica estimados por la metodología de Fitton y Seddon (2012) estuvieron en un rango entre 10^1 a 10^0 Pa, para una tasa de deformación de 100 s^{-1} . Estos valores son hasta cuatro ordenes de magnitud mayor que los valores de la resistencia crítica estimados por el ajuste lineal entre la tasa de deformación y esfuerzo cortante resultantes de la caracterización reológica, para una tasa de deformación de 0 s^{-1} (entre 10^1 a 10^{-2} Pa) (Tabla V. 2).

| Muestra | Cv | Resistencia crítica (τ_c , Pa) | |
|---|-----------------|--------------------------------------|---|
| | | Fitton y Seddon (2012) ¹ | Ajuste lineal ² |
| | | $\dot{\gamma} = 100 \text{ s}^{-1}$ | $\dot{\gamma} = 0 \text{ s}^{-1}$ |
| Tipo 1 $d_{10} = 1.73 \text{ micras}$ | 0.4562 – 0.4192 | 88.00 – 41.00 | Cv* 0.4368 – 0.4192 2.0999 – 0.7871 |
| Tipo 2-cercano $d_{10} = 9.03 \text{ micras}$ | 0.4282 – 0.3917 | 5.00 – 1.30 | 0.0898 – 0.049 |
| Tipo 2-lejano $d_{10} = 4.39 \text{ micras}$ | 0.4974 – 0.4599 | 51.00 – 25.00 | 0.5642 – 0.3772 |
| Tipo 3 $d_{10} = 7.8 \text{ micras}$ | 0.4492 – 0.4123 | 6.70 – 2.20 | 1.1545 – 0.5267 |

Tabla V.2. Resistencia crítica del material del fluido intersticial (matriz) de lahares del volcán Popocatepetl. ¹Resistencia crítica estimada con la metodología de Fitton y Seddon (2012), considerando la distribución granulométrica de la fracción fina (d_{10}) y $\dot{\gamma} = 100 \text{ s}^{-1}$. ²Resistencia crítica experimental calculada a partir del modelo de ajuste tipo Bingham

Las muestras que describen el modelo de aproximación de la resistencia crítica tipo Bingham analizadas en la metodología propuesta por Fitton y Seddon (2012) presentan un abundante contenido de arcilla, lo que implica que el modelo sea aplicable en materiales con contenido de arcilla similar (50 % del contenido de sedimentos). Las muestras de este trabajo se componen de un contenido de arcilla más limitado en comparación con las muestras estudiadas por Fitton y Seddon (2012); por lo tanto, la aplicación de dicho modelo se encuentra en la región límite de la caracterización granulométrica (principalmente la curva $d_{10} = 6 \mu\text{m}$); donde las curvas de ajuste fueron definidas por una base de datos reológicos, granulométricos y geotécnicos más limitados en comparación con la zona donde las curvas de ajuste fueron definidas por una abundante base de datos (por ejemplo las curvas $d_{10} = 2$ y $4 \mu\text{m}$).

Además, Fitton y Seddon (2012) suponen un valor único de resistencia crítica igual a 1, 700 Pa para todas las muestras de su estudio, cuando el material alcanza las condiciones de humedad del límite líquido ($C_w/C_{wLL} = 1$). La proyección de las curvas de ajuste para cada granulometría específica se genera a partir de este punto fijo, lo que implicaría que todos los materiales tendrían una resistencia crítica máxima de 1, 700 Pa. Sin embargo, no es posible asegurar que un material de origen volcánico cumpla con dicho comportamiento.

Finamente, las muestras estudiadas por Fitton y Seddon (2012) inicialmente se ajustan a un comportamiento de tipo Herschel-Bulkley, que se reduce a un comportamiento Bingham para estimar el valor de resistencia crítica en condiciones de deformación de 100 s^{-1} . Este ajuste matemático sobreestima la resistencia crítica respecto al valor real, debido a que la pendiente del ajuste lineal (Ecuación II. 5) obtiene un valor de ordenada al origen mayor que la pendiente del ajuste exponencial (Ecuación II. 6) (Figura V.14). Por lo tanto, se obtienen valores de resistencia crítica mayores a los obtenidos en las mediciones reales.

Estas tres características del modelo de Fitton y Seddon (2012) sugieren que la caracterización de la resistencia crítica se encuentra en un campo de comportamiento de orden mayor respecto al comportamiento de las muestras de este estudio (Figura V.14).

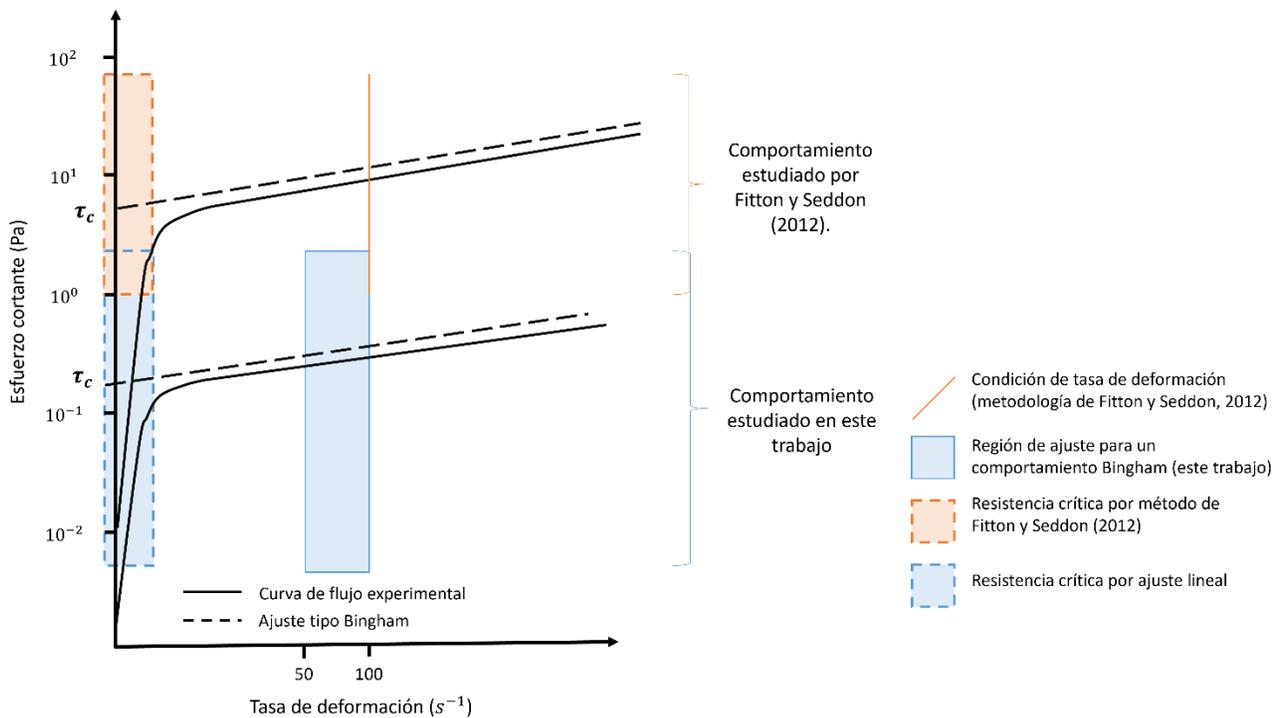


Figura V.14. Regiones de comportamientos estudiadas en este trabajo y en Fitton y Seddon (2012). Se observa la diferencia en la resistencia crítica experimental y la de ajuste de tipo Bingham para ambos trabajos y los órdenes de magnitud de ambas aproximaciones. Además, se hacen evidentes las condiciones de deformación seleccionadas para el ajuste de la resistencia crítica.

Por otro lado, los valores de resistencia crítica calculados a partir del ajuste de primer orden entre la tasa de deformación y esfuerzo cortante para las muestras de este estudio presentaron bajos coeficientes de correlación con la concentración volumétrica y el índice líquido para ajustes de relaciones lineales y exponenciales (Anexo E – Tabla E.5). Es decir, los datos de resistencia crítica no presentaron tendencias evidentes en su comportamiento con el aumento en el contenido de agua. Por lo tanto, es necesario emplear una metodología que implique la caracterización del material en condiciones de tasas de deformación menores

a 50 s^{-1} , esto permitirá realizar una caracterización más robusta del material, específicamente en regiones de la curva de flujo donde el comportamiento no sugiera una aproximación tipo Bingham.

Debido a que el análisis de datos de resistencia crítica estimada por el modelo de Fitton y Seddon (2012) es más robusto en comparación con el análisis de datos de resistencia crítica estimada por el ajuste lineal, la discusión de la resistencia crítica respecto a las características del material de este trabajo se realiza con los valores obtenidos por el modelo de Fitton y Seddon (2012).

VI. DISCUSIÓN

Este capítulo se divide en tres secciones que engloban los alcances del trabajo. La primera parte describe el comportamiento reológico del fluido intersticial (matriz) de los depósitos de lahares del volcán Popocatepetl con diversidad de orígenes; la segunda parte incluye la interpretación de las características de tipos de depósitos de lahares y el comportamiento reológico del fluido intersticial; y la tercera parte aborda los aportes conseguidos partir de la propuesta del sistema de medición, así como las condiciones para su adecuada aplicación.

VI. 1. Comportamiento reológico del fluido intersticial de los lahares

A manera de resumen, las muestras de matriz (fluido intersticial) de depósitos de lahares, compuestas por fracciones de limo y arcilla, mostraron una tendencia hacia un comportamiento de fluido no newtoniano (presencia de un valor de resistencia crítica) con una relación inversa entre la tasa de deformación y la viscosidad, independiente de su origen, distribución granulométrica y concentración volumétrica de sedimentos. A continuación, se discuten cada una de las relaciones de las características de los tipos de lahares con las propiedades reológicas.

Relación entre la concentración volumétrica y las propiedades reológicas

Como se ha observado en otros trabajos (O'Brien y Julien, 1988; Major y Pierson, 1992; Scotto di Santolo et al., 2010; Besso et al., 2019), la concentración volumétrica de sedimentos y los parámetros reológicos son ajustados a una función exponencial. A partir de dicho ajuste, se obtienen los valores de los coeficientes α_1 y β_1 , para la viscosidad, y α_2 y β_2 , para la resistencia crítica. Los parámetros reológicos de este trabajo son ajustados (Figura VI.1 y VI.2) a las mismas funciones que en los trabajos mencionados. Además, los valores de los coeficientes de ajuste son similares entre ellos, para las diferentes tasas de deformación aplicadas durante el ensayo del material; en este caso, se reportan los coeficientes para las condiciones de deformación de 100 s^{-1} para ambos parámetros reológicos. Este análisis se cumple para los valores de viscosidad directa y de resistencia crítica estimada por la metodología propuesta por Fitton y Seddon (2012).

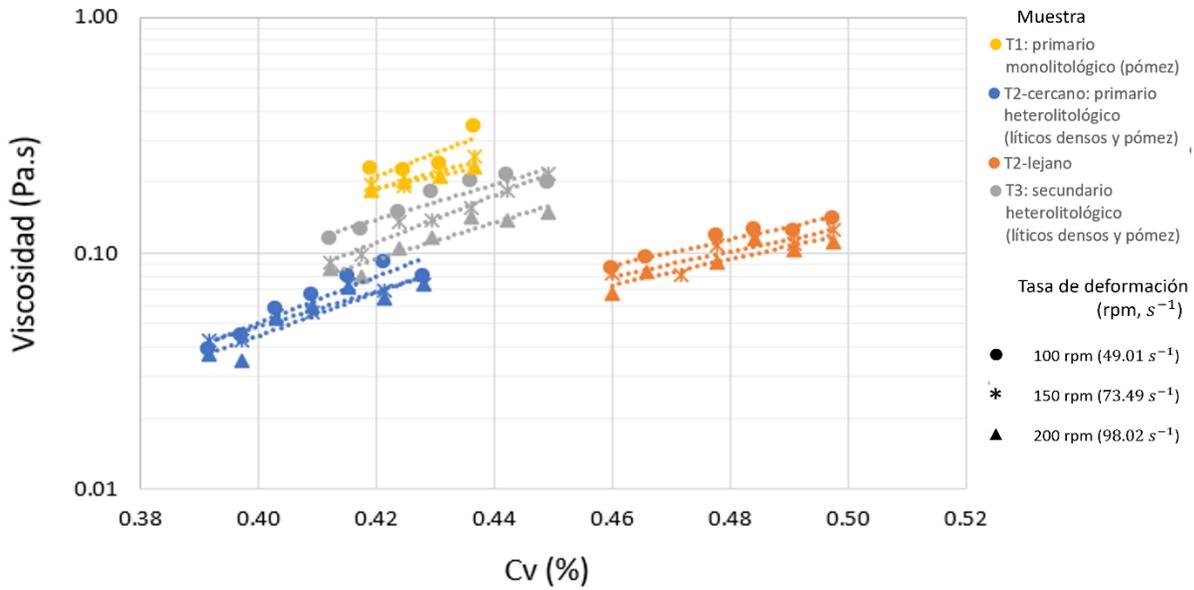


Figura VI.1. Relación entre la concentración volumétrica de sedimentos (C_v) y la viscosidad de muestras de fluido intersticial (matriz) de lahares compuestas por tamaños de limo y arcilla. Se expresan las tres tasas de deformación aplicadas. La viscosidad del agua es 0.001 Pa.s.

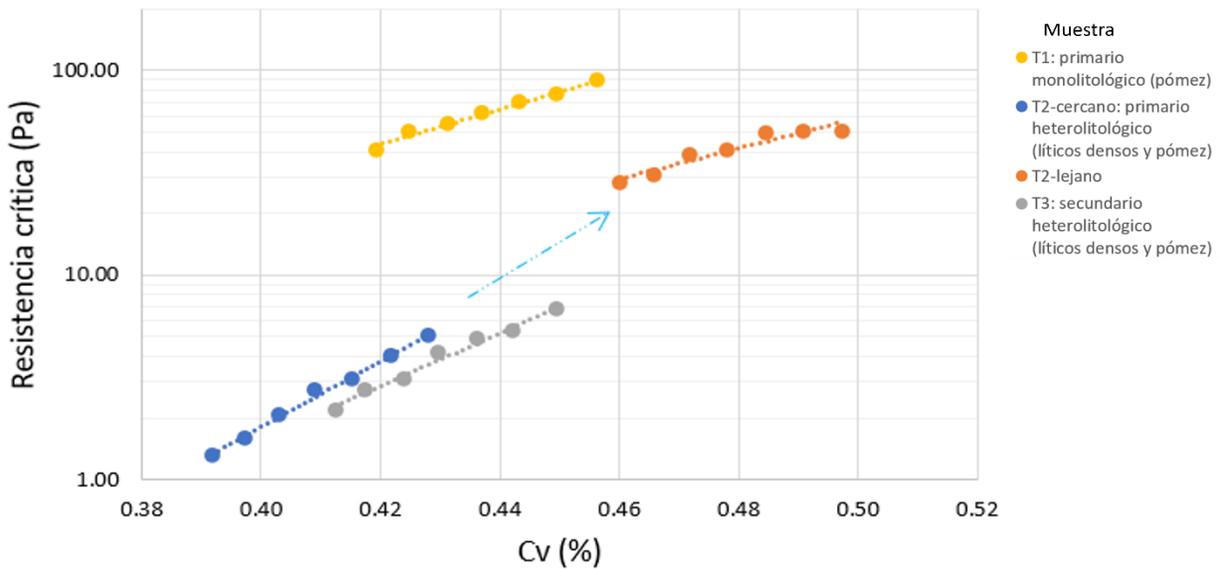


Figura VI.2. Relación entre la concentración volumétrica de sedimentos y la resistencia crítica de muestras de fluido intersticial (matriz) de lahares compuestas por tamaños de limo y arcilla. La resistencia crítica se obtuvo bajo una tasa de deformación de 100 s^{-1} .

