



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ
FACULTAD DE INGENIERÍA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA

ESTUDIO DE LOS DEPÓSITOS DE LAHAR SUCESIVOS A
LA GRAN ERUPCIÓN DE 1913, EN LA BARRANCA LA
LUMBRE, DEL VOLCÁN DE COLIMA, MEXICO

TESIS

Que para obtener el grado de:

MAESTRÍA EN GEOLOGÍA APLICADA

PRESENTA

LUIS ÁNGEL RODRÍGUEZ SEDANO

DIRECTOR DE TESIS: DR. DAMIANO SAROCCHI



San Luis Potosí, S. L. P. Junio de 2010



Instituto de Geología

Índice	I
Índice de Figuras	III
Índice de Tablas	VII
Resumen.	IX
Antecedentes	XI
Ejemplos de lahares	XII
The Osceola mudflow	XII
Complejo volcánico de Colima	XII
Objetivos	XVI
Justificación	XVI
Capítulo 1	
<i>Marco Geológico del Volcán de Colima</i>	1
1.1 Síntesis de la historia eruptiva del Volcán de Colima	3
1.2 La gran erupción de 1913	5
Capítulo 2	
<i>Flujos granulares y flujos de escombros</i>	9
2.1 Introducción	9
2.2 Flujos hiperconcentrados	9
2.2.1 Reología	11
2.2.2 Transporte de sedimentos	12
2.2.3 Características de los depósitos	12
2.3 Flujos de escombros	13
2.3.1 Origen de los flujos de escombros	15
2.3.1.1 Flujos de escombros inducidos por una repentina liberación de agua y lluvias torrenciales	16
2.3.2 Procesos de los flujos de escombros río abajo	19
2.3.2.1 Procesos de erosión e incorporación de sedimento	19
2.3.3 Características de los depósitos de flujos de escombros	20
Capítulo 3	
<i>Metodología utilizada</i>	22
3.1 Análisis granulométrico	22
3.1.1 Método de las intersecciones de Rosiwal	22
3.1.2 Granulometría total	26
3.1.3 Análisis por tamizado	26
3.1.4 Análisis por métodos sedimentológicos	26
3.1.5 Integración de los datos	27
3.1.6 Análisis estadísticos	27
3.2 Análisis de componentes	28
3.3 Medición de volumen y área	28
3.4 Análisis dendrocronológico	30
Capítulo 4	
<i>Resultados obtenidos</i>	32
4.1 Ubicación de las muestras	32
4.2 Descripción de la secuencia de depósitos	35
4.2.1 Zona proximal	35

4.2.1.1 Unidad inferior	36
4.2.1.2 Unidad intermedia	36
4.2.1.3 Unidad superior	36
4.2.2 Zona Media	37
4.2.1.1 Unidad inferior	37
4.2.1.2 Unidad intermedia	37
4.2.1.3 Unidad superior	38
4.2.2 Zona Distal	38
4.2.1.1 Unidad inferior	38
4.2.1.2 Unidad intermedia	38
4.2.1.3 Unidad superior	38
4.3 Estratigrafía	40
4.4 Resultados obtenidos mediante el método de las intersecciones de Rosiwal	42
4.5 Resultados obtenidos mediante el método de granulometría total	53
4.6 Resultados obtenidos mediante el análisis de componentes	59
4.7 Resultados obtenidos mediante el análisis dendrocronológico	63
Capítulo 5	
<i>Discusión de los resultados</i>	65
5.1 Factores externos	65
5.1.1 La hidrología	65
5.1.2 La pendiente	65
5.1.3 La geometría de la barranca	66
5.2 Estratigrafía	68
5.3 Temporalidad	70
5.4 Interpretación de los resultados	72
5.4.1 Unidad inferior	75
5.4.2 Unidad intermedia	77
5.4.3 Unidad superior	80
Conclusiones	84
Referencias	85
Apéndice I	90

Índice de Figuras

Antecedentes

Figura 1 Diagrama que muestra la extensión que tuvo el flujo de lodo Osceola en el Monte Rainier (Modificado de Scott y Vallance, 1993).

Capítulo 1

Figura 1.1 Plano de ubicación del Volcán de Colima, México (Modificado de NASA World Wind).

Figura 1.2 Ubicación del Volcán de Colima dentro del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, en la figura se aprecian otros volcanes importantes dentro del mismo cinturón (Parícutin, Nevado de Toluca, Popocatépetl y Pico de Orizaba).

Figura 1.3 Fotografía que ilustra el alcance que tuvieron los flujos piroclásticos derivados de la erupción de 1913. En la fotografía aparece también el poblado de la Yerbabuena, así como la Barranca de la Lumbre (Modificado de Saucedo et al., (en revisión); Ortiz, 1944).

Capítulo 2

Figura 2.1 Definición de tipo de flujo basada en una curva idealizada de resistencia crítica de una mezcla de sedimentos y agua pobremente clasificada y en la concentración en porcentaje de sedimentos (Modificada de Pierson, 2005)

Figura 2.2 Figura 2.2. Diagrama que muestra las partes de un flujo de escombros (Modificado de Pierson, 1986).

Figura 2.3 Esquema que muestra las relaciones genéticas de fenómenos volcánicos y la generación de avalanchas de escombros, flujos de escombros y flujos hiperconcentrados. Los principales procesos de transporte y depositación de sedimentos están arreglados verticalmente en el centro, de acuerdo a la relación de sedimento - agua en el flujo que se mueve. Estos procesos pueden estar relacionados unos a otros por procesos de dilución o incorporación de sedimentos. Los procesos que pueden liberar grandes volúmenes de agua, o sedimento, o ambos, están enlistados en la cima del diagrama. Las rutas dibujadas a lo largo de las márgenes del esquema indican los tipos de fenómenos de flujo que se pueden esperar dependiendo del grado de dilución o incorporación de sedimentos (tomado de Smith y Lowe, 1991).

Capítulo 3

Figura 3.1 Ejemplo de la aplicación del método de las intersecciones de Rosiwal. Se muestra la rejilla sobrepuesta a la imagen de un depósito y las intersecciones marcadas como segmentos más gruesos en la línea de medición en la parte superior de la figura.

Figura 3.2 Ejemplo de perfiles verticales de algunos parámetros estadísticos (Media Total, P95, Clasificación o sorting, y Bloques sobre matriz o B/M) obtenidos con el método de las intersecciones de Rosiwal. En la figura aparece el depósito LUM 5 (a la izquierda), ubicado en la parte media de la barranca “La Lumbre” del Volcán de Colima.

Figura 3.3 Figura en donde se detalla la metodología usada para el cálculo del volumen y del área. Donde p = al paso de 100 m. entre cada punto de medición, w_1 y w_2 son los anchos del cauce medidos, E es el espesor promedio de cada unidad, o del conjunto de los tres depósitos, según sea el caso, W es el promedio de los cauces medidos, A_i es el área del segmento rectangular, V_i es el volumen del paralelepípedo rectangular, y V_{tot} es el volumen total.

Capítulo 4

Figura 4.1 Plano de ubicación de las muestras recolectadas en la barranca la lumbre.

Figura 4.2 En esta figura se delimita espacialmente las zonas proximal, media y distal sobre un plano topográfico de la cuenca del río la Lumbre así como la ubicación de los afloramientos en el mismo. Además se presentan columnas estratigráficas con sus respectivas claves de todos los afloramientos estudiados.

Figura 4.3 A) Sección esquemática donde se muestran los niveles de terrazas encontrados en el afloramiento LUM 2, donde T2 es la terraza estudiada y T3 son terrazas relacionadas a los flujos piroclásticos de 1913. En este afloramiento se muestreo un árbol para el estudio dendrocronológico. B) Fotografía del afloramiento LUM 3 C) Fotografía del afloramiento LUM 4 donde T1 corresponde a las terrazas más recientes D) Sección esquemática del afloramiento LUM 5. E) Mapa de ubicación de los afloramientos en la barranca La Lumbre.

Figura 4.4 Perfil granulométrico vertical del afloramiento LUM 1. Los parámetros de la tabla Md (diámetro promedio de los clastos medidos), P5 (diámetro promedio de los bloques presentes), σ (grado de clasificación del depósito), B/M (Relación de bloques contra matriz) fueron calculados mediante el uso de las intersecciones de Rosiwal y son los mismos en todas las figuras. Es posible que los primeros 23 cm correspondan a un depósito fluvial o de algún otro evento.

Figura 4.5 Perfil granulométrico vertical del afloramiento LUM 2.

Figura 4.6 Perfil granulométrico vertical del afloramiento LUM 3.

Figura 4.7 Perfil granulométrico vertical del afloramiento LUM 4.

Figura 4.8 Perfil granulométrico vertical del afloramiento LUM 5.

Figura 4.9 Perfil granulométrico vertical del afloramiento LUM 6.

Figura 4.10 Perfil granulométrico vertical del afloramiento LUM 7.

Figura 4.11 Perfil granulométrico vertical del afloramiento LUM 8.

Figura 4.12 Perfil granulométrico vertical del afloramiento LUM 9.

Figura 4.13 Perfil granulométrico vertical del afloramiento LUM 10. Es posible que los primeros 72 cm correspondan a un depósito fluvial o de algún otro evento.

Figura 4.14 LUM1 (7.5 km del cráter). La distribución es bimodal con modas en -2ϕ y 0ϕ ; LUM 2 (7.65 km del cráter). La distribución es bimodal con modas en -2ϕ y 1ϕ ; LUM3 (8.66 km del cráter). La distribución es bimodal con modas en -2ϕ y 0ϕ ; LUM4 (10.73 km del cráter). La distribución es polimodal con modas en -5ϕ , -2ϕ y 1ϕ ; LUM 5 (11.53 km del cráter). La distribución es bimodal con modas en -2ϕ y 1ϕ ; LUM 6 (12.86 km del cráter). La distribución es bimodal con modas en -3ϕ y 1ϕ ; LUM 7 (13.01 km del cráter). La distribución es polimodal con modas en -6ϕ , -3ϕ y 3ϕ ; LUM8 (15.34 km del cráter). La distribución es polimodal con modas en -6ϕ , -2ϕ y 1ϕ .

Figura 4.15 LUM1. La distribución es bimodal con modas en -2ϕ y 0ϕ ; LUM 2. La distribución es polimodal con modas en -10ϕ , -8ϕ , -3ϕ y 0ϕ ; LUM3. La distribución es bimodal con modas en -4ϕ y 1ϕ ; LUM4. La distribución es polimodal con modas en -6ϕ , -2ϕ y 1ϕ ; LUM 5. La distribución es bimodal con modas en -3ϕ y 1ϕ ; LUM 6. La distribución es bimodal con modas en -2ϕ y 1ϕ ; LUM 7. La distribución es polimodal con modas en -2ϕ , 2ϕ y 4ϕ ; LUM8. La distribución es polimodal con modas en -5ϕ , -3ϕ y 1ϕ ; LUM9. La distribución es polimodal con modas en -7ϕ , -2ϕ , 2ϕ y 6ϕ ; LUM10. La distribución es polimodal con modas en -7ϕ , -4ϕ y 1ϕ .

Figura 4.16 LUM1. La distribución es bimodal con modas en -2ϕ y 0ϕ ; LUM 2. La distribución es bimodal con modas en -3ϕ y 1ϕ ; LUM3. La distribución es bimodal con modas en -2ϕ y 0ϕ ; LUM4. La distribución es bimodal con modas en -3ϕ y 1ϕ ; LUM 5. La distribución es polimodal con modas en -8ϕ , -2ϕ y 0ϕ ; LUM 6. La distribución es bimodal con modas en -3ϕ y 2ϕ ; LUM 7. La distribución es bimodal con modas en -3ϕ y 1ϕ ; LUM8. La distribución es polimodal con modas en -7ϕ , -2ϕ y 2ϕ ; LUM9. La distribución es bimodal con modas en -5ϕ y -3ϕ ; LUM10. La distribución es bimodal con modas en -6ϕ y -3ϕ .

Figura 4.17 En la presente figura se observan las variaciones longitudinales de los siguientes parámetros: Espesor, Clasificación, P95, P5, P50 y Md L.1. Se presenta también un plano de ubicación de las muestras para un mejor entendimiento de las

graficas. Resalta el hecho de que en la mayoría de los parámetros se observa un cambio importante en la zona media.

Figura 4.18 En la presente figura se observan las variaciones longitudinales de los siguientes parámetros: Md L. 2, Md L. 3, Matriz, Limo, Arcilla y Arena.

Figura 4.19 En la presente figura se observa el comportamiento longitudinalmente de los componentes más importantes como lo son la pómez, andesita roja, gris y obscura. Llama la atención que la andesita gris es la que muestra un incremento más notable a la distancia

Figura 4.20 En la presente figura se observan las relaciones entre la pómez contra diversos componentes en los tres depósitos analizados, en este caso andesita gris y andesita roja y se aprecia además su comportamiento a la distancia siendo Lum 2 el depósito mas proximal.

Figura 4.21 En la presente figura se observan los contenidos de pómez, escoria, otros líticos (OL) andesita roja, andesita gris, andesita obscura, cristales y vidrio distribuidos en las clases de -1 a 3 phi, de los tres depósitos estudiados, así como del flujo piroclástico (FP) en el recuadro con línea punteada.

Capitulo 5

Figura 5.1 Figura que muestra el área de la cuenca del rio la Lumbre, sus afluentes principales y el área calculada de esta cuenca.

Figura 5.2 Figura que muestra la trayectoria de la barranca La Lumbre, así como curvas importantes. (Modificado de Google Earth)

Figura 5.3 Esquema en donde se muestra una correlación entre los depósitos estudiados, donde U sup= unidad superior U int= unidad intermedia U inf= unidad inferior Fvl= depósito de tipo fluvial

Figura 5.4 En esta figura se muestra el perfil topográfico de la barranca La Lumbre, los puntos que representan los afloramientos estudiados, los elementos que conforman la geometría de la barranca y algunas variaciones longitudinales de parámetros granulométricos.

Figura 5.5 En esta figura se muestra el perfil topográfico de la barranca La Lumbre, los puntos que representan los afloramientos estudiados, los elementos que conforman la geometría de la barranca y algunas variaciones longitudinales de parámetros granulométricos.

Figura 5.6 En esta figura se muestra el perfil topográfico de la barranca La Lumbre, los puntos que representan los afloramientos estudiados, los elementos que conforman la

geometría de la barranca y algunas variaciones longitudinales de parámetros granulométricos.

Figura 5.7 En esta figura se observan los cambios texturales en las unidades inferior e intermedia. Dichos cambios dan la apariencia de que cada unidad se dividiera en dos.

Figura 5.8 Capa de material fino y laminada observada en el límite entre la unidad inferior e intermedia. En esta figura se observa esta capa en los afloramientos LUM 2, 3, 5, 7 y 9, cubriendo las zonas proximal, media y distal.

Índice de tablas

Antecedentes

Tabla 1 Tomada de Saucedo et al., 2008, en esta tabla se observa un recuento histórico de los acontecimientos más importantes en la zona, relacionados con inundaciones y flujos de escombros.

Capítulo 4

Tabla 4.1 Datos específicos sobre las muestras recolectadas en la barranca la Lumbre.

Tablas 4.2 Perfil granulométrico vertical del afloramiento LUM 1. Los parámetros de la tabla Md (diámetro promedio de los clastos medidos), P5 (diámetro promedio de los bloques presentes), σ (grado de clasificación del depósito), B/M (Relación de bloques contra matriz) fueron calculados mediante el uso de las intersecciones de Rosiwal y son los mismos en todas las figuras. Es posible que los primeros 23 cm correspondan a un depósito fluvial o de algún otro evento.

Tabla 4.3 Perfil granulométrico vertical del afloramiento LUM 2.

Tabla 4.4 Perfil granulométrico vertical del afloramiento LUM 3.

Tabla 4.5 Perfil granulométrico vertical del afloramiento LUM 4.

Tabla 4.6 Perfil granulométrico vertical del afloramiento LUM 5.

Tabla 4.7 Perfil granulométrico vertical del afloramiento LUM 6.

Tabla 4.8 Perfil granulométrico vertical del afloramiento LUM 7.

Tabla 4.9 Perfil granulométrico vertical del afloramiento LUM 8.

Tabla 4.10 Perfil granulométrico vertical del afloramiento LUM 9.

Tabla 4.11 Perfil granulométrico vertical del afloramiento LUM 10. Es posible que los primeros 72 cm correspondan a un depósito fluvial o de algún otro evento.

Tabla 4.12 Dataciones dendrocronológicas realizadas en el afloramiento LUM 2 de la barranca la Lumbre.

Resumen

El volcán de Colima es probablemente el volcán más activo de México, con más de 50 erupciones documentadas en los últimos cuatro siglos. A pesar de la gran actividad volcánica con la producción de erupciones explosivas y flujos piroclásticos, los lahares son en gran medida los fenómenos más peligrosos en el Volcán de Colima. La gran cantidad de material piroclástico depositado en las laderas del volcán representa una fuente perfecta para una actividad intensa de lahares. Los Flujos piroclásticos en general llegan a distancias inferiores a 5 km del cráter. En contraste, los lahares son capaces de viajar largas distancias, por esta razón en los últimos 100 años, más de 350 personas murieron por actividad relacionada a lahares en el complejo volcánico de Colima, mientras que sólo 8 murieron a causa de los flujos piroclásticos de la erupción de tipo Pliniano de 1913.

Dentro del sistema de drenaje del Volcán, se encuentra La barranca de la Lumbre, la cual es un rasgo morfológico muy importante en el sector oeste-suroeste, recoge el agua de "El Playón", una cuenca intra-caldera delimitada por el Volcán de Colima hacia el sur y el borde de la caldera del "paleofuego" hacia el norte. Esta barranca es una de las más activas en cuanto a actividad lahárica, además se han registrado grandes lahares como el de 1906, o los lahares asociados con la gran erupción de 1913, o los relacionados con la crisis volcánica de 1990-91, y los relacionados con los flujos piroclásticos 1998-99.

Este estudio se enfoca en los depósitos de lahar relacionados con la erupción de 1913. Debido a sus grandes dimensiones y poder destructivo se torna importante realizar un estudio sedimentológico y estratigráfico detallado de la secuencia de estos depósitos. Se seleccionaron 10 afloramientos a diferentes distancias a lo largo de la barranca. En cada sitio se obtuvieron perfiles granulométricos

verticales con el fin de señalar la presencia de estructuras de sedimentarias. Cada unidad fue estudiada a fin de obtener la distribución granulométrica total a diferentes profundidades, y en tres de los depósitos se realizó un análisis de componentes. También se realizó un estudio dendrocronológico que nos permitió ubicar temporalmente a los depósitos analizados. Algunos de los resultados obtenidos en el presente trabajo señalan que, además de los lahares sin-eruptivos, que se encuentran en la parte superior de los depósitos de flujo piroclástico de 1913, existen al menos dos importantes unidades de lahar relacionadas con la misma erupción. Estos depósitos están constituidos principalmente de materiales producidos durante la erupción de 1913, y que fue movilizado en las décadas sucesivas.

Antecedentes

A lo largo de la historia los volcanes han representado un objeto de fascinación para el ser humano, existen relatos sorprendentes sobre grandes erupciones volcánicas en todas partes del mundo. Sin embargo, a la par de la belleza que envuelve a estos enigmáticos edificios, existe también un registro de grandes desastres provocados por los mismos, que han afectado en gran medida a pueblos y ciudades en el mundo. Dentro de los peligros volcánicos destacan por su potencial destructivo los lahares, que son grandes flujos de agua y sedimentos de origen volcánico, los cuales descienden por las laderas de un volcán debido a la acción de la gravedad (Smith y Fritz, 1989) y que representan el mayor de los peligros volcánicos debido a su gran alcance, que en ocasiones puede llegar a ser del orden de más de 100 km del cráter (Vallance y Scott, 1997), a diferencia de otros fenómenos volcánicos como los flujos piroclásticos cuyo alcance es más limitado.

Asimismo pueden llegar a generarse después de una erupción volcánica (primarios) o sin la necesidad de una (secundarios). Se trata probablemente de uno de los fenómenos más recurrentes en el área cercana a un volcán. Se tienen registros de grandes catástrofes provocadas por lahares (ya sea primarios o secundarios) que han cobrado cientos e incluso miles de víctimas, dejando una estela de destrucción y devastación a su paso.

Ejemplos de Lahares

“The Osceola Mudflow”

El Monte Rainier es un estratovolcán localizado en el condado de Pierce (Washington), 86.9 km. al sureste de Seattle, Washington, en los Estados Unidos. Pertenece al Cinturón Volcánico *Cascade* y es el pico más alto de la Cadena, con una altura de 4392 m.s.n.m.

Aproximadamente hace 5600 años se registró una avalancha de escombros durante erupciones freatomagmáticas en la cima de la montaña. A dicha avalancha se le ha llamado flujo de lodo de Osceola (Vallance y Scott, 1997). Se trató de un flujo de aproximadamente 3 km³ de volumen, 10 veces más grande que cualquier otro conocido en el Monte Rainier (Vallance y Scott, 1997). Llenó el sistema de valles White River al norte y noreste del Monte Rainier (Figura 1) con depósitos de más de 100 m. de espesor, fluyó más de 120 km al norte y Oeste del Monte y cubrió más de 200 km² (Vallance y Scott, 1997). El lahar tuvo una velocidad de aproximadamente 19 m/s y una descarga de 2.5 x 10⁶ m³/s (Vallance y Scott, 1997).

“Complejo Volcánico de Colima”

El pueblo de Atenquique, Jalisco, se encuentra ubicado a ~ 35 km de la Ciudad de Colima y a ~20 km en línea recta al Este del Volcán Nevado de Colima. El 16 de Octubre de 1955 se originó un flujo de escombros en la ladera Este del volcán, asociado a lluvias torrenciales que en pocas horas doblaron el promedio de precipitación mensual de la región en los días anteriores al evento. El resultado de este aumento en la precipitación fue la formación de un flujo de agua en las barrancas de Arroyo Seco, Los Plátanos, Dos Volcanes y la barranca de Atenquique que rápidamente incorporó material suelto en el cauce de las barrancas producto de algunos derrumbes ocurridos en días antes (Saucedo et al, 2008).

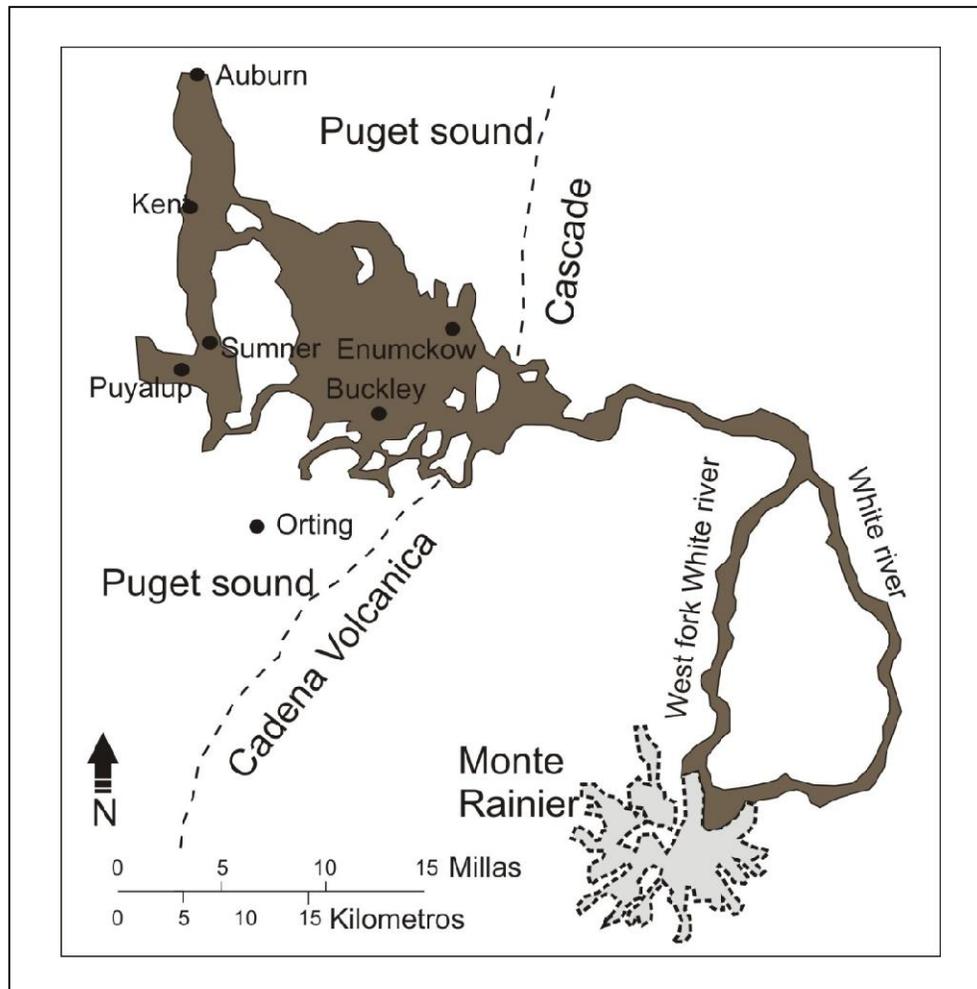


Figura 1 Diagrama que muestra la extensión que tuvo el flujo de lodo Osceola en el Monte Rainier (Modificado de Scott y Vallance, 1993).

Este flujo finalmente cubrió un área de $\sim 1.2 \text{ Km}^2$ y tubo un volumen mínimo de $\sim 3.2 \times 10^6 \text{ m}^3$, destruyó parcialmente el pueblo y causó la muerte de al menos 23 personas, los daños materiales fueron estimados en 1.3 millones de pesos de la época (Saucedo et al, 2008).

Sin duda este evento ha quedado grabado en la historia de la región como uno de los más destructivos, sin embargo este tipo de fenómenos es aparentemente de carácter recurrente en el área. Después de la erupción de tipo Pliniano de 1913, el volcán de Fuego de Colima, tuvo un periodo de relativa calma, que terminó en

1991 cuando reanudó su actividad y comenzó a ser más persistente con erupciones de tipo Vulcaniano, derrames de lava y crecimiento y colapso de domos. (Saucedo et al, 2005). Ocasionalmente dieron lugar a flujos piroclásticos y de bloques y cenizas (FBC), como el ocurrido en julio de 1999, el cual llenó parcialmente las barrancas Montegrando y San Antonio (Saucedo et al, 2002; Sarocchi, 2006). Este tipo de fenómenos crea el ambiente “ideal” para la sucesiva formación de lahares durante la temporada de lluvias.