La Tabla VI. 1 muestra los valores obtenidos para los coeficientes de ajuste, así como el coeficiente de correlación entre los datos de concentración volumétrica con la viscosidad y/o resistencia crítica. Estos valores permiten ampliar la base de datos de coeficientes que se han obtenido a lo largo de los años mediante el estudio reológico de materiales finos con diversos orígenes. Dentro de los alcances de esta parametrización, se hace referencia al origen volcánico de los materiales, en comparación con la parametrización de material de tipo suelo o jales mineros que fueron caracterizados en los anteriores estudios.

| Muestra | Viscosidad $\eta = \alpha_1 e^{\beta_1 C_V}$ | | | Resistencia crítica estimada $\tau_c = \alpha_2 e^{\beta_2 C_V}$ | | |
|-----------------------|---|-----------|----------------|---|-----------|----------------|
| | α_1 (Pa.s) | β_1 | R ² | α_2 (Pa) | β_2 | R ² |
| Tipo 1 | 1.2×10^{-3} | 12.004 | 0.9800 | 1.17×10^{-2} | 19.586 | 0.9938 |
| Tipo 2-cercano | 1.0×10^{-5} | 20.769 | 0.8046 | 7.0×10^{-7} | 36.838 | 0.9955 |
| Tipo 2-lejano | 2.0×10^{-4} | 12.736 | 0.7824 | 1.09×10^{-2} | 17.187 | 0.8953 |
| Tipo 3 | 5.0×10^{-5} | 17.789 | 0.8872 | 1.0×10^{-5} | 29.802 | 0.9838 |

Tabla VI.1. Coeficientes de ajuste exponencial entre la concentración volumétrica y los parámetros reológicos para muestras de este estudio bajo una tasa de deformación de 100 s^{-1} .

Comparación con otros trabajos

A través de la recopilación de información bibliográfica sobre diversos estudios del comportamiento reológico de mezclas de sedimento y agua que han sido realizados durante los últimos años, se obtuvieron algunos datos de ajuste exponencial entre la concentración volumétrica de sedimentos y los parámetros reológicos. Entre la diversidad de trabajos, se seleccionaron los que emplean metodologías con geometrías de pequeña escala y con formas de cilindros concéntricos; además, se escogieron aquellos trabajos en los que el tamaño de clasto máximo inmerso en la mezcla de estudio es el limo. Estos trabajos son los realizados por O'Brien y Julien (1988), Major y Pierson (1992), Scotto di Santolo et al., (2010) y Besso (2019) (Anexo E- Tabla E. 6). Las relaciones de ajuste se grafican en las Figuras VI.3 y VI.4, y sus coeficientes de ajuste se reportan en la Tabla VI.2.

Se observa que el ajuste exponencial de los valores de la concentración volumétrica de sedimentos y los parámetros reológicos obtenido en este trabajo se encuentra en los rangos de magnitud que completa a la tendencia de datos colectados de la bibliografía, rellenando algunos intervalos de concentración volumétrica que no habían sido caracterizados anteriormente. Además, los valores de los coeficientes de ajuste obtenidos son similares, en orden de magnitud, a los reportados. Es importante destacar que esta caracterización se realiza para materiales de tamaño arcilla y limo con origen volcánico; por lo tanto, este trabajo también complementa la base de datos sobre el comportamiento reológico de mezclas de sedimento fino y agua.

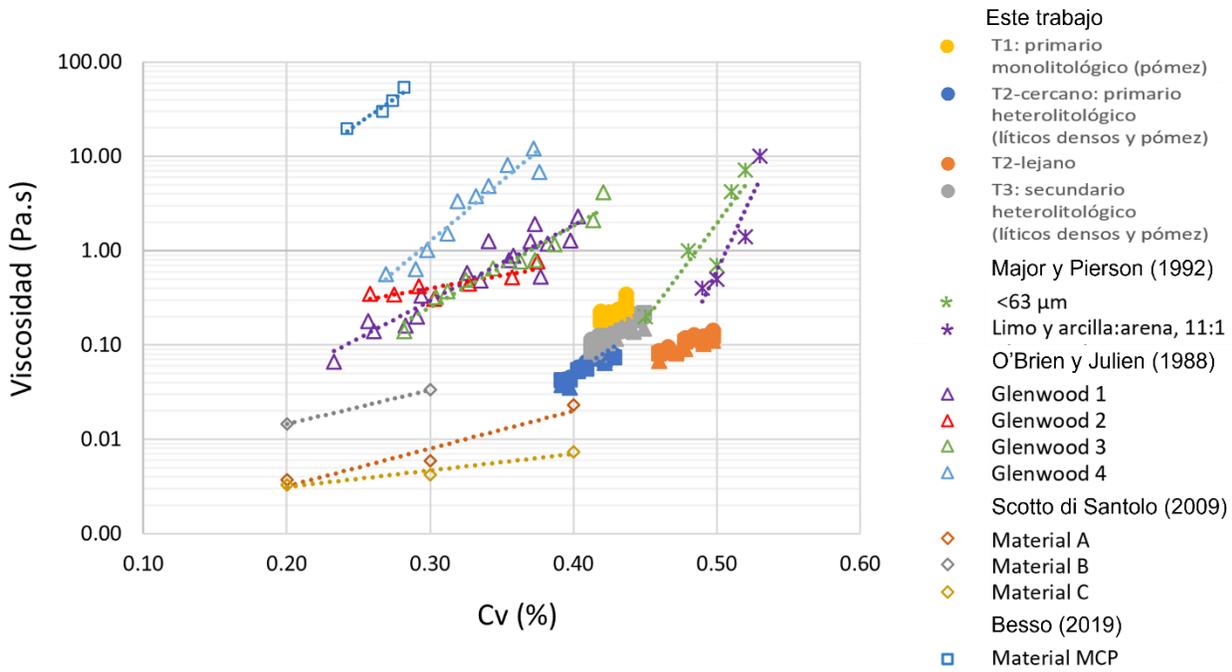


Figura VI.3. Recopilación de ajustes exponenciales entre la concentración volumétrica de sedimentos y la viscosidad de muestras de sedimento fino y agua, reportados en la literatura y parametrizados mediante un sistema de medición con geometría de pequeña escala.

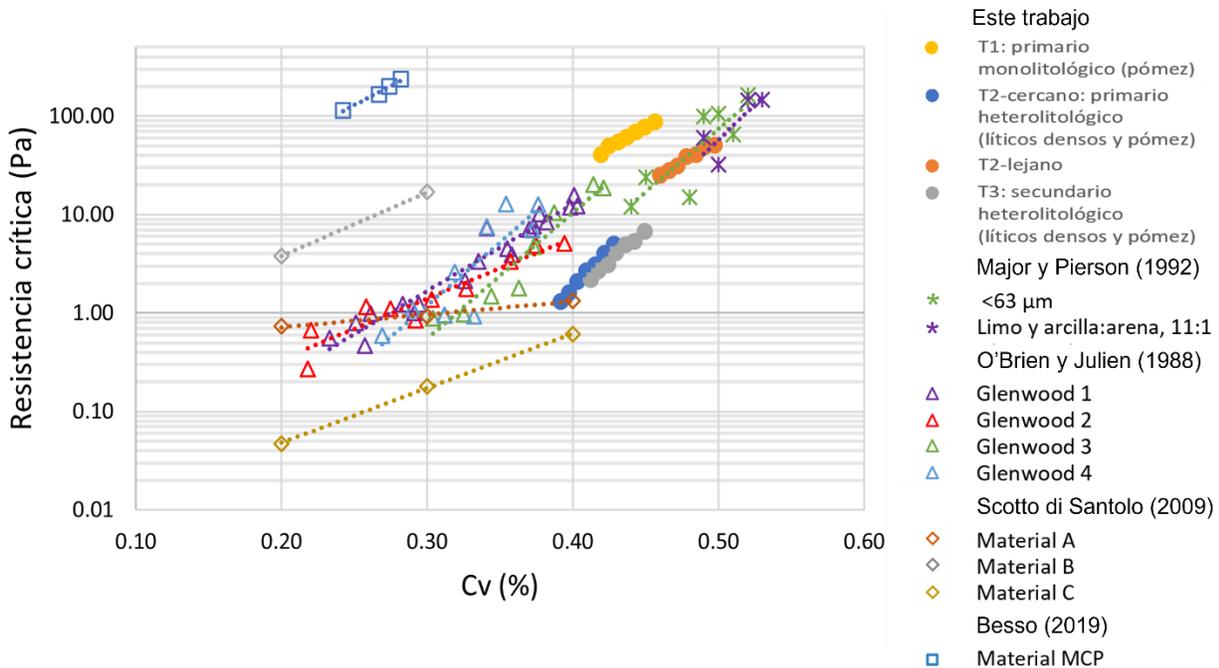


Figura VI.4. Recopilación de ajustes exponenciales entre la concentración volumétrica de sedimentos y la resistencia crítica de muestras de sedimento fino y agua, reportados en la literatura.

| Material | Viscosidad $\eta = \alpha_1 e^{\beta_1 c_v}$ | | Resistencia crítica $\tau_c = \alpha_2 e^{\beta_2 c_v}$ | |
|---|---|-----------|--|------------------------|
| | α_1 (Pa.s) | β_1 | α_2 (Pa) | β_2 |
| O'Brien y Julien (1988) | | | | |
| Glenwood 1 | 2.83×10^{-4} | 23.0 | 3.45×10^{-3} | 20.1 |
| Glenwood 2 | 6.48×10^{-2} | 6.2 | 7.65×10^{-3} | 16.9 |
| Glenwood 3 | 6.32×10^{-4} | 19.9 | 7.07×10^{-5} | 29.8 |
| Glenwood 4 | 6.02×10^{-5} | 33.1 | 1.72×10^{-4} | 29.5 |
| Major y Pierson (1992) | | | | |
| <63 μm | 1.61×10^{-10} | 46.05 | 3.08×10^{-5} | 29.38 |
| 11:1 | 6.76×10^{-17} | 73.54 | 3.79×10^{-6} | 33.07 |
| Scotto di Santolo et. al. (2009) | | | | |
| Material A | --- | --- | 2.464×10^{-1} | 1.215×10^{-1} |
| Material B | --- | --- | 1.333×10^{-1} | 1.909×10^{-1} |
| Material C | --- | --- | 8.9×10^{-3} | 1.066×10^{-1} |
| Besso | | | | |
| Material ACP - MCP | 1.1×10^{-1} | 0.224 | 4.32 | 0.15 |
| lida (1938) | 3.73×10^{-6} | 36.6 | --- | --- |
| Dai et al. (1980) | 7.5×10^{-4} | 14.39 | 2.6×10^{-1} | 17.48 |
| Kang y Zhang (1980) | 4.05×10^{-3} | 8.29 | 1.75×10^{-1} | 7.82 |

Tabla VI.2. Coeficientes de ajuste exponencial entre la concentración volumétrica y los parámetros reológicos para muestras descritas en la literatura.

Relación entre las propiedades geotécnicas y reológicas

Locat y Demers (1988) expresaron las propiedades geotécnicas y el comportamiento reológico a través de la relación entre el índice líquido y la viscosidad y/o la resistencia crítica de arcillas suaves dentro de un rango limitado de tasas de deformación (entre 10^{-2} y 10^3 s^{-1}). A partir de esta aproximación se realiza la construcción de las gráficas de las Figuras VI.5 y VI.6, que representan el comportamiento de las muestras de depósitos de lahar en concentraciones volumétricas relacionadas con el índice líquido (Ecuación III.2). El índice líquido nos indica el grado de comportamiento líquido de la muestra con respecto al contenido de agua en el límite y el índice plástico.

Respecto a la diversidad de depósitos de lahares colectados en este trabajo, los lahares del Tipo 2 cercano y lejano (primario heterolitológico) y del Tipo 3 (secundario heterolitológico) presentan comportamientos líquidos similares entre ellos, debido a que poseen altos valores de índice líquido. Estas muestras tienen un valor de límite líquido de 23.02 %, 17.19 % y 20.83 %, respectivamente, mientras que el lahar del Tipo 1 (primario monolitológico) presenta un comportamiento líquido de menor grado, con valores de índice líquido bajos y límite líquido de 21.15 % (Figura VI.5). Mediante la clasificación de las propiedades de geotécnicas de los sedimentos (Figura V.8), se observa que las muestras presentan un comportamiento de limos y arcillas de baja plasticidad, sin importar el tipo de lahar, por lo que la transición entre el comportamiento plástico al líquido ocurre con facilidad, al agregar pequeñas cantidades de agua al material.

Adicionalmente, las muestras con comportamientos de índice líquido alto presentan valores de viscosidad aparente más bajos (Lahares del Tipo 2 y Tipo 3), mientras que, si el índice líquido disminuye, el valor de la

viscosidad aparente aumenta (Lahares del Tipo 1). La relación entre estas dos variables se comporta de forma exponencial, considerando al índice líquido como la variable independiente. A pesar de que el incremento en el índice líquido de la muestra se realiza en intervalos constantes, las muestras que describen el lahar del Tipo 1 presenta una mayor tasa de cambio en los valores de viscosidad aparente; en contraste, los lahares del Tipo 2 presentan una menor tasa de cambio en la viscosidad aparente (Figura VI. 5).

Esta misma tendencia ocurre con el comportamiento de la resistencia crítica estimada por la metodología de Fitton y Seddon (2012). Los lahares del Tipo 2-cercano y Tipo 3 presentan valores de resistencia crítica menores, que se relacionan con su tendencia hacia el comportamiento líquido, mientras que los lahares del Tipo 1 y Tipo 2-lejano presentan valores de resistencia mayores, debido a que tienden hacia el comportamiento plástico.

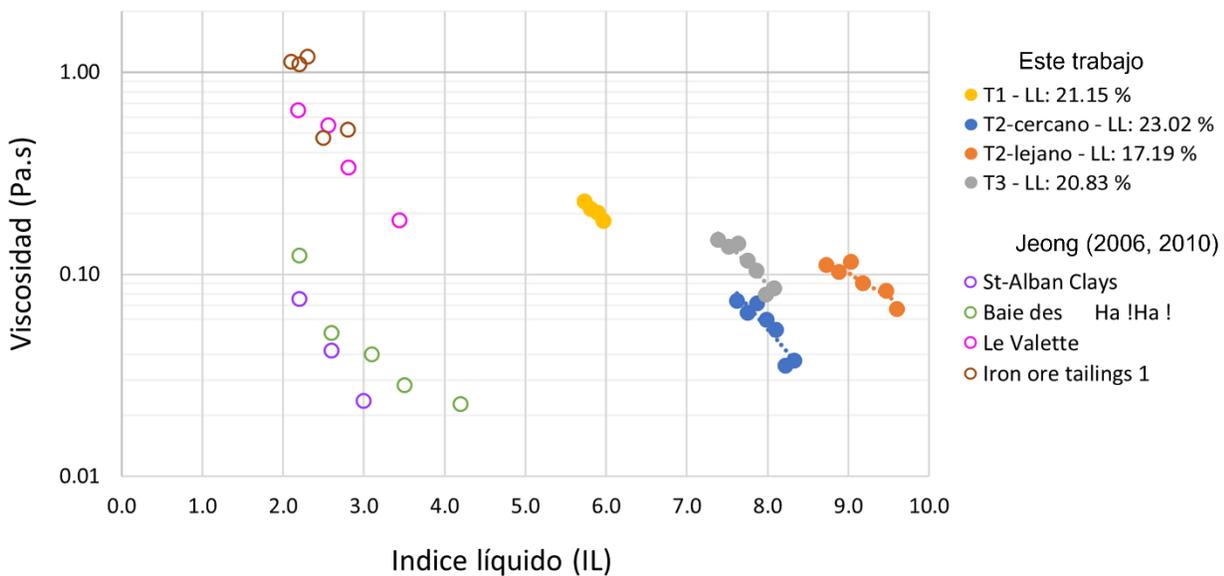


Figura VI.5. Relación entre el índice líquido y la viscosidad de las muestras de este estudio y de Jeong (2006, 2010). Las muestras St- Alban Clays y Baie des Ha! Ha! abundan en tamaño arcilla, mientras que las muestras Le Valette y Iron ore tailings 1 abundan en tamaño limo.