De acuerdo con los trabajos de Capra et al, 2009 la temporada de lluvias en la región se extiende desde Junio a Octubre, registrándose un promedio anual de 800 – 1000 mm de precipitación. Es durante este periodo cuando las probabilidades de generación de lahares aumentan considerablemente. Por ejemplo, el material emitido durante la erupción de 1999 fue removilizado al día siguiente generando así un lahar a lo largo de las barrancas La Lumbre, El Cordobán, San Antonio y Montegrando y en esta última afectó severamente una torre de alta tensión (Sarocchi, 2006). El volumen de este lahar fue calculado por Gavilanes (2004) en $\sim 6.3 \times 10^5 \text{ m}^3$. Al siguiente año, después de una hora de lluvias intensas, se formó otro lahar el cual corrió en las barrancas de La Lumbre y El Zarco y el cual enterró parcialmente dos casas y causó algunos daños en el puente que une al pueblo de la Becerrera con San José del Carmen (puente Río La Lumbre) (Dávila et al, 2007). Los lahares son un hecho recurrente en el área del Complejo Volcánico de Colima, y en sí, en casi cualquier volcán que se encuentre en actividad. Actualmente se cuenta con un registro detallado (Tabla 1) de la actividad de lahares, que data de hace más de 500 años (Saucedo et al, 2008) en donde se puede observar el gran número de eventos, la fecha en que sucedieron, los daños causados y, en su caso, la mortandad de este tipo de fenómenos. Cabe resaltar el hecho de que en esta región los lahares han provocado más pérdidas humanas que los flujos piroclásticos mismos. Esto nos debe dar una idea de la importancia que cobra este tipo de fenómenos, no solo desde el punto de vista de su estudio sino de su potencial riesgo para los pueblos cercanos al volcán y a la infraestructura.

Fecha	Ciudad o poblado	Disparador y tipo de flujo	Daños	Muertos y heridos	Fuente
14 de Noviembre, 1573	Colima, Col.	Lluvias intensas (Inundación)	Destrucción de la iglesia principal y casas	Sin información	Guzmán N. Ricardo, 1973
29 de Octubre, 1629	Colima, Col.	Lluvias intensas (Inundación)	Destrucción de casas y áreas de cultivo	Sin información	Guzmán N. Ricardo, 1973
1788	Colima, Col.	Lluvias intensas (Inundación)	Sin información	Sin información	Guzmán N. Ricardo, 1973
29 de Septiembre, 1865	Colima, Col.	Lluvias intensas (Inundación)	Importantes daños en la ciudad de Colima	Sin información	Guzmán N. Ricardo, 1973 y Oseguera, V. 1989
18 de Agosto, 1878	Colima, Col.	Lluvias intensas (Inundación)	Importantes daños en la ciudad de Colima	2 muertos y 8 heridos	Guzmán N. Ricardo, 1973 y Archivo histórico del Estado de Colima
27 de Octubre, 1881	Colima, Col., Minatitlán, Col. y Manzanillo, Col.	Lluvias intensas (Inundación)	Importantes daños a la agricultura	Sin información	Guzmán N. Ricardo, 1973 y Archivo histórico del Estado de Colima
13 de Octubre, 1884	Colima y Comala, Col.	Lluvias intensas (Inundación)	Sin información	2 muertos	Archivo histórico del Estado de Colima
19 de Octubre, 1889	Complejo Volcánico de Colima	Lluvias intensas (Flujo de escombros)	Destrucción de un puente de la F.F.C.C.	Sin información	Medina-Enríquez, 1988
2 de Octubre, 1906	El Remate, Col. y Atenquique, Jal.	Lluvias intensas (Flujo de escombros)	Destrucción de la estación hidroeléctrica de El Remate y un túnel del ferrocarril en Atenquique	325 muertos	Archivo histórico del Estado de Colima; Medina-Enríquez, 1988
1913	San Marcos, Jal. y Río Tuxpán.	Lluvias intensas (Flujo de escombros)	Recorrió mas de 15 km.	1 muertos	Saucedo, 1997
16 de Octubre, 1955	Atenquique, Jal.	Lluvias intensas (Flujo de escombros)	La iglesia, escuela y parte del pueblo fueron destruidos.	23 muertos	Oceguera-Méndez, 1989; Medina-Enríquez, 1988 y Ponce Segura, 1983
27 de Octubre, 1959	Atenquique y Pihuamo Jal., Colima y Minatitlán, Col.	Lluvias intensas (Flujo de escombros)	Destrucción de Minatitlán, mientras que Colima y Atenquique presentaron daños importantes	Mas de 300 muertos	Guzmán, N. Ricardo, 1973; Oceguera-Méndez, 1989; Medina-Enríquez, 1988
25 de Junio, 1991	La Becerrera, Col. y Rancho el Jabalí.	Lluvias intensas (Flujo de escombros)	Daños en el Rancho EL Jabalí, 20 vacas murieron.	No	Komorowski et al., 1997
2 de Octubre, 1994	La Becerrera, Col. y Rancho el Jabalí.	Lluvias intensas (Flujo de escombros)	Algunos ranchos presentaron daños.	No	Saucedo et al., 1995
2 de Octubre, 1994	La Becerrera, Col. y Colima, Col.	Lluvias intensas (Flujo de escombros)	Algunos casas fueron destruidas.	3 muertos en la ciudad de Colima	Gavilanes et al., 2004

Tabla 1. Tomada de Saucedo et al., 2008, en esta tabla se observa un recuento histórico de los acontecimientos más importantes en la zona, relacionados con inundaciones y flujos de escombros.

Objetivos de la Tesis

Para la realización del presente trabajo se contemplaron los siguientes objetivos:

- Reconocer en el campo el depósito de lahar relacionado con la erupción de 1913.
- Realización de un estudio sedimentológico del depósito del lahar relacionado con la erupción de 1913 en la Barranca La Lumbre, del Volcán de Colima.
- Realización de un estudio textural a detalle del depósito del lahar de 1913.
- Realización de un estudio estratigráfico del mismo depósito.
- Determinar los mecanismos de transporte y depósito del lahar.
- Determinar el volumen del mismo en la barranca La Lumbre.
- Obtener el área cubierta por este lahar.

Justificación

- El Lahar de 1913 no ha sido estudiado a fondo aunque esté relacionado a la erupción más potente de los últimos 100 años en el país.
- Se trata de un fenómeno de gran magnitud ubicado en el volcán más activo de México.
- Permitirá estudiar con detalle un lahar de gran tamaño.
- Dada la importancia del peligro que representan los Lahares en el área, se vuelve necesario un estudio a detalle para determinar las características de un flujo de tal magnitud y que con el tiempo podría repetirse poniendo en riesgo a la población e infraestructura ubicadas en las cercanías del Volcán.

Capítulo 1. Marco Geológico del Volcán de Colima

El Volcán de Colima (Figura 1.1) está localizado a 31 Km al norte de la ciudad de Colima y aproximadamente a 120 km al sur de Guadalajara, es considerado el volcán más activo de México, con más de 50 erupciones en los últimos 432 años. Se tienen registros de erupciones en el Volcán de Colima que datan de poco después de la conquista (Saucedo, 1997; Mendoza – Rosas y de la Cruz – Reyna, 2008)).

Se encuentra ubicado en lo que se conoce como Complejo Volcánico de Colima (CVC) formado por tres aparatos volcánicos El Cántaro, El Nevado de Colima y el Volcán de Colima (o Fuego de Colima), de Norte a Sur respectivamente. Este complejo a su vez se encuentra enclavado en el extremo oeste del Cinturón Volcánico Trans-mexicano (CVTM) (Figura 1.2). El volcán de Colima, es un estratovolcán Andesítico de 3860 metros sobre el nivel del mar (msnm). Dicho volcán ha crecido al interior de un cráter en forma de herradura de 5 km de diámetro que se originó por el colapso de un sector del volcán Paleofuego hace 2500 años (Komorowski et al., 1997; Cortes et al., 2005). Este fenómeno ha ocurrido con frecuencia durante la historia del volcán, según Komorowski et al., (1997) se han presentado 9 colapsos desde su formación. La actividad histórica del Volcán de Fuego de Colima, registrada desde el siglo XVI, se ha caracterizado por diversos estilos eruptivos que van desde el menos violento, el tipo Merapi (Rodríguez-Elizarrás et al., 1991; Sulpizio et al., 2010) pasando por una serie de estilos intermedios de diversas características (Medina, 1983; De la Cruz, 1993; Komorowski et al., 1997; Saucedo y Macías, 1999; Saucedo, 2001; Bretón et al 2002; Sulpizio et al., 2010) hasta el más explosivo, el tipo Pliniano (Saucedo, 1997; Saucedo y Macías, 1999; Saucedo et al., 2010).

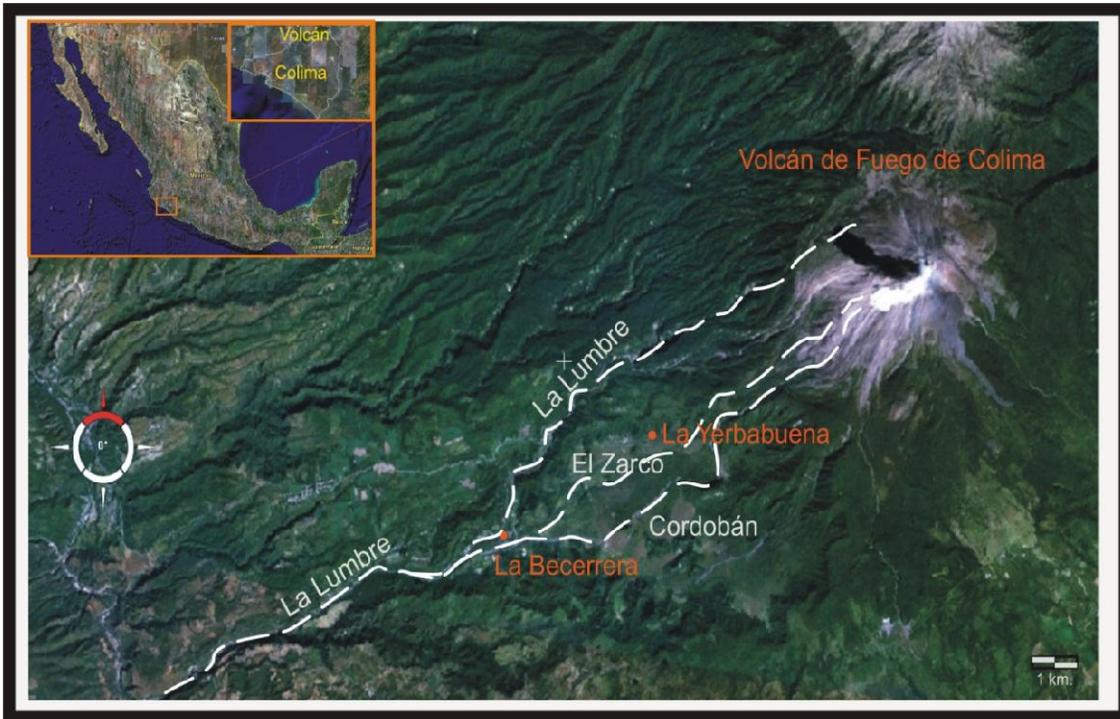


Figura 1.1. Plano de ubicación del Volcán de Colima, México (Modificado de NASA World Wind).

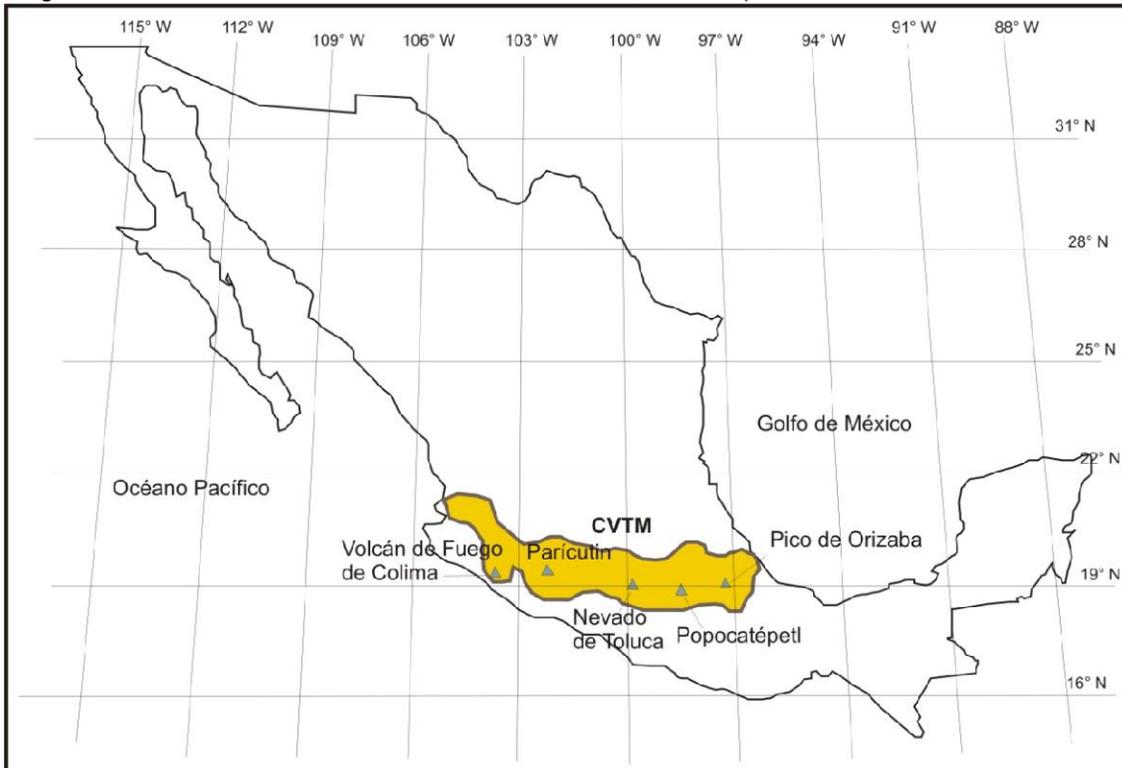


Figura 1.2. Ubicación del Volcán de Colima dentro del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, en la figura se aprecian otros volcanes importantes dentro del mismo cinturón (Parícutin, Nevado de Toluca, Popocatepetl y Pico de Orizaba).

1.1 Síntesis de la historia eruptiva del volcán de Colima

La historia eruptiva del volcán de Colima comienza con su formación al interior de un cráter en forma de herradura, el cual se originó por el colapso de un sector del edificio ancestral al Volcán de fuego de Colima, mejor conocido como “Paleofuego” (Robin y Boudal, 1987). Este edificio volcánico está representado por una caldera de 5 km de diámetro abierta hacia el sur. Las paredes de la caldera del Paleofuego en su flanco norte están compuestas por derrames de lava Andesítico alternados con depósitos de flujos de bloques y ceniza, los cuales en conjunto representan un espesor mayor de 300 m (Cortés *et al.*, 2005).

Luhr (1987) y Preestegard (1988) interpretaron esta estructura como un colapso de sector tipo Santa Elena., fecharon material carbonizado en su base y los datos obtenidos arrojaron una edad de 4280 ± 110 años. Sin embargo Robin *et al.* (1987) obtuvo una edad superior, él concluyó que la edad para esos depósitos era de 9370 ± 400 años, y los interpretó como una unidad compuesta por varios depósitos. Finalmente Cortés *et al.* (2005) concluyó que en realidad el volcán Paleofuego de Colima había colapsado al menos en cinco ocasiones y que estos depósitos cubrían un área de $5\,000 \text{ km}^2$.

Después del último colapso del volcán Paleofuego ocurrido hace aproximadamente 2 500 años, la actividad volcánica migró hacia el sur y se concentró dentro de la caldera del Paleofuego. Esta actividad dio origen al actual volcán de Colima, el cual tiene un volumen aproximado de 10 km^3 y ha crecido a razón de $0.002 \text{ km}^3/\text{año}$ (Luhr y Carmichael, 1990a, 1990b).

El primer registro de actividad explosiva en el Volcán de Colima se remonta al año de 1560 (Mendoza – Rosas y de la Cruz – Reyna, 2008) y en el año de 1576 hubo una explosión que según registros históricos afectó a la ciudad de Zapotlán, Jalisco hoy en día conocida como Ciudad Guzmán (Bárcena 1887, Saucedo *et al.*, 2010).

El 13 de Diciembre de 1606 ocurrió una fuerte erupción la cual produjo una enorme cantidad de ceniza la cual fue capaz de obstaculizar la luz del sol y causar lluvia de ceniza a mas de 167 Km al SE del Volcán en el estado de Michoacán (Arreola 1915; Tello, 1650).

El 15 de febrero de 1818, tuvo lugar una de las erupciones explosivas más violentas en la historia del volcán de Colima (Sartorius, 1871). Anterior a este evento, el cráter del volcán estaba ocupado por un domo, el cual fue destruido debido a la actividad explosiva de la erupción y arrojó escoria y ceniza hasta las ciudades de Guadalajara, Zacatecas, Guanajuato, San Luis Potosí y México (Bárcena, 1887; Arreola, 1915); la erupción dejó atrás un cráter de 500 m de diámetro y 230 m de profundidad (Dollfus and Monserrat, 1867).

Una nueva etapa de actividad comenzó el 26 de Diciembre de 1885 y continuó hasta finales de 1886, cuando fueron reportados flujos piroclásticos y flujos de lava en el flanco oeste del volcán (Bárcena, 1887). Otra explosión sucedió el 16 de febrero de 1890 produciendo lluvia de cenizas en Zapotlán, Jalisco, Silao, y la ciudad de Guanajuato localizada a ~ 290 Km del volcán. De la Cruz (1993) estimo un VEI= 4 (Newhall and Self, 1982) para esta erupción. Otras dos explosiones fueron registradas en 1891 y 92 (Arreola, 1915; Starr, 1903).

El 18 de Diciembre de 1908, el volcán comenzó un nuevo episodio de actividad eruptiva que terminó durante los primeros días de Marzo de 1909 (Waitz, 1915). Al final de este evento Waitz (1915) reporta todavía sobre el pequeño cráter con forma de media luna y un pequeño cráter de 30 a 50 m de diámetro, con bordes inclinados en la parte norte de la cumbre. La actividad explosiva continuó hasta el 8 de Febrero de 1909 cuando fueron lanzados bloques (0.5 m) a la atmosfera a una distancia de 2 a 3 Km, acompañados por la generación de una pequeña avalancha de rocas (Arreola, 1915).

Probablemente la erupción explosiva mejor documentada en la historia del volcán de Colima sea la ocurrida en enero de 1913, de la cual se presenta en este trabajo una breve reseña.

Posteriormente, y a partir de la década de los 90's se han registraron más erupciones. Estas erupciones y sus depósitos fueron estudiadas en gran medida y desde varios ángulos, que incluyeron estudios sísmicos (Núñez-Cornu *et al.*, 1994; Jiménez *et al.*, 1995; Domínguez *et al.*, 2001; Zobin *et al.*, 2002), petrológicos (Connor *et al.*, 1993; Luhr, 2002; Macías *et al.*, 1993; Mora *et al.*, 2002; Valdez-Moreno *et al.*, 2006), geoquímicos de gases (Taran *et al.*, 2002) y estratigráficos (Martín-del Pozzo *et al.*, 1987; Rodríguez-Elizarrarás *et al.*, 1991; Rodríguez-Elizarrarás, 1995; Navarro-Ochoa *et al.*, 2002; Saucedo *et al.*, 2002; Saucedo *et al.*, 2004a; Sarocchi, 2006; Sulpizio *et al.*, 2010).

1.2 La Gran erupción de 1913

A inicios del siglo XX el país atravesaba severos conflictos armados, las batallas de la Revolución Mexicana se llevaban a cabo en cada rincón de la nación y el estado de Colima no era la excepción. Mientras los ejércitos del insurgente Pancho Villa y Venustiano Carranza se disputaban el territorio Colimense, según el testimonio oral del Sr. Juan Mancilla (Saucedo, 1997) en el marco de estos acontecimientos la madrugada del 20 de Enero de 1913 tuvo lugar una de las más grandes erupciones volcánicas en el país durante el siglo pasado.

La erupción de 1913 comenzó el 17 de Enero cuando se registraron algunas explosiones que dieron lugar a densas nubes de ceniza que se levantaron por varios kilómetros por encima de la cima del volcán (Ortiz, 1994).

Según datos de Saucedo *et al.*, (1997, y 2010) la estratigrafía de los depósitos de la erupción, sumada al testimonio de testigos oculares, mas los registros históricos

sugieren que la erupción se llevó a cabo en tres diferentes fases. Estas fases produjeron complejas secuencias de depósitos, así como diferentes estilos eruptivos:

- 1) Explosiones (Tipo Merapi) iniciales en la cima del volcán.
- 2) Explosiones violentas que ocasionaron el destape del conducto (Tipo Vulcaniano)
- 3) Explosiones con el conducto parcial o totalmente abierto (Fase pliniana o subpliniana).

La primera etapa comenzó del 17 al 19 de enero, con una serie de pequeñas explosiones que causaron el colapso parcial de partes externas del domo. Estas a su vez generaron flujos de bloques y cenizas que se dispersaron en la ladera sur del volcán donde fueron canalizados a las barrancas Cordobán Este, Oeste, Monte Grande y San Antonio y alcanzaron distancias de aproximadamente 4 km (Saucedo et al., 2010).

La segunda etapa comenzó el 20 de enero entre las 4:00 y las 10:30 AM (tiempo local) cuando se registró un aumento tanto en intensidad como frecuencia de las explosiones (Waitz, 1915; Arreola, 1935; Saucedo et al 1997 y en revisión). Se reportó actividad volcánica del tipo Vulcaniano que generó una serie de flujos piroclásticos que descendieron por las barrancas principales del volcán alcanzando distancias de hasta 11 km de distancia (Saucedo et al., 2010). Estas explosiones destruyeron el domo que se encontraba en la cima, liberando de esta forma el conducto volcánico facilitando la descompresión del sistema magmático.

Después de una relativa calma, dio inicio la última y más violenta etapa. Cerca de las 11:30 AM se produjo una explosión del tipo Pliniano que generó una columna eruptiva de varias decenas de kilómetros y se dispersó al noreste por los vientos dominantes de la región. Se tiene registro de caída de ceniza en Ciudad Guzmán aproximadamente a las 13:00 hrs., en Guadalajara a las 18:00 hrs y durante la madrugada del 21 de Enero en Saltillo Coahuila a mas de 720 Km del Volcán

(Waitz, 1915, 1935; Saucedo et al 1997; Saucedo et al., 2010). Posteriormente la columna eruptiva colapso produciendo voluminosos flujos piroclásticos ricos en pómez que se distribuyeron alrededor del volcán (Figura 1.3) (Saucedo et al., 2010). El volumen estimado del material emitido por la erupción fue calculado por Saucedo et al., (2010) en 1.9 km^3 con un rango de descarga de $6.6 \cdot 10^7 \text{ kg/s}$.

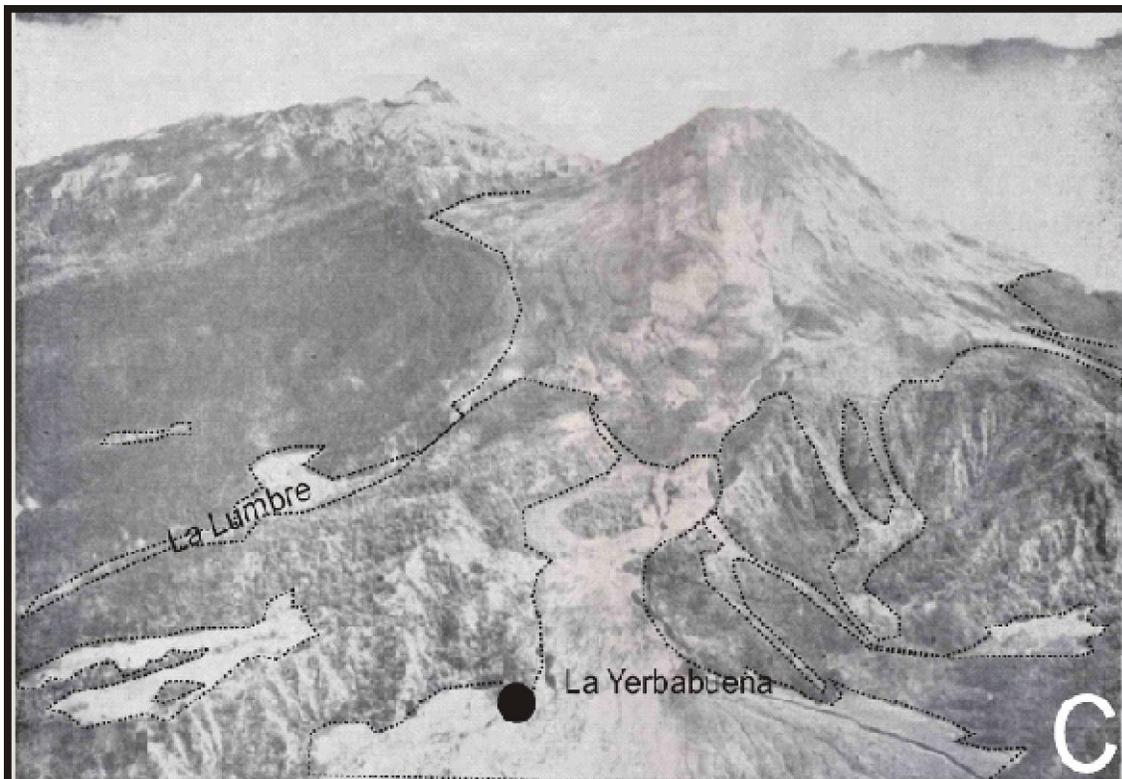


Figura 1.3. Fotografía que ilustra el alcance que tuvieron los flujos piroclásticos derivados de la erupción de 1913. En la fotografía aparece también el poblado de la Yerbabuena, así como la Barranca de la Lumbre (Modificado de Saucedo et al., (2010); Ortiz, 1944).

De la misma manera según datos de Saucedo (1997) posterior a la erupción de enero de 1913 y durante la temporada de lluvias del mismo año se registraron lahares que removilizaron parte de la gran cantidad de material suelto existente en las barrancas del volcán, fenómeno que según el testimonio de don Juan Mancilla se repitió por lo menos durante los tres años subsecuentes a la erupción. Don Juan Mancilla afirma en su relato como se veía bajar de la barranca de San Marcos un flujo como “colada de cemento que transportaba bloques de gran tamaño”,

además afirma que una persona perdió la vida a causa de un derrumbe provocado por el impacto de un gran bloque en una de las paredes de la barranca.

Capítulo 2. Flujos granulares y flujos de escombros

2.1 Introducción

Lahar es un término general usado para describir una mezcla de detritos o fragmentos de roca (de origen volcánico) de diferentes tamaños y agua (diferente a una corriente fluvial) que fluye rápidamente en las laderas de un volcán, y puede ser usado para referirse al fenómeno físico no a un depósito (Smith y Fritz, 1989).

El término abarca una gama de flujos de sedimentos, incluyendo flujos hiperconcentrados y flujos de escombros dependiendo de la proporción de agua y sedimento que por lo general es de 20-47% en volumen de sedimento para flujos hiperconcentrados y de 47-77% en volumen de sedimento con respecto a la masa total para flujos de escombros (Pierson y Costa, 1987; Costa, 1988; Smith y Fritz, 1989).

A continuación se presenta una descripción de los flujos hiperconcentrados y flujos de escombros.

2.2 Flujos Hiperconcentrados

Las corrientes fluviales normalmente transportan sedimentos finos y en cantidades relativamente pequeñas (menores a 4% en volumen o 10% en peso), generalmente son transportados en suspensión y tienen poco efecto en el comportamiento del flujo (Waananen et al., 1970). Por otro lado en flujos con capacidad de transporte de sedimento mayor (por ejemplo los flujos de escombros) el sedimento juega un papel integral en el comportamiento del flujo y su mecánica (Wan y Wang 1994; Coussot y Piau, 1994; Iverson, 1997). El término flujo hiperconcentrado es frecuentemente aplicado a flujos intermedios entre las corrientes fluviales y los flujos de escombros (Beverage y Culbertson, 1964). Inicialmente fueron definidos por tener una concentración de sedimentos de al menos 20% en volumen (40% en peso) y no más de 60% en volumen (80% en peso) (Figura 2.1).

Los flujos hiperconcentrados pueden iniciar cuando los flujos de agua normales adquieren sedimentos en suspensión a través de la erosión o arrastre de partículas o cuando los flujos de escombros pierden sedimentos gruesos por dilución del flujo o depósito selectivo.

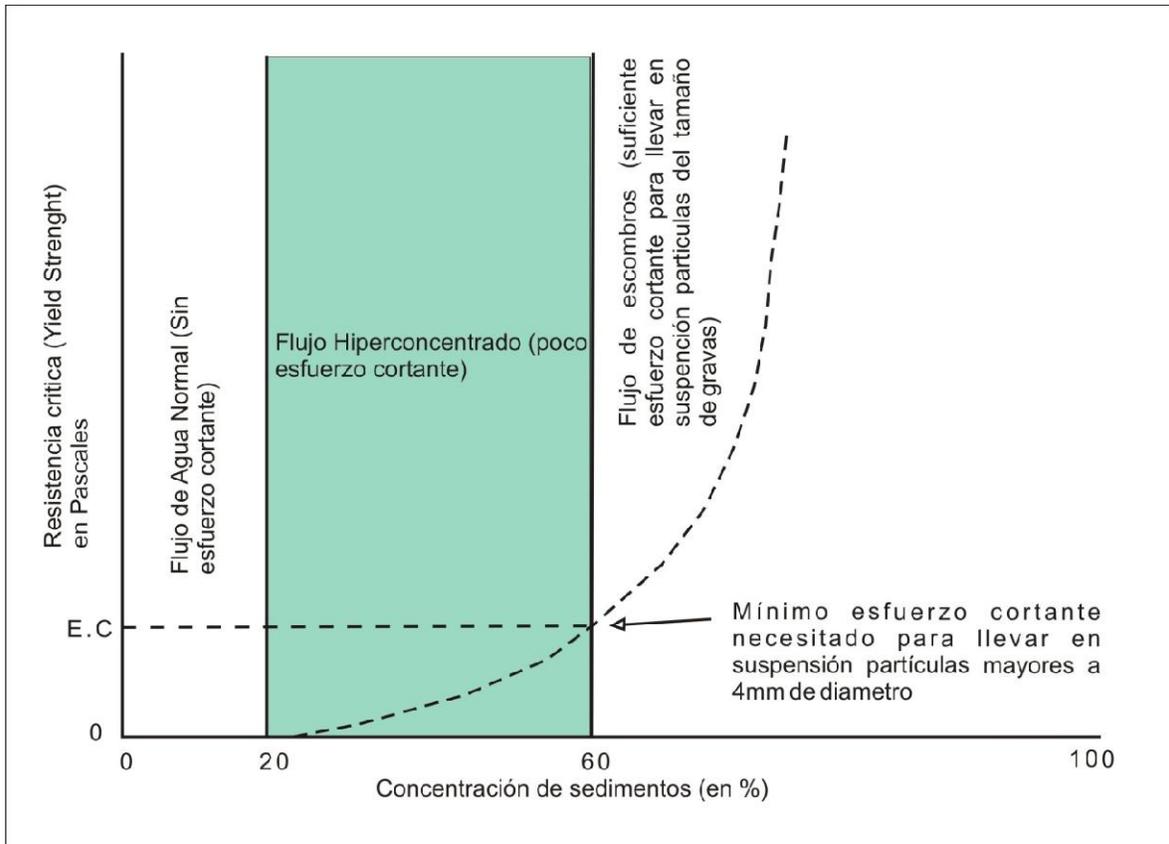


Figura 2.1. Definición de tipo de flujo basada en una curva idealizada de resistencia crítica de una mezcla de sedimentos y agua pobremente clasificada y en la concentración en porcentaje de sedimentos (Modificada de Pierson, 2005)

Los mecanismos de iniciación de un flujo hiperconcentrado pueden incluir: erosión de laderas o canales durante lluvias intensas (Beverage y Culbertson, 1964; Pierson et al., 1996), dilución o depósito selectivo en la cabeza o en la cola de un flujo de escombros (Pierson, 1986; Pierson y Scott, 1985; Cronin et al., 1999, 2000), y aporte de sedimento a flujos de agua por deslizamientos de terreno (Kostaschuk et al., 2003). Pero sin importar el origen del agua, una gran cantidad de sedimento relativamente fino y fácil de ser erosionado es fundamental para su formación.

De acuerdo a Pierson y Scott (1985) existen dos factores que influyen en la transformación de un flujo de escombros a un flujo hiperconcentrado: (1) el flujo de escombros necesita ser lo suficientemente largo para poder recorrer una distancia adecuada para que la transformación del flujo ocurra, (2) la mezcla de sedimentos debe ser relativamente pobre en arcilla (los flujos de escombros ricos en arcilla tienden a no transformarse).

2.2.1 Reología

El agua se comporta como un fluido newtoniano, incluso cuando se mezcla con hasta un 35% (Vol.) de arena o partículas del tamaño de la grava (Fei, 1983; Wan y Wang, 1994). Sin embargo, pequeñas cantidades de finos (limo y arcilla) en suspensión causarán el inicio de una resistencia crítica (yield strength) medible, lo cual marcará el inicio de un comportamiento de un fluido no Newtoniano (Pierson, 2005). La transición entre un comportamiento newtoniano y uno no newtoniano ha sido usada por algunos autores para definir el umbral mínimo de un flujo hiperconcentrado (Qian et al, 1981; Pierson y Costa, 1987; Rickenmann, 1991; Xu, 2000b, 2003). El límite superior entre un flujo hiperconcentrado y uno de escombros puede ser definido también en términos de la resistencia crítica: El punto en el cual la resistencia crítica de la mezcla, combinada con la flotabilidad (*bouyancy*) es suficiente para llevar partículas de 4 mm o mayores totalmente en suspensión (Figura 2.1) (Pierson y Costa, 1987)

Para concentraciones bajas de sedimento, este se mantiene en suspensión debido a fluctuaciones verticales en la turbulencia, mientras que en concentraciones mayores cambian los mecanismos de soporte (Costa, 1988). Con un incremento en las concentraciones de sedimento las propiedades del flujo y del fluido gradualmente comienzan a cambiar, la velocidad de caída disminuye, y la viscosidad y densidad del flujo aumentan (Costa, 1988). La disminución en la velocidad de caída permite que los sedimentos finos permanezcan en suspensión por más tiempo y así sean transportarlos por mayores distancias (Nordin 1963).

2.2.2 Transporte de sedimentos

Existen dos tipos de cargas suspendidas en los flujos hiperconcentrados y en los flujos de agua (Pierson 2005): 1) carga de finos (< 0.125 mm) en suspensión (Cao y Qian, 1990; Xu, 1999); y 2) carga de partículas gruesas, las cuales permanecen en suspensión dinámica por periodos intermitentes de tiempo (Komar, 1988; Bridgeman, 2003). Sin embargo, todas las partículas que conforman la carga de las partículas gruesas eventualmente se depositarán a medida que el flujo disminuye su velocidad o se detiene. Podemos encontrar ambos tipos de carga tanto en los flujos hiperconcentrados y en los de tipo fluvial, sin embargo, el tamaño de grano de la carga gruesa es mayor en los flujos hiperconcentrados. En algunos flujos hiperconcentrados las partículas suspendidas en este tipo de carga son por lo general del orden de pequeños cantos (256mm) (Cronin et al 1999).

La concentración de finos juega un papel trascendental en la mecánica del transporte de los gruesos. Evidencia de campo y experimental sugiere que grandes concentraciones de arena no pueden ser transportadas en suspensión en flujos hiperconcentrados, a menos que, un mínimo de concentración de finos es alcanzado primero (Beverage and Culbertson, 1964; Gerson, 1977; Wan and Song, 1987). En este sentido la carga de finos puede ser considerada como el fluido portador de la carga de gruesos (Wilson, 1985; Cao y Qian 1990).

2.2.3 Características de los depósitos

Los depósitos de flujos hiperconcentrados son similares a los de tipo fluvial (Costa, 1988). Los espesores de los depósitos de un flujo hiperconcentrado pueden variar de decenas de centímetros a algunos metros (Vallance, 2000). Presentan en general depósitos masivos y en ocasiones depósitos burdamente estratificados. Los estratos son por lo general horizontales, más espesos que los de origen fluvial, y pueden tener continuidad lateralmente por varios metros o decenas de metros (Costa, 1988). Pueden tener gradaciones normales o inversas, dependiendo de la

concentración del sedimento (Costa, 1988; Pierson and Scott, 1998), una concentración mayor favorece una gradación inversa. En el techo se forma un nivel enriquecido en finos, expulsado por la compactación (Vallance, 2000). El diámetro promedio del sedimento, varía de arena mediana o gruesa, a grava fina. Los depósitos tienen una asimetría (*Skewness*) positiva (Pierson y Scott, 1998). La distribución granulométrica es generalmente unimodal. Comúnmente se encuentran como depósitos mal clasificados. Frecuentemente presentan un soporte de clastos de tipo clasto-clasto y los intersticios entre estos están vacíos. Los depósitos originados por flujos hiperconcentrados, generalmente son más compactos que aquellos debidos a transporte fluvial; sin embargo, están menos compactados que los originados por flujos de escombros (Pierson y Scott, 1998).

2.3 Flujos de escombros

Los flujos de escombros son una mezcla de sedimentos pobremente clasificados y agua que se mueven, pendiente abajo, bajo el efectos de la gravedad (Iverson, 1997). Ocurren en una gran variedad de ambientes (Sharp y Nobles, 1953; Curry, 1966; Pierson, 1980; Innes, 1983; Van Stejin et al., 1988; Hubert y Filipov, 1989; Nieuwenhizen y Van Stejin, 1990; Harris y Gustafson, 1993; Rickenmann y Zimmermann, 1993; DeGraff, 1994; Boeolhouwers et al., 2000; Pareschi et al., 2000). Los flujos de escombros que remobilizan material de origen volcánico, son conocidos como lahares y son uno de los procesos de remoción en masa más efectivos para movilizar sedimentos poco consolidados en las laderas de los volcanes. (Iverson, 1997; Bovis y Jakob, 1999; De Riso et al., 1999; Gabet y Dunne, 2002) En este trabajo se hará referencia únicamente a los flujos de escombros relacionados con material de origen volcánico.

Se comportan de una manera similar a aquellos generados en otros ambientes, pero pueden diferir en gran medida en cuanto al origen y tamaño. Esta diferencia de tamaño puede ser explicada por la abundancia de material suelto en las laderas de los volcanes; la presencia de rocas alteradas hidrotermalmente en algunos edificios volcánicos; la abundancia de agua almacenada en los glaciares, lagos

cratericos y sistemas hidrotermales; la lluvia que arrastra el material emitido por los volcanes durante las erupciones; y el potencial que tienen estos de liberar grandes cantidades tanto de agua como de sedimento durante e inmediatamente después de una erupción (Vallance, 2005).

En sección longitudinal constan de: (1) cabeza, donde existe una alta concentración de material grueso, que se acumula al frente y en los márgenes del flujo generando resistencia al movimiento y provocando su depósito; (2) cuerpo, en el cual el flujo de escombros se encuentra totalmente desarrollado, y es muy móvil y (3) cola, donde la concentración de sedimentos disminuye y puede dar lugar a un flujo hiperconcentrado (Pierson y Scott, 1985; Pierson y Costa, 1987) (Figura 2.2).

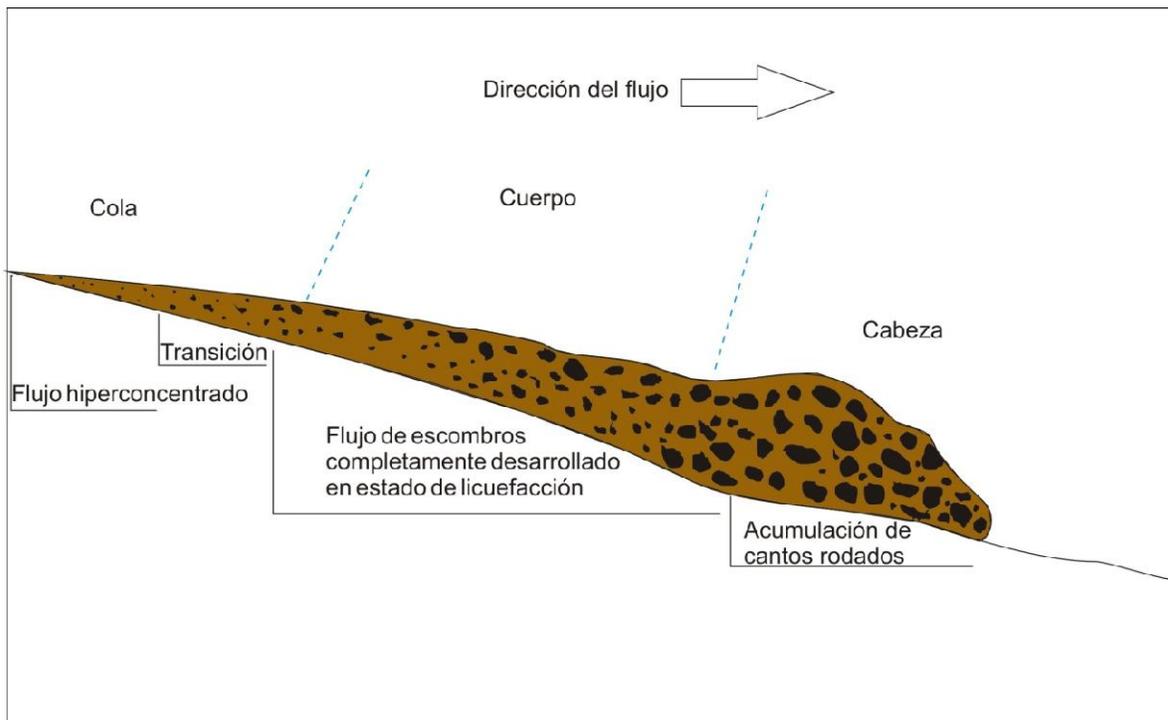


Figura 2.2. Diagrama que muestra las partes de un flujo de escombros (Modificado de Pierson, 1986).

Muchos flujos de escombros evolucionan a partir de flujos de agua al incorporar el material suelto en las paredes de los cauces de los ríos, así como al incorporar agua de los mismos ríos y así evolucionar a fases más diluidas aguas abajo (Vallance, 2005).

De acuerdo con el contenido de arcilla, los flujos de escombros se dividen en cohesivos y no cohesivos (Kurdin, 1973; Pierson y Scott, 1985). Los flujos de escombros cohesivos se caracterizan por un contenido de arcilla mayor al 3-5% del volumen del depósito, debido a que los sedimentos constituyentes presentan un alto grado de alteración hidrotermal (Scott, 1988).

Las diferencias en el comportamiento de los flujos de escombros cohesivos y no cohesivos se correlacionan fuertemente con la textura de la matriz: la matriz de los flujos de escombros cohesivos es una mezcla de arena, limo y al menos 3% de arcilla; y en los no cohesivos se trata también de arena, limo y aproximadamente 1% o menos de arcilla (Scott, 1988).

Los depósitos de los flujos de escombros no cohesivos generalmente están compactos pero menos que los depósitos de su contraparte cohesiva los cuales poseen mayor cantidad de cementante fino (Pierson y Scott, 1988).

2.3.1 Origen de los flujos de escombros

Los flujos de escombros pueden ser sineruptivos (primarios) y posteruptivos (secundarios) o sin relación a una erupción. La Génesis requiere (1) una adecuada fuente de agua, (2) una abundante fuente de sedimentos poco consolidados, por lo general flujos piroclásticos, y depósitos de caída (3) pendientes fuertes y (4) un mecanismo de disparo (Vallance, 2000). Se pueden generar por precipitaciones pluviales intensas que se infiltran en el terreno y remueven materiales sueltos en la superficie; por sacudidas sísmicas, que pueden causar la licuefacción de los suelos ubicados en pendientes altas; por erupciones volcánicas, ya sea asociados a lagos cratericos o coberturas de nieve o hielo sobre los volcanes; por rompimiento de presas naturales o por transformaciones de avalanchas de escombros (Vallance y Scott, 1997).

2.3.1.1 Flujos de escombros inducidos por una repentina liberación de agua y lluvias torrenciales

Los flujos de agua que se mueven a través de sedimentos fácilmente erosionables, comunes en los flancos y laderas de los volcanes fácilmente incorporan estos sedimentos sueltos y pueden llegar a transformarse a flujos hiperconcentrados o de escombros (Vallance, 2005). La erosión o incorporación de sedimento (bulking) es esencial para los flujos de escombros que comienzan con una súbita liberación de agua. La formación de flujos de escombros depende de la mezcla correcta de sedimentos fácilmente disponibles y una adecuada descarga de agua (Smith y Lowe, 1991) (Figura 2.3).

Según los trabajos de Vallance (2000) los flujos de escombros inducidos por una repentina liberación de agua pueden ocurrir por cuatro procesos principales: (1) flujos u oleadas piroclásticas que funden glaciales y capas de hielo acumulado en las laderas de los volcanes liberando grandes cantidades de agua que fluye y erosiona el material piroclástico depositado formando flujos de escombros. Este tipo de Flujos de escombros son considerados como primarios. (2) Algunas erupciones pueden desplazar grandes volúmenes de agua provenientes de lagos cratericos y formar flujos de escombros. (3) Erupciones subglaciales pueden formar lagos subglaciales que eventualmente se rompen como consecuencia de que una sección de la capa superior del hielo se desprenda por flotación y libere el agua atrapada. Grandes rompimientos de este tipo producidos por grandes erupciones son capaces de producir flujos de agua ricos en sedimento llamados Jökulhlaups (Rodolfo, 2000) (4) flujos de escombros debidos a lluvias intensas ocurren a menudo después de erupciones que generan gran cantidad de material piroclástico que se deposita alrededor del volcán. Los flujos de este tipo son frecuentemente pequeños pero muy frecuentes durante las temporadas de lluvia. El tamaño y la frecuencia de estos puede aumentar en los meses o años después de la erupción, para luego lentamente disminuir mientras la red de drenaje y la vegetación se restablecen por si solas (e. g., Monte Pinatubo después de la erupción de 1991) (Vallance, 2000)

Los flujos de escombros y flujos hiperconcentrados que evolucionan a partir de flujos de agua por incorporación de material (Bulking) pueden depositar su carga en áreas donde la pendiente disminuye (Vallance, 2000). Los flujos de escombros ricos en sedimento que fluyen en canales de ríos activos pueden empujar el agua del río al frente de ellos, gradualmente incorporar esa agua y transformarse a flujos hiperconcentrados o fases más diluidas. Las transformaciones de este tipo de flujos comienzan por lo general al frente del mismo (Iverson, 1997).

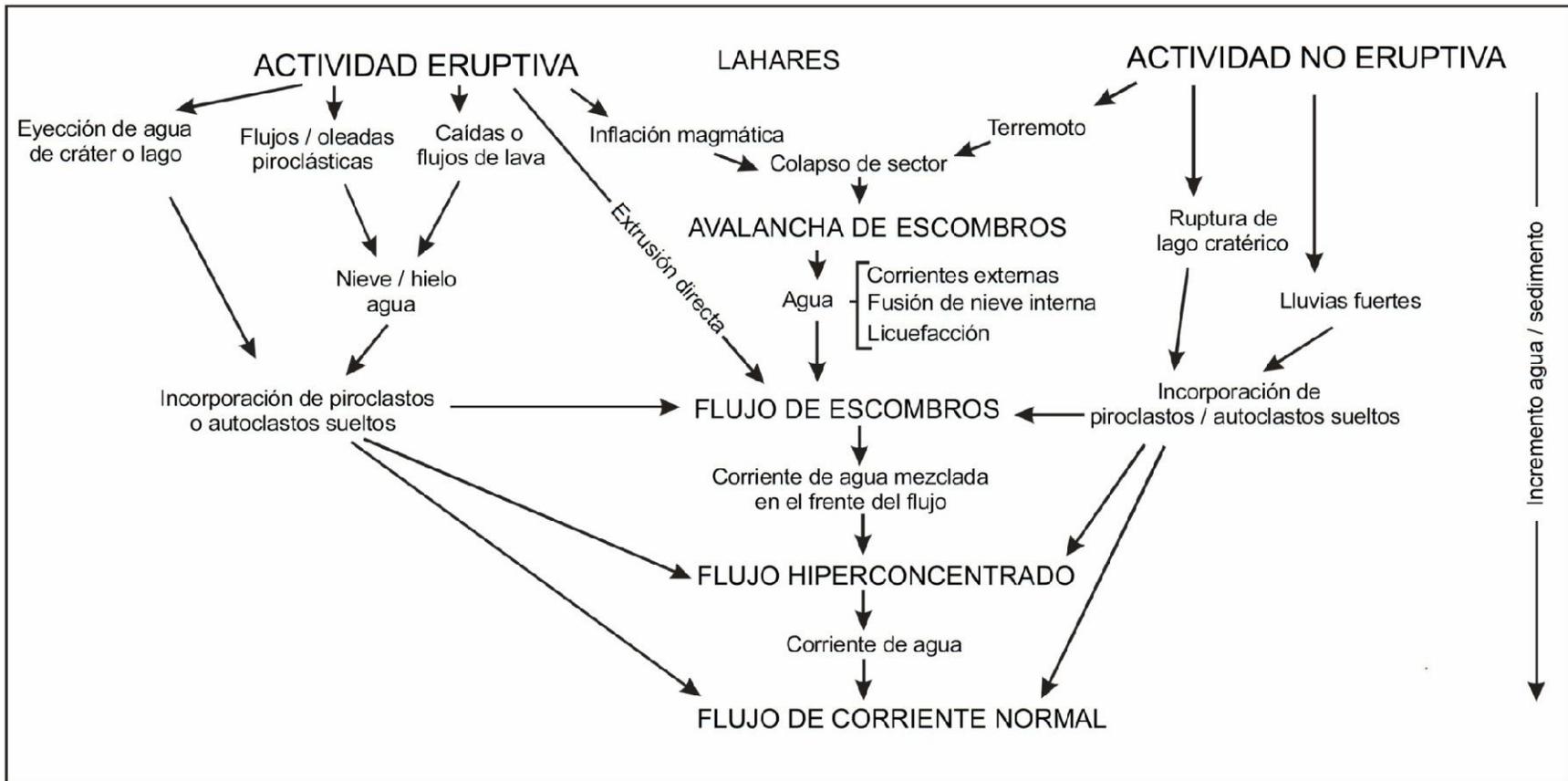


Figura 2.3. Esquema que muestra las relaciones genéticas de fenómenos volcánicos y la generación de avalanchas de escombros, flujos de escombros y flujos hiperconcentrados. Los principales procesos de transporte y deposición de sedimentos están arreglados verticalmente en el centro, de acuerdo a la relación de sedimento - agua en el flujo que se mueve. Estos procesos pueden estar relacionados unos a otros por procesos de dilución o incorporación de sedimentos. Los procesos que pueden liberar grandes volúmenes de agua, o sedimento, o ambos, están enlistados en la cima del diagrama. Las rutas dibujadas a lo largo de las márgenes del esquema indican los tipos de fenómenos de flujo que se pueden esperar dependiendo del grado de dilución o incorporación de sedimentos (tomado de Smith y Lowe, 1991).

2.3.2 Procesos de los flujos de escombros río abajo

2.3.2.1 Procesos de erosión e incorporación de sedimento

De acuerdo con los trabajos de Vallance (2000) los flujos hiperconcentrados son típicamente más erosivos que los flujos de escombros, sin embargo, la erosión se puede presentar en ambos tipos de flujos independientemente de la distancia. En la parte basal de los flujos de escombros la erosión ocurre gradualmente, por el desprendimiento de partículas producto de la erosión progresiva río arriba y por arranque de sedimentos debido al arrastre de las raíces de árboles caídos dentro del flujo. Las raíces de los árboles caídos pueden arrastrar grandes cantidades de sedimento hacia dentro del flujo, y pueden disgregar más sedimento del que está disponible por erosión. Flujos de escombros voluminosos que inundan áreas boscosas pueden incorporar cantidades considerables de sedimento y enormes cantidades de madera a su paso (Vallance, 2000).

Probablemente una de las formas por las cuales un lahar (Flujo de escombros o hiperconcentrado, dependiendo las proporciones de agua y sedimento) es capaz de erosionar e incorporar sedimento (bulking) es por el colapso de grandes cantidades de material proveniente de terrazas y bancos fluviales erosionados lateralmente por el flujo, o de las paredes de los cauces ubicadas en pendientes abruptas, y en menor grado por erosión progresiva en la base del flujo (Pierson y Scott 1998; Vallance, 2000). Grandes flujos de escombros son capaces de incorporar mega-bloques (> 10m en dimensión) provenientes de depósitos poco consolidados o incluso del mismo lecho rocoso en su camino. Estos mega-clastos se pueden mover por decenas de kilómetros antes de deformarse y finalmente romperse en fragmentos individuales (Vallance, 2000).

La incorporación constante de sedimento provoca cambios en las características de un lahar conforme avanza aguas abajo. Transforma flujos normales de agua y flujos hiperconcentrados en flujos de escombros (Vallance, 2000). Sin embargo, en distancias medias los flujos de escombros pueden sufrir una transformación retrograda a flujos hiperconcentrados o incluso a flujos de agua por sedimentación

de la carga de gruesos o incorporación al flujo de grandes cantidades de agua (Iverson, 1997).