Es posible realizar una comparación entre las características geotécnicas y reológicas de las muestras estudiadas por Jeong (2006, 2010) (Anexo E – Tabla E. 4) y las muestras de depósitos de lahares de este trabajo. Las muestras que se estudian en el trabajo de Jeong (2006, 2010) se caracterizan por ser de granulometría fina, con un tamaño de clasto máximo de limo grueso, con una pequeña proporción de arena muy fina para algunas muestras. El investigador clasifica a sus materiales por sus distribuciones granulométricas de contenido fino de la siguiente manera: las muestras St-Alban Clays y Baie des Ha! Ha! son muestras compuestas por una abundante cantidad de arcilla, en contraste con las muestras Le Valette y Iron ore tailings 1, que se componen por una abundante cantidad de limo y poca arcilla (Tabla VI. 3). El origen de estas muestras se relaciona con suelos que han presentado procesos de remoción en masa.

| Muestra | Propiedades geotécnicas | | Distribución granulométrica | | | | Clasificación |
|---------------------|-------------------------|--------|-----------------------------|----------------|----------|-------------|------------------------------------|
| | LL (%) | IP (%) | Grava (%) | Arena fina (%) | Limo (%) | Arcilla (%) | |
| St-Alban Clays | 36.1 | 17.4 | 0 | 10 | 52 | 38 | Arcilla de baja plasticidad |
| Baie des Ha!Ha! | 35.9 | 15.6 | 0 | 20 | 55 | 25 | Arcilla de baja plasticidad |
| Le Valette | 39.0 | 16.5 | 37 | Arena: 32 | 20 | 11 | Limo de baja plasticidad |
| Iron ore tailings 1 | 22.6 | 4.9 | 0 | 40 | 50 | 10 | Arcilla y limo de baja plasticidad |

Tabla VI.3. Características geotécnicas del material estudiado por Jeong (2006, 2010).

Dentro de su estudio, Jeong (2006, 2010) ajusta el comportamiento de los valores del índice líquido de las muestras como función de los parámetros reológicos a un ajuste exponencial, es decir, con la misma tendencia de ajuste que se encontró para este trabajo. Bajo este ajuste, se observan las diferencias en los tamaños de clastos de las muestras, que permiten identificar dos campos de datos con respecto a la viscosidad. Las muestras con abundancia de contenido de arcilla tienen valores de viscosidad menores que las muestras con abundancia de contenido de limo. Por su parte, no se logran identificar tipos de muestras con diferencias en la resistencia crítica por su abundancia en el tamaño de clasto fino.

En comparación con este trabajo, se observa que las muestras del trabajo realizado por Jeong (2006, 2010) presentan valores de límite líquido mayores, lo que se refleja en ensayos de muestras con índice líquido menores. La interpretación de esta relación es que el material presenta una transición de un comportamiento plástico a líquido lenta, que requiere una abundante cantidad de agua para que ocurra. Por lo tanto, estos materiales se caracterizan como muestras con un mayor grado de plasticidad que las analizadas en este estudio. Aunado a esta característica, el material estudiado por Jeong (2006, 2010) también presenta valores de viscosidad y resistencia crítica mayores.

El comportamiento anterior puede ser explicado si se considera el contenido de arcilla. Por ejemplo, el contenido de arcilla presente en las muestras que se identifican como abundantes en limo y poca arcilla (Le Valette y Iron ore tailings 1) para el trabajo de Jeong (2006, 2010) es el límite superior de contenido de arcilla para las muestras de este estudio (lahar de Tipo 1), que se identifican por presentar abundante en arcilla. Es decir, las muestras del trabajo de Jeong (2006, 2010) contienen 11 y 10 % de arcilla, respectivamente, y la de este trabajo contiene 12.6 % de arcilla. Por lo tanto, el aumento en el índice líquido para las muestras de origen volcánico, que indica una mayor tendencia al comportamiento líquido, es debido al menor contenido de arcilla presente en el material.

Por otro lado, se muestra un intercambio en los campos de la viscosidad con relación al contenido de arcilla para este trabajo y el realizado por Jeong (2006, 2010). Es decir, el material con mayor contenido de arcilla analizado en este trabajo presenta valores de viscosidad mayores, con respecto al material con menor contenido de arcilla. En contraste, el material con mayor contenido de arcilla analizado por Jeong (2006, 2010) presenta valores de viscosidad menores, con respecto al material con menor contenido de arcilla. Este comportamiento es debido a que los materiales con mayor viscosidad, para ambos estudios, presentan valores de límite líquido mayores que los materiales con menor viscosidad. Lo que implica que, sin importar el contenido de arcilla presente, cuando la cantidad de agua necesaria para alcanzar el comportamiento líquido es mayor, se obtienen viscosidades mayores.

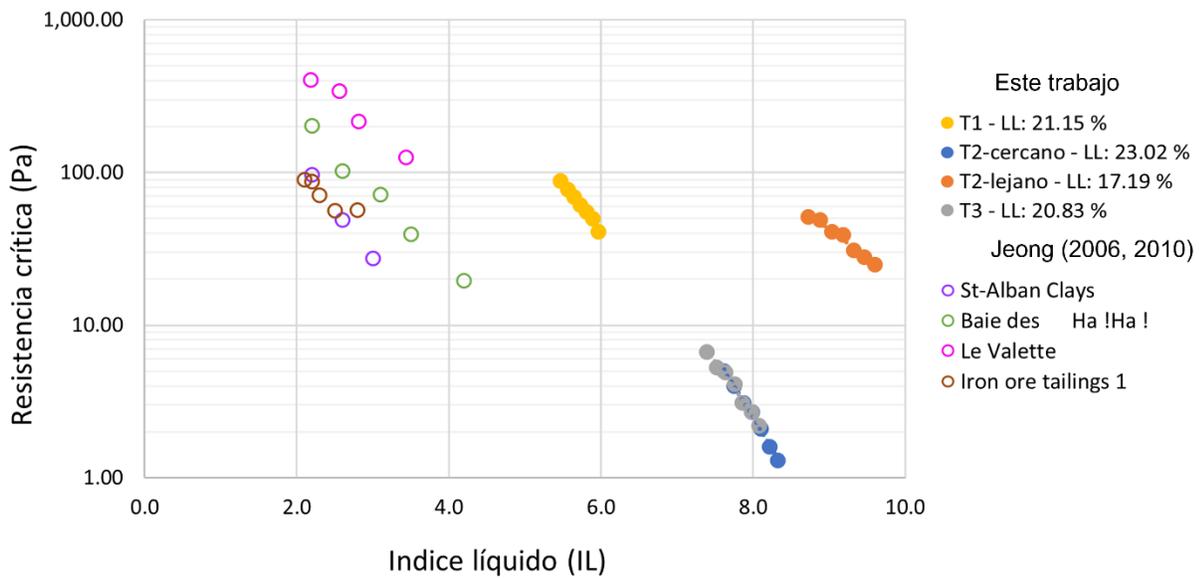


Figura VI.6. Relación entre el índice líquido y la resistencia crítica de las muestras de este estudio y de Jeong (2006, 2010). Las muestras St- Alban Clays y Baie des Ha! Ha! abundan en tamaño arcilla, mientras que las muestras Le Valette y Iron ore tailings 1 abundan en tamaño limo.

Relación entre la distribución granulométrica y las propiedades reológicas

Como se mencionó en la sección anterior sobre la influencia en el cambio en las propiedades reológicas debido a las propiedades geotécnicas de las muestras de los depósitos de lahares, este cambio también puede depender de la distribución granulométrica de los materiales, específicamente de las fracciones de tamaño limo y arcilla. Major y Pierson (1992) encontraron que los valores de resistencia crítica y viscosidad plástica de mezclas de sedimento con clastos finos varían hasta en un orden de magnitud en pequeños cambios de concentración, de entre 2 y 4%.

Antes de realizar la discusión respecto a la distribución granulométrica del material fino y las propiedades reológicas del material, es necesario describir puntualmente el contenido de finos, caracterizado por el d_{10} , en el fluido intersticial (matriz) de los diferentes tipos de lahares (Figura V.8). La muestra de lahar del Tipo 1 (primario monolitológico) se caracteriza por tener un d_{10} de tamaño arcilla y un alto contenido de arcilla (12.6 % de la

distribución granulométrica de los tamaños arcilla y limo), mientras que las muestras del lahar del Tipo 2 (primario heterolitológico) presentan un d_{10} de limo fino y 5.0 % de arcilla, para la muestra localizada en la cercanía. Este tamaño de clasto disminuye con la distancia a limo muy fino y aumenta a un 6.2 % de arcilla. Finalmente, la muestra de lahar del Tipo 3 (secundario heterolitológico), muestra un d_{10} de tamaño limo fino y un 5.2 % de arcilla. Los valores que completan el 100% de la distribución de los clastos corresponden al tamaño de limo.

De forma general, es posible describir la relación entre el d_{10} de la distribución granulométrica de las fracciones finas y los parámetros reológicos de la muestra de lahar. Por ejemplo, la muestra del lahar del Tipo 1, con abundancia en material arcilloso, presenta valores de viscosidad entre dos y tres veces mayores, aproximadamente, con respecto a los valores de viscosidad de los materiales que componen los lahares del Tipo 2 y Tipo 3, a paridad de concentraciones volumétricas de sedimento (Figura VI. 1). Esto ocurre por el incremento en el contenido de arcilla de entre el 6 y 7%. En condiciones similares, la resistencia crítica aumenta hasta en un orden de magnitud para los materiales con mayor abundancia de arcilla (Figura VI.2).

Adicionalmente, existen diferencias en las distribuciones granulométricas en función de la distancia recorrida del lahar, lo que repercute en el comportamiento reológico del flujo. Por ejemplo, los lahares del Tipo 2 describen al lahar de San Nicolás a 15 y 24 km desde el cráter. El material depositado más cerca del centro de generación presenta valores de viscosidad y resistencia crítica menores que el material depositado a mayor distancia. Es decir, existe un aumento del doble la viscosidad y hasta un orden de magnitud de la resistencia crítica con la distancia recorrida. Este cambio en la reología del material se atribuye a la disminución del tamaño de clastos suspendidos en el fluido intersticial (matriz) con la distancia, que se representa con el cambio en el d_{10} de limo fino a limo muy fino y al aumento del contenido de arcilla del 5.0 al 6.2 %.

Relación entre la composición y las propiedades reológicas

Existen otras características que influyen en el comportamiento reológico de las muestras de depósito de lahares, además de la distribución granulométrica y la abundancia en el contenido de material fino, por ejemplo, la composición del material.

Los clastos que componen los distintos tipos de lahares en este estudio se pueden dividir en dos grandes grupos de acuerdo a su densidad como clastos con poca densidad, como pómez, y clastos densos de lava. A partir del análisis de componentes principales, se estimó la abundancia general de estos dos grandes grupos para cada tipo de lahar.

Los depósitos de lahares del Tipo 2-cercano y del Tipo 3 presentan una distribución granulométrica del fluido intersticial (matriz) similar, pero una menor cantidad de agua para alcanzar el límite líquido para el segundo tipo (Tabla V.1). El lahar del Tipo 3 se compone de un mayor porcentaje de clastos densos de lava y una pobre cantidad de pómez (entre 6 y 15%), mientras que el lahar del Tipo 2-cercano presenta hasta el triple de cantidad de clastos poco densos de pómez (entre 20 y 36 %) que el lahar del tipo 3 (Figura V.6). Esta abundante cantidad de pómez en el depósito requiere que la cantidad de agua necesaria para alcanzar el límite líquido sea mayor; por lo tanto, requiere que se encuentre bajo condiciones de concentración más cercanas a un comportamiento líquido. Además, la muestra del lahar de Tipo 2-cercano tiene valores de viscosidad y resistencia crítica menores

que los lahares que contienen una menor cantidad de pómez (Tipo 3), siempre que presenten una paridad en la distribución granulométrica del fluido intersticial (matriz) y en la concentración volumétrica de sedimentos. Por lo tanto, para lahares con componentes heterolitológicos, la abundancia de clastos poco densos influye en las condiciones de plasticidad del material. Ante una abundante cantidad de pómez, aumenta la cantidad de agua requerida para que los sedimentos alcancen el límite y se presentan bajos valores de viscosidad y resistencia crítica.

Existe una excepción a este comportamiento cuando se presentan lahares de monolitológicos de pómez (Tipo 1). Esto ocurre cuando se encuentran altos valores de viscosidad y resistencia crítica, debido a que el comportamiento reológico muestra una mayor dependencia de la distribución granulométrica del fluido intersticial (matriz) que de la composición de los materiales.

Respecto a los lahares del Tipo 2, además de presentar la disminución en el tamaño de clasto de limo fino a limo muy fino con la distancia de emplazamiento del material, también se observa que la concentración de pómez disminuye (del 36 al 13 %, para 0 phi) y los clastos de lava se preservan en el material con la distancia; por lo tanto, se concluye que los clastos de pómez son la fuente de material fino con el desplazamiento del flujo. Esto puede ocurrir posiblemente por la fragmentación de la pómez debido a la colisión entre clastos. El cambio en el tamaño y en la composición influye en los valores de viscosidad y resistencia crítica para los lahares del Tipo 2-lejano. Es decir, la disminución del contenido de pómez aumenta la viscosidad y la resistencia crítica. La fragmentación de clastos es un proceso que se ha descrito como un factor fundamental en el cambio de la reología de lahares (Caballero et al., 2014) e incluso de avalanchas de escombros (Perinotto et al., 2015). Por lo tanto, los lahares ricos en pómez tienen mayor probabilidad de experimentar cambios en la granulometría que afecten su comportamiento general con la distancia.

Comparación entre las características intrínsecas y las propiedades reológicas

Como se ha mencionado a lo largo de la discusión, las características intrínsecas del material influyen en el comportamiento reológico de las muestras de lahares, lo que se ve reflejado en los valores de los coeficientes de ajuste para los parámetros reológicos. A continuación, se describen las características intrínsecas del material que se ponderan sobre otras en el comportamiento reológico de las muestras estudiadas considerando su concentración volumétrica de sedimentos.

Los lahares del Tipo 2 (primario heterolitológico) muestran evidencias de que el tamaño de clasto característico disminuye con la distancia, debido a la fragmentación de los componentes de pómez; asimismo, aparece una disminución del límite líquido con la distancia, por lo que el material depositado a mayor distancia presenta una mayor tendencia al comportamiento plástico. Por lo tanto, el tamaño de clasto característico define las condiciones de plasticidad, lo que a su vez influye en el aumento de la viscosidad y la resistencia crítica con la distancia.

La diferencia en el comportamiento reológico entre los lahares del Tipo 2-cercano (primario heterolitológico) y del Tipo 3 (secundario heterolitológico) se debe a la composición del material. A paridad de distribuciones granulométricas y concentraciones volumétricas de sedimentos, los lahares del Tipo 3 presentan mayor viscosidad y resistencia crítica que se asocia a la poca cantidad de clastos poco densos de pómez, en contraste

con la presencia abundante de clastos de pómez para la muestra de lahar del Tipo 2-cercano y con valores de viscosidad y resistencia crítica bajos. Además, se observa que las diferencias composicionales influyen en el límite líquido; los componentes de los lahares del Tipo 3, con menor límite líquido, limitan el ensayo de muestras con mayor concentración volumétrica que, como se ha mencionado, están relacionadas con altos valores de viscosidad.

Finalmente, los valores medidos de los parámetros de la muestra del lahar del Tipo 1 indican la influencia de la fracción arcillosa en el comportamiento viscoso, presentando la mayor viscosidad y resistencia crítica, respecto a los otros tipos de lahares analizados. A paridad de concentraciones volumétricas, se observa que las muestras con mayor contenido de arcilla presentan mayor viscosidad y resistencia crítica que las muestras donde domina el limo fino. En este tipo de lahar predomina el tamaño del material sobre las condiciones de plasticidad, debido a que el límite líquido es similar al de los lahares del Tipo 3, lo que permite ensayar concentraciones volumétricas similares. Además, este tipo de lahares está compuesto principalmente por clastos de pómez.

VI. 2. Interpretación del comportamiento reológico y los tipos de lahares

La unión de las características de los depósitos de lahar, descritas por su textura y relaciones estratigráficas, y el comportamiento reológico del fluido intersticial permite proponer las condiciones del movimiento de los tipos de lahares seleccionados para este estudio (Figura VI.7).

Los lahares del Tipo 1 son de origen primario y se componen principalmente por clastos poco densos de pómez. El fluido intersticial presenta valores de viscosidad y resistencia crítica altos, con tasas de adelgazamiento intermedias. La abundancia del contenido de arcilla de composición de pómez permite que el fluido intersticial tienda hacia un comportamiento viscoso, favoreciendo que el lahar presente un régimen de movimiento laminar sobre uno turbulento. Este tipo de comportamiento se asocia a un flujo de escombros cohesivo, con poco adelgazamiento de la viscosidad con el aumento de la velocidad del flujo. Además, el alto contenido de arcilla y los procesos de sedimentación inhiben el movimiento. Sin embargo, el gran volumen de material, característico de este tipo de lahares, favorece el movimiento; en contraparte, el tipo de comportamiento del fluido intersticial disminuye el régimen de colisión y fricción entre los clastos que componen la fase discontinua del flujo. Por lo tanto, los lahares de este tipo presentan una gran movilidad.

Finalmente, este tipo de lahares se pueden asociar a escenarios provocados por erupciones de tipo plinianas de gran magnitud, lo que les otorga una menor probabilidad de ocurrencia, pero una mayor magnitud del peligro, generando extensas zonas de inundación (entre 25 y 70 km de distancia), con profundidades de hasta 30 m en las barrancas más profundas y de 2 a 6 m en las planicies de inundación y velocidades de flujo altas (Capra et al., 2017). Como ejemplo de un lahar con estas características en el volcán Popocatepetl se encuentra el lahar de Tocuila. Este ocurrió a partir de la abundante caída de ceniza durante una gran erupción freatoplíniana (14 000 ca a.P) (Siebe et., 1999). Los lahares de este estilo pueden presentar volúmenes de $80 - 100 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Capra et al., 2017).

Por otro lado, los lahares del Tipo 2 son de origen primario y son heterolitológicos, con una abundante cantidad de clastos densos de lava y una poca cantidad de clastos poco densos de pómez. El fluido intersticial presenta valores de viscosidad y resistencia crítica bajos, que aumentan con la distancia del flujo. Además, la tasa de

adelgazamiento de la viscosidad es baja. Existe poco contenido de arcilla en la matriz que aumenta con la distancia, al igual que disminuye su diámetro característico de limo fino a limo muy fino. Estas características, en conjunto con la disminución en el contenido de pómez, permiten suponer la existencia de una disminución del tamaño de estos componentes con la distancia, debido probablemente a la fragmentación y/o abrasión de los sedimentos.

Los lahares del Tipo 2 presentan una transformación de un comportamiento líquido a plástico; por lo tanto, el fluido intersticial presenta una tendencia de un comportamiento hacia el dominio de los esfuerzos colisionales y friccionales, que se transforma a un dominio de los esfuerzos viscosos. González-Huesca (2000) evidencia la transformación del lahar de San Nicolás con la distancia a partir de su estudio estratigráfico y sedimentológico. Esta transformación se ve confirmada con el estudio reológico realizado en este trabajo.

El mapa de peligro asocia el lahar de San Nicolás a escenarios provocados por erupciones de tipo plinianas de magnitud intermedia, lo que les otorga a los lahares de este tipo una probabilidad de ocurrencia y magnitud intermedias. Las zonas de inundación generadas tendrían dimensiones intermedias (entre 25 y 30 km de distancia), con profundidades máximas de 17 m en las zonas proximales de las barrancas más profundidad y 2 m en las zonas de inundación más distales y velocidades de flujo intermedias (Capra et al., 2017). Además, González-Huesca (2000) estima que el volumen total del depósito del lahar de San Nicolás es $4.2 \times 10^7 \text{ m}^3$.

Finalmente, los lahares del Tipo 3 son de origen secundario y composición heterolitolítica (abundancia de clastos densos de lava y pocos clastos de pómez). El fluido intersticial presenta valores de viscosidad y resistencia crítica intermedios, con altas tasas de adelgazamiento. El abundante contenido de limo, sobre el contenido de arcilla, permite que el fluido intersticial presente una tendencia hacia el comportamiento líquido. La poca cantidad del contenido de arcilla y limo fino promueven el movimiento del fluido y el proceso de sedimentación de partículas. Por lo tanto, el comportamiento del fluido intersticial puede presentar intercalaciones en el dominio colisional y friccional y en el dominio viscoso. Este tipo de comportamiento se asocia a flujos de escombros no cohesivos, con alta tasa de adelgazamiento de viscosidad con el aumento en la velocidad del flujo.

Los lahares del Tipo 3 se asocian a un escenario de magnitud menor, con mayor probabilidad de ocurrencia, debido que pueden ser generados durante un evento eruptivo o por otros factores desencadenantes. El mapa de peligros incluye los lahares secundarios ocurridos en el actual ciclo eruptivo, específicamente el del 2010, desencadenado por un evento extraordinario de lluvia intensa. El volumen estimado para este tipo de eventos es $2 - 4 \times 10^5 \text{ m}^3$ (Capra et al., 2004; Muñoz-Salinas et al., 2007; Caballero y Capra, 2014). Los lahares de este tipo pueden alcanzar una distancia de hasta 15 km y profundidades promedio de 1 m.

Otro lahar secundario de igual magnitud, que no se incluye en el mapa de peligros, es el ocurrido después del sismo del 19 de septiembre de 2017 (Coviello et al., 2021). Este evento es evidencia de que los lahares pueden ser disparados por otros tipos de fenómenos naturales.

| | T1: Primario monolitológico | T2: Primario heterolitológico | T3: Secundario heterolitológico |
|--|---|--|--|
| Características del fluido intersticial | <p>PT2104</p> <p>↑ (altos) τ y η → Tasa de adelgazamiento intermedia</p> <p>Contenido de arcilla: 12.6 % Tendencia al comportamiento plástico</p> <p>d_{10}: arcilla</p> <p>Composición: 100% pómez</p> <p>Alto contenido de arcilla inhibe el movimiento y la pérdida de material por sedimentación</p> | <p>T2-cercano → T2-lejano</p> <p>PT2110 → PT2110</p> <p>↓ (bajos) τ y η → Tasa de adelgazamiento baja</p> <p>Contenido de arcilla: 5 % → 6.2 %</p> <p>Transición de comportamiento líquido a plástico</p> <p>d_{10}: limo fino → limo muy fino</p> <p>Composición: 36 % → 13 % pómez</p> <p>64 % → 87 % líticos de lava</p> | <p>PT2114-T1C</p> <p>(Intermedio) τ y η → Tasa de adelgazamiento alta</p> <p>Contenido de arcilla: 5.2 % Tendencia al comportamiento líquido</p> <p>d_{10}: limo fino</p> <p>Composición: 10% pómez – 90 % líticos de lava</p> <p>Poca arcilla y clastos de limo fino promueven el movimiento y los procesos de sedimentación de partículas</p> |
| Comportamiento del lahar | <p>Flujos de escombros altamente cohesivos con abundancia de arcilla generalmente.</p> <p>Contenido de finos, limo – arcilla de la distribución granulométrica total: 8.92 – 2.66 %</p> <p>Grandes volúmenes de material</p> | <p>Transformación de tipos de lahares</p> <p>Flujos de escombros no cohesivos</p> <p>- Concentración de sedimentos → + Concentración de sedimentos</p> <p>Limo y arcilla: 5.03 – 1.01 % → 9.54 – 1.71 %</p> <p>Volúmenes de material intermedios</p> | <p>Flujos de escombros no cohesivos con poco o nulo contenido de arcilla</p> <p>Limo – arcilla: 7.75 – 1.62 %</p> <p>Volúmenes de material acotados</p> |
| Condiciones para el movimiento | <p>Balace entre el gran volumen del flujo y el comportamiento del fluido intersticial para transportarse</p> <p>Viscoso } Disminuye el régimen de colisión y fricción de los clastos gruesos que se transportan dentro del fluido.</p> <p>↓</p> <p>Aumento en la movilidad del flujo</p> | <p>Transición de comportamiento</p> <p>Colisional y Friccional → Viscoso</p> | <p>Balace entre la disipación de energía por la interacción entre clastos y la viscosidad del fluido intersticial para transportarse</p> <p>Dominio del comportamiento colisional y friccional sobre el viscoso.</p> |
| Escenarios de ocurrencia | <p>Erupciones de tipo Plinianas de gran magnitud</p> <p>Mayor magnitud – Menor probabilidad</p> <p>Grandes zonas de inundación</p> | <p>Erupciones de tipo Plinianas de gran intermedia</p> <p>Magnitud intermedia – Probabilidad intermedia</p> <p>Zonas de inundación intermedias</p> | <p>Primarios: desencadenados durante erupciones de poca magnitud (vulcaniana).</p> <p>Secundarios: desencadenados por eventos de lluvias extraordinarias o sismos.</p> <p>Menor magnitud – Mayor probabilidad</p> <p>Zonas de inundación pequeñas acotadas por el volumen y la rápida disipación de energía por efecto de los clastos.</p> |

Figura VI.7. Esquema de interpretación del comportamiento del fluido intersticial y su influencia en el comportamiento del flujo, con relación en distintos tipos de lahares clasificados por su origen y composición.

VI. 3. Condiciones de aplicación del sistema de medición

Dentro de las metas de este trabajo se realizó la construcción de un sistema de medición para la caracterización estandarizada del comportamiento de mezclas de sedimento y agua. Esta caracterización se realizó desde el enfoque reológico, considerando la matriz (fluido intersticial), compuesta por material fino (limo y arcilla), como una fase fluida homogénea.

La selección del tamaño y la forma de la geometría del sistema de medición tiene una evidente influencia en las condiciones de medición, ya que la deformación aplicada por un sistema de una geometría y un tamaño dados será diferente en función de las características del material a ensayar. A continuación, se detalla la manera en que la selección de la geometría limita cada uno de estos parámetros de estudio. La posterior discusión permitirá entender las limitaciones de la parametrización del comportamiento reológico para muestras de sedimento y agua bajo la aplicación de la metodología propuesta en este trabajo (Tabla II.1).

La tasa de deformación aplicada al material estudiado depende de las diferencias en los radios del contenedor y el rotor, así como de la cantidad de revoluciones por minuto aplicada; por lo que un valor de diferencia de radios de 2.675 mm permitió alcanzar tasas de deformación entre 50 y 100 s^{-1} . Estas condiciones de deformación coinciden con los valores reportados por Qian y Wan (1986), donde muestran que un lahar raramente excede una tasa de deformación de 100 s^{-1} .

Además, la selección del tamaño de la geometría de medición determina el tamaño de clasto máximo posible de caracterizar dentro de la muestra. En este estudio se seleccionó como tamaño de clasto máximo el del limo, cumpliendo con la condición de que la distancia entre los radios de la geometría sea al menos 10 veces mayor que el diámetro del clasto de mayor tamaño. Como se menciona en este trabajo, el tamaño característico de la mezcla influye en el comportamiento plástico, por lo que otra limitante que establece la selección de esta geometría también se relaciona con el límite líquido y, en consecuencia, con la concentración volumétrica del material ensayado. Esto se traduce en que esta geometría permite caracterizar materiales con límites líquidos entre 17.19 y 23.02% y concentraciones volumétricas entre 0.39 y 0.49, en un volumen de material limitado entre 21.76 y 97.96 ml. La geometría empleada en este estudio podría ser adaptable a otras condiciones de deformación y aplicable a la caracterización de otros materiales, siempre que sean valores cercanos a los empleados en este trabajo.

Por lo anterior, se sugiere la aplicación de otras geometrías de medición con el objetivo de caracterizar las mezclas de sedimento y agua con otras características en sus componentes sólida y líquida, así como sus interacciones entre ellas, por ejemplo, para mezclas con mayores concentraciones volumétricas, con tamaños de clastos mayores que incluyan volúmenes de mezcla mayores. Es importante considerar que la aplicación de otras geometrías también podría describir otros regímenes de comportamientos para los lahares, diferentes al viscoso.

VII. Conclusiones

- Se caracterizó el comportamiento del fluido intersticial (matriz de tamaño limo y arcilla) de los lahares que han ocurrido en el volcán Popocatepetl desde un enfoque reológico, a través de una clasificación basada en sus características debidas a su origen y sus componentes.
- El fluido intersticial de los depósitos de lahar mostró un comportamiento lineal en una región limitada por las tasas de deformación entre 49.01 y 98.02 s^{-1} , que permitió ajustar un valor de resistencia crítica. La tendencia de datos sugiere un comportamiento tipo Bingham. Además, se expresó una relación inversa entre la viscosidad aparente y la tasa de deformación, que sugiere un patrón de adelgazamiento. Sin embargo, no fue posible asegurar este comportamiento por el amplio intervalo entre las tasas de deformación y el número de puntos.

Relación entre la concentración volumétrica y las propiedades reológicas

- La concentración volumétrica de sedimentos, que se relacionan con el comportamiento plástico, y los parámetros reológicos se ajustaron por funciones exponenciales que describieron el comportamiento del fluido intersticial (matriz) de los lahares. Los coeficientes de ajuste se encuentran en los órdenes de magnitud entre 10^{-5} y 10^{-3} , para la viscosidad y entre 10^{-7} y 10^{-2} , para la resistencia crítica. Estos coeficientes se pueden aplicar en la producción de mapas de peligros para escenarios que describan el tipo de lahares de este estudio.
- Los parámetros reológicos obtenidos en este trabajo complementaron la base de datos sobre el comportamiento reológico de mezclas de sedimento fino y agua. Además, completaron la tendencia de datos reportados en la bibliografía. Esta caracterización se diferencia de los otros trabajos por ser de material de origen volcánico.

Relación entre las propiedades geotécnicas y reológicas

- El material del fluido intersticial (matriz) de lahares se caracterizó por presentar rangos de límite líquido que los clasificaron dentro de un comportamiento de limo y arcilla de baja plasticidad; por lo que la transición entre el comportamiento plástico y el líquido ocurre con facilidad, al agregar pequeñas cantidades de agua al material.
- El índice líquido y los parámetros reológicos se relacionaron de forma exponencial. Las muestras del lahar Tipo 1 presentaron una mayor tasa de cambio en los valores de la viscosidad, en contraste con las muestras del lahar Tipo 2 que presentaron una menor tasa de cambio en la viscosidad, a paridad de rangos de índice líquido.

Relación entre la distribución granulométrica y las propiedades reológicas

- El fluido intersticial de los lahares con una abundante cantidad de material de tamaño arcilla (lahar Tipo 1) presentaron valores de viscosidad entre dos y tres veces mayores y valores de resistencia crítica hasta en un orden de magnitud mayor en comparación con los parámetros reológicos del fluido intersticial de los lahares con abundancia en material de tamaño limo (lahares Tipo 2 y Tipo 3).
- Se observaron diferencias en los parámetros reológicos con la distancia de depositación, debido a la disminución del tamaño característico del material, la abundancia del contenido fino y la composición

del material para un único evento de lahar (Tipo 1: primario heterolitológico). Se caracterizó un aumento del doble de la viscosidad de las muestras lejanas en comparación con las muestras cercanas.

Relación entre la composición y las propiedades reológicas

- Los lahares de composición monolitológica (lahar Tipo 1: pómez) presentaron mayores valores de viscosidad y resistencia crítica en comparación con los lahares de composición heterolitológica (lahares Tipo 2 y Tipo 3). Esta característica tiene relación con el tamaño de clasto característico de los lahares; es decir, los lahares ricos en pómez tienen mayor probabilidad de experimentar cambios en la granulometría que afecten su comportamiento con la distancia.

Otros aportes del trabajo

- Se realizó la construcción y la implementación estandarizada de un sistema de medición que permite establecer condiciones de flujo estable para caracterizar el comportamiento reológico (viscosidad y resistencia crítica) de muestras de sedimento y agua que forman el fluido intersticial (matriz) de lahar.
- Se estableció la relación entre las propiedades geotécnicas (límites de consistencia) y reológicas del material intersticial de depósitos de lahares, con origen volcánico. Este avance proporcionó una metodología estandarizada de preparación de muestras de sedimentos finos y agua en concentraciones volumétricas fijas.

VIII. Propuestas de trabajo a futuro

La caracterización del comportamiento reológico de los lahares ha sido estudiada mediante diversos sistemas de medición y bajo condiciones de materiales específicos que fueron señalados y discutidos en este trabajo, el esfuerzo dedicado a esta labor es la base que permite resolver las ecuaciones constitutivas que describen el movimiento de los lahares bajo este régimen de comportamiento.

Ante un episodio de crisis como el ocurrido en el 2023, se propone robustecer la base de datos del comportamiento reológico de los lahares ocurridos en el volcán Popocatepetl, a través de la parametrización de los coeficientes reológicos que se emplean en las simulaciones numéricas que reproducen las probabilidades de ocurrencia y alcances de los lahares. Se espera considerar una mayor diversidad de características texturales y de composición de muestras con origen volcánico. Esta información se podría implementar en la construcción de un modelo gráfico que describa rangos de comportamientos reológicos de un lahar a partir de sus características granulométricas y composicionales. Se propone establecer esta relación entre estas características del material debido a que la aplicación de las técnicas que otorgan esa información es más sencilla y rápida de realizarse ante una crisis volcánica, en comparación con las técnicas empleadas para la caracterización reológica del material.