2.3.3 Características de los depósitos de los flujos de escombros

Los depósitos de flujo de escombros pueden ser compactos o no dependiendo de sus características (cohesivo, no cohesivo) (Pierson y Scott, 1985). Si existe material grueso, los clastos sobresalen de la superficie del depósito en forma de “nari-ces”. Como consecuencia del drenado de agua de poro post deposicional, se producen estructuras como pipas de drenaje, y capas superficiales de limo y arcilla, las cuales pueden servir como líneas divisorias en secuencias verticales de flujos múltiples de textura similar (Vallance, 2000).

Los depósitos remanentes de estos fenómenos consisten en: *Leeves*, constituidos por material grueso depositado en los márgenes del flujo y; *clúster* resultado de la acumulación de clastos gruesos a lo largo del cauce debido a obstrucciones en la superficie. Los flujos de escombros pueden presentar diferentes patrones de estratificación en función de la velocidad y la topografía (Vallance, 2005).

El depósito puede ser masivo cuando el flujo que emplazó el depósito es muy rápido; con gradación normal debido a la acción de la gravedad y a la sedimentación de cada una de las partes del flujo por separado (Vallance y Scott, 1997); y con gradación inversa cuando el flujo es inicialmente diluido y constituido por sedimentos finos y luego se convierte en uno más grueso (Pierson y Scott, 1985) o cuando las partículas finas caen en huecos que se abren y cierran entre los granos, dejando los clastos más gruesos en la superficie (tamizado cinético).

Cuando la gradación se forma de una manera súbita, generalmente por gravedad, el esfuerzo de cizalla que se genera en la base del flujo propicia el desarrollo de subunidades basales a las cuales se les conoce como capa basal (*sole layers*), y están constituidas por arena y grava. Estas capas poseen una textura diferente al

depósito del flujo, pero el color y la matriz son iguales, lo que sugiere que pertenecen al mismo evento (Vallance, 2000).

El contacto basal de un depósito de flujo de escombros es discordante cuando el flujo se emplazó rápidamente y concordante cuando el emplazamiento fue lento y no erosivo. Granulométricamente, los depósitos de flujo de escombros presentan soporte de matriz o clasto a clasto, el grado de selección es malo a muy malo y la distribución granulométrica generalmente es bimodal o multimodal, pero puede evolucionar a unimodal con la distancia o del fondo a la cima del depósito. La mejora en el grado de selección con el transporte es indicativa de la incorporación de material del substrato (arena y grava), el cual posee un buen grado de selección (Vallance y Scott, 1997).

El grado de redondez de los sedimentos en este tipo de depósitos es heredado del substrato del cual provienen los sedimentos, ya que el tiempo que los sedimentos son sometidos a la abrasión es muy corto. Conforme el flujo viaja río abajo, su capacidad de erosión hace que se incorporen gran cantidad de sedimentos del lecho del río, los cuales presentan una redondez mayor que la de los primeros.

Generalmente, la fábrica es débil y el eje largo de los clastos (eje a) se orienta paralelo a la dirección del flujo y el plano a-b se encuentra inclinado río arriba (Mills, 1984; Major y Voight, 1986; Major, 1997; Vallance y Scott, 1997). Cuando los flujos de escombros encuentran resistencia al flujo o experimentan compresión durante la depositación, los ejes largos tienden a alinearse de manera transversal a la dirección del flujo (Mills, 1984; Major y Voight, 1986).

Capítulo 3. Metodología utilizada

En este capítulo se detallaran los métodos usados, así como sus aplicaciones prácticas para la elaboración de este trabajo. Estos métodos son: Análisis granulométrico (que incluye el método de las intersecciones de Rosiwal, la granulometría total, la integración de datos y el análisis estadístico) dendrocronología, y análisis de componentes.

3.1 Análisis Granulométrico

Para poder realizar el análisis granulométrico en los depósitos estudiados, fueron utilizadas las técnicas de las intersecciones de Rosiwal y el análisis de la granulometría total (Sarocchi, 1996), las cuales son descritas a continuación:

3.1.1 Método de las intersecciones de Rosiwal

Los métodos ópticos se emplean generalmente para realizar análisis granulométricos en depósitos consolidados y no consolidados, de grandes bloques imposibles de analizar con métodos volumétricos clásicos, de paredes verticales de afloramientos que no se puede tener acceso a ellos directamente (Olgun y Norman, 1993; Sarocchi, 1993; Capaccioni y Sarocchi, 1995))

Uno de estos métodos es el método de las intersecciones de Rosiwal. En 1898, Rosiwal descubrió que sobreponiendo líneas rectas al azar a un corte de material y midiendo las intersecciones (clastos que sean cruzados longitudinalmente por alguna línea de la rejilla sobrepuesta a la imagen del afloramiento; el número de líneas que pueden cruzar a un clasto no deberá ser mayor a dos) a lo largo de estas líneas, la razón entre la longitud total de las intersecciones y la longitud total de las líneas utilizadas, era igual a la razón entre la superficie ocupada por los rasgos y la superficie total medida.

La relación entre intersecciones y áreas se puede extender a la relación entre áreas y volúmenes por medio de la relación descubierta por Delesse (1847):

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

Donde Ll es la longitud de las intersecciones sobresalientes de los rasgos; Lt , la longitud total de la línea analizada; Aa , el área ocupada por los rasgos de las partículas; At , el área total analizada; Va , el volumen ocupado por las partículas; y Vt , el volumen total analizado. Para que los resultados obtenidos por este método sean confiables se debe realizar un suficiente número de mediciones, las cuales varían entre 300 y 600 por depósito (DeHoff y Rhines, 1968; Járαι et al., 1997; Sarocchi, 2006).

Por medio de este método es posible efectuar una granulometría óptica a lo largo de una línea que se sobreponga al depósito y que sea lo suficientemente larga como para medir un número suficientemente grande de intersecciones. Para lograr esto se deberá colocar sobre una imagen de un afloramiento una rejilla de líneas regularmente espaciadas (Figura 3.1) y paralelas a las superficies de discontinuidad de las unidades internas del depósito o superficies de deslizamiento. Por medio de la misma rejilla, es posible reconstruir cuantitativamente, de manera rápida y precisa perfiles granulométricos verticales del afloramiento (Sarocchi et al., 2005, Sarocchi, 2006) (Figura 3.2).

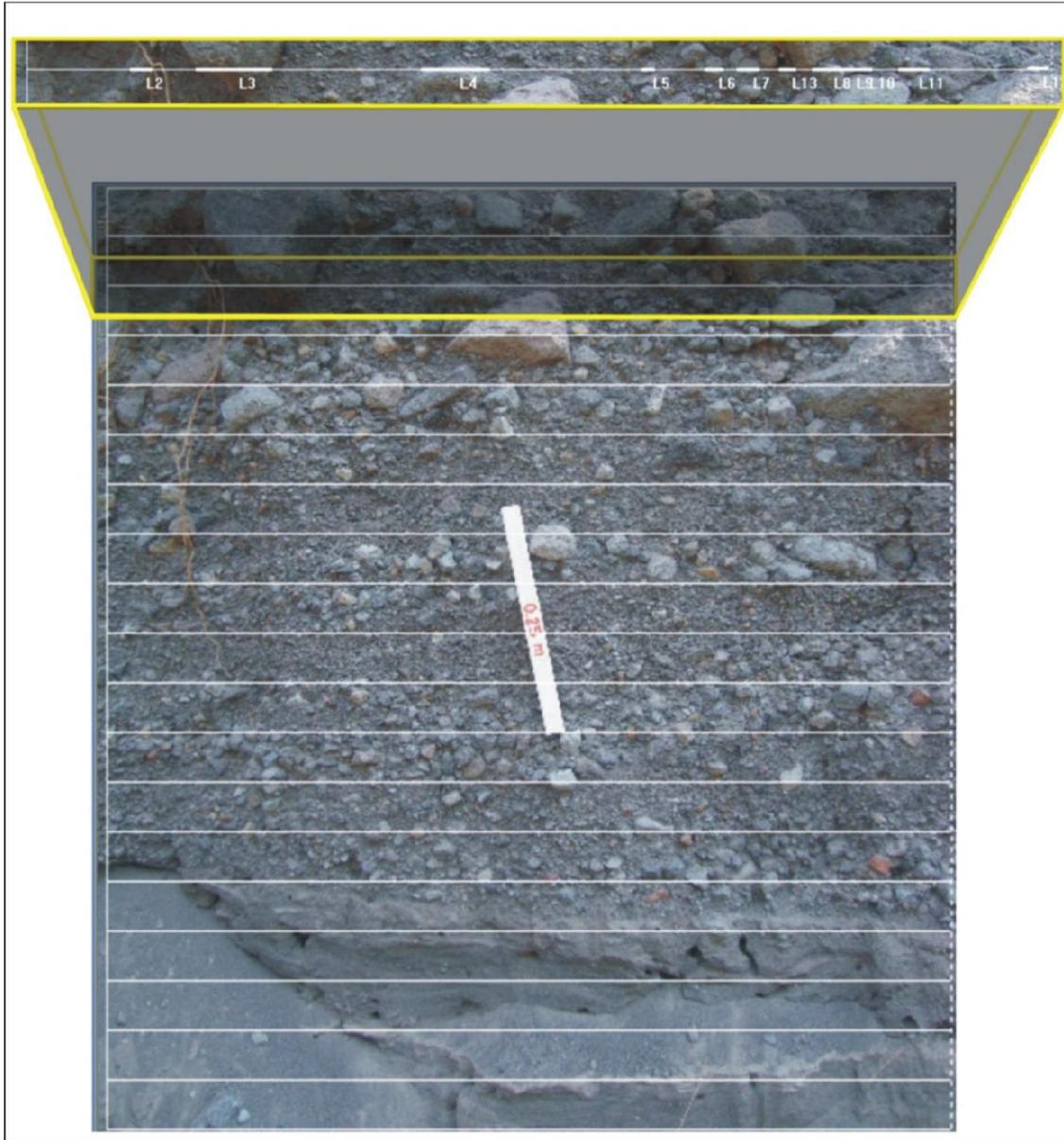


Figura 3.1. Ejemplo de la aplicación del método de las intersecciones de Rosiwal. Se muestra la rejilla sobrepuesta a la imagen de un depósito y las intersecciones marcadas como segmentos más gruesos en la línea de medición en la parte superior de la figura.

Cada línea analizada proporciona datos estadísticos sobre los clastos de los depósitos, como tamaño promedio, mediana, grado de clasificación o *sorting*, razón de bloques contra matriz (B/M), 5° percentil (P_5) relacionado con los bloques más grandes, etc. Se pueden realizar mediciones con una precisión muy alta dependiendo de la longitud y homogeneidad del afloramiento.

Para la realización del análisis óptico en este trabajo se tomaron fotografías en todos los afloramientos seleccionados, y se tomaron a su vez, fotografías de cada unidad que conformaban cada afloramiento. Cada fotografía fue dimensionada con diferentes escalas según fuera el tamaño del depósito o unidad (se contó con escalas de 25 cm, 50 cm, y 100 cm). Para el análisis óptico se utilizó el método de las intersecciones de Rosiwal (Sarocchi, et al., 2005). Se realizaron las correcciones pertinentes a la longitud de las intersecciones que así lo ameritaran debido a la perspectiva (Sarocchi et al., 2005). Se midieron en promedio entre 100 y 400 intersecciones y entre 18 y 20 líneas por fotografía, y los clastos medidos tenían en promedio dimensiones entre -3ϕ y -10ϕ . Se consideró como matriz a los clastos cuyas dimensiones fueran inferiores a 2 mm. El procesamiento de las imágenes realizadas en este estudio se llevó a cabo usando el software Image PRO Plus (Media Cybernetics Inc.).

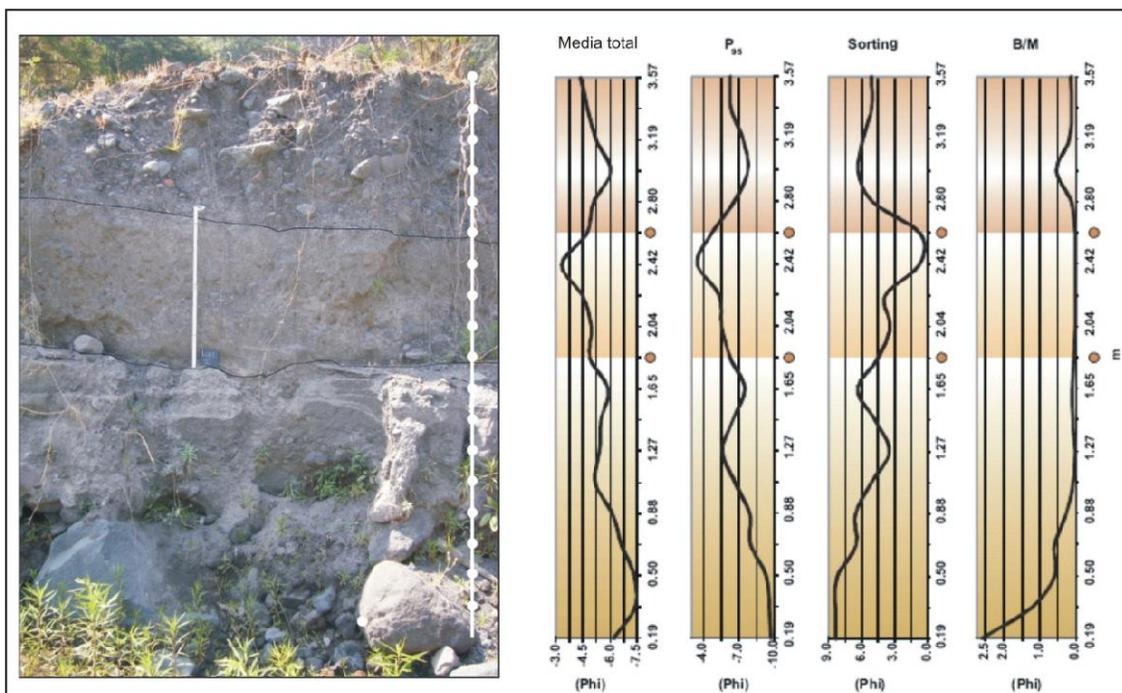


Figura 3.2. Ejemplo de perfiles verticales de algunos parámetros estadísticos (Media Total, P_{95} , Clasificación o sorting, y Bloques sobre matriz o B/M) obtenidos con el método de las intersecciones de Rosiwal. En la figura aparece el depósito LUM 5 (a la izquierda), ubicado en la parte media de la barranca “La Lumbre” del Volcán de Colima.

3.1.2 Granulometría total

Los depósitos de flujos de escombros están caracterizados por su mala clasificación. La granulometría de estos depósitos varía desde bloques de metros de diámetro hasta partículas con diámetros sub - milimétricas. Por esta razón un solo método analítico no es suficiente para cubrir el amplio espectro granulométrico de estos depósitos. Es por eso que se vuelve necesario combinar varios métodos que puedan englobar tan amplio espectro y de manera confiable, de tal forma que se pueda determinar una granulometría total (Sarocchi, 2006). Por lo general las partículas inferiores en tamaño a 4ϕ son analizadas por métodos de sedimentación (basados en la ley de Stokes), a las partículas entre 4ϕ y -4ϕ se les analizan por métodos de tamizado y a las partículas mayores a -4ϕ se les analiza por métodos ópticos (Intersecciones de Rosiwal).

3.1.3 Análisis por tamizado

Se recolectaron en campo muestras de cada unidad que conformaba cada afloramiento, se tomo en promedio 2 kg de muestra en cada unidad. A dichas muestras se les realizó un análisis granulométrico por tamizado en seco, en los intervalos entre -6ϕ y 4ϕ , utilizando tamices estándar ASTM, con un paso de 1ϕ . Debido a que el material muestreado tiene un gran contenido de Pómez y andesitas vesiculadas se realizó una agitación de solo 8 minutos en una maquina Tyeler Ro-Tap. Las fracciones tamizadas fueron pesadas en una báscula de precisión (± 1 gr.). Se tamizó en promedio 900 gr de cada muestra y finalmente se sumaron los pesos de las fracciones para así obtener la distribución completa de la muestra.

3.1.4 Análisis por métodos sedimentológicos

El método fotosedimentográfico integra las características clásicas de los métodos granulométricos por sedimentación (basado en la ley de Stokes) con mediciones fotoeléctricas realizadas por medio de un haz de luz que atraviesa la suspen-

sión de partículas que es objeto de estudio (Kaye, 1999). Este método puede analizar partículas del orden de entre 500 y 0.5 – 1 μm y requiere tan solo de 25 – 75 g. de material por litro (Stein, 1985; Singer et al., 1988).

La ley de Stokes dice que la velocidad de caída (w_s) de una partícula esférica en un fluido está definida por:

$$w_s = \Delta\rho \cdot g \cdot d^2 / 18\mu$$

Donde $\Delta\rho$ es el contraste de densidad entre el fluido y la partícula; g es la aceleración de la gravedad; d es el diámetro de la partícula; y μ es la viscosidad del líquido. Al medir la velocidad de caída de la suspensión en un momento determinado y conociendo los demás parámetros de la ecuación anterior, se puede cuantificar la concentración de partículas de determinada dimensión que estén presentes en la suspensión.

3.1.5 Integración de los datos

Para poder integrar los datos obtenidos de los tres análisis realizados, dichos análisis fueron hechos de tal forma que las distribuciones granulométricas obtenidas se sobrepusieran en una o más fracciones. De esta manera el análisis óptico comenzó con la fracción de -4ϕ y el tamizado finalizó en la clase de -4ϕ , a su vez el tamizado y el método sedimentológico se traslaparon en la clase de 4ϕ . De estos valores sobrepuestos se escogió el que fuera más representativo y concordante con las distribuciones granulométricas obtenidas en las demás fracciones.

3.1.6 Análisis estadístico

Una vez obtenidas las distribuciones granulométricas totales, estas fueron analizadas con el programa DECOLOG 2.0 (Borselli y Sarocchi, 2004-2006; www.DECOLOG.org). El programa separa la distribución granulométrica total en

las curvas Log-normales mas aproximadas a las modas principales de la distribución. Esto es gracias al algoritmo creado por Storn y Price (1997a, 1997b) llamado “*differential evolution*”. El programa proporciona los parámetros estadísticos principales de cada log-normal y de la distribución total por medio de varios métodos de interpolación (Método de Folk y Ward; Montecarlo y del promedio pesado de los componentes).

3.2 Análisis de componentes

La proporción de los componentes de un depósito de flujo de escombros, refleja su modo de formación y algunos detalles de los mecanismos de transporte del flujo (Cas y Wright, 1987). En el presente trabajo se realizó este análisis para separar los componentes juveniles, líticos, cristales, vidrio, y también se separó la madera encontrada. Se hizo el análisis de todas las unidades que conforman tres de los afloramientos seleccionados entre los estudiados y al del flujo piroclástico de 1913. Los afloramientos seleccionados son: LUM 2, LUM 5 y LUM 10). Las clases estudiadas fueron las de -1ϕ a 3ϕ . Las fracciones analizadas fueron lavadas en un baño de ultrasonidos Las muestras de cada clase fueron colocadas por separado en vasos de precipitado que contenían acetona en grado reactivo por un tiempo de 10 minutos, posteriormente se retiró la acetona y se agregó agua destilada a las muestras y se dejaron en la maquina por 10 minutos más. Finalmente las muestras fueron secadas en un horno a la temperatura de $50\text{ }^{\circ}\text{C}$ por un promedio de 8 horas. Las muestras fueron separadas y contadas en un microscopio estereoscópico. Se contaron en promedio 300 partículas por clase.

3.3 Medición de volumen y área

Para la medición del volumen y el área del depósito se procedió a usar la siguiente metodología:

Primeramente se hicieron mediciones del ancho del cauce de la barranca, a través del programa Google Earth 5.1. Las mediciones se hicieron de manera perpendi-

cular al cauce el río, con paso de 100 m, empezando 100 m antes del primer afloramiento y terminando 100 m después del último afloramiento. Se hicieron en total 148 mediciones a lo largo de la barranca. Con el fin de calcular el volumen de los depósitos se utilizaron los espesores medidos en el campo.

Para el cálculo del volumen se dividió el depósito en una serie de segmentos rectangulares, con uno de los dos lados correspondiente al paso de 100 metros y con el ancho correspondiente al promedio de los anchos medidos en el tramo considerado (figura 3.3). De esta forma se puede calcular el área de un segmento rectangular. El cálculo del volumen se obtiene multiplicando el área obtenida por el espesor promedio de la unidad considerada en el mismo tramo. El volumen total del depósito se calcula sumando el volumen de cada paralelepípedo rectangular.

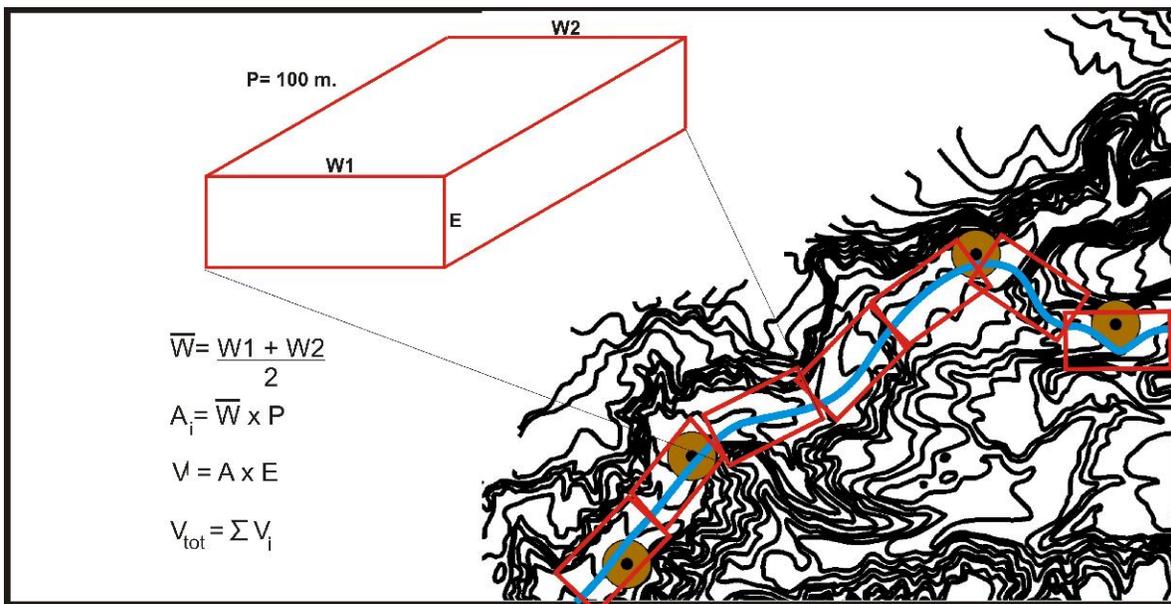


Figura 3.3. Figura en donde se detalla la metodología usada para el cálculo del volumen y del área. Donde p= al paso de 100 m. entre cada punto de medición, w1 y w2 son los anchos del cauce medidos, E es el espesor promedio de cada unidad, o del conjunto de los tres depósitos, según sea el caso, \bar{W} es el promedio de los cauces medidos, A_i es el área del segmento rectangular, V_i es el volumen del paralelepípedo rectangular, y V_{tot} es el volumen total.

3.4 Análisis Dendrocronológico

La dendrocronología (del griego *dendros*, árbol, y *cronos*, tiempo) es, en sentido amplio, la ciencia que data los anillos anuales de crecimiento de los árboles. En 1901 Andrew E. Douglass, notó diferencias en el ancho de los anillos de un pino en Arizona, EUA. Para 1911, Douglass empezó a realizar análisis más profundos con los anillos y concluye que el crecimiento de los mismos, está condicionado por el clima y por las condiciones locales del hábitat (Villanueva et. al., 2004).

La dendrocronología se basa en el principio de que los anillos de los árboles formados bajo condiciones semejantes (en la misma estación y en lugares cercanos) han de mostrar rasgos comunes. Por tanto, se ha de observar entre tales árboles una semejanza en los anillos formados a lo largo de su vida.

La dendrocronología tiene diversas aplicaciones siendo una de ellas la dendrovolcanología. Es un método que ha aportado interesantes resultados, sobre todo por la identificación y fechamiento de erupciones volcánicas, como el trabajo de Biondi et al. (2003), en el cual fue posible reconocer una erupción explosiva del Volcán de Colima (México), que mantuvo el bosque de las laderas del Nevado de Colima, con espesores de tefras de hasta 50 cm. La reducción en el crecimiento de los anillos, de 1913 a 1914, fue observada en el 73% de los individuos muestreados (*Pinus hartwegii*), por lo que queda de manifiesto la inhibición del crecimiento por la cubierta de ceniza. Incluso es posible datar erupciones volcánicas, extrayendo muestras de árboles muertos por el emplazamiento de piroclastos incandescentes, como el trabajo de Millar et al (2006) quienes identifican una fuerte erupción ocurrida en 1350 d.C. en los campos volcánicos de la Sierra Nevada (EUA).

Especial interés resultan los estudios dendrocronológicos en terrenos volcánicos, como el de Pierson (2007), ya que con estos métodos asigna edades absolutas a las nuevas formas de relieve post-volcánico, con base en el período de colonización del arbolado (Douglas fir), después de un periodo de estabilidad del terreno. Además realiza una comparación entre tres zonas volcánicas de las Cascadas

(Monte Santa Elena, Monte Rainier y Monte Hood), para estimar cuánto tarda un pino en recolonizar, ya que depende del tipo de suelo y de las condiciones climáticas. De esta manera se realizan las correcciones temporales pertinentes y se puede obtener una edad mínima más precisa de las nuevas superficies geomórficas.

Las muestras extraídas de árboles vivos resultan fundamentales para iniciar la confección de la cronología de referencia, ya que el último año de la muestra procedente de un árbol vivo se corresponderá con el año actual, si muestreamos después de la estación vegetativa (primavera, verano), o con el año anterior, si muestreamos antes. La extracción de la muestra, también llamada núcleo o testigo, se realiza con ayuda de una barrena forestal de incrementos. Mediante esta herramienta se pueden extraer muestras de una longitud variable, según la dimensión de la barrena, aunque el diámetro nunca será superior a los cinco milímetros. Se obtienen, por lo general, dos muestras de cada árbol, para poder obtener una visión más completa del crecimiento del tronco.

Capítulo 4 Resultados obtenidos

En el presente capítulo se muestran los resultados obtenidos por medio de las metodologías explicadas en el capítulo anterior, así como ubicación de las muestras, y una breve descripción del depósito.

4.1 Ubicación de las muestras

Las muestras analizadas para este trabajo fueron recolectadas a lo largo de la barranca “La Lumbre” (Figura 4.1), ubicada en el sector Sur-Oeste del Volcán de Colima. Si bien es cierto que la barranca de la Lumbre no es la única en donde se pueden encontrar afloramientos de lahar relacionados con la erupción de 1913 se decidió escoger esta barranca debido a que es una de las más activas e importantes de la zona. La barranca “La lumbre” es un rasgo morfológico característico del volcán y uno de los principales sistemas de drenaje del mismo. Colecta agua de “el Playón”, una amplia cuenca intra-caldera delimitada al norte por la pared de la caldera del “Paleofuego”, y al sur por el Volcán de Colima.