Otra propuesta surge durante el desarrollo experimental de este trabajo. Las condiciones del sistema de medición y la complejidad del comportamiento del material limitaron su caracterización en condiciones de tasas de deformación que describieron un comportamiento de curva de flujo lineal. Sin embargo, no fue posible asegurar dicho comportamiento cuando se presentan menores tasas de deformación. Por lo tanto, se propone la implementación de un sistema de medición que permita el ensayo en rampas de deformación con el objetivo de caracterizar la curva de flujo completa. Los sistemas en condiciones de esfuerzo controlado pueden ser otra alternativa en la metodología de estudio a implementar.

Finalmente, debido a la naturaleza de los lahares primarios se propone realizar su caracterización reológica en condiciones de temperatura similares a las ocurridas en estos eventos, entre 50 y 80 °C, con el objetivo de identificar la influencia de la temperatura en el comportamiento reológico, así como en los mecanismos de transporte y sedimentación. Para ello, se sugiere la propuesta de una metodología que permita establecer condiciones de temperatura constante y flujo estacionario.

IX. Referencias

- Anderson, S. A., y Sitar, N., 1995. Analysis of rainfall-induced debris flows. *Journal of Geotechnical Engineering*, v. 121, p. 544 – 552.
- Bagnold, R. A., 1954. Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear, *Royal Society of London Proceedings, ser. A*, v. 225, p. 49 - 63.
- Barnes, H. A., Hutton, J.F., Walters, K. F., 1993. *An Introduction to rheology*, Elsevier Science, vol. 1.
- Berstad, D. A., Knapstad, B., Lamvik, M., Skjolsvik, P. A., Torklep, K., y Oye, H.A., 1988. Accurate measurements of the viscosity of water in the temperature range 19.5 – 25.5 °C. *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, v. 151 (2 – 3), p. 246 – 280.
- Besso, C., 2019. Development of laboratory methodologies for the determination of viscosity and yield stress of mass-flowing soils. PhD. Thesis. Pontificia Universidade Católica do Rio de Janeiro, pp. 126.
- Beverage, J. P., y Culberston, J. K., 1964. Hyperconcentrations of suspended sediment. *Journal of the Hydraulics Division*, v. 90, p. 117 – 128.
- Bin, Y., y Huilin, Z., 2000, Direct determination of rheological characteristics of debris flow, *Journal of Hydraulic Engineering, ASCE*, v. 126, p. 158-159.
- Brown, S. K., Jenkins, S.F., Sparks, R.S.J., Odbert, H., Auken, M., 2017. Volcanic fatalities database: analysis of volcanic threat with distance and victim classification. *Journal of Applied Volcanology*, v. 6 (15), p. 1 – 20.
- Caballero, L., Capra, L., 2014. The use of FLO2D numerical code in lahar hazard evaluation at Popocatepetl volcano: a 2001 lahar scenario. *Natural Hazards Earth System Sciences*, v. 14, p. 3345 – 3355.
- Caballero, L., Sarocchi, D., Soto, E., y Borselli, L., 2014. Rheological changes induced by clast fragmentation in debris flows. *Journal of Geophysical Research Earth Surface*, v. 119, p. 1800 – 1817.
- Capra, L., Poblete, M.A., Alvarado, R., 2004. The 1997 and 2001 lahars of Popocatepetl volcano (Central Mexico): textural and sedimentological constraints on their origin and hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 131, p. 351 – 369.
- Capra, L., 2017. Fijos de escombros y lahares, en Martín-Del Pozzo, A.L., Alatorre, M., Arana, L., Bonasia, R., Capra, L., Cassata, W., Córdoba, G., Cortés, J., Delgado, H., Ferrés, D., Fonseca, R., García, J.A., Gisbert, G., Guerrero, D.A., Jaimes, M.C., Macías, J.L., Nieto, A., Paredes, P.A., Portocarrero, J., Renne, P., Rodríguez, D.M., Salinas, S., Siebe, C., Tellez, E. (eds.) *Estudios geológicos y actualización del mapa de peligros del volcán Popocatepetl*. Memoria técnica del mapa de peligros del volcán Popocatepetl, Monografías del Instituto de Geofísica No. 22: México, Instituto de Geofísica Universidad Nacional Autónoma de México. 166 pp.
- Capra, L., Caballero, L., Coviello, V., Ferrés, D., Márquez-Ramírez, V. H., 2018. Intra-eruptive lahar son an active volcano: a combination of earthquake and rainfall effects (resumen), en *EGU General Assembly Conference: Viena, Austria, European Geosciences Union, Abstracts*, v. 20, p. 11992.

Cheng, D. C-H., 1986. Yield stress: A time-dependent property and how to measure it, *Rheologica Acta*, v. 25, p. 542-554.

Conte, G., Urrutia-Fucugauchi, J., Goguitchaichvili, A., Soler-Arechalde, A.M., y Morton-Bermea, O., 2004. Paleomagnetic study of lavas from the Popocatépetl volcanic región, central Mexico. *International Geology Review*, v. 46, p. 210 – 225.

Contreras, S., y Davies, T., 2000. Coarse-grained debris flows, hysteresis and time-dependent rheology, *Journal of Hydraulics Engineering*, ASCE, V. 126, P. 938-941.

Costa, J. E., 1984. Physical geomorphology of debris flows. *Developments and applications of Geomorphology*. Springer – Verlag, Berlin, p. 269 – 317.

Costa, J. E., y Williams, G. P., 1984. Debris-flow dynamics (video-tape), U.S. Geological Survey, 84 – 606, 22 min.

Coussot, P., y Boyer, S., 1995. Determination of yield stress fluid behavior from inclined plane test, *Rheology Acta*, v. 34, p. 534-543.

Coussot, P., Laigle, D., Arattano, M., Deganutti, A., y Marchi, L., 1998. Direct determination of rheological characteristics of debris flow. *Journal of the Hydraulics Engineering*, ASCE, v. 124, p. 865 – 868.

Coussot, P., y Piau, J., 1995. A large-scale field cilinder rheometer for the study of the rheology of natural coarse suspensions, *Journal of Rheology*, v. 39, No. 1, p. 105-123.

Coussot, P., y Proust, S., 1996. Slow unconfined spreading of a mudflow, *Journal of Geophysics Research*, v. 101 (B11), No. 25, p. 217 -229.

Coviello, V., Capra, L., Norini, G., Dávila, N., Ferrés, D., Márquez-Ramírez, V. H., Pico, E., 2021. Earthquake-induced debris flow at Popocatépetl Volcano, Mexico, *Earth Surface Dynamics Discussion*, p. 393 – 412.

Dai, J., et al., 1980. An experimental study of slurry transport pipes, *Proceedings of the International Symposium on River Sedimentation*, p. 195-204 (Chino).

Delgado, G. H., y Brugman, M., 1995. Monitoreo de los glaciares del Popocatépetl. Estudios realizados durante la crisis de 1994 – 1995, Centro Nacional de Prevención de Desastres y Universidad Nacional Autónoma de México, p. 221 -234.

Doraiswamy, D., 2002. The origins of rheology: A short historical excursión., *Bulletin of Rheology*, vol. 71, p. 1 – 9.

Eckersley, D., 1990. Instrumented laboratory flowslides, *Geotechnique*, v. 40, p. 489 -502.

Edgers, L., y Karlsrud, K., 1982. Soil flows generated by submarine slides-Case studies and consequences. Norwegian Geotechnical Institute, Publication 143, pp. 1-10.

Ellen, S. D. y Fleming, R. W., 1987. Mobilization of debris flows from soil slips, San Franchisco Bay región, California. *Debris flows/Avalanches: Process, recognition, and mitigations*. Geological Society of America, Boulder, Colorado, p. 31 – 40.

Espinasa-Pereña, R. y Martín-Del Pozzo, A.L., 2006. Morphostratigraphic evolution of Popocatepetl volcano, México, en: Siebe, C., Macías, J.L., y Aguirre-Díaz, G.J., (eds.) Neogene-Quaternary continental margin volcanism: A perspective from Mexico. Geological Society of America Special Paper, v. 402, p. 101 – 123.

Fei, X., 1981. Bingham yield stress of sediment water mixtures with hyperconcentration, Journal of Sedimentation Research, v. 3, Beijing, China, p. 19-28 (Chino).

Ferrés, D. y Fonseca, R., 2017. Introducción, en Martín-Del Pozzo, A.L., Alatorre, M., Arana, L., Bonasia, R., Capra, L., Cassata W., Córdoba, G., Cortés, J., Delgado, H., Ferrés, D., Fonseca, R., García, J.A., Gisbert, G., Guerrero, D.A., Jaimes, M.C., Macías, J.L., Nieto, A., Paredes, P.A., Portocarrero, J., Renne, P., Rodríguez, D.M., Salinas, S., Siebe, C., Tellez, E. (eds.) Estudios geológicos y actualización del mapa de peligros del volcán Popocatepetl. Memoria técnica del mapa de peligros del volcán Popocatepetl, Monografías del Instituto de Geofísica No. 22: México, Instituto de Geofísica Universidad Nacional Autónoma de México. 166 pp.

Fries, C., Jr., 1965. Geología de la Hoja Cuernavaca, Estados de Morelos, México, Guerrero y Puebla. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Carta Geológica de México, escala 1:100,000.

Fitton, T. G., Seddon, K.D., 2012. Relating Atterberg limits to rheology. Australian Centre for Geomechanics. R.J. Jewell, A.B. Fourie and A. Patero (eds), p. 273 – 284.

Franco, R. O., Castilo, M., Muñoz-Salinas, E., 2016. Using tree-ring analysis to evaluate the intra-eruptive lahar activity in the Nexpayantla Gorge, Popocatepetl Volcano (Central Mexico), Catena, v. 147, p. 205 – 215.

González-Huesca, A. E., 2000. Estudios de detalle estratigráfico y sedimentológico del Lahar de San Nicolás en el flanco noreste del volcán Popocatepetl: Ciudad de México, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Ingeniería, 109 pp.

Govier, G., Aziz, K., 1982. The flow of complex mixtures in pipes. Krieger Publishing Co., Melbourne, Fla.

Hajela, R., y Bhatnagar, J., 1972. Applications of rheological measurements to determine liquid limit of soils, Soil Science, v. 114, p. 122-130.

Hungr, O., y Jakob, M., 2005. Debris flows hazards and related phenomena. Praxis, Springer, pp. 728.

Hungr, O., y Morgan, G., Kellerhals, L., 1984. Quantitative analysis of debris hazards for design of remedial measures, Canadian Geotechnical Journal, v. 21, No. 4, p. 633-677.

Hutchinson, J. N., 1986. A sliding-consolidation model for flow slides, Canadian Geotechnical Journal, v. 23, p. 115 – 126.

Iida, K., 1938. The mud flow that occurred near the explosion crater of Mt. Bandai on May 9 and 15, 1938, y Some physical properties of volcanic mud, Tokio Imperial University Earthquake Research Institute Bulletin, v. 16, p. 658-681.

Iverson, R. M., Reid, M. E., LaHusen, R. G., 1997. Debris-flow mobilization from landslides. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 25, p. 85 – 138.

- Iverson, R. M., y LaHusen, R. G., 1989. Dynamic pore-pressure fluctuations in rapidly shearing granular materials, *Science*, v. 246, p. 769 – 799.
- Jaeger, H. M., y Nagel, S. R., 1992. Physics of the granular state, *Science*, v. 255, p. 1523 – 1531.
- Jeong, S.W., 2006. Influence of physico-chemical characteristics of fine-grained sediments on their rheological behavior. Ph.D. thesis, Laval University, Québec, pp. 229.
- Jeong, S.W., 2010. Grain size dependent rheology on the mobility of debris flows. *Geosciences Journal*, v. 14, No. 4, p. 359 – 369.
- Johnson, A. M., 1984. Debris flow, en *Slope Instability*, Brunsdon, D., Prior, D. B. (eds), pp. 257 -361, John Wiley, New York.
- Johnston, D. M., Houghton, B.F., Neall, V. E., Ronan, K.R., Paton, D., 2000. Impacts of the 1975 and 1995-1996 Ruapehu eruptions, New Zealand: an example of increasing societal vulnerability. *Geological Society of America Bulletin*, v. 112 (5), p. 720 – 726.
- Kang, Z., y Zhang, S., 1980. A preliminary analysis of the characteristics of debris flow, en: *Proceedings of the International Symposium on River Sedimentation*, Beijing, China, p. 213-220 (Chino).
- Lambe, T. W., y Whitman, R. V., 1979. *Soil Mechanics*, SI Version, pp. 553, John Wiley, New York.
- Locat, J., y Demers, D., 1988. Viscosity, yield stress, remoulded strength, and liquidity index relationships for sensitive clays. *Canadian Geotechnical Journal*, v. 25, p. 799 – 806.
- Locat, J., 1997. Normalized rheological behaviour of fine muds and their flow properties in a pseudoplastic regime. *Proceedings 1st International conference on Debris-Flow Hazards Mitigation*, San Francisco, ASCE, New York: 260 – 269.
- Lorenzo, J. L., y Mirambell, L., (eds), 1986. *Tlapacoya, 35, 000 años de historia del Lago de Chalco: México, D.F.*, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México, 297 p.
- Lowe, D. R., 1976. Grain flow and grain flow deposits, *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 46, p. 188 – 199.
- Macías, J. L., Carrasco, G., y Siebe, C., 1995. Zonificación de peligros volcánicos del Popocatepetl. Estudios realizados durante la crisis de 1994 – 1995, Centro Nacional de Prevención de Desastres y Universidad Nacional Autónoma de México, p. 79 – 91.
- Major, J. J., 1997. Depositional processes in large-scale debris-flow experiments. *Journal of Geology*, v. 105, p. 345 – 366.
- Major, J. J., y Pierson, T.C., 1992. Debris flow rheology: experimental analysis of fine-grained slurries. *Water Resources Research*, v. 28, No. 3, p. 841 – 857.
- Major, J. J., y Iverson, R. M., 1999. Debris-flow deposition: effects of pore-fluid pressure and friction concentrated at flow margins. *Geological Society of America Bulletin*, v. 111, p. 1424 – 1434.

Malet, J., Remaître, A., Maquaire, O., Ancey, C., y Locat, J., 2003. Flow Susceptibility of heterogeneous marly formations. Implications for torrent hazard control in the Barcelonnette basin (Alpes-de-Haute-Provence, France), en: Rickenmann, D. y Chen, C. L. (eds), Proceedings of the 3rd International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation, Millpress, Rotterdam, p. 351 – 362.

Malkin, A. Y., 1994. Rheology fundamentals, Chem, Tec, Publishing.

Magnin, A., y Piau, J.-M., 1990. Cone-and-plate rheometry of yield stress fluid. Study of an aqueous gel. Journal of Non-Newtonian Fluid Mechanics, v. 36. p. 85 - 108.

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

Martín-Del Pozzo, A.L., Alatorre, M., Arana, L., Bonasia, R., Capra, L., Cassata, W., Córdoba, G., Cortés, J., Delgado, H., Ferrés, D., Fonseca, R., García, J.A., Gisbert, G., Guerrero, D.A., Jaimes, M.C., Macías, J.L., Nieto, A., Paredes, P.A., Portocarrero, J., Renne, P., Rodríguez, D.M., Salinas, S., Siebe, C., Tellez, E. (eds.) Estudios geológicos y actualización del mapa de peligros del volcán Popocatepetl. Memoria técnica del mapa de peligros del volcán Popocatepetl, Monografías del Instituto de Geofísica No. 22: México, Instituto de Geofísica Universidad Nacional Autónoma de México. 166 pp.

Martino, R., 2003. Experimental analysis on the rheological properties of a debris-flow deposit, en Rickenmann D & Chen CL (eds.), Proceedings of the 3rd International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation. Davos, Switzerland, pp. 363 – 373.

Meschyan, S. R., 1995. Experimental rheology of clayey soils, A. A. Balkema.

Mitchell, J. K., 1976. Fundamentals of Soil Behavior, pp. 442, John Wiley, New York.

Mulder, T., y Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. Sedimentology, v. 48, p. 269 – 299.

Muñoz-Salinas, E., Manea, V. C., Palacios, D., Castillo-Rodríguez, M., 2007. Estimation of lahar flow velocity on Popocatepetl volcano (México), Geomorphology, v. 92, p. 91 – 99.

Muñoz-Salinas, E., Castillo-Rodríguez, M., Manea, V. C., Manea, M., Palacios, D., 2009. Lahar flow simulations using LAHARZ program: Application for the Popocatepetl volcano, México, Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 182, No. 1 – 2, p. 13 – 22.

O'Brien, J.S., 1986. Physical processes, rheology and modeling of mud flows. PhD thesis, Colorado State University, p. 176.

O'Brien, J.S. y Julien, P.Y., 1988. Laboratory analysis of mudflow properties. Journal of Hydraulics Engineering ASCE, v. 144, No. 8, p. 877 – 887.

Palacios, D., Zamorano, J. J., y Gómez, A., 2001. The Impact of present lahars on the geomorphology evolution of proglacial gorges: Popocatepetl, Mexico, Geomorphology, v. 37, p. 15 – 42.

- Pandian, N.S., y Nagaraj, T.S., 1990. Critical reappraisal of colloidal activity of clays. *Journal of Geotechnical Engineering*, v. 116, No. 2, p. 285 – 296.
- Parson, J., Whipple, K., y Simoni, A., 2001. Experimental study of the grain flow, fluid-mud transition in debris flow. *Journal of Geology*, v. 109, p. 427 – 447.
- Perinotto, H., Schneider, J., Bachèlery, P., Le Bourdonnec, F., Famin, V., Michon, L., 2015. The extreme mobility of debris avalanches: A new model of transport mechanism. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 120, No. 12, p. 8110 – 8119.
- Phillips, C. J., y Davies, T.R., 1991. Determining rheological parameters of debris flow material, *Geomorphology*, v. 4, p. 101 – 110.
- Pierson, T. C., 1986. Flow behavior of channelized debris flows, Mount St. Helens, Washington, en *Hillslope Processes*, Abrahams, A.D. (eds), pp. 269 – 296, Allen and Unwin, Winchester, Mass.
- Pierson, T. C., 2005. Hyperconcentrated flow-transitional process between water flow and debris flow. Chapt. 8, pp. 159 – 208, en Jakob, M., Hungr, O. (eds). *Debris-flow hazards and related phenomena*, Springer.
- Pierson, T. C. y Scott, K. M., 1985. Downstream dilution of a lahar: Transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow. *Water Resources Research*, v. 21 (10), p. 1511 – 1524.
- Pierson, T. C. y Costa, J. C., 1987. A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. *Geological Society of America Reviews in Engineering Geology*, v. 7, p. 1 – 12.
- Pierson, T. C., Janda, R. J., Thouret, J. C., Borrero, C. A., 1990. Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia, and consequent mobilization, flow and deposition of lahars. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 41, p. 17 – 66.
- Pierson, T. C., y Major, J. J., 2014. Hydrogeomorphic effects of explosive volcanic eruptions on drainage basins. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* v. 42, p. 469 – 507.
- Qian, N., y Wan, Z., 1986. A critical review of the research on the hyperconcentrated flow in China, *International Research and Training Center on Erosion and Sedimentation*, Beijing, China.
- Qian, Y., et al., 1980. Basic characteristics of flow with hyperconcentration of sediments, en: *Proceedings of the International Symposium on River Sedimentation*, Beijing, China, v. 1, p. 175-184 (China).
- Robin, C., 1984. Le volcan Popocatépetl (Mexique): Structure, evolution pétrologique et risques. *Bulletin of Volcanology*, v. 47 (1), p. 1 -23.
- Robin, C., y Boudal, C., 1987. A gigantic Bezymianny-type event at the beginning of modern Volcan Popocatépetl. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 31, p. 115 – 130.
- Savage, S. B., y Hutter, K., 1989. The motion of a finite mass of granular material down a rough incline, *Journal of Fluid Mechanics*, v. 199, p. 177 – 215.
- Schatzmann, M., Fischer, P., Bezzola, G., 2003. Rheological behavior of fine and large particle suspensions, *Journal of Hydraulic Engineering ASCE*, vol. 129, No. 10, p. 796-803.

Scott, K. M., 1988. Origins, behavior, and sedimentology of lahars and lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz river system. U.S. Geological Survey Professional Paper, v. 1447-A, pp. 74.

Scott, K. M., Vallance, J. W., Pringle, P. T., 1995. Sedimentology, behavior, and hazards of debris flows at Mount Rainier, Washington. U.S. Geological Survey Professional Paper, v. 1547, pp. 56.

Scotto di Santolo, A., Pellegrino, A. M., Evangelista, A., 2010. Experimental study on the rheological behaviour of debris flow, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, v. 10, p. 2507 – 2514.

Scotto di Santolo, A., Pellegrino, A. M., Evangelista, A., Coussot, P., 2012. Rheological behaviour of reconstituted pyroclastic debris flow, *Geotechnique*, v. 62, No. 1, p. 19-27.

Sheridan, M. F., Hubbard, B., Bursik, M. I., Siebe, C., Abrams, M., y Macías, J.L., y Delgado, H., 2001. Gauging short-term potential volcanic hazards at Popocatépetl, Mexico, *Eos (Transactions, American Geophysical Union)*, v. 82, No. 16, p. 187 – 189.

Siebe, C., Abrams, M., y Macías, J.L., 1995a. Derrumbes gigantes, depósitos de avalancha de escombros y edad del actual cono del volcán Popocatépetl: Volcán Popocatépetl, estudios realizados durante la crisis de 1994 – 1995: CENAPRED, México, p. 195 – 220.

Siebe, C., Macías, J.L., Abrams, M., Rodríguez, S., Castro, R., y Delgado, H., 1995b. Quaternary explosive volcanism and pyroclastic deposits in east central Mexico: Implications for future hazards, *Geological Society of America Field Trip Guidebook 1*, p. 1 – 47.

Siebe, C., Abrams, M., y Macías, J.L., y Obenholzner, J., 1996a. Repeated volcanic disasters in Prehispanic time at Popocatépetl, central Mexico: Past key to the future?, *Geology*, v. 24, No. 5, p. 399 – 402.

Siebe, C., Abrams, M., y Macías, J.L., y Obenholzner, J., 1996b. La destrucción de Cacaxtla y Cholula: Un suceso en la historia eruptiva del Popocatépetl, *Revista Ciencias, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México*, v. 43, p. 36 – 45.

Siebe, C., Macías, J.L., Abrams, M., Rodríguez, S., y Castro, R., 1997. Catastrophic prehistoric eruptions at Popocatépetl and Quaternary explosive volcanism in the Serdán-Oriental basin, east-central Mexico: *Fieldtrip Guidebook, Pre-meeting Excursion*, v. 4, 1997 International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior General Assembly, Puerto Vallarta, México.

Siebe, C., Schaaf, P., y Urrutia-Fucugauchi, J., 1999. Mammoth bones embedded in the late Pleistocene lahar from Popocatépetl volcano, near Tocuila, central Mexico, *Geological Society of America Bulletin*, v. 111, p. 1550 – 1562.

Siebe C., Salinas, S., Arana-Salinas, L., Macías, J. L., Gardner, J., Bonasia, R., 2017. The ~23, 500 y ¹⁴C BP White Pumice Plinian eruption and associated debris avalanche and Tochmilco lava flow of Popocatépetl volcano, México, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 333 – 334. p. 66 – 95.

Smithsonian Institution, 1997, Popocatépetl, Growing lava body in cráter leads to larger explosions, *Bulletin of the Global Volcanism Network*, v. 23, pp. 11.

Tadros, T., 2010. *Rheology of dispersions*, Wiley-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, p. 44.

- Takahashi, T., 1978. Mechanical characteristics of debris flow, *Journal of the Hydraulics Division-Civil Engineering*, v. 104, p. 1153 – 1169.
- Tanner, R. I., 1985. *Engineering rheology*, Oxford University Press, Oxford, p. 451.
- Terzaghi, K., 1943. *Theoretical soil mechanics*, John Wiley and Sons Inc.
- Thouret, J. C., Antoine, S., Magill, C., Ollier, C., 2020. Lahars and debris flows: Characteristics and impacts. *Earth-Science Reviews*, v. 201, pp. 103.
- Trask, P., 1959. Effect of grain size on strength of mixtures of clay, sand, and water, *Geological Society of America Bulletin*, v. 70, p. 569 – 580.
- Tsugawa, J., Romano, R., Pileggi, R., Boscov, M., 2019. A rheological approach for the evaluation of geotechnical use of water treatment sludge. *Proceedings of the 8th International Congress on Environmental Geotechnics, Environmental Science and Engineering Book Series*, Springer Singapore, vol. 1, p. 264 – 272.
- Vallance, J. W., et al., 2000. Lahars, pp. 601 – 615. En Sigurdsson, H. (eds), *Encyclopedia of Volcanoes*, first edition. Academic Press, San Diego.
- Vallance, J. W., Iverson, R., et al., 2015. Lahars and their deposits, pp. 649 – 664. En Sigurdsson, H. (eds), *Encyclopedia of Volcanoes*, second edition. Academic Press, San Diego.
- Vallance, J. W. y Scott, K. M., 1997. The Osceola Mudflow from Mount Rainier. Sedimentology and hazard implications of a huge clay-rich debris flow. *Geological Society of America Bulletin*, v. 109(2), p. 143 – 163.
- Van Wazer, J., et al., 1963. *Viscosity and flow measurement*, John Wiley and Sons, New York, N.Y.
- Vyalov, S., 1986. *Rheological fundamentals of soil mechanics-Developments in geotechnical engineering*, Elsevier Science.
- Whorlow, R. W., 1980. *Rheological techniques*, Ellis Horwood Ltd., Chichester, England, p. 1 -39.
- Youd, T. L., 1973. Liquefaction, flow, and associated ground failure: U. S. Geological Survey Circular 688, p. 12.
- Zaragoza, G., Caballero-García, L., Capra, L., Nieto-Torres, A., 2020. Lahares secundarios en el volcán Popocatepetl: El lahar Nexpayantla del 4 de febrero, 2010, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 37, No. 2, p. 121 – 134.
- Zhang, Y., y Campbell, C. S., 1992. The interface between fluid-like and solid-like behavior in two-dimensional granular flows, *Journal of Fluid Mechanics*, v. 237, p. 541 – 56.

X. ANEXOS

ANEXO A

La siguiente ecuación expresa la definición de la tasa de deformación (γ) en cualquier posición radial para fluidos independientes del tiempo:

$$\gamma_i = 2\omega \frac{R_a^2}{R_a^2 - R_i^2}$$

Donde:

γ_i = tasa de deformación en el radio del rotor R_i (s^{-1})

ω = velocidad angular (s^{-1})

R_a = radio del tambor (1.1 cm)

R_i = radio del rotor (0.83 cm)

Al considerar tres condiciones de deformación referidas a 100 rpm, 150 rpm y 200 rpm, se obtuvieron valores de velocidad angular de $10.47 s^{-1}$, $15.70 s^{-1}$ y $20.94 s^{-1}$, respectivamente. Para 100 rpm = $10.47 s^{-1}$, se obtiene una tasa de deformación de la siguiente manera:

$$\gamma_i = 2(10.47 s^{-1}) \frac{(1.1 cm)^2}{(1.1 cm)^2 - (0.8325 cm)^2} = 49.01 s^{-1}$$

ANEXO B

| Muestra | Agua | | Volumen de sedimentos (cm ³) | Cv | IL | Densidad de mezcla (g/cm ³) |
|----------------|--|-------------------|--|--------|------|---|
| | correspondiente a X veces el LL (% agua) | Contenido de agua | | | | |
| Tipo 2-cercano | LL = 23.02 % | = 6.33 ml | $\rho_s = 2.51$ g/cm ³ | | | |
| T2c_2.3125LL | 53.23% | 14.63 ml | 10.95 cm ³ | 0.4282 | 7.62 | 1.646 |
| T2c_2.375LL | 54.68% | 15.03 ml | 10.95 cm ³ | 0.4215 | 7.74 | 1.636 |
| T2c_2.4375 | 56.11% | 15.42 ml | 10.95 cm ³ | 0.4152 | 7.87 | 1.627 |
| T2c_2.5LL | 57.55% | 15.82 ml | 10.95 cm ³ | 0.4090 | 7.99 | 1.617 |
| T2c_2.5625LL | 58.98% | 16.22 ml | 10.95 cm ³ | 0.4031 | 8.10 | 1.608 |
| T2c_2.625LL | 60.42 % | 16.61 ml | 10.95 cm ³ | 0.3973 | 8.21 | 1.600 |

| | | | | | | |
|---------------|---------------------|------------------|--|--------|------|-------|
| T2c_2.6875LL | 61.86% | 17.01 ml | 10.95 cm ³ | 0.3917 | 8.32 | 1.591 |
| Tipo 2-lejano | LL = 17.19% | = 4.73 ml | $\rho_s = 2.54 \text{ g/cm}^3$ | | | |
| T2le_2.3125LL | 39.75% | 10.93 ml | 10.82 cm ³ | 0.4974 | 8.72 | 1.766 |
| T2le_2.375LL | 40.82% | 11.22 ml | 10.82 cm ³ | 0.4907 | 8.88 | 1.755 |
| T2le_2.4375LL | 41.90% | 11.52 ml | 10.82 cm ³ | 0.4842 | 9.03 | 1.745 |
| T2le_2.5LL | 42.97% | 11.81 ml | 10.82 cm ³ | 0.4779 | 9.18 | 1.736 |
| T2le_2.5625LL | 44.04% | 12.12 ml | 10.82 cm ³ | 0.4718 | 9.32 | 1.726 |
| T2le_2.625LL | 45.12% | 12.40 ml | 10.82 cm ³ | 0.4658 | 9.46 | 1.717 |
| T2le_2.6875LL | 46.19% | 12.71 ml | 10.82 cm ³ | 0.4599 | 9.60 | 1.708 |
| Tipo 3 | LL = 20.83 % | 5.72 ml | $\rho_s = 2.55 \text{ g/cm}^3$ | | | |
| T3_2.3125LL | 48.16% | 13.22 ml | 10.78 cm ³ | 0.4492 | 7.38 | 1.696 |
| T3_2.375LL | 49.47% | 13.60 ml | 10.78 cm ³ | 0.4422 | 7.51 | 1.685 |
| T3_2.4375LL | 50.77% | 13.94 ml | 10.78 cm ³ | 0.4361 | 7.63 | 1.676 |
| T3_2.5LL | 52.07% | 14.32 ml | 10.78 cm ³ | 0.4295 | 7.75 | 1.665 |
| T3_2.5625LL | 53.37% | 14.65 ml | 10.78 cm ³ | 0.4240 | 7.85 | 1.657 |
| T3_2.625LL | 54.67% | 15.04 ml | 10.78 cm ³ | 0.4176 | 7.97 | 1.647 |
| T3_2.6875LL | 55.98% | 15.37 ml | 10.78 cm ³ | 0.4123 | 8.07 | 1.639 |
| Tipo 1 | LL = 21.15 % | 5.81 ml | $\rho_s = 2.44 \text{ g/cm}^3$ | | | |
| T1_2.3125LL | 48.90% | 13.43 ml | 11.27 cm ³ | 0.4562 | 5.47 | 1.657 |
| T1_2.375LL | 50.23% | 13.81 ml | 11.27 cm ³ | 0.4493 | 5.56 | 1.647 |
| T1_2.4375LL | 51.55% | 14.16 ml | 11.27 cm ³ | 0.4431 | 5.64 | 1.638 |
| T1_2.5LL | 52.87% | 14.53 ml | 11.27 cm ³ | 0.4368 | 5.73 | 1.629 |
| T1_2.5625LL | 54.19% | 14.88 ml | 11.27 cm ³ | 0.4309 | 5.81 | 1.620 |
| T1_2.625LL | 55.51% | 15.26 ml | 11.27 cm ³ | 0.4248 | 5.89 | 1.611 |
| T1_2.6875LL | 56.84% | 15.61 ml | 11.27 cm ³ | 0.4192 | 5.96 | 1.603 |

Tabla B.1. Concentración de muestras ensavadas referidas al límite líquido.