El primer afloramiento encontrado se localiza a 6.19 km. de distancia del centro del cráter a 1706 msnm, mientras que el afloramiento más distal encontrado se localiza a aproximadamente 14.7 km de distancia del primero a 869 msnm. Se escogieron en total 10 afloramientos para el levantamiento de las muestras los cuales fueron distribuidos de tal manera que se pudo cubrir casi la totalidad del área de la barranca (Tabla 4.1 y Figura 4.1). Se decidió tomar una muestra en la parte superior, media y basal del afloramiento y se tomaron aproximadamente 2kg de muestra.

De cada afloramiento se tomaron fotografías con una cámara réflex digital 24 x 36 (15 Mpx) y un objetivo zoom 28-80 mm de longitud focal a una distancia promedio de 4-5 m. Con la única finalidad de efectuar un estudio granulométrico a través del método de las intersecciones de Rosiwal (Sarocchi, 2006). Se tomó como escala

dimensional una regla de 1m para el afloramiento en general y escalas de 25 y 50 cm para análisis ópticos más detallados. En cada afloramiento se registraron las coordenadas con un GPS barométrico Garmin 60 CSx. Las muestras fueron tomadas en tres sesiones de trabajo de campo: julio de 2008, febrero de 2009 y abril de 2009.

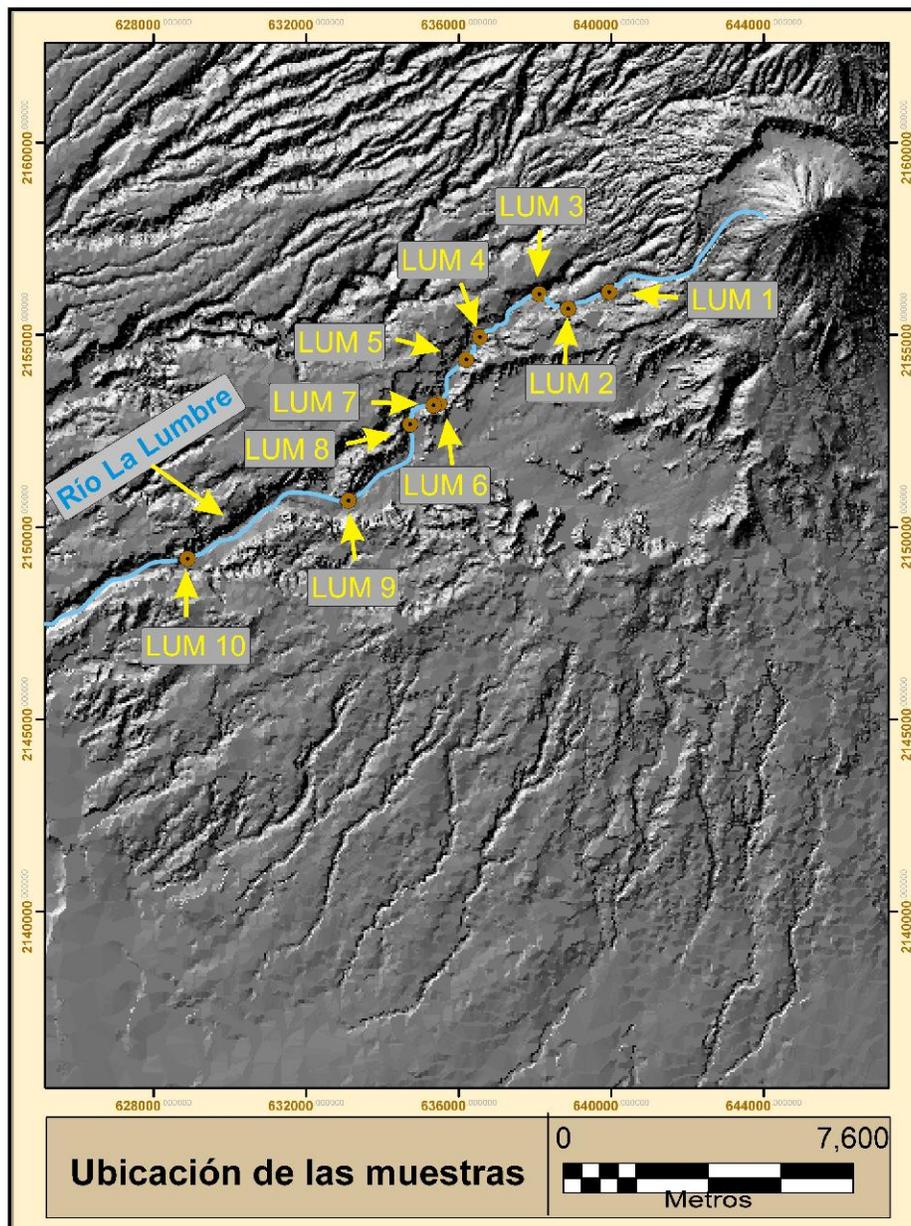


Figura 4.1. Plano de ubicación de las muestras recolectadas en la barranca la lumbré.

Afloramiento	Coordenadas geográficas		Muestra	Distancia del cráter (Km), medida a lo largo de la barranca	Posición en el afloramiento
	Norte	Oeste			
LUM 1	19°29'31.19"N	103°40'20.76"O	LUM 1 a	7.15	Parte superior
	19°29'31.19"N	103°40'20.76"O	LUM 1 b	7.15	Parte central
	19°29'31.19"N	103°40'20.76"O	LUM 1 c	7.15	Parte inferior
LUM 2	19°29'26.29"N	103°40'36.61"O	LUM 2 a	7.65	Parte superior
	19°29'26.29"N	103°40'36.61"O	LUM 2 b	7.65	Parte central
	19°29'26.29"N	103°40'36.61"O	LUM 2 c	7.65	Parte inferior
LUM 3	19°29'39.08"N	103°41'2.47"O	LUM 3 a	8.66	Parte superior
	19°29'39.08"N	103°41'2.47"O	LUM 3 b	8.66	Parte central
	19°29'39.08"N	103°41'2.47"O	LUM 3 c	8.66	Parte inferior
LUM 4	19°29'3.36"N	103°41'56.05"O	LUM 4 a	10.73	Parte superior
	19°29'3.36"N	103°41'56.05"O	LUM 4 b	10.73	Parte central
	19°29'3.36"N	103°41'56.05"O	LUM 4 c	10.73	Parte inferior
LUM 5	19°28'44.23"N	103°42'8.42"O	LUM 5 a	11.53	Parte superior
	19°28'44.23"N	103°42'8.42"O	LUM 5 b	11.53	Parte central
	19°28'44.23"N	103°42'8.42"O	LUM 5 c	11.53	Parte inferior
LUM 6	19°28'7.25"N	103°42'32.82"O	LUM 6 a	12.86	Parte superior
	19°28'7.25"N	103°42'32.82"O	LUM 6 b	12.86	Parte central
	19°28'7.25"N	103°42'32.82"O	LUM 6 c	12.86	Parte inferior
LUM 7	19°28'5.50"N	103°42'38.01"O	LUM 7 a	13.01	Parte superior
	19°28'5.50"N	103°42'38.01"O	LUM 7 b	13.01	Parte central
	19°28'5.50"N	103°42'38.01"O	LUM 7 c	13.01	Parte inferior
LUM 8	19°27'9.66"N	103°43'11.23"O	LUM 9 a	15.34	Parte superior
	19°27'9.66"N	103°43'11.23"O	LUM 9 b	15.34	Parte central
	19°27'9.66"N	103°43'11.23"O	LUM 9 c	15.34	Parte inferior
LUM 9	19°26'45.51"N	103°43'55.31"O	LUM 11 b	16.87	Parte central
	19°26'45.51"N	103°43'55.31"O	LUM 11 c	16.87	Parte inferior
LUM 10	19°25'57.42"N	103°46'20.44"O	LUM 11 b	21.7	Parte central
	19°25'57.42"N	103°46'20.44"O	LUM 11 c	21.7	Parte inferior

Tabla 4.1. Datos específicos sobre las muestras recolectadas en la barranca la Lumbre.

4.2 Descripción de la secuencia de depósitos

Se dividió longitudinalmente a esta secuencia de depósitos en tres partes, proximal, media y distal, en base sobre todo a características morfométricas como el ancho del cauce y la pendiente de la barranca. Las divisiones entre zonas se escogieron en lugares con cambios evidentes en ambos parámetros (Figura 4.2). La zona proximal llega hasta los 9.95 km de distancia en línea recta del cráter, la zona media abarca de los 9.95 km hasta los 13.32 km de distancia y la zona distal hasta el último de los afloramientos, el LUM 10 ubicado a 18.49 km de distancia en línea recta al cráter del volcán. Estos lugares coinciden de manera aproximada al puente “La Lumbre” (Limite entre zona proximal y media) y a la intersección entre el río La Lumbre y El Zarco – Santa Cruz (límite entre la zona media y la zona distal).

De la misma manera se dividió verticalmente en tres unidades deposicionales (en esta tesis se utilizarán indistintamente los términos depósito y unidad deposicional) llamadas Unidad inferior, intermedia y superior, basado en que cada unidad presenta características texturales, color y granulometría diferentes y además se pueden apreciar de manera clara los límites entre estas unidades. Si bien es cierto que lateralmente algunas características pueden variar de afloramiento en afloramiento, a grandes rasgos las tres unidades tienen continuidad longitudinalmente, y conservan similitud en los distintos afloramientos en que aparecen. Las tres unidades son evidentemente relacionadas con tres eventos deposicionales distintos

4.2.1 Zona proximal

La zona proximal abarca los afloramientos LUM 1, LUM 2, LUM 3, LUM 4 y LUM 5. Consta de tres unidades, las cuales se describen individualmente a continuación.

4.2.1.1 Unidad inferior

La unidad inferior presenta espesores de hasta 2.11 m, es masiva, heterolitológica, con soporte de clastos clasto a clasto aunque en algunas zonas presenta lentes con soporte por matriz arenosa (arena gruesa). Los clastos van de subredondeados a subangulosos y llegan a tener diámetros de hasta poco más de un metro. Presenta fragmentos de andesita de color oscuro, rojo, gris y pómez principalmente. La clasificación tiende a empeorar aguas abajo. Hacia la parte intermedia de esta zona (LUM 4) se observan pequeñas subdivisiones de esta unidad, se trata de capas de aproximadamente 20 cm de material más fino y mejor clasificado ubicadas en la parte media de la unidad, estas capas son de carácter local, es decir, no tienen continuidad lateral.

4.2.1.2 Unidad intermedia

La unidad intermedia cuenta con espesores de hasta 82 cm, se presenta masiva, es heterolitológica, con soporte de clastos en su mayoría por matriz arenosa (arena media a gruesa) aunque existen algunas zonas o lentes con soporte clasto a clasto. Los clastos van de subangulosos a subredondeados y los más grandes llegan a tener diámetros de hasta 25 cm, sin embargo en el afloramiento LUM 2 existe un bloque de casi un metro de diámetro. Está conformada por fragmentos de andesita de color oscuro, rojo, gris y pómez principalmente. La clasificación de esta unidad tiende a empeorar hacia la parte media de la zona, sin embargo después del afloramiento LUM 3 muestra una notable mejoría. Se puede observar una capa de aproximadamente 15 cm en la parte basal de la unidad caracterizada por contener material más fino y mejor clasificado, presentar laminaciones, y se puede observar a lo largo de esta zona proximal.

4.2.1.3 Unidad superior

Presenta espesores de hasta 96 cm, es masiva, heterolitológica, con clastos soportados en su mayoría clasto a clasto, sin embargo el soporte por matriz también se puede observar hacia la parte media de esta zona. Los clastos varían de subangulosos a subredondeados llegando a tener dimensiones de hasta 30 cm. Está

formada por fragmentos de andesita de tonalidades oscura, rojiza y grisácea y pómez principalmente. La clasificación es peor aguas arriba.

4.2.2 Zona Media

En esta zona se encuentran los afloramientos LUM 6, LUM 7 y LUM 8. Consta de tres unidades las cuales se describen a continuación.

4.2.2.1 Unidad Inferior

La unidad inferior en esta zona presenta espesores de hasta 2.33 m, es en general masiva, heterolitológica, el soporte de clastos es en general clasto a clasto, los clastos son subredondeados a redondeados y llegan a tener diámetros de hasta 55 cm. Está conformado principalmente por fragmentos de andesita (roja, oscura y gris) y pómez. La clasificación empeora ligeramente aguas abajo. En el afloramiento LUM 7 se observa como esta unidad se divide en dos, se aprecia un cambio tanto textural como granulométrico, existe una acumulación de clastos gruesos hacia la base.

4.2.2.2 Unidad intermedia

La unidad intermedia llega a presentar espesores de hasta 1.04 m, es masiva, heterolitológica, con clastos soportados por matriz arenosa, sin embargo en algunas zonas se presenta un soporte clasto a clasto, los clastos son subredondeados a subangulosos siendo los de mayor diámetro de aproximadamente 25 cm. Los componentes principales son fragmentos de andesita (oscura, roja y gris) y pómez. En esta zona la unidad intermedia puede ser subdividida en dos subunidades, las cuales se pueden seguir lateralmente. Existen diferencias en la textura de ambas, la parte inferior presenta una acumulación de clastos gruesos (de hasta 25 cm) mientras que los de la superior son de menor tamaño. No se aprecia algún tipo de contacto entre ambas “sub unidades”.

4.2.2.3 Unidad superior

Esta unidad llega a presentar espesores de hasta 88 cm, es masiva, heterolitológica, se observa un soporte de clastos en su mayoría clasto a clasto, los clastos son subangulosos a subredondeados y llegan a ser de hasta 30 cm de diámetro. Está conformado principalmente por fragmentos de andesita de color rojo, gris y oscuro además de pómez. La clasificación tiende a mejorar conforme se avanza a la zona distal.

4.2.3 Zona distal

En esta zona se encuentran los afloramientos LUM 9 y LUM 10. Está formado por dos unidades (no está presente la unidad superior) las cuales se describen a continuación.

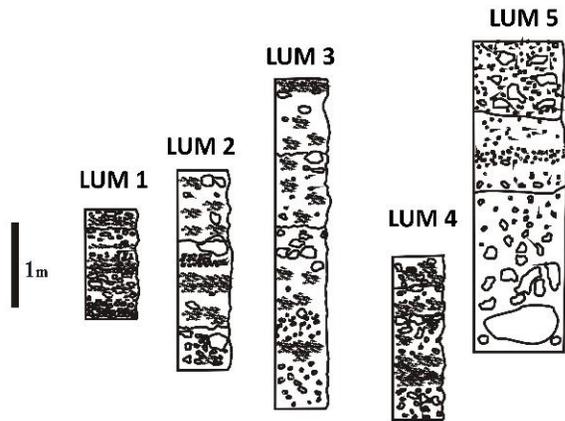
4.2.3.1 Unidad Inferior

En esta unidad se pueden encontrar espesores de hasta 2.31 m, es masiva, heterolitológica, en general el soporte de clastos es clasto a clasto, los clastos son subredondeados, llegando a tener dimensiones de hasta 50 cm, los componentes principales son fragmentos de andesita y pómez.

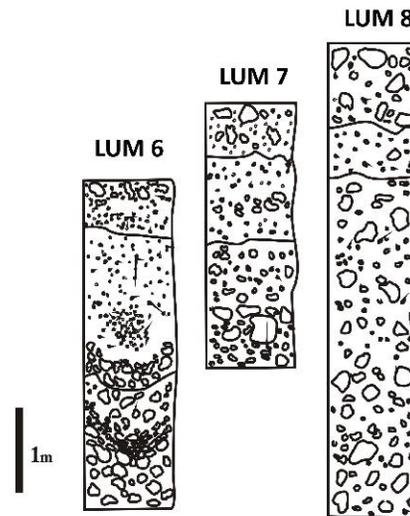
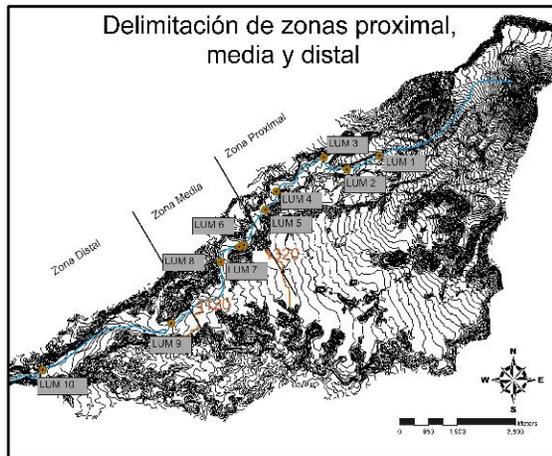
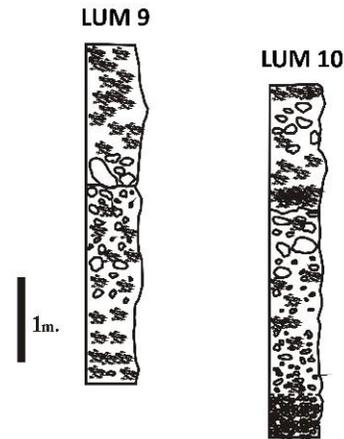
4.2.3.2 Unidad intermedia

En la unidad intermedia se encuentran espesores de hasta 1.6 m, es de carácter masivo, heterolitológica, el soporte de clastos es por matriz arenosa, los clastos son subredondeados y de hasta 40 cm aproximadamente, está conformado principalmente por andesita gris, oscura y roja y pómez.

Zona Proximal



Zona Distal



Zona Media

Figura 4.2. En esta figura se delimita espacialmente las zonas proximal, media y distal sobre un plano topográfico de la cuenca del río la Lumbre así como la ubicación de los afloramientos en el mismo. Además se presentan columnas estratigráficas con sus respectivas claves de todos los afloramientos estudiados.

4.3 Estratigrafía

Los depósitos de lahar de 1913 formaron una terraza que es intermitente a lo largo de la barranca, es decir no aflora en la totalidad de la misma. Dentro de la barranca la Lumbre se distinguen distintos niveles de terrazas (Figura 4.3): T1) que para este estudio son las terrazas correspondientes a los depósitos de las terrazas más recientes (Capra et al., 2009); T2) que es el nivel de terraza asignado a los depósitos de lahar relacionado con la erupción de 1913; T3) que ha sido asignado a las terrazas formadas por los flujos piroclásticos de 1913. Específicamente en las zonas proximal y media ese es el orden en los niveles de terrazas, lo que permitió ubicar estratigráficamente nuestra terraza y poder seguirla longitudinalmente. En la zona distal la terraza T3 no aflora pues probablemente el flujo piroclástico no tuvo ese alcance o ha sido erosionada por completo. Cabe recalcar que en algunos afloramientos algunas terrazas solo afloran en uno de los dos márgenes (izquierdo o derecho) debido posiblemente a la topografía y a la ubicación del nuevo cauce del río.

Cada afloramiento (a excepción de LUM 9 y 10) está formado por tres unidades deposicionales, estas son constantes, y a grandes rasgos conservan características texturales que en cierta medida pueden distinguir estos depósitos de otros más recientes o más antiguos. Los afloramientos estudiados (como se verá posteriormente) muestran un patrón granulométrico longitudinal sin cambios abruptos, es decir, los cambios entre los parámetros granulométricos medidos en cada afloramiento son graduales, lo que evidencia una relación entre las unidades estudiadas. Si bien es cierto, este tipo de depósitos son muy cambiantes lateralmente y en un ambiente como el del Volcán de Colima es muy difícil relacionar los depósitos lateralmente, las variaciones longitudinales encontradas en los espesores, en los parámetros granulométricos y en los componentes, evidencian patrones que nos hacen pensar que los afloramientos escogidos tienen relación entre ellos y pueden ser seguidos longitudinalmente.

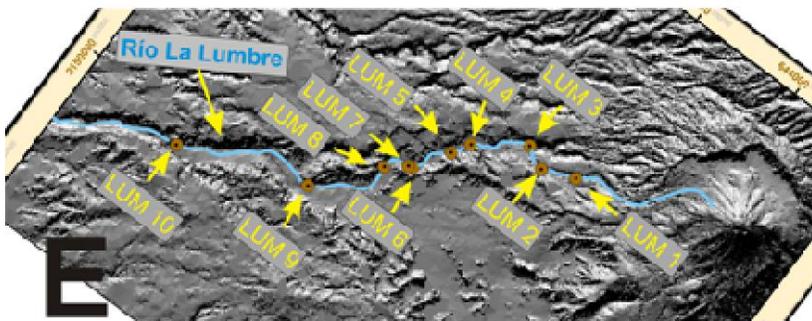
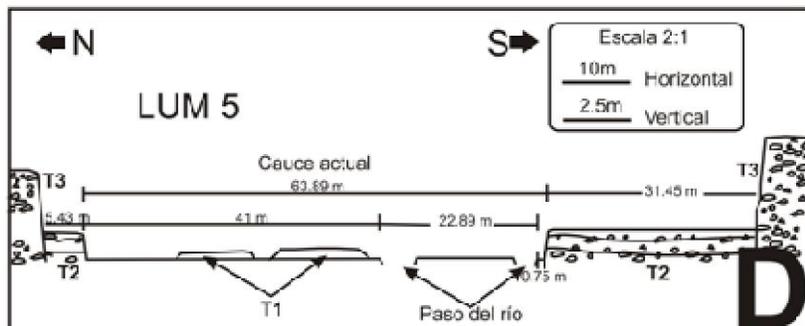
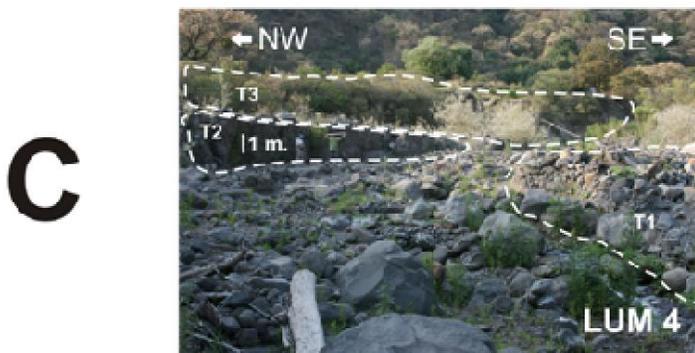
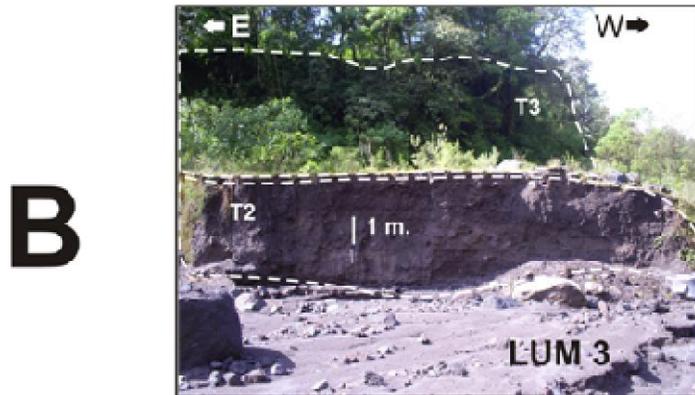
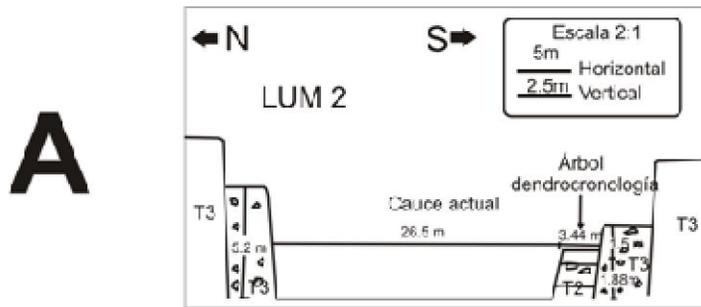


Figura 4.3. A) Sección esquemática donde se muestran los niveles de terrazas encontrados en el afloramiento LUM 2, donde T2 es la terraza estudiada y T3 son terrazas relacionadas a los flujos piroclásticos de 1913. En este afloramiento se muestreo un árbol para el estudio dendrocronológico. B) Fotografía del afloramiento LUM 3 C) Fotografía del afloramiento LUM 4 donde T1 corresponde a las terrazas más recientes D) Sección esquemática del afloramiento LUM 5. E) Mapa de ubicación de los afloramientos en la barranca La Lumbre.

4.4 Resultados obtenidos mediante el método de las intersecciones de Rosiwal.

El método se aplicó a todos los afloramientos, y a aquellas partes de los afloramientos que tuvieron exposición suficiente. De acuerdo con la información aportada por este método se logró determinar que los afloramientos estudiados, (a excepción de los dos últimos) están constituidos por tres unidades. De tal forma que se ha optado por dividir a cada afloramiento en una unidad superior (U_s), una intermedia (U_i) y una inferior (U_{inf}). Los afloramientos LUM 9 y LUM 10 carecen de la unidad superior. Los resultados se presentan en las figuras 4.4-13 y las características de los afloramientos están descritas de manera resumida en las tablas 4.2-11.

Simbología de las Figuras 4.4-14 y de las tablas 4.2-11

(U_s)	Unidad Superior.
(U_i)	Unidad intermedia.
(U_{inf})	Unidad Inferior.
(Md)	Media total; longitud promedio de las intersecciones (> 8mm)
(P_5)	5° Percentil;
(σ)	Grado de clasificación de las partículas.
(B/M)	Proporción entre clastos gruesos y matriz.
(Esp)	Espesor en metros de las unidades.

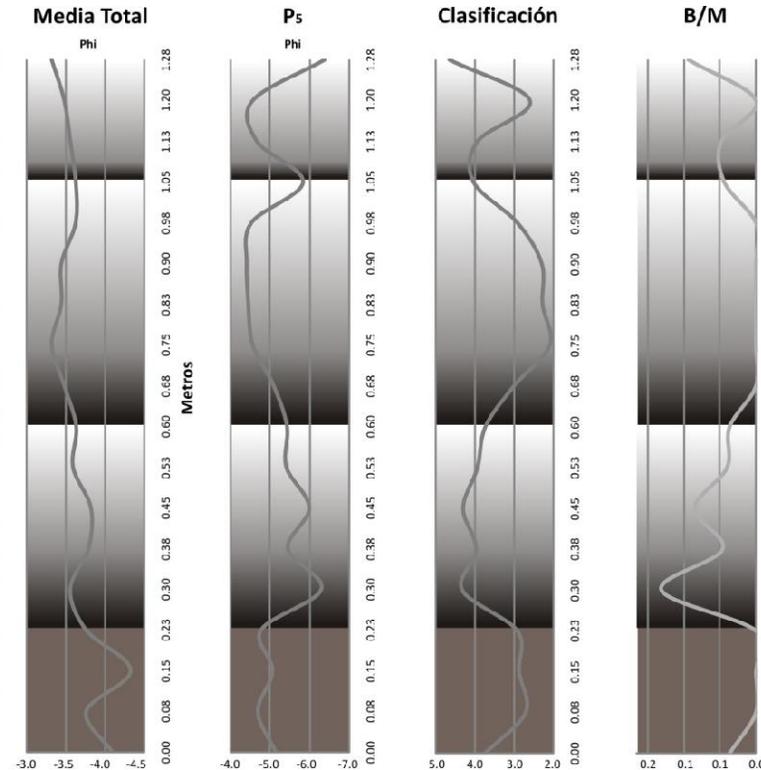


Figura 4.4 y Tabla 4.2. Perfil granulométrico vertical del afloramiento LUM 1. Los parámetros de la tabla Md (diámetro promedio de los clastos medidos), P_5 (diámetro promedio de los bloques presentes), σ (grado de clasificación del depósito), B/M (Relación de bloques contra matriz) fueron calculados mediante el uso de las intersecciones de Rosinaw y son los mismos en todas las figuras. Es posible que los primeros 23 cm correspondan a un depósito fluvial o de algún otro evento.

Unidad	Md	P_5	σ	B/M
U_s	No se observan grandes cambios, el tamaño de los clastos esta alrededor de -3.5ϕ con una ligera tendencia a disminuir hacia la cima.	Se observa una disminución en el tamaño de los clastos en la parte central de la unidad. (de -6ϕ a -4.5ϕ).	La clasificación mejora hacia la cima siendo mejor a 1.2m y después de este punto empeora drásticamente.	Se observa que solo en 1.2m la relación de matriz aumenta, en el resto los bloques son mayoría.
U_i	No se aprecian cambios, el tamaño de los clastos esta alrededor de -3.5ϕ con una ligera disminución a los 0.75m.	El tamaño promedio es de -4.5ϕ pero en los extremos el tamaño de los clastos aumenta a -5.5ϕ en la base y casi -6ϕ en la cima	La clasificación tiende a ser mejor que las demás unidades solo empeorando en los extremos.	En esta unidad la relación de matriz es mayor, solo en los extremos la relación de bloques aumenta un poco.
U_{inf}	Se observa una clara disminución del tamaño de los clastos (-3.5ϕ) en 0.33 m y un aumento en la parte central de la unidad de hasta casi -4ϕ .	Existe un claro aumento en el tamaño de los clastos en la base de la unidad (-6ϕ) a partir de este punto comienza una gradual disminución hasta casi -5ϕ .	La clasificación en esta unidad tiende a ser la peor de las tres, mostrando una mejoría hacia la base.	La relación de bloques es mucho mayor con un pico a 0.33m de ahí hacia la cima tiende a disminuir.

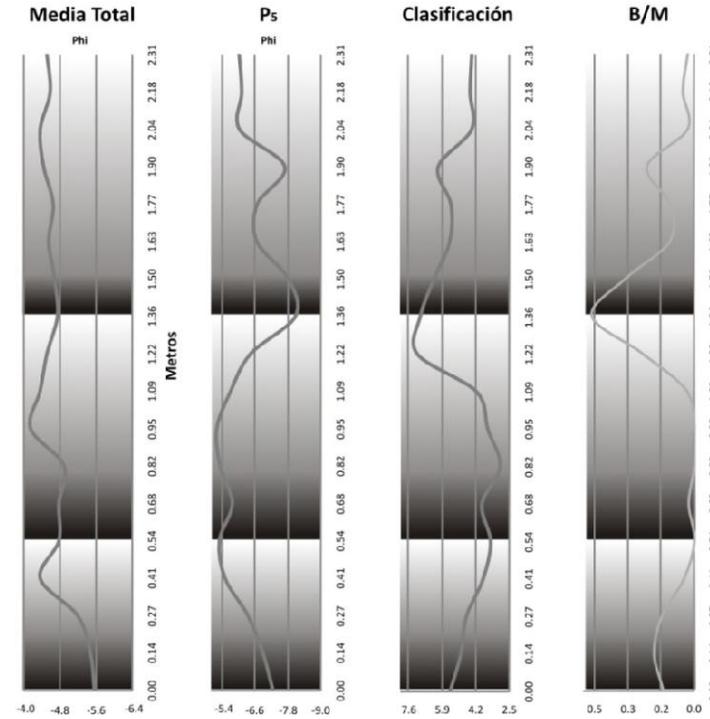


Figura 4.5 y Tabla 4.3. Perfil granulométrico vertical del afloramiento LUM 2.

Unidad	Md	P ₅	σ	B/M
U _s	No se observan grandes cambios, el tamaño de los clastos esta alrededor de -4.5φ con una ligera tendencia a disminuir hacia la cima.	En general se aprecia una tendencia a una disminución del tamaño de los clastos de la base a la cima que va de -7.8 φ a -6 φ con un ligero aumento en 1.9m.	La clasificación tiende a mostrar una mejoría de la base a la cima, empeorando un poco en 1.9m.	En la base la proporción de bloques es mayor pero ésta disminuye hacia la cima en donde la relación de matriz es mayor.
U _i	El tamaño promedio es de -4.8 φ. a los 0.95m existe una disminución en el tamaño de los clastos (-4 φ) para después regresar a los -4.8 φ.	Resulta evidente que en esta unidad existe un aumento en el tamaño de los clastos que va de la base a la cima (de -5.4 φ a -7.8 φ) lo que podría ser indicio de una gradación inversa.	La clasificación es mejor hacia la base de la unidad, empeorando a partir de 1.09m.	La relación de matriz es mayor hacia la base, y en la cima los bloques son la fracción dominante.
U _{inf}	Se aprecia una clara tendencia a una disminución continua del tamaño de los clastos de la base a la cima que va de -5.6 φ a aproximadamente -4.5 φ en 0.41m.	Se aprecia una tendencia a una disminución del tamaño de los clastos de la base a la cima que va de -7φ a -5.4φ aproximadamente.	La clasificación mejora de la base de la unidad hacia la cima.	Se aprecia como la relación de matriz aumenta de la base a la cima.

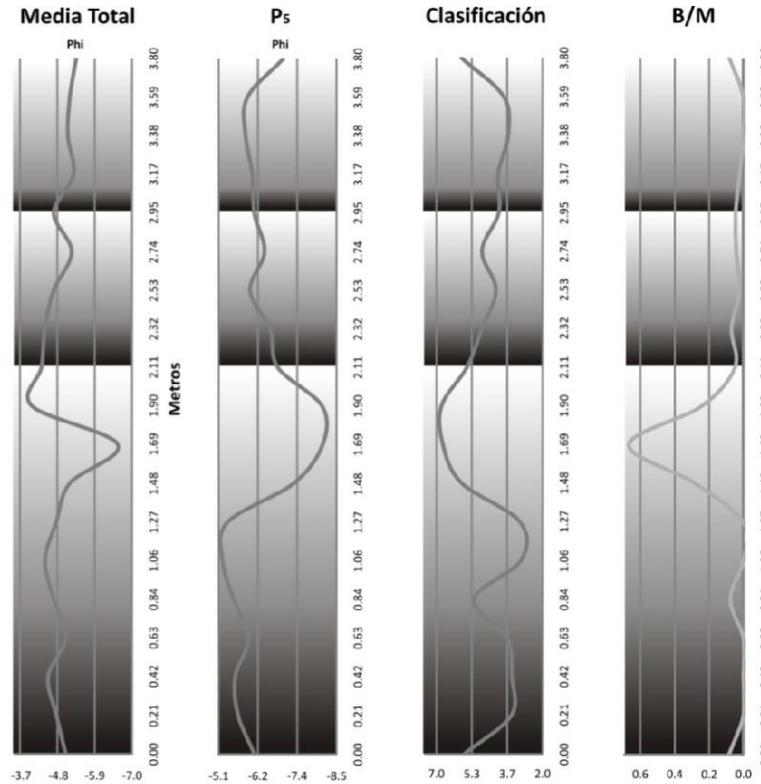


Figura 4.6 y Tabla 4.4. Perfil granulométrico vertical del afloramiento LUM 3.

Unidad	Md	P ₅	σ	B/M
U _s	Se observa un tamaño promedio de los clastos de -5 sin embargo en la base este disminuye a -4.8 φ.	Se puede apreciar que el tamaño promedio es alrededor de -6.2 con una ligera disminución hacia la cima.	La clasificación tiende a empeorar hacia la cima.	En general la relación de matriz es mayor en esta unidad, con una ligera tendencia a los bloques en la cima.
U _i	Existe un ligero aumento de tamaño de la base a la cima de aproximadamente ½ φ podría ser una ligera gradación inversa.	No se aprecian cambios, el tamaño de los clastos esta alrededor de -6.2φ.	Se observa una clara tendencia a una mejoría de la base a la cima.	En general la relación de matriz es mayor en esta unidad.
U _{inf}	El tamaño promedio en esta unidad es de -4.8 φ pero se observa un aumento en 1.69m que llega casi a -7 φ. Podría ser una ligera gradación inversa.	En general se observa un aumento del tamaño de los clastos de la base a la cima (de -6.2 a -8.5). Podría ser una ligera gradación inversa.	La clasificación mejora un poco de la base a la parte media, pero a partir de 1.27m empeora drásticamente.	En general la relación de matriz es mayor en esta unidad. Pero a partir de 1.27m la relación de bloques se dispara para después disminuir y tender a la matriz.

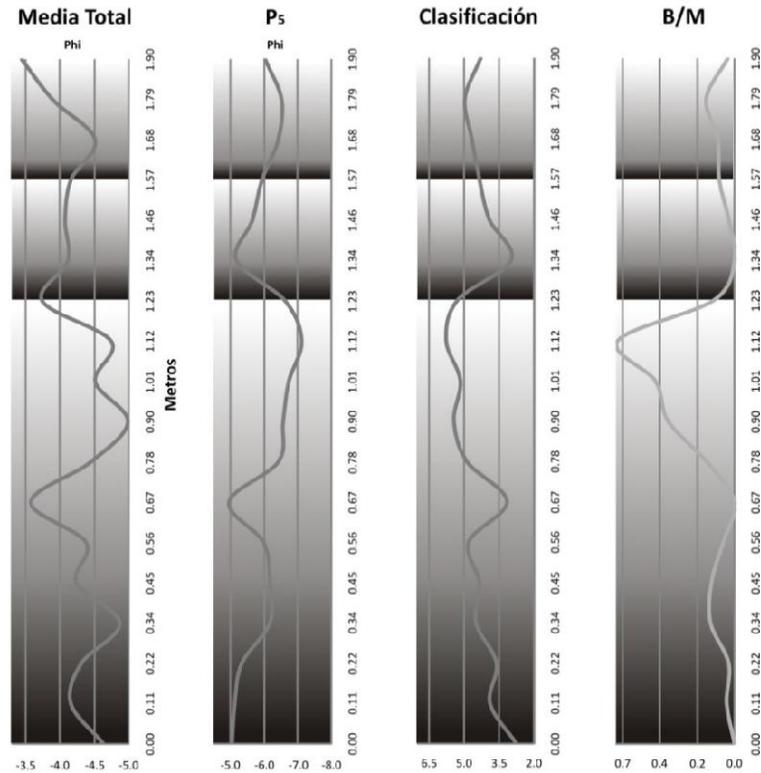


Figura 4.7 y Tabla 4.5. Perfil granulométrico vertical del afloramiento LUM 4.

Unidad	Md	P ₅	σ	B/M
U _s	El tamaño promedio de los clastos sufre una disminución de aproximadamente 1 φ a partir de 1.68m a la cima.	No se aprecian cambios, el tamaño de los clastos esta alrededor de -6φ con un ligero aumento de ½ φ en la parte central.	Se observa una ligera mejoría en los extremos de esta unidad.	La relación de matriz es mayor en esta unidad.
U _i	No se aprecian cambios, el tamaño de los clastos esta alrededor de -4φ con una ligera disminución en la base.	A la altura de 1.34m el tamaño disminuye (de casi -7 a -5). A partir de este punto y hacia la cima el tamaño aumenta gradualmente.	Se aprecia que la clasificación es mejor a la base, sin embargo, empeora hacia la cima.	La relación de matriz es mayor en esta unidad.
U _{inf}	Se parecía una notable disminución en el tamaño de los clastos en la parte central de la unidad (hasta -3.5 φ) para después mostrar un considerable aumento (-5 φ) a los 0.9 m.	Se aprecia que en general existe un aumento de -5 en la base a -7 en la cima, con una ligera disminución en 0.67m. Podría indicar una ligera gradación inversa.	La clasificación de esta unidad es en general mejor hacia la base, y tiende a empeorar hacia la cima.	La relación de bloques aumenta hacia la cima de la unidad.

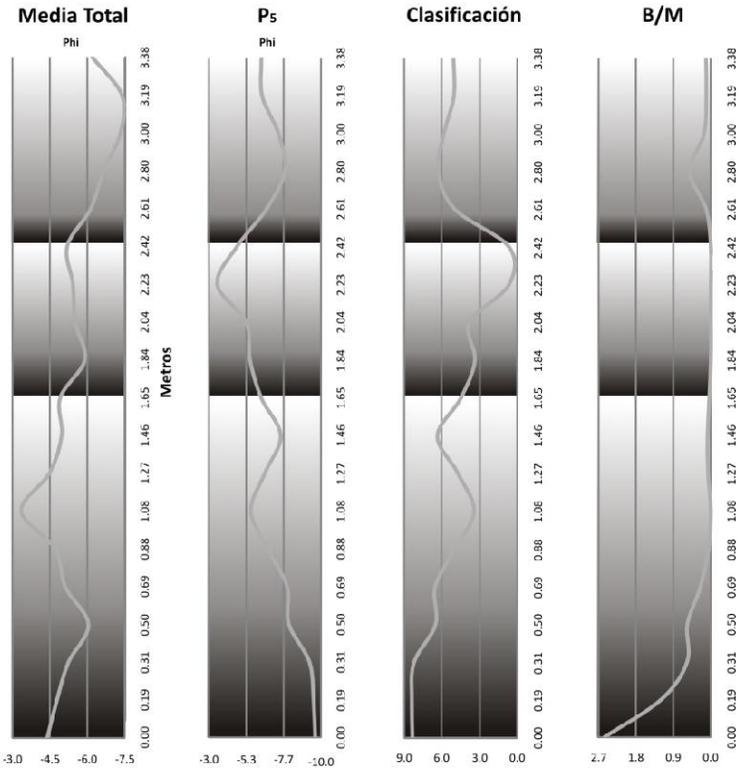


Figura 4.8 y Tabla 4.6. Perfil granulométrico vertical del afloramiento LUM 5.

Unidad	Md	P_5	σ	B/M
U_s	Se aprecia como el tamaño promedio de los clastos tiende a aumentar de la base a la cima (-5 ϕ a -7.5 ϕ).	El tamaño promedio de los bloques presentes en esta unidad aumenta hacia la parte central de la unidad llegando a ser hasta de -7.7 ϕ .	Es evidente que empeora de la base hacia la parte media, y después se mantiene constante	Se puede apreciar que la proporción de matriz es mayor en esta unidad.
U_i	No se aprecian cambios, el tamaño de los clastos esta alrededor de -4.5 ϕ y -6 ϕ	Hay una clara disminución, dicha disminución va de la base a la cima y es de -5.5 ϕ a -3 ϕ .	Se puede observar que la clasificación en esta unidad mejora conforme se acerca a la cima.	No se aprecia ningún cambio en el comportamiento de esta grafica, la matriz es dominante.
U_{inf}	Los clastos de mayor tamaño (-6 ϕ) están ubicados en la base de la unidad, los clastos de menor tamaño (-3) se concentran en 1.08m.	Se puede apreciar como los clastos disminuyen en tamaño de la base hacia la cima, (de -10 ϕ hasta casi -4.5 ϕ).	La clasificación va mejorando de la base hacia la cima con una ligera tendencia a empeorar en la parte superior.	La base la unidad presenta un contenido mayor de bloques con relación a la matriz, pero hacia la cima se es al inverso.

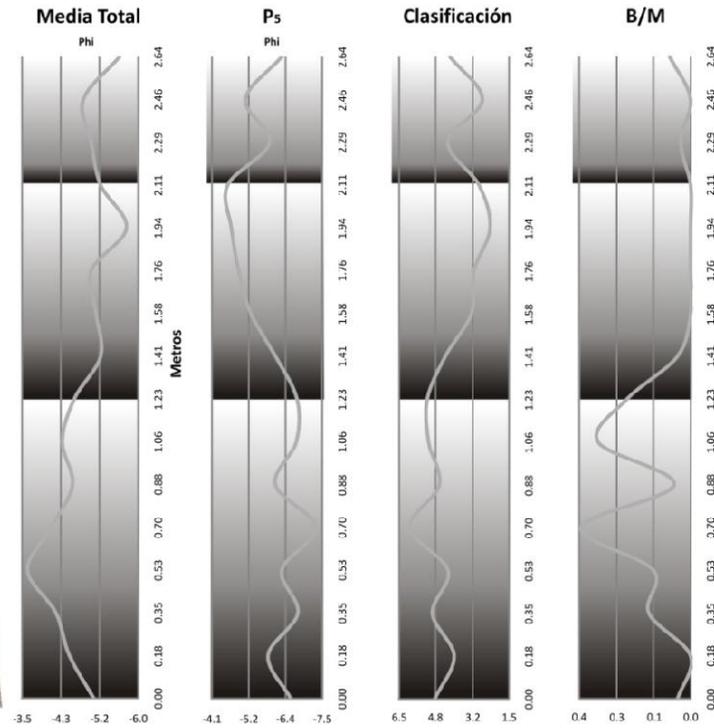
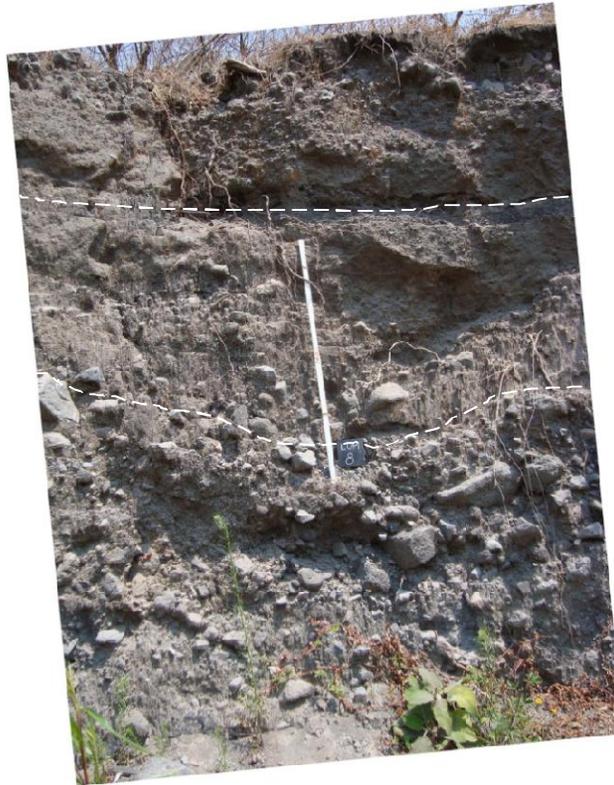


Figura 4.9 y Tabla 4.7. Perfil granulométrico vertical del afloramiento LUM 6.

Unidad	Md	P ₅	σ	B/M
U _s	El tamaño de los clastos es mayor en la parte media (-5φ) y tiende a aumentar ligeramente en la cima.	Se observa una disminución en el tamaño de los bloques hacia la base (-4.1φ a -6.4φ).	La clasificación mejora hacia la parte central pero luego empeora nuevamente hacia la cima.	En general la relación de matriz es mayor en esta unidad. Existe un ligero aumento en la relación de bloques hacia la parte superior.
U _i	El tamaño permanece casi constante en -5.2φ sin embargo en la parte superior aumenta a casi -6φ.	Se aprecia una disminución en el tamaño de -6.4φ a casi -4.1φ de la base a la cima.	Muestra una mejoría notable de la base hacia la cima.	De la base hasta los 1.58m la relación de los bloques es mayor, pero después de este punto la relación es dominada por la matriz.
U _{inf}	El tamaño disminuye hacia la parte media de -5.2φ a -3.5φ, después aumenta ligeramente a -4.3φ.	Se mantiene casi constante en -6.4φ pero en la parte media llega a alcanzar casi -7.5φ.	Se mantiene casi constante, con ligeros cambios a mejorar en la parte central	La relación muestra grandes cambios, sin embargo, en la parte media y superior la relación de los bloques crece.

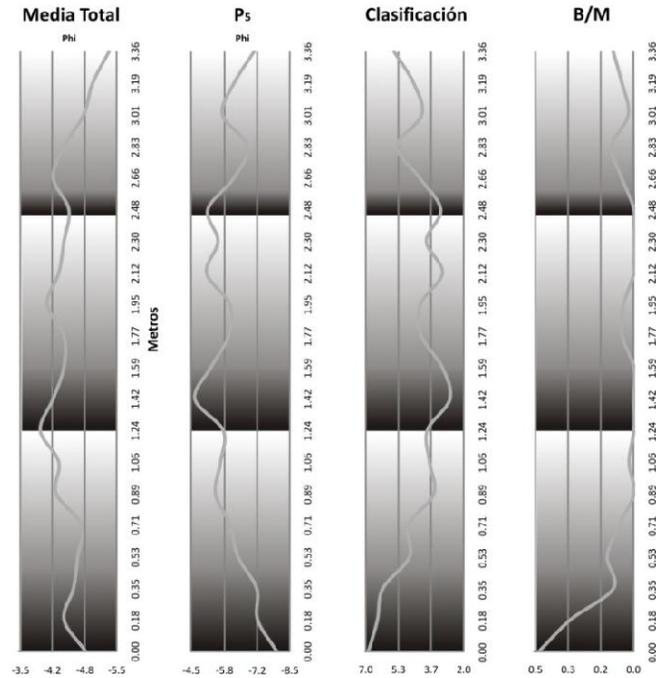
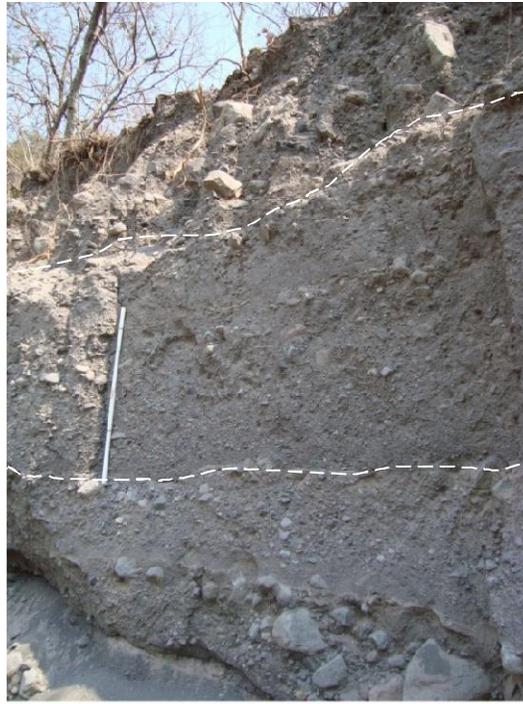


Figura 4.10 y Tabla 4.8. Perfil granulométrico vertical del afloramiento LUM 7.

Unidad	Md	P ₅	σ	B/M
U _s	Se aprecia un notable aumento en el tamaño promedio de los clastos que va de la base a la cima (de -4.2φ a -5φ)	En general la tendencia es a aumentar en tamaño hacia la base con una ligera disminución en 3.01m.	En general la clasificación tiende a empeorar de la base a la cima, con una ligera mejoría en la parte media	La relación de bloques contra matriz es mayor en la base y en la cima, y en la parte central la cantidad de matriz es la dominante.
U _i	No se aprecian grandes cambios, el tamaño promedio es de -4.2φ	Se puede observar que en la base aparece una disminución en el tamaño de los bloques (-4.5φ), pero en la parte media y superior permanece en -5.8φ.	La clasificación se mantiene sin cambios aparentes a lo largo de esta unidad.	La relación de bloques contra matriz tiende a ser mas a favor de la matriz.
U _{inf}	Se puede observar que existe una disminución gradual en el tamaño de los clastos que va de la base a la cima y va de -4.8φ a -4φ.	En general se puede observar una constante disminución en el tamaño de los bloques de -8φ a -5.8φ de la base a la cima.	En general la clasificación tiende a mejorar de la base a la cima.	La relación de bloques sobre matriz tiende a ser más hacia matriz en la parte superior, sin embargo, hacia la base la relación es notablemente más hacia los bloques.

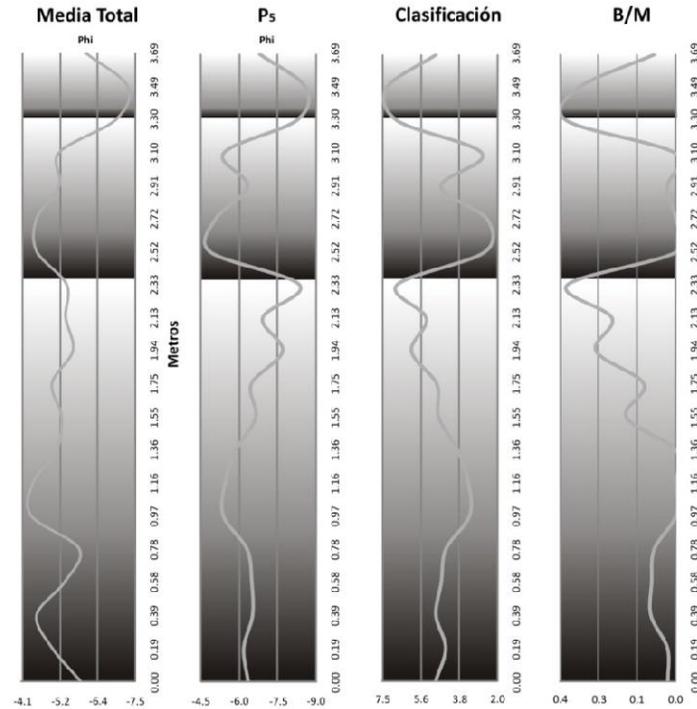


Figura 4.11 y Tabla 4.9. Perfil granulométrico vertical del afloramiento LUM 8.