ANEXO C

A continuación, se describe la resolución de las mediciones realizadas durante la caracterización del comportamiento reológico del material del fluido intersticial de lahar, durante las etapas del proceso experimental.

| Etapas del proceso experimental | Resolución del parámetro (unidades) |
|--|---|
| Preparación de material (sedimento): Tamices ASTM: Tamizado de material a 63 μm . | Longitud (μm): 0.1 |
| Preparación de concentraciones volumétricas: Balanza digital OHAUS: Medición de cantidad de sedimentos y cantidad de agua. Vortex: Homogeneización de mezcla. | Peso (g): 0.01 g Velocidad angular (rpm) |
| Caracterización de viscosidad: Viscosímetro Fungilab: Estimación de viscosidad en condiciones de temperatura, humedad y deformación controladas. | Viscosidad (Pa.s): 1×10^{-4} |
| Estimación de resistencia crítica: Copa de Casagrande: Medición de límite líquido. Balanza: Medición de cantidad de agua y peso de sedimento fino. Pipeta aforada: Extracción de alícuota de sedimentos finos. | Peso (g) de la copa Longitud (μm) de la forma de la copa, altura de caída libre, resiliencia de la base y calibrado bloque metálico. Peso (g): 0.01 g Volumen (ml): 0.01 ml |

ANEXO D

| Muestra (%) | -3 phi | -2 phi | -1 phi | 0 phi | 1 phi | 2 phi | 3 phi | 4 phi | 5 phi | 6 phi | 7 phi | 8 phi | 9 phi |
|-----------------------|---------------|---------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| <i>Tipo 2-cercano</i> | 8.20 | 6.54 | 7.20 | 8.00 | 14.09 | 22.06 | 19.10 | 8.77 | 2.55 | 1.46 | 0.60 | 0.42 | 1.01 |
| <i>Tipo 2-lejano</i> | 11.76 | 8.52 | 7.95 | 9.46 | 12.13 | 15.24 | 13.81 | 9.87 | 4.37 | 2.55 | 1.63 | 0.99 | 1.71 |
| <i>Tipo 1</i> | 25.69 | 7.85 | 5.26 | 4.00 | 5.98 | 12.74 | 17.35 | 9.55 | 4.10 | 2.49 | 1.48 | 0.85 | 2.66 |
| <i>Tipo 3</i> | 1.98 | 3.68 | 7.12 | 8.94 | 12.59 | 20.93 | 21.51 | 13.87 | 3.95 | 1.86 | 1.11 | 0.83 | 1.62 |

Tabla D.1. Porcentaje de cada fracción granulométrica en tamaños phi

| Muestra | Grava (%) | Arena (%) | Limo (%) | Arcilla (%) | Finos (limo + arcilla, %) | Media (phi) | Desviación estándar | Simetría | Kurtosis |
|-------------------------|------------------|------------------|-----------------|--------------------|----------------------------------|--------------------|----------------------------|-----------------|-----------------|
| <i>Tipo 2 - cercano</i> | 21.94 | 72.02 | 5.03 | 1.01 | 6.04 | 0.80 | 2.35 | -0.27 | 1.05 |
| <i>Tipo 2 - lejano</i> | 28.23 | 60.51 | 9.54 | 1.71 | 11.25 | 0.65 | 2.90 | -0.09 | 0.93 |
| <i>Tipo 1</i> | 38.80 | 49.62 | 8.92 | 2.66 | 11.58 | 0.37 | 3.22 | -0.17 | 0.70 |
| <i>Tipo 3</i> | 12.78 | 77.84 | 7.75 | 1.62 | 9.37 | 1.53 | 2.12 | -0.12 | 1.15 |

Tabla D.2. Porcentaje de fracciones de grava, arena, limo y arcilla, y valores estadísticos de la distribución.

ANEXO E

| Muestra | Cv | Viscosidad aparente a 100 s (Pa.s) | | |
|-------------------------|-----------|---|---|---|
| | | 100 rpm 49.01 s⁻¹ | 150 rpm 73.49 s⁻¹ | 200 rpm 98.02 s⁻¹ |
| <i>Tipo 2 - cercano</i> | | | | |
| <i>T2ce_2.3125LL</i> | 0.4282 | 0.0790 ± 0.0028 | 0.0736 ± 0.0006 | 0.0737 ± 0.0026 |
| <i>T2ce_2.375LL</i> | 0.4215 | 0.0907 ± 0.0032 | 0.0691 ± 0.0005 | 0.0645 ± 0.0006 |
| <i>T2ce_2.4375</i> | 0.4152 | 0.0800 ± 0.0012 | 0.0740 ± 0.0013 | 0.0719 ± 0.0019 |
| <i>T2ce_2.5LL</i> | 0.4090 | 0.0658 ± 0.0048 | 0.0559 ± 0.0023 | 0.0596 ± 0.0064 |
| <i>T2ce_2.5625LL</i> | 0.4031 | 0.0575 ± 0.0039 | 0.0539 ± 0.0007 | 0.0529 ± 0.0019 |
| <i>T2ce_2.625LL</i> | 0.3973 | 0.0448 ± 0.0018 | 0.0428 ± 0.0029 | 0.0352 ± 0.0027 |
| <i>T2ce_2.6875LL</i> | 0.3917 | 0.0389 ± 0.0015 | 0.0425 ± 0.0022 | 0.0374 ± 0.0013 |
| <i>Tipo 2 - lejano</i> | | | | |
| | Cv | Viscosidad aparente a 100 s (Pa.s) | | |
| | | 100 rpm 49.01 s⁻¹ | 150 rpm 73.49 s⁻¹ | 200 rpm 98.02 s⁻¹ |
| <i>T2le_2.3125LL</i> | 0.4974 | 0.1406 ± 0.0027 | 0.1258 ± 0.0046 | 0.1114 ± 0.0019 |
| <i>T2le_2.375LL</i> | 0.4907 | 0.1229 ± 0.0018 | 0.1089 ± 0.0021 | 0.1028 ± 0.0016 |
| <i>T2le_2.4375LL</i> | 0.4842 | 0.1263 ± 0.0013 | 0.1144 ± 0.0020 | 0.1153 ± 0.0030 |
| <i>T2le_2.5LL</i> | 0.4779 | 0.1182 ± 0.0032 | 0.1081 ± 0.0012 | 0.0905 ± 0.0043 |
| <i>T2le_2.5625LL</i> | 0.4718 | 0.1428 ± 0.0066 | 0.0810 ± 0.0036 | 0.1100 ± 0.0087 |

| | | | | |
|----------------------|-----------|---|---|---|
| <i>T2le_2.625LL</i> | 0.4658 | 0.0950 ± 0.0063 | 0.1048 ± 0.0006 | 0.0830 ± 0.0088 |
| <i>T2le_2.6875LL</i> | 0.4599 | 0.0856 ± 0.0024 | 0.0814 ± 0.0008 | 0.0674 ± 0.0015 |
| <i>Tipo 1</i> | Cv | Viscosidad aparente a 100 s (Pa.s) | | |
| | | 100 rpm 49.01 s⁻¹ | 150 rpm 73.49 s⁻¹ | 200 rpm 98.02 s⁻¹ |
| <i>T1_2.5LL</i> | 0.4368 | 0.3447 ± 0.0133 | 0.2576 ± 0.0060 | 0.2293 ± 0.0047 |
| <i>T1_2.5625LL</i> | 0.4309 | 0.2373 ± 0.0091 | 0.2111 ± 0.0057 | 0.2108 ± 0.0051 |
| <i>T1_2.625LL</i> | 0.4248 | 0.2225 ± 0.0097 | 0.1924 ± 0.0064 | 0.2017 ± 0.0056 |
| <i>T1_2.6875LL</i> | 0.4192 | 0.2679 ± 0.0065 | 0.1955 ± 0.0152 | 0.1838 ± 0.0058 |
| <i>Tipo 3</i> | Cv | Viscosidad aparente a 100 s (Pa.s) | | |
| | | 100 rpm 49.01 s⁻¹ | 150 rpm 73.49 s⁻¹ | 200 rpm 98.02 s⁻¹ |
| <i>T3_2.3125LL</i> | 0.4492 | 0.1972 ± 0.0090 | 0.2179 ± 0.0119 | 0.1485 ± 0.0025 |
| <i>T3_2.375LL</i> | 0.4422 | 0.2125 ± 0.0122 | 0.1825 ± 0.0044 | 0.1371 ± 0.0001 |
| <i>T3_2.4375LL</i> | 0.4361 | 0.2019 ± 0.0091 | 0.1562 ± 0.0052 | 0.1416 ± 0.0017 |
| <i>T3_2.5LL</i> | 0.4295 | 0.1813 ± 0.0064 | 0.1385 ± 0.0058 | 0.1166 ± 0.0051 |
| <i>T3_2.5625LL</i> | 0.4240 | 0.1485 ± 0.0023 | 0.1354 ± 0.0036 | 0.1039 ± 0.0031 |
| <i>T3_2.625LL</i> | 0.4176 | 0.1264 ± 0.0068 | 0.0988 ± 0.0061 | 0.0791 ± 0.0015 |
| <i>T3_2.6875LL</i> | 0.4123 | 0.1146 ± 0.0039 | 0.0915 ± 0.0053 | 0.0854 ± 0.0022 |

Tabla E.1. Valores de viscosidad aparente obtenidos en condiciones de flujo estable a los 100 segundos de medición. Se reportan los valores obtenidos para las tres tasas de deformación establecidas.

| <i>Muestra</i> | Cv | Esfuerzo cortante a 100 s (Pa) | | |
|-------------------------|---------------|---|---|---|
| | | 100 rpm 49.01 s⁻¹ | 150 rpm 73.49 s⁻¹ | 200 rpm 98.02 s⁻¹ |
| <i>Tipo 2 - cercano</i> | | | | |
| <i>T2ce_2.3125LL</i> | 0.4282 | 0.7353 ± 0.0268 | 1.0267 ± 0.0084 | 1.3721 ± 0.0502 |
| <i>T2ce_2.375LL</i> | 0.4215 | --- | --- | --- |
| <i>T2ce_2.4375</i> | 0.4152 | 0.7447 ± 0.0113 | 1.0328 ± 0.0186 | 1.3383 ± 0.0361 |
| <i>T2ce_2.5LL</i> | 0.4090 | --- | --- | --- |
| <i>T2ce_2.5625LL</i> | 0.4031 | 0.5348 ± 0.0369 | 0.7528 ± 0.0101 | 0.9846 ± 0.0368 |
| <i>T2ce_2.625LL</i> | 0.3973 | --- | --- | --- |
| <i>T2ce_2.6875LL</i> | 0.3917 | 0.3619 ± 0.0142 | 0.5940 ± 0.0317 | 0.6966 ± 0.0260 |
| <i>Tipo 2 - lejano</i> | | Esfuerzo cortante a 100 s (Pa) | | |
| | Cv | 100 rpm 49.01 s⁻¹ | 150 rpm 73.49 s⁻¹ | 200 rpm 98.02 s⁻¹ |
| <i>T2le_2.3125LL</i> | 0.4974 | 1.3076 ± 0.0258 | 1.7550 ± 0.0650 | 2.0728 ± 0.0359 |
| <i>T2le_2.375LL</i> | 0.4907 | 1.1437 ± 0.0176 | 1.5201 ± 0.0303 | 1.9128 ± 0.0300 |
| <i>T2le_2.4375LL</i> | 0.4842 | 1.1750 ± 0.0130 | 1.5971 ± 0.0281 | 2.1447 ± 0.0561 |
| <i>T2le_2.5LL</i> | 0.4779 | 1.0996 ± 0.0302 | 1.5090 ± 0.0180 | 1.6840 ± 0.0814 |
| <i>T2le_2.5625LL</i> | 0.4718 | 1.3285 ± 0.0619 | 1.1312 ± 0.0514 | 2.0469 ± 0.1619 |
| <i>T2le_2.625LL</i> | 0.4658 | 0.8843 ± 0.0591 | 1.4619 ± 0.0097 | 1.5450 ± 0.1648 |
| <i>T2le_2.6875LL</i> | 0.4599 | 0.7969 ± 0.0226 | 1.1361 ± 0.0112 | 1.2537 ± 0.0282 |
| <i>Tipo 1</i> | | Esfuerzo cortante a 100 s (Pa) | | |
| | Cv | 100 rpm 49.01 s⁻¹ | 150 rpm 73.49 s⁻¹ | 200 rpm 98.02 s⁻¹ |
| <i>T1_2.5LL</i> | 0.4368 | 3.2061 ± 0.1241 | 3.5940 ± 0.0848 | 4.2660 ± 0.0889 |
| <i>T1_2.5625LL</i> | 0.4309 | 2.2077 ± 0.0853 | 2.9457 ± 0.0803 | 3.9224 ± 0.0955 |
| <i>T1_2.625LL</i> | 0.4248 | 2.0699 ± 0.0908 | 2.6851 ± 0.0897 | 3.7516 ± 0.1047 |
| <i>T1_2.6875LL</i> | 0.4192 | 2.1091 ± 0.0607 | 2.7283 ± 0.2123 | 3.4195 ± 0.1084 |
| <i>Tipo 3</i> | | Esfuerzo cortante a 100 s (Pa) | | |
| | Cv | 100 rpm 49.01 s⁻¹ | 150 rpm 73.49 s⁻¹ | 200 rpm 98.02 s⁻¹ |
| <i>T3_2.3125LL</i> | 0.4492 | 1.8344 ± 0.0839 | 3.0398 ± 0.1669 | 2.7623 ± 0.0466 |

| | | | | |
|-------------|--------|---------------------|---------------------|---------------------|
| T3_2.375LL | 0.4422 | --- | --- | --- |
| T3_2.4375LL | 0.4361 | 1.8780 ± 0.0847 | 2.1789 ± 0.0728 | 2.6341 ± 0.0032 |
| T3_2.5LL | 0.4295 | --- | --- | --- |
| T3_2.5625LL | 0.4240 | 1.3819 ± 0.0222 | 1.8897 ± 0.0508 | 1.9339 ± 0.0587 |
| T3_2.625LL | 0.4176 | --- | --- | --- |
| T3_2.6875LL | 0.4123 | 1.0662 ± 0.0365 | 1.2773 ± 0.0748 | 1.5891 ± 0.0415 |

Tabla E.2. Valores de esfuerzo cortante obtenidos en condiciones de flujo estable a los 100 segundos de medición. Se reportan los valores obtenidos para las tres tasas de deformación establecidas.

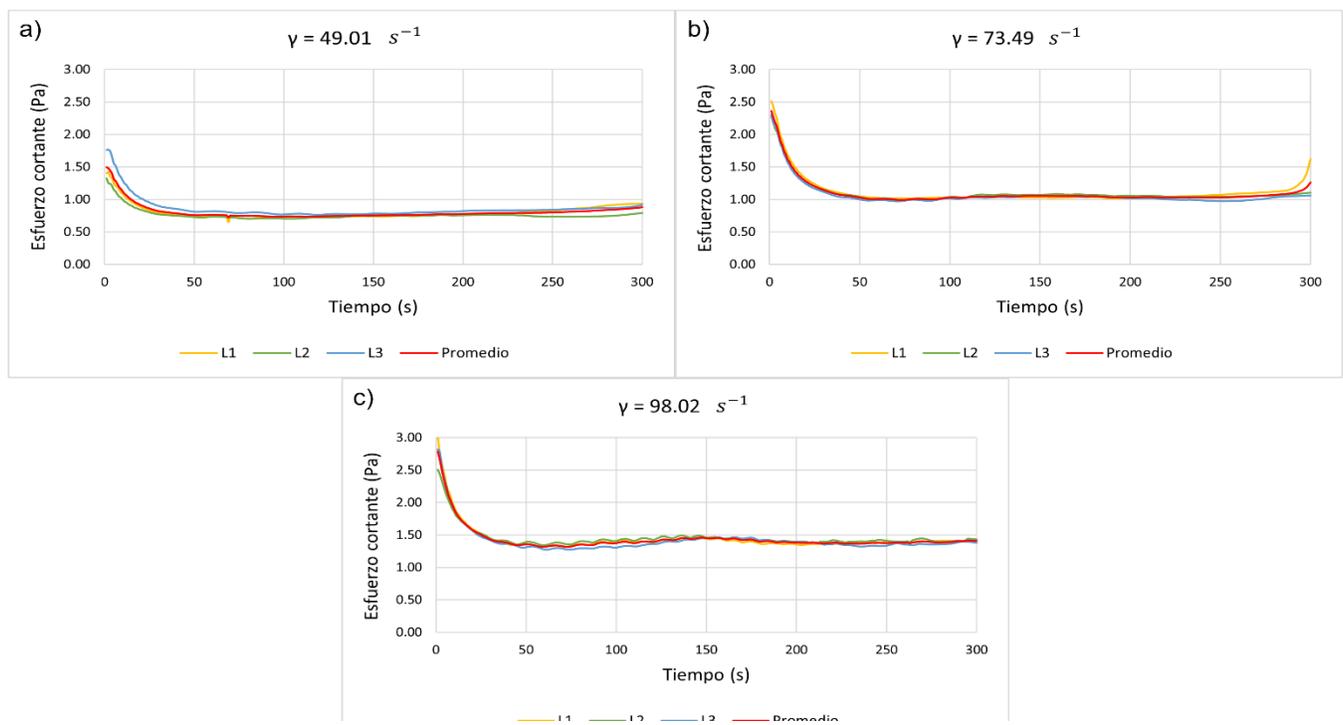


Figura E.1. Valores de esfuerzo cortante expresado en la serie de tiempo de la medición. Las gráficas corresponden al material del depósito del lahar de San Nicolás cercano (PT2110) para la mayor concentración volumétrica de sedimentos (2.3125 LL ó $C_v = 0.4282$). Se expresan las 3 tasas de deformación constante estudiadas. a) $\gamma = 49.01 \text{ s}^{-1}$. b) $\gamma = 73.49 \text{ s}^{-1}$. c) $\gamma = 98.02 \text{ s}^{-1}$. Se describen las tres regiones del comportamiento del esfuerzo en el tiempo para una condición de deformación. Región 1: establecimiento de un flujo en estado estacionario (de 0 a 50-60 s). Región 2: Zona de estabilidad del flujo (de 50 o 60 a 200 s). Región 3: Estado no homogéneo del flujo (de 200 a 300 s).