Unidad	Md	P ₅	σ	B/M
U _s	Esta grafica muestra que en la parte central de la unidad el tamaño promedio de los clastos aumenta de -5.2φ a -7.5φ para después regresar a -6φ.	Existe un notable aumento en el tamaño promedio de los bloques en la parte central y superior de esta unidad, llegando a registrarse valores de hasta casi los -9φ.	La clasificación se mantiene constante a lo largo de esta unidad, presentando un ligero decaimiento en la clasificación hacia la parte superior.	La relación en esta unidad es claramente dominada por los bloques de la base a la cima.
U _i	En general la tendencia es a mostrar un aumento gradual del tamaño de los clastos hacia la cima (de -4.1φ a -7φ), lo que podría indicar una gradación inversa.	Existe una muy marcada disminución en el tamaño promedio de los bloques de esta unidad, llegando a registrarse valores de hasta casi -4φ cerca de la base.	La clasificación en general empeora de la base a la cima de esta unidad.	Existe una clara tendencia a que la relación se incline más a la matriz conforme se avanza de la base a la cima.
U _{inf}	La media de los clastos presentes en esta unidad se mantiene casi constante en toda la unidad presentando un valor promedio de entre -4φ y -6φ.	El tamaño promedio de los bloques es de -6φ en gran parte de la unidad, con una tendencia a aumentar en la parte superior (-9φ).	La clasificación presenta una notable mejoría entre los 0.78m y 1.36m, sin embargo, tiende a empeorar en el resto de la unidad.	La relación de matriz es más fuerte en la parte basal y central de la unidad, pero a partir de 1.55m la tendencia se revierte.

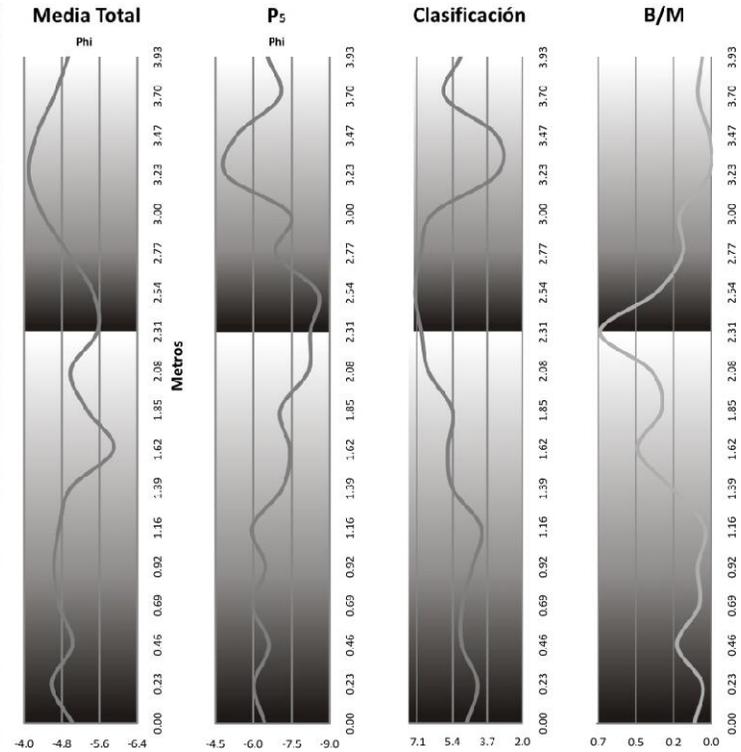


Figura 4.12 y Tabla 4.10. Perfil granulométrico vertical del afloramiento LUM 9.

Unidad	Md	P ₅	σ	B/M
U _i	La grafica muestra una disminución en el tamaño de los clastos hacia la parte media de la unidad llegando a casi -4φ. En general muestra una tendencia a disminuir de la base a la cima.	Se observa que hacia la base de esta unidad se concentran los bloques mayores (-9φ) sin embargo conforme se avanza a la cima el tamaño disminuye hasta llegar a -4.5φ en 3.23m	La clasificación mejora notablemente de la base a la parte central de la unidad, pero a partir de los 3.23m comienza a empeorar nuevamente y mantiene este comportamiento hasta la cima.	Hacia la base de la unidad la relación de bloques es mayor pero conforme se avanza hacia la cima la relación de matriz comienza a incrementarse paulatinamente.
U _{inf}	El tamaño promedio en esta unidad es de -4.8φ pero en la parte superior muestra un incremento llegando a casi los -6φ. Lo que puede ser una ligera gradación inversa.	La constante en esta unidad es un gradual incremento en el tamaño de los bloques que va de -6φ a casi los -9φ lo que puede ser una ligera gradación inversa.	La clasificación en general se hace más mala conforme se avanza de la base a la cima.	La relación de matriz es más fuerte hacia la base, pero conforme se avanza a la cima los bloques comienzan a ser el elemento dominante en esta relación.

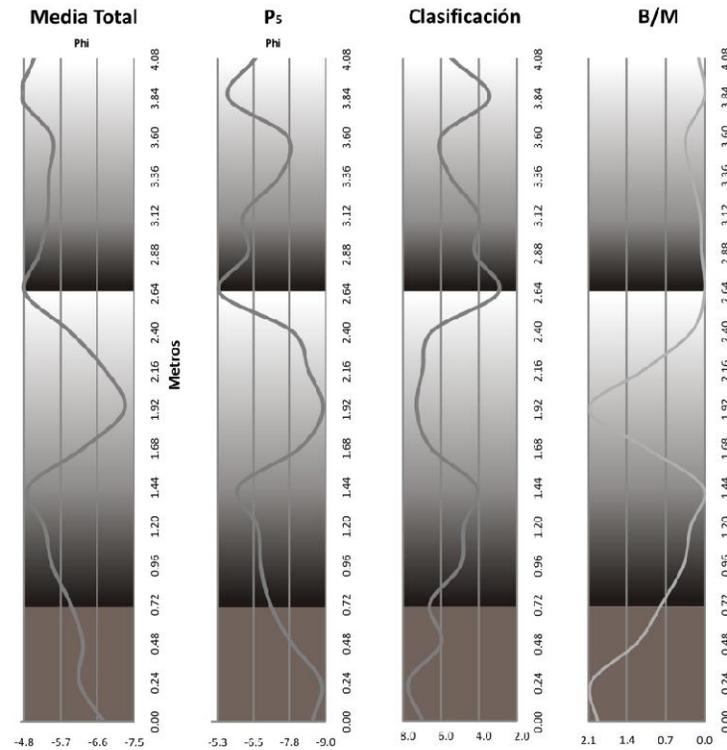


Figura 4.13 y Tabla 4.11. Perfil granulométrico vertical del afloramiento LUM 10. Es posible que los primeros 72 cm correspondan a un depósito fluvial o de algún otro evento.

Unidad	Md	P ₅	σ	B/M
U _i	El tamaño de los clastos tiende a aumentar de la cima hacia la parte intermedia llegando de -4.8φ a casi -5.7φ, para después disminuir nuevamente a -4.8φ	El tamaño de los bloques tiende a aumentar de la base a la parte media alta (de -5.3φ a -7.8φ) luego decae a casi -5.3φ y finalmente aumenta ligeramente a -6.5φ.	La clasificación mejora ligeramente en la parte basal y superior, pero en la parte media tiende a empeorar.	La relación de matriz es mayor en casi toda la unidad, salvo en la parte intermedia en donde ligeramente tiende a incrementarse en bloques.
U _{inf}	El tamaño promedio de los clastos presenta una disminución de la parte basal a la parte media (de -6φ a -4.8φ) después presenta un considerable aumento en 1.92m llegando a casi -7.5φ para finalmente disminuir a -4.8φ.	Hacia la parte media y alta observamos una considerable disminución en el tamaño de los bloques, de -7φ a -6φ en a la parte media y a -5.3φ en la cima. Sin embargo es probable una gradación inversa	La clasificación tiende a mejorar de la base a la parte media, sin embargo, hacia la parte alta empeora drásticamente.	En general la relación de bloques es mayor en esta unidad salvo en los 1.44m y 2.40m donde la relación de matriz aumenta considerablemente.

4.5 Resultados obtenidos mediante el método de granulometría total

Los datos referentes a la granulometría total son presentados por medio de las variaciones longitudinales de los siguientes parámetros: espesor, clasificación (σ), P_{95} (que se refiere al diámetro promedio de los clastos finos), P_{50} (que se refiere al diámetro promedio de los clastos), P_5 (que se refiere al diámetro promedio de los clastos gruesos), % Matriz, % Arena, % Limo, % Arcilla, Md L. 1, Md L.2, Md L. 3.(representan respectivamente la media de las lognormales de los clastos gruesos, intermedios y finos). Dichos parámetros se presentan también en forma de tabla. Se presentan primero los histogramas granulométricos obtenidos mediante la suma de los métodos Ópticos, de tamizado y fotosedimentográficos.

Simbología de las Figuras 4.14-19.

P95	95° Percentil
P50	50° Percentil
P5	5° Percentil
(σ)	Clasificación
Matriz (%)	% de partículas de tamaño <2mm
Arena (%)	% de partículas de tamaño $31 \mu\text{m} < D < 2\text{mm}$
Limo (%)	% de partículas de tamaño $4 \mu\text{m} < D < 31\mu\text{m}$
Arcilla (%)	% de partículas de tamaño $< 4 \mu\text{m}$
Md L.1 (bloques)	Mediana de la lognormal relacionada con la componente gruesa
Md L.2 (lapilli)	Mediana de la lognormal relacionada con la componente intermedia
Md L.3 (ceniza)	Mediana de la lognormal relacionada con la componente fina

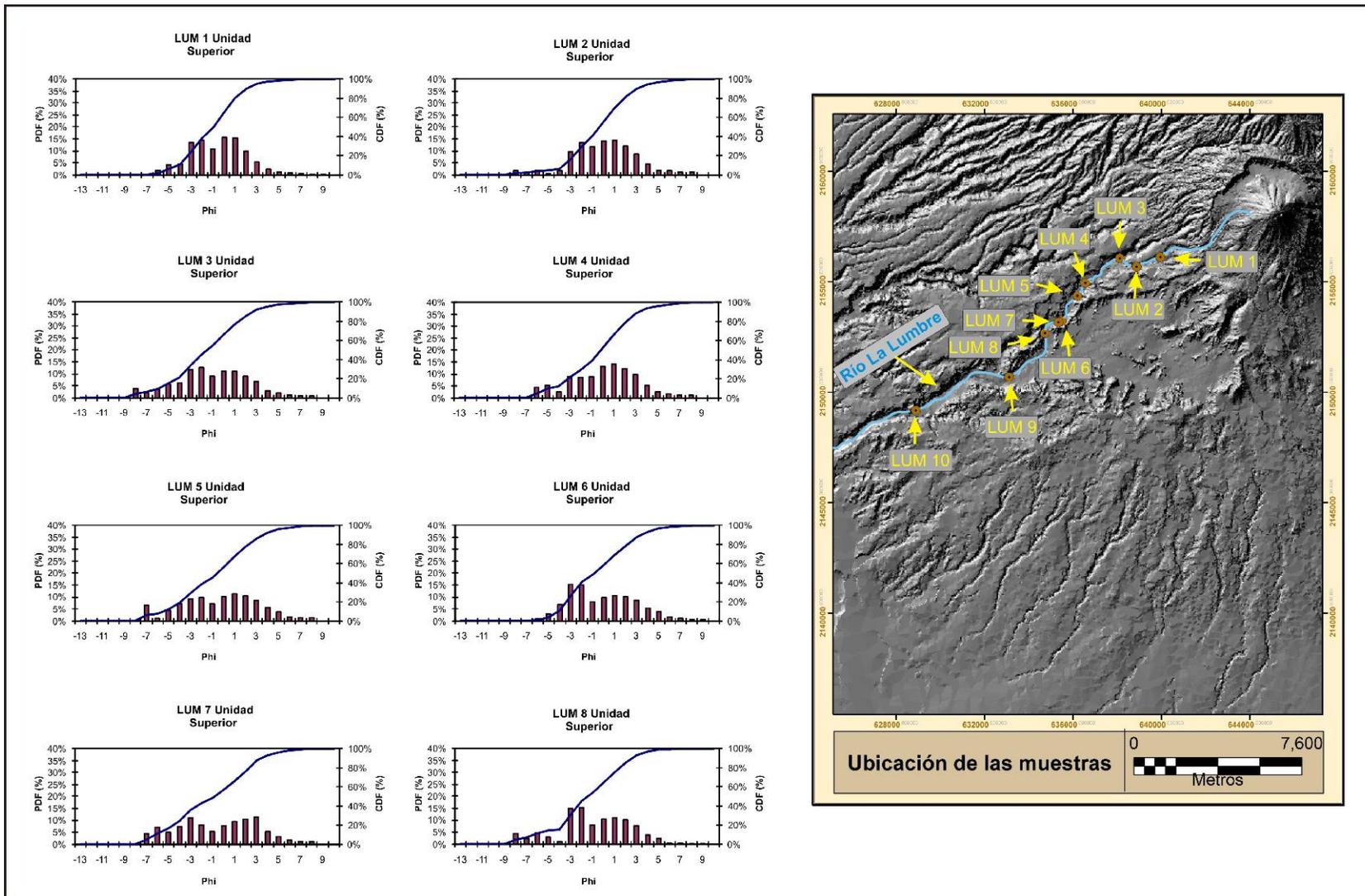


Figura 4.14. LUM1 (7.5 km del cráter). La distribución es bimodal con modas en -2ϕ y 0ϕ ; LUM 2 (7.65 km del cráter). La distribución es bimodal con modas en -2ϕ y 1ϕ ; LUM3 (8.66 km del cráter). La distribución es bimodal con modas en -2ϕ y 0ϕ ; LUM4 (10.73 km del cráter). La distribución es polimodal con modas en -5ϕ , -2ϕ y 1ϕ ; LUM 5 (11.53 km del cráter). La distribución es bimodal con modas en -2ϕ y 1ϕ ; LUM 6 (12.86 km del cráter). La distribución es bimodal con modas en -3ϕ y 1ϕ ; LUM 7 (13.01 km del cráter). La distribución es polimodal con modas en -6ϕ , -3ϕ y 3ϕ ; LUM8 (15.34 km del cráter). La distribución es polimodal con modas en -6ϕ , -2ϕ y 1ϕ .

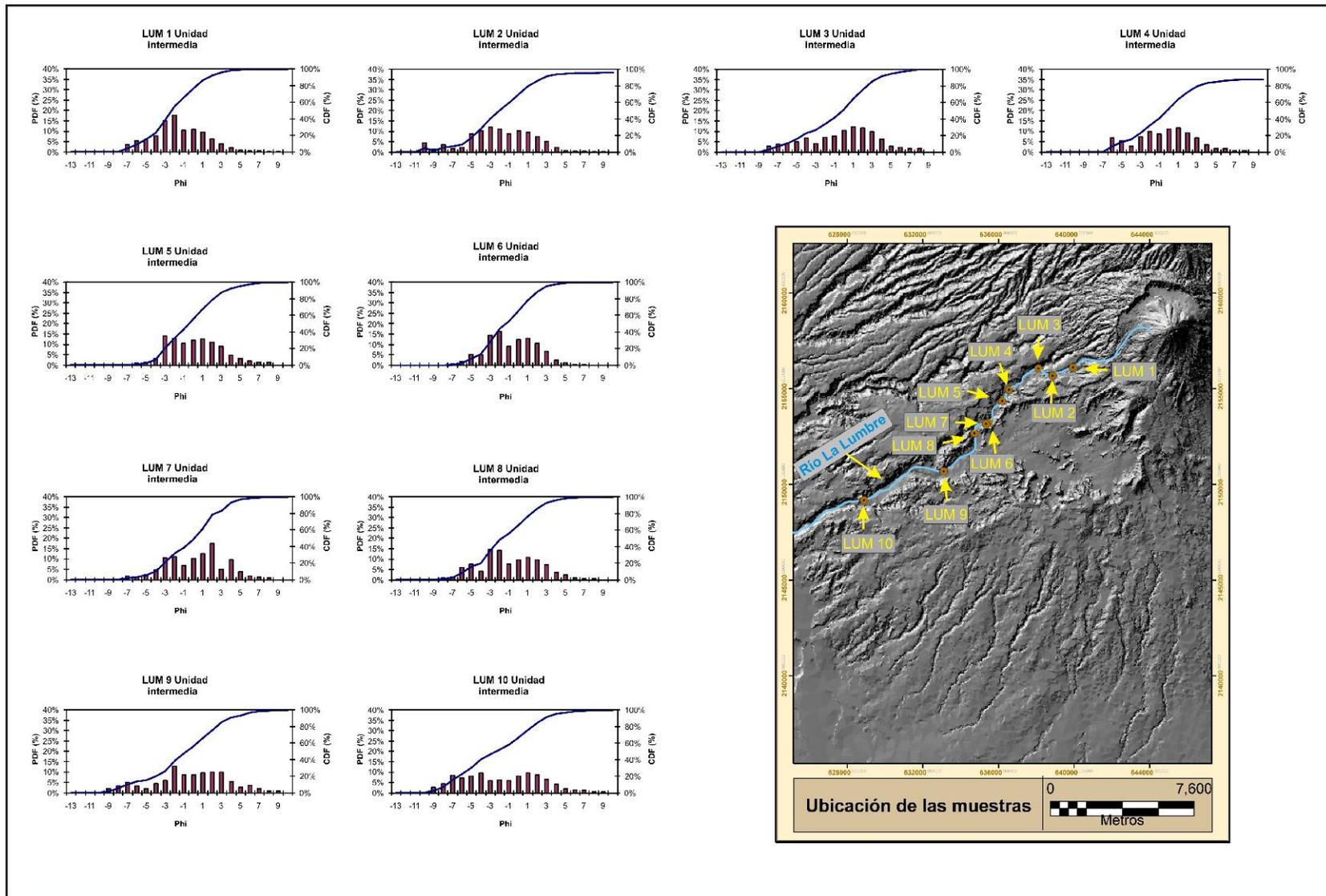


Figura 4.15. LUM1. La distribución es bimodal con modas en -2ϕ y 0ϕ ; LUM 2. La distribución es polimodal con modas en -10ϕ , -8ϕ , -3ϕ y 0ϕ ; LUM3. La distribución es bimodal con modas en -4ϕ y 1ϕ ; LUM4. La distribución es polimodal con modas en -6ϕ , -2ϕ y 1ϕ ; LUM 5. La distribución es bimodal con modas en -3ϕ y 1ϕ ; LUM 6. La distribución es bimodal con modas en -2ϕ y 1ϕ ; LUM 7. La distribución es polimodal con modas en -2ϕ , 2ϕ y 4ϕ ; LUM8. La distribución es polimodal con modas en -5ϕ , -3ϕ y 1ϕ ; LUM9. La distribución es polimodal con modas en -7ϕ , -2ϕ , 2ϕ y 6ϕ ; LUM10. La distribución es polimodal con modas en -7ϕ , -4ϕ y 1ϕ .

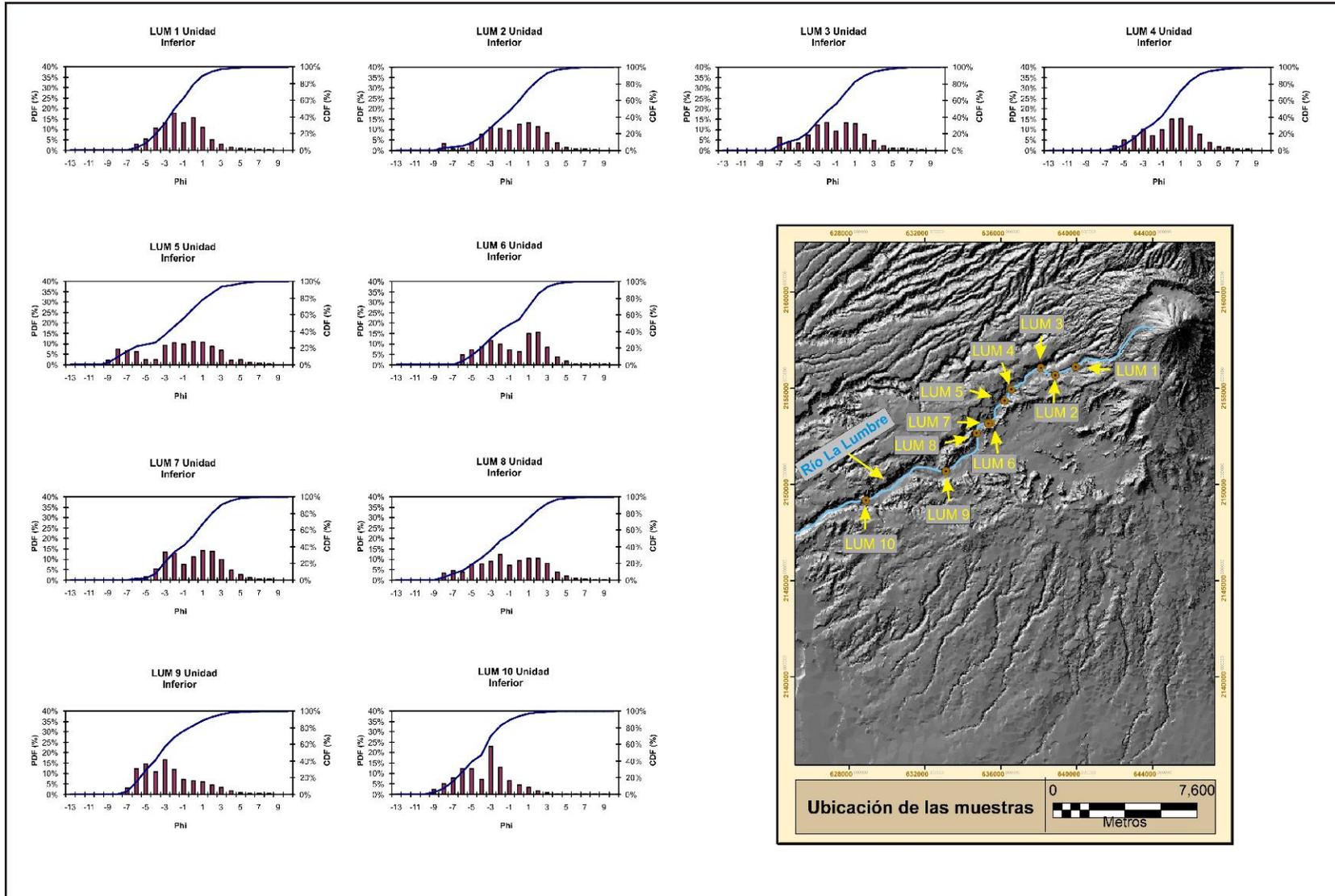


Figura 4.16. LUM1. La distribución es bimodal con modas en -2ϕ y 0ϕ ; LUM 2. La distribución es bimodal con modas en -3ϕ y 1ϕ ; LUM3. La distribución es bimodal con modas en -2ϕ y 0ϕ ; LUM4. La distribución es bimodal con modas en -3ϕ y 1ϕ ; LUM 5. La distribución es polimodal con modas en -8ϕ , -2ϕ y 0ϕ ; LUM 6. La distribución es bimodal con modas en -3ϕ y 2ϕ ; LUM 7. La distribución es bimodal con modas en -3ϕ y 1ϕ ; LUM8. La distribución es polimodal con modas en -7ϕ , -2ϕ y 2ϕ ; LUM9. La distribución es bimodal con modas en -5ϕ y -3ϕ ; LUM10. La distribución es bimodal con modas en -6ϕ y -3ϕ .

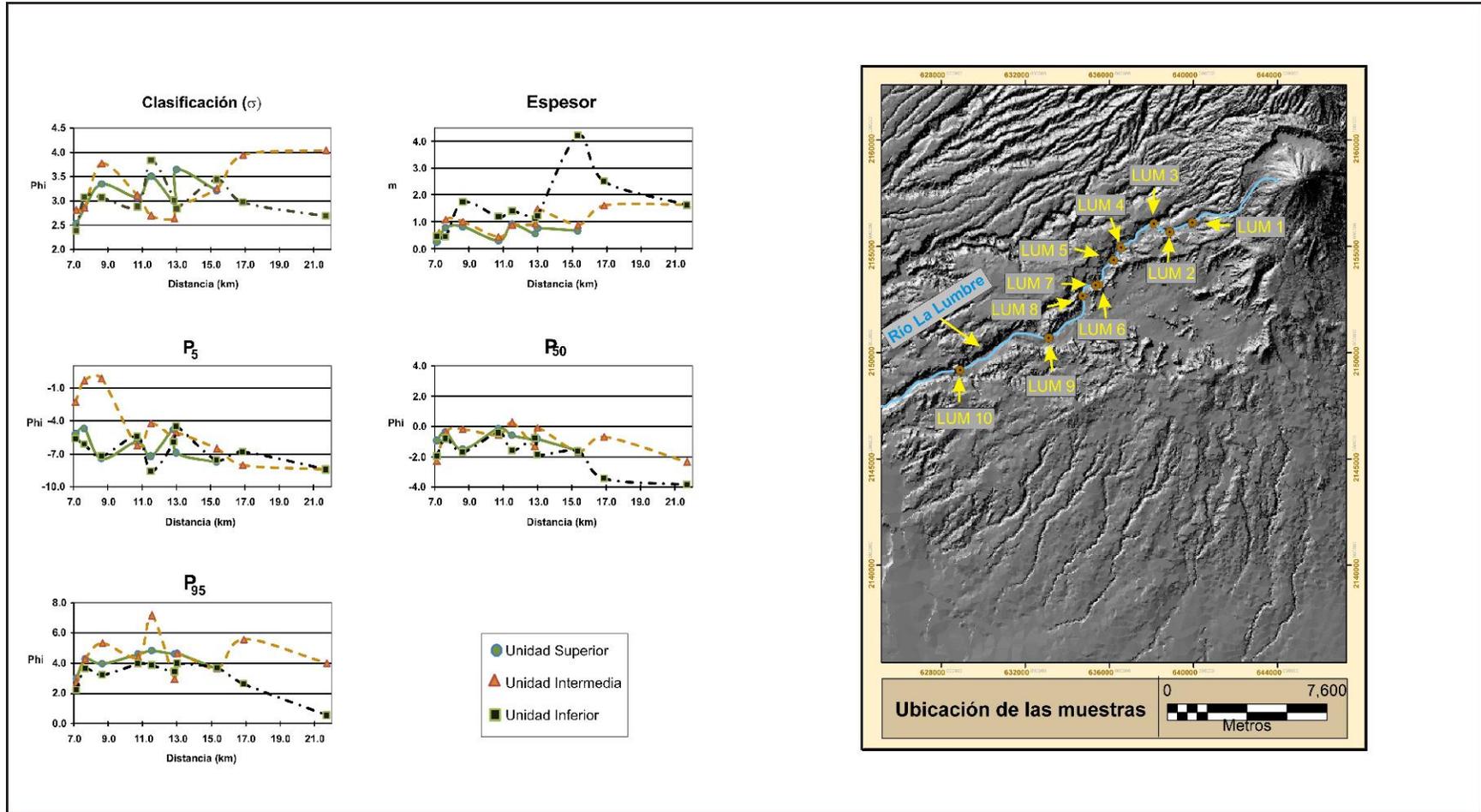


Figura 4.17. En la presente figura se observan las variaciones longitudinales de los siguientes parámetros: Espesor, Clasificación, P95, P5, P50 y Md L.1. Se presenta también un plano de ubicación de las muestras para un mejor entendimiento de las graficas. Resalta el hecho de que en la mayoría de los parámetros se observa un cambio importante en la zona media.