| <i>Muestra</i> | <i>Cv</i> | <i>Cw</i> | <i>Cw/CwLL</i> | Resistencia crítica (τ_c , Pa Fitton y Seddon (2012) ¹ | Modelo de comportamiento del fluido ² | <i>R</i> ² | Resistencia crítica (τ_c , Pa) ajuste lineal ³ |
|-------------------------|--------------------------------|-----------|----------------------|---|--|-----------------------|---|
| <i>Tipo 2 - cercano</i> | $d_{10} = 9.03 \text{ micras}$ | | CwLL = 0.8129 | $\gamma = 100 \text{ s}^{-1}$ | $\tau = \tau_c + \eta_p \cdot \gamma$ | | $\gamma = 0 \text{ s}^{-1}$ |
| <i>T2ce_2.3125LL</i> | 0.4282 | 0.6527 | 0.8030 | 5.00 | $0.0898 + 0.0130 \cdot \gamma$ | 0.9977 | 0.0898 |
| <i>T2ce_2.375LL</i> | 0.4215 | 0.6465 | 0.7954 | 4.00 | --- | --- | --- |
| <i>T2ce_2.4375</i> | 0.4152 | 0.6407 | 0.7882 | 3.10 | $0.1483 + 0.0121 \cdot \gamma$ | 0.9997 | 0.1483 |
| <i>T2ce_2.5LL</i> | 0.4090 | 0.6347 | 0.7809 | 2.70 | --- | --- | --- |
| <i>T2ce_2.5625LL</i> | 0.4031 | 0.6290 | 0.7738 | 2.10 | $0.0828 + 0.0092 \cdot \gamma$ | 0.9997 | 0.0828 |
| <i>T2ce_2.625LL</i> | 0.3973 | 0.6233 | 0.7668 | 1.60 | --- | --- | --- |
| <i>T2ce_2.6875LL</i> | 0.3917 | 0.6178 | 0.7601 | 1.30 | $0.049 + 0.0068 \cdot \gamma$ | 0.9521 | 0.049 |
| <i>Tipo 2 - lejano</i> | $d_{10} = 4.39 \text{ micras}$ | | CwLL = 0.8533 | $\gamma = 100 \text{ s}^{-1}$ | $\tau = \tau_c + \eta_p \cdot \gamma$ | | $\gamma = 0 \text{ s}^{-1}$ |
| <i>T2le_2.3125LL</i> | 0.4974 | 0.7155 | 0.8386 | 51.00 | $0.5642 + 0.0156 \cdot \gamma$ | 0.9904 | 0.5642 |
| <i>T2le_2.375LL</i> | 0.4907 | 0.7101 | 0.8322 | 49.00 | $0.372 + 0.0157 \cdot \gamma$ | 0.9999 | 0.3720 |
| <i>T2le_2.4375LL</i> | 0.4842 | 0.7047 | 0.8259 | 41.00 | $0.1846 + 0.0198 \cdot \gamma$ | 0.9945 | 0.1846 |
| <i>T2le_2.5LL</i> | 0.4779 | 0.6994 | 0.8197 | 39.00 | $0.5546 + 0.0119 \cdot \gamma$ | 0.9488 | 0.5546 |
| <i>T2le_2.5625LL</i> | 0.4718 | 0.6940 | 0.8134 | 31.00 | $0.4242 + 0.0147 \cdot \gamma$ | 0.5562 | 0.4242 |
| <i>T2le_2.625LL</i> | 0.4658 | 0.6890 | 0.8075 | 28.00 | $0.3064 + 0.0135 \cdot \gamma$ | 0.8422 | 0.3064 |
| <i>T2le_2.6875LL</i> | 0.4599 | 0.6839 | 0.8015 | 25.00 | $0.3772 + 0.0093 \cdot \gamma$ | 0.927 | 0.3772 |
| <i>Tipo 1</i> | $d_{10} = 1.73 \text{ micras}$ | | CwLL = 0.8254 | $\gamma = 100 \text{ s}^{-1}$ | $\tau = \tau_c + \eta_p \cdot \gamma$ | | $\gamma = 0 \text{ s}^{-1}$ |
| <i>T1_2.3125LL</i> | 0.4562 | 0.6718 | 0.8140 | 88.00 | --- | --- | --- |
| <i>T1_2.375LL</i> | 0.4493 | 0.6656 | 0.8064 | 77.00 | --- | --- | --- |
| <i>T1_2.4375LL</i> | 0.4431 | 0.6601 | 0.7997 | 69.00 | --- | --- | --- |
| <i>T1_2.5LL</i> | 0.4368 | 0.6541 | 0.7925 | 61.00 | $2.099 + 0.0216 \cdot \gamma$ | 0.9768 | 2.0999 |
| <i>T1_2.5625LL</i> | 0.4309 | 0.6488 | 0.7861 | 55.00 | $0.4534 + 0.0350 \cdot \gamma$ | 0.9937 | 0.4534 |
| <i>T1_2.625LL</i> | 0.4248 | 0.6430 | 0.7790 | 50.00 | $0.3130 + 0.0343 \cdot \gamma$ | 0.9767 | 0.3130 |
| <i>T1_2.6875LL</i> | 0.4192 | 0.6379 | 0.7728 | 41.00 | $0.7871 + 0.0267 \cdot \gamma$ | 0.999 | 0.7871 |

| Tipo 3 | d_{10} = 7.8 micras | | CwLL = 0.8276 | $\gamma = 100 \text{ s}^{-1}$ | $\tau = \tau_c + \eta_p \cdot \gamma$ | | $\gamma = 0 \text{ s}^{-1}$ |
|-------------|--------------------------|--------|------------------|-------------------------------|---------------------------------------|--------|-----------------------------|
| T3_2.3125LL | 0.4492 | 0.6753 | 0.8160 | 6.70 | $1.1545 + 0.0189 \cdot \gamma$ | 0.5395 | 1.1545 |
| T3_2.375LL | 0.4422 | 0.6689 | 0.8083 | 5.30 | --- | --- | --- |
| T3_2.4375LL | 0.4361 | 0.6636 | 0.8018 | 4.90 | $1.0964 + 0.0154 \cdot \gamma$ | 0.9865 | 1.0964 |
| T3_2.5LL | 0.4295 | 0.6575 | 0.7945 | 4.10 | --- | --- | --- |
| T3_2.5625LL | 0.4240 | 0.6524 | 0.7883 | 3.10 | $0.9076 + 0.0113 \cdot \gamma$ | 0.8092 | 0.9076 |
| T3_2.625LL | 0.4176 | 0.6464 | 0.7811 | 2.70 | --- | --- | --- |
| T3_2.6875LL | 0.4123 | 0.6414 | 0.7751 | 2.20 | $0.5267 + 0.0107 \cdot \gamma$ | 0.9879 | 0.5267 |

Tabla E.3. Resistencia crítica del material del fluido intersticial (matriz) de lahares del volcán Popocatepetl. ¹Resistencia crítica estimada con la metodología de Fitton y Seddon (2012), considerando la distribución granulométrica de la fracción fina (d_{10}) y $\gamma = 100 \text{ s}^{-1}$. ²Modelo de ajuste del comportamiento reológico medido para las tasas de deformación establecidas en este trabajo. ³ Resistencia crítica calculada a partir del modelo de ajuste tipo Bingham en $\gamma = 0 \text{ s}^{-1}$.

| Datos Jeong (2006,2010) | | | |
|--------------------------------|------------------------|-------------------------|--------------------------|
| Muestra | IL (índice líquido) | Viscosidad (Pa.s) | Resistencia crítica (Pa) |
| <i>St-Alban</i> | LL (límite líquido, %) | LP (límite plástico, %) | IP (índice plástico) |
| | 36.1 | 18.7 | 17.4 |
| | 2.2 | 0.0756 | 96.8 |
| | 2.6 | 0.0418 | 48.7 |
| <i>Baie des Ha! Ha!</i> | 3.0 | 0.0237 | 27.3 |
| | LL (límite líquido, %) | LP (límite plástico, %) | IP (índice plástico) |
| | 35.9 | 20.3 | 15.6 |
| | 2.2 | 0.1238 | 201.7 |
| | 2.6 | 0.0514 | 101.8 |
| <i>Le Valette</i> | 3.1 | 0.0402 | 71.9 |
| | 3.5 | 0.0282 | 39.3 |
| | 4.2 | 0.0228 | 19.6 |
| | LL (límite líquido, %) | LP (límite plástico, %) | IP (índice plástico) |
| 41.0 | 25.0 | 16.0 | |
| 2.1875 | 0.6498 | 403.9 | |
| 2.5625 | 0.5478 | 341.9 | |
| 2.8125 | 0.3378 | 215.1 | |

| | | | |
|----------------------------|------------------------|-------------------------|----------------------|
| | 3.4375 | 0.1852 | 125.8 |
| | LL (límite líquido, %) | LP (límite plástico, %) | IP (índice plástico) |
| | 22.3 | 18.5 | 3.8 |
| <i>Iron ore tailings 1</i> | 2.1 | 1.1293 | 89.5 |
| | 2.2 | 1.0952 | 87.6 |
| | 2.3 | 1.1903 | 70.9 |
| | 2.5 | 0.4718 | 56.0 |
| | 2.8 | 0.5211 | 56.9 |

Tabla E.4. Valores de límite líquido, límite plástico, índice plástico, {índice líquido, viscosidad y resistencia crítica obtenidos por Jeong (2006, 2010) para muestras de suelos asociados a procesos de remoción.

| Muestra | Cv (%) | Índice líquido (IL) | Resistencia crítica ajuste lineal (τ_c, Pa) | R² Cv vs τ_c Ajuste exponencial | R² IL vs τ_c Ajuste exponencial |
|-----------------------|-----------------|----------------------------|--|---|---|
| <i>Tipo 1</i> | 0.4368 – 0.4192 | 5.73 – 5.96 | 2.0999 – 0.7871 | 0.7961 | 0.5682 |
| <i>Tipo 2-cercano</i> | 0.4282 – 0.3917 | 7.62 – 8.32 | 0.0898 – 0.0490 | 0.3227 | 0.7911 |
| <i>Tipo 2-lejano</i> | 0.4974 – 0.4599 | 8.72 – 9.60 | 0.5642 – 0.3772 | 0.3312 | 0.3847 |
| <i>Tipo 3</i> | 0.4492 – 0.4123 | 7.38 – 8.07 | 1.1545 – 0.5267 | 0.8748 | 0.7934 |

Tabla E.5. Coeficientes de correlación entre la concentración volumétrica o el índice líquido y la resistencia crítica para un ajuste exponencial.

| Major y Pierson (1992) | | | O'Brien (1986) | | | | | | | | |
|--------------------------------------|--------------------------|---------------------------------|-----------------------|--------------------------|---------------------------------|-------------------|--------------------------|---------------------------------|---------------------------------|--------------------------|---------------------------------|
| <i>Diámetro medio <63µm</i> | | | Glenwood Sample 1 | | | Glenwood Sample 2 | | | Glenwood Sample 4 | | |
| <i>Cv (%)</i> | <i>Viscosidad (Pa.s)</i> | <i>Resistencia crítica (Pa)</i> | Cv (%) | Viscosidad (Pa.s) | Resistencia crítica (Pa) | Cv (%) | Viscosidad (Pa.s) | Resistencia crítica (Pa) | Cv (%) | Viscosidad (Pa.s) | Resistencia crítica (Pa) |
| 0.44 | 4.8 | 12 | 0.233 | 0.066 | 0.55 | 0.218 | 0.249 | 0.27 | 0.269 | 0.56 | 0.59 |
| 0.45 | 0.2 | 24 | 0.251 | 0.54 | 0.79 | 0.220 | 0.247 | 0.67 | 0.290 | 0.64 | 1.10 |
| 0.48 | 1.0 | 15 | 0.257 | 0.18 | 0.47 | 0.258 | 0.350 | 1.16 | 0.298 | 1.01 | 0.17 |
| 0.49 | 0.3 | 99 | 0.261 | 0.14 | 0.99 | 0.275 | 0.343 | 1.10 | 0.312 | 1.51 | 0.95 |
| 0.50 | 0.7 | 106 | 0.283 | 0.16 | 1.22 | 0.292 | 0.422 | 0.84 | 0.319 | 3.34 | 2.62 |
| 0.51 | 4.2 | 65 | 0.291 | 0.20 | 1.01 | 0.303 | 0.307 | 1.38 | 0.332 | 3.81 | 0.93 |
| 0.52 | 7.1 | 163 | 0.294 | 0.33 | 1.22 | 0.327 | 0.448 | 1.77 | 0.341 | 4.82 | 7.51 |
| <i>Relación limo y arcilla, 11:1</i> | | | 0.326 | 0.58 | 2.13 | 0.357 | 0.520 | 3.33 | 0.354 | 8.07 | 12.79 |
| 0.49 | 0.4 | 60 | 0.335 | 0.48 | 3.32 | 0.375 | 0.764 | 4.83 | 0.372 | 12.03 | 6.93 |
| 0.50 | 0.5 | 32 | 0.341 | 1.26 | 7.33 | 0.394 | 1.740 | 5.10 | 0.376 | 6.84 | 12.56 |
| 0.52 | 1.4 | 145 | 0.355 | 0.79 | 4.52 | Glenwood Sample 3 | | | Scotto di Santolo (2009) | | |
| 0.53 | 10.0 | 147 | 0.358 | 0.88 | 3.92 | 0.282 | 0.14 | 1.12 | Material A | | |
| <i>Besso (2019)</i> | | | 0.370 | 1.25 | 7.06 | 0.304 | 0.32 | 0.89 | 0.2 | 0.0037 | 0.732 |
| <i>Material MCP</i> | | | 0.373 | 1.92 | 7.69 | 0.312 | 0.37 | 0.94 | 0.3 | 0.0059 | 0.927 |
| 0.242 | 19.4 | 114.9 | 0.377 | 0.53 | 10.10 | 0.325 | 0.49 | 0.97 | 0.4 | 0.0233 | 1.337 |
| 0.267 | 29.5 | 166.1 | 0.382 | 1.18 | 8.36 | 0.344 | 0.65 | 1.48 | Material B | | |
| 0.274 | 38.6 | 200.8 | 0.398 | 1.28 | 11.85 | 0.363 | 0.77 | 1.79 | 0.2 | 0.0145 | 3.792 |
| 0.282 | 53.1 | 236.8 | 0.401 | 5.05 | 15.60 | 0.373 | 0.79 | 4.74 | 0.3 | 0.0333 | 16.880 |
| | | | 0.403 | 2.32 | 12.25 | 0.387 | 1.17 | 10.51 | Material C | | |
| | | | | | | 0.414 | 2.10 | 20.21 | 0.2 | 0.0033 | 0.047 |
| | | | | | | 0.421 | 4.14 | 18.51 | 0.3 | 0.0042 | 0.181 |
| | | | | | | | | | 0.4 | 0.0074 | 0.607 |

Tabla E.6. Valores de concentración volumétrica, viscosidad y resistencia crítica obtenidos de la literatura.