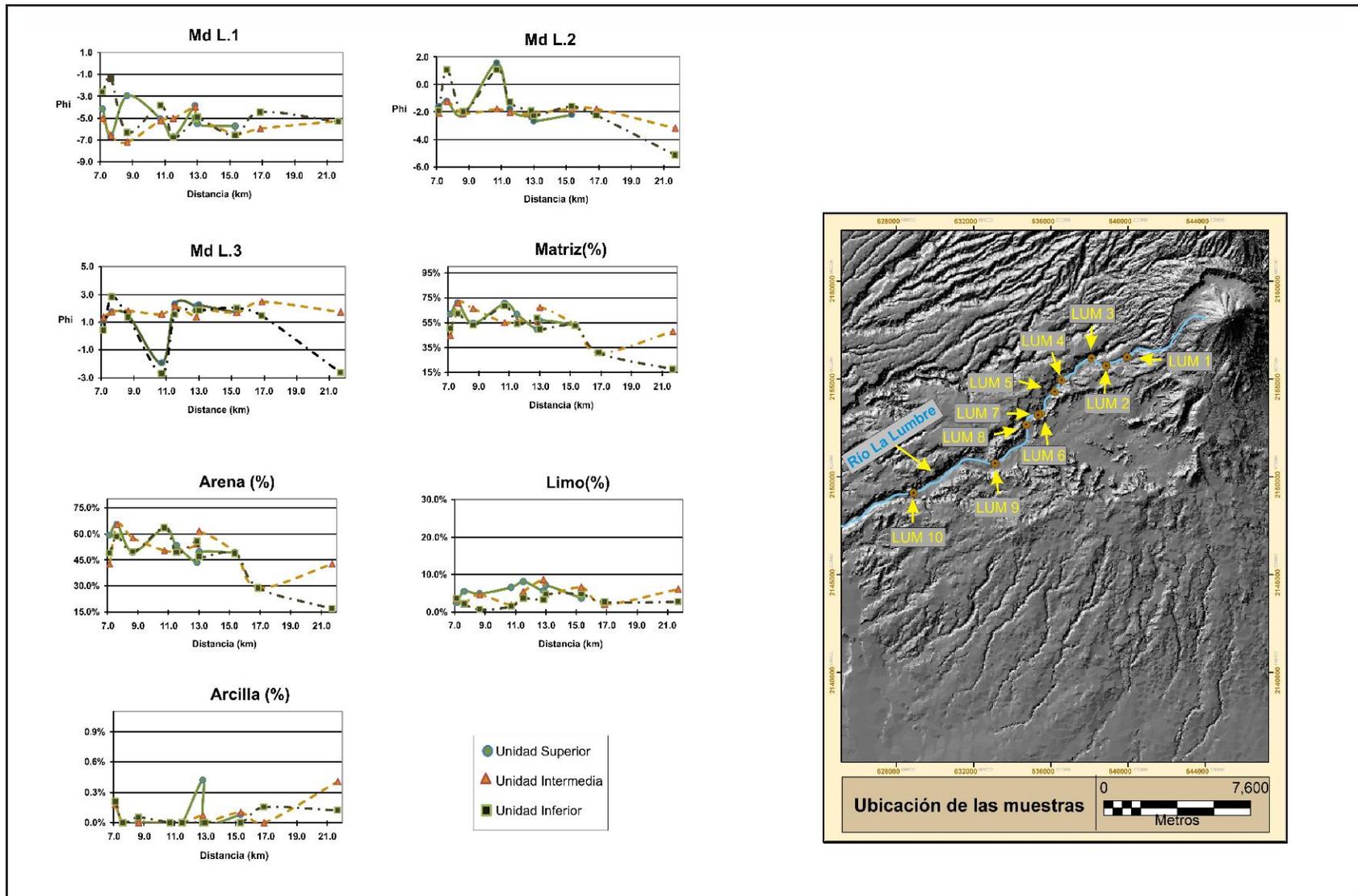


Figura 4.18. En la presente figura se observan las variaciones longitudinales de los siguientes parámetros: Md L. 2, Md L. 3, Matriz, Limo, Arcilla y Arena.

4.6 Resultados obtenidos mediante el análisis de componentes

El análisis de componentes se realizó en 3 de los afloramientos estudiados, estos son LUM 2, LUM 5 y LUM 10, se realizó un análisis en una muestra del flujo piroclástico de 1913 con propósitos de comparación. Se escogieron para el análisis las clases de -3ϕ , -2ϕ , -1ϕ , 0ϕ , y 1ϕ . En total se realizaron 45 análisis tomando en cuenta que cada afloramiento contaba con tres unidades (excepto LUM 10 que cuenta con dos) y cada unidad fue muestreada. Los componentes seleccionados fueron: Juveniles (Pómez, Escoria), líticos (Andesita gris, roja, oscura y otros líticos) y accesorios (Cristales, vidrio) y otros (madera). Los resultados del análisis son presentados a manera de Figuras.

Simbología de las figuras 4.19-21

(P)	Pómez	(Ar/C) Relación de Andesita roja contra Cristales
(E)	Escoria	(Ao/C) Relación de Andesita oscura contra Cristales
(Ag)	Andesita gris	(Ar/V) Relación de Andesita roja contra Vidrio
(Ar)	Andesita roja	(Ao/V) Relación de Andesita oscura contra Vidrio
(Ao)	Andesita oscura	(Ag/C) Relación de Andesita gris contra Cristales
(OL)	Otros líticos	
(P/E)	Relación de Pómez contra Escoria	
(Ag/P)	Relación de Andesita gris contra Pómez	
(Ar/P)	Relación de Andesita roja contra Pómez	
(Ao/P)	Relación de Andesita oscura contra Pómez	
(Ag/E)	Relación de Andesita gris contra Escoria	
(Ar/E)	Relación de Andesita roja contra Escoria	
(Ao/E)	Relación de Andesita oscura contra Escoria	
(Ag/V)	Relación de Andesita gris contra Vidrio	

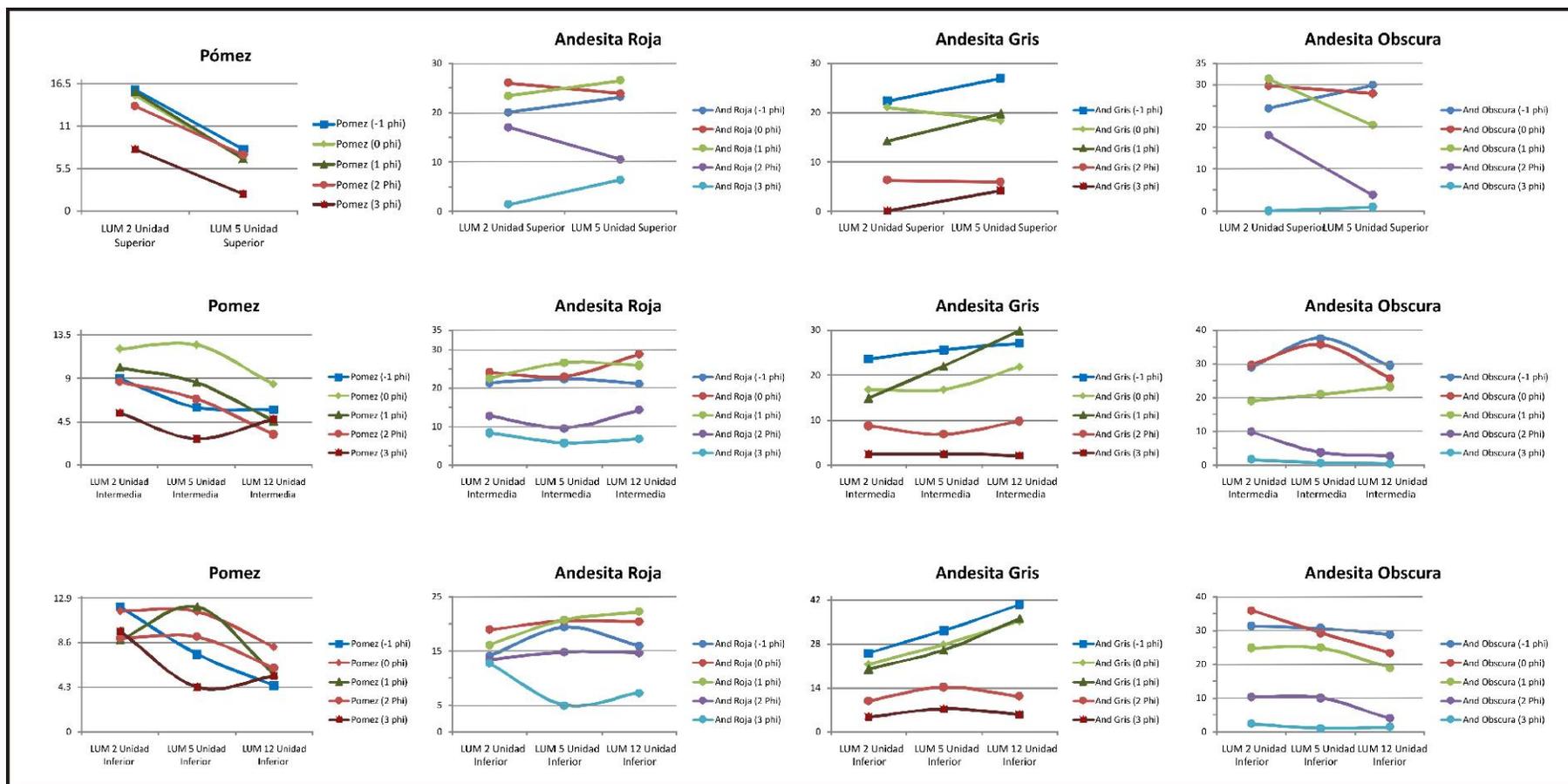


Figura 4.19. En la presente figura se observa el comportamiento longitudinalmente de los componentes más importantes como lo son la pómez, andesita roja, gris y oscura. Llama la atención que la andesita gris es la que muestra un incremento más notable a la distancia

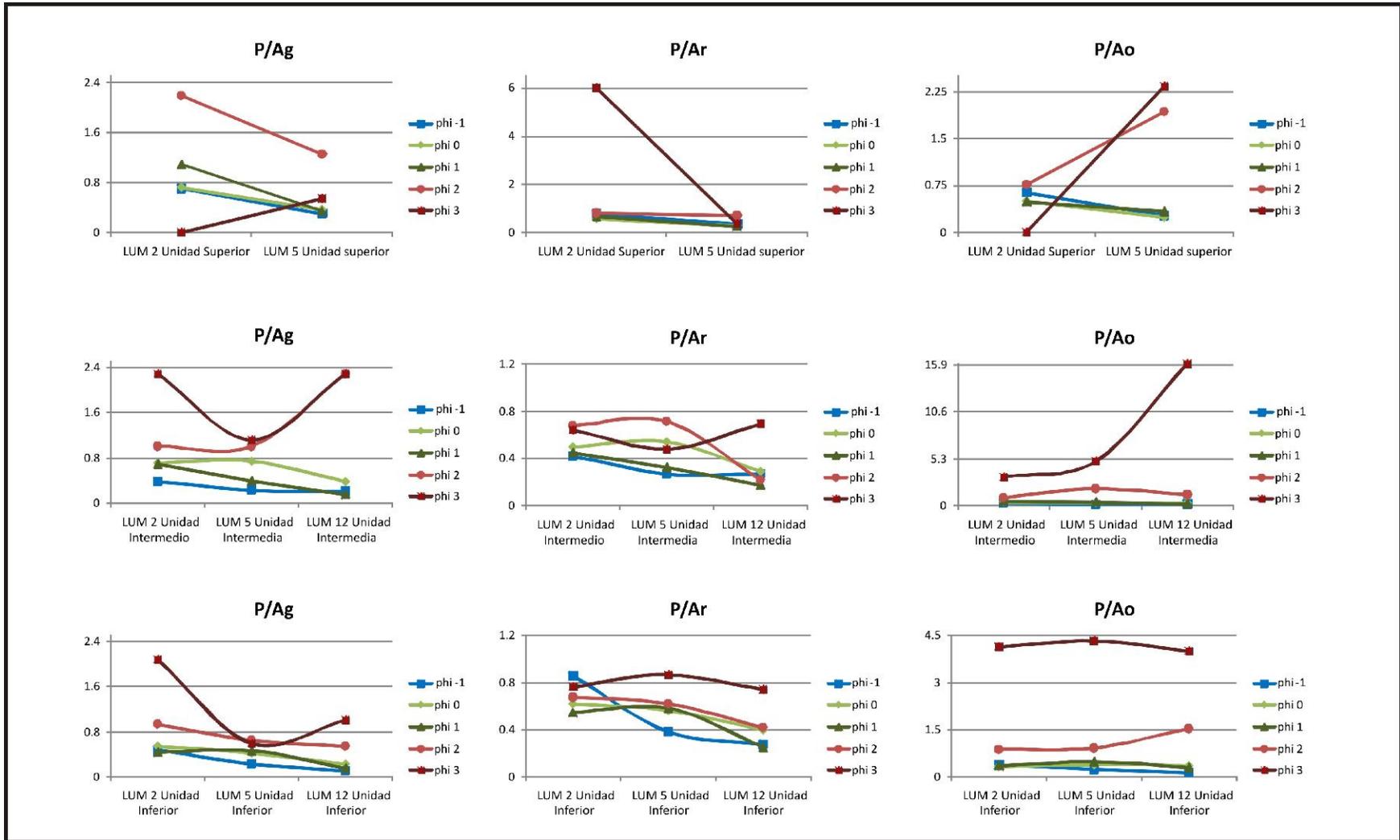


Figura 4.20. En la presente figura se observan las relaciones entre la pómez contra diversos componentes en los tres depósitos analizados, en este caso andesita gris y andesita roja y se aprecia además su comportamiento a la distancia siendo Lum 2 el depósito mas proximal.

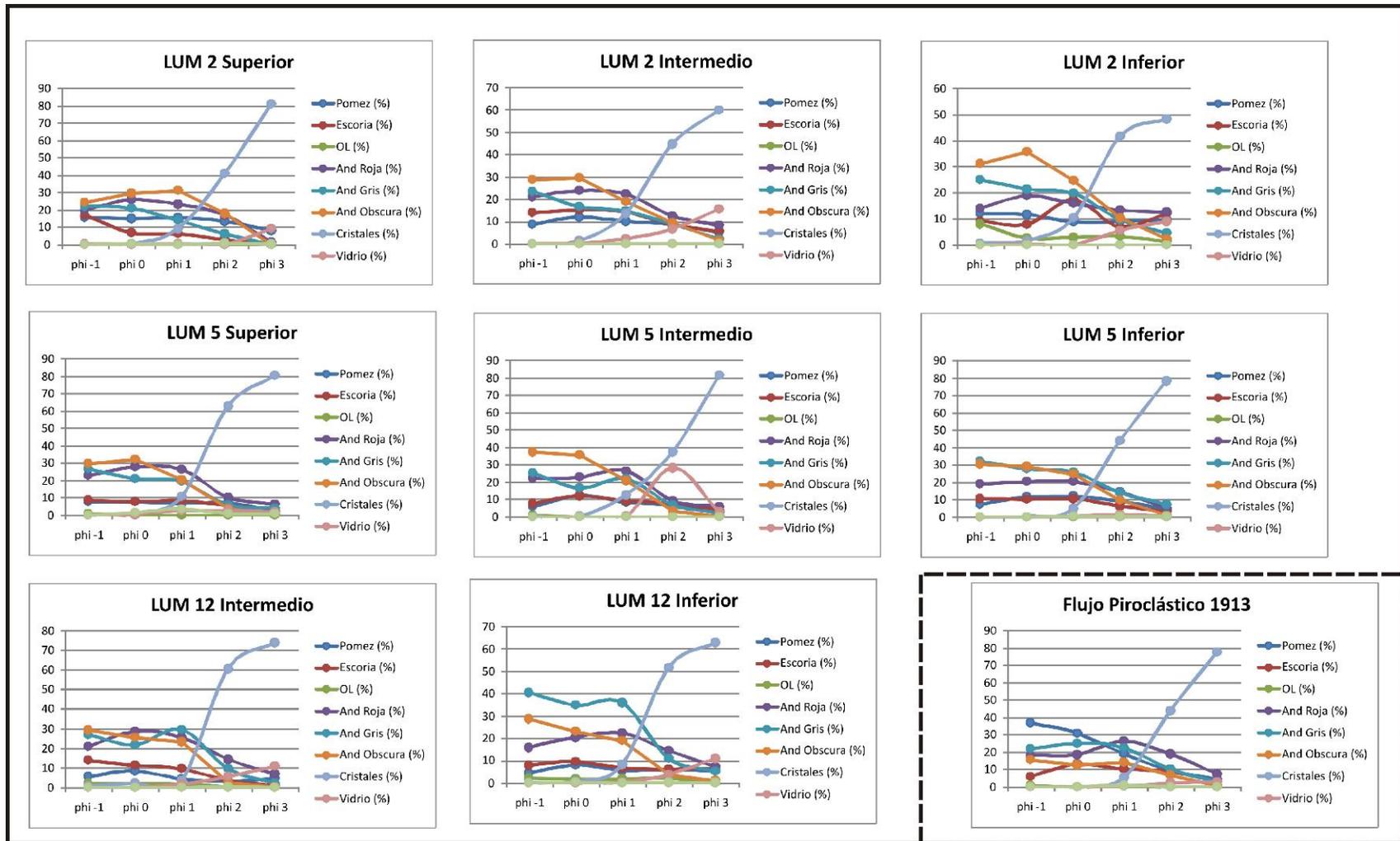


Figura 4.21. En la presente figura se observan los contenidos de pómez, escoria, otros líticos (OL) andesita roja, andesita gris, andesita oscura, cristales y vidrio distribuidos en las clases de -1 a 3 phi, de los tres depósitos estudiados, así como del flujo piroclástico (FP) en el recuadro con línea punteada.

4.7 Resultados obtenidos mediante el análisis dendrocronológico

El análisis dendrocronológico se realizó en uno de los afloramientos del lahar de 1913 (LUM 2). Las edades mínimas calibradas, que resultaron en las terrazas de la barranca La Lumbre, varían de 1926 a 1934, periodo relacionado con una aparente quietud en el volcán, con la formación y crecimiento de domo en el interior del cráter (Saucedo et al, 2005; Betrón-González, et al, 2002). Esto hace suponer que los árboles muestreados, corresponden a las terrazas originadas por los lahares de 1913, emplazados preferentemente sobre la vertiente sur del volcán de Colima. La especie de pinos analizada es *Pinus leiophylla*. Las dataciones son resumidas en la tabla 4.14.

Tabla 4.12. Fechamientos dendrocronológicos realizados en el afloramiento LUM 2 de la barranca la Lumbre.

Barranca "La Lumbre", SW del volcán de Colima

Muestra	Unidad Geomorfológica	Fecha de colecta	Especie de árbol	Año inicial	Año final	Edad del árbol	*Período de	**Edad mínima del		Características de la	DAP (cm)	Altitud (msnm)
								Años	Fecha			
LUMCOL-01 A	Terraza (2), vieja	22/04/2009	<i>Pinus leiophylla</i>	1936	2009	73	10	83	1926	Completa	193	~1500
LUMCOL-01 B	Terraza (2), vieja	22/04/2009	<i>Pinus leiophylla</i>	1940	2009	69	10	79	1930	Completa	193	~1500
LUMCOL-02 A	Terraza (2), vieja	22/04/2009	<i>Pinus leiophylla</i>	1940	2009	69	10	79	1930	Completa	176	~1500
LUMCOL-02 B	Terraza (2), vieja	22/04/2009	<i>Pinus leiophylla</i>	1944	2009	65	10	75	1934	Completa	176	~1500

* Periodo de germinación aproximado

** Fechas calibradas

DAP: Diámetro a la altura del pecho (1.35 m)

Capítulo 5. Discusión de los resultados

En este capítulo se presenta una interpretación de los resultados que fueron presentados en el capítulo 4. Así mismo se discuten algunos factores externos que pueden haber afectado el desarrollo y las características del lahar (hidrología, pendiente, geometría de la barranca), y finalmente una discusión general de los resultados y las conclusiones de este trabajo. Como se mencionó en capítulos anteriores en este proyecto se trabajó únicamente en la barranca La Lumbre.

5.1 Factores externos

Existen dentro de la barranca la Lumbre factores morfológicos y topográficos que pueden afectar el comportamiento de cualquier lahar que se presente. Los factores que se tomaron en cuenta para este estudio son: hidrología, pendiente, y trayectoria de la barranca (sus curvaturas).

5.1.1 Hidrología

El río la Lumbre tiene su propia cuenca la cual tiene un área de 115,210 km², el río cuenta con el aporte de 7 arroyos los cuales son: El sistema El Zarco - Santa Cruz- Cordobán Este, Oeste y Central, Afluente 1 y Afluente 2 (Figura 5.1). Llega a tener un orden de corrientes de hasta 5 a la altura de La Becerrera en la intersección del río La Lumbre y El Zarco-Santa Cruz. La precipitación media anual en el área de estudio, de acuerdo a los datos de Capra et al. 2009 es de 800 – 1000 mm.

5.1.2 La pendiente

Para poder calcular la pendiente se procedió a tomar la altura de la barranca en diferentes puntos cada 100 m. Posteriormente, mediante una función trigonométrica, se pudo calcular el ángulo de la pendiente en cada punto, así fue posible ver

los cambios en la pendiente cada 100 m en el tramo comprendido entre el mas proximal y el mas distal de los afloramientos.

Es interesante observar que los cambios en la pendiente pueden afectar al flujo y hacerlo depositar parte de su carga, sin embargo, estos cambios no representan la única manera en la que el flujo deposite, factores como la dispersión de energía, geometría de la barranca y aporte de agua (que causa una dilución del flujo) también son capaces de hacer que el flujo deposite parte de su carga.

5.1.3 La geometría de la barranca

La barranca La Lumbre presenta una serie de rasgos geométricos que pueden afectar el comportamiento y las características de los depósitos de los lahares que ahí se formen. Cuenta con nueve importantes curvas (figura 5.2) distribuidas a lo largo de la misma y con un ángulo de curvatura comprendido entre 90° y 138° (donde el ángulo de curvatura se mide entre el eje del rio antes y después de la curva. Un ángulo más pequeño significa una curva más estrecha). Estas curvas aparentemente condicionan las características de cinco de los depósitos estudiados (LUM 3, 4, 6, 7 y 8) (Figuras 5.3-5.5).

Hay que tomar en cuenta además el ancho del cauce de la barranca, el cual también es un factor que puede llegar a controlar la mecánica de transporte y deposito del flujo. En las Figuras 5.3-5.5 se puede apreciar como algunos parámetros de las variaciones longitudinales de la granulometría total pueden ser asociados a los cambios en el ancho del cauce de la barranca.

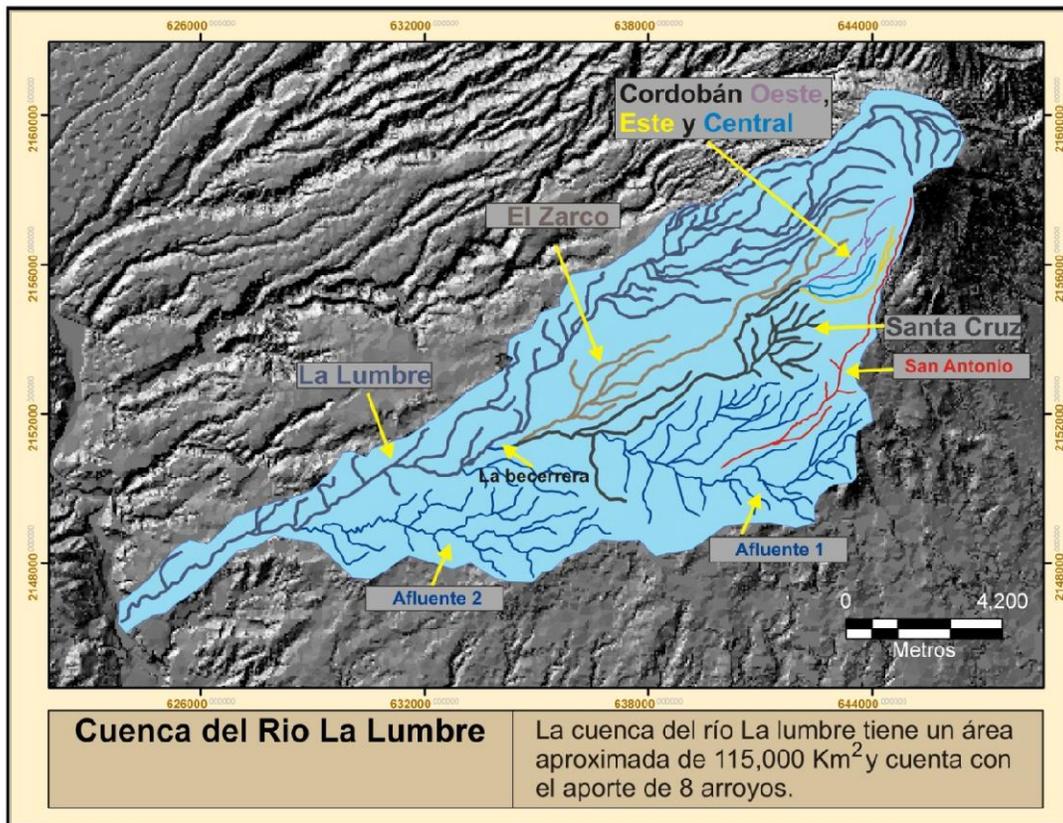


Figura 5.1. Figura que muestra el área de la cuenca del río la Lumbre, sus afluentes principales y el área calculada de esta cuenca.

Finalmente es la combinación de varios factores lo que juega un papel importante en la dinámica de transporte y depósito del flujo. En este estudio los antes descritos son los factores externos que han sido considerados.



Figura 5.2. Figura que muestra la trayectoria de la barranca La Lumbre, así como curvas importantes. (Modificado de Google Earth)

5.2 Estratigrafía

Se ha ubicado a la terraza correspondiente a los depósitos de lahar de 1913 (Figura 4.3) topográficamente en un nivel inferior (mas hacia el centro del cauce) de la terraza formada por el flujo piroclástico del mismo año. Esto se puede entender si consideramos que los flujos piroclásticos de la erupción de 1913 llenaron en su totalidad la barranca La Lumbre (Saucedo 1997; Saucedo et al, 2010) y que, durante la temporada de lluvias del mismo año, este material suelto fue removilizado formando la unidad inferior. La gran cantidad de material suelto disponible explica

el conspicuo volumen de esta unidad. El lahar correspondiente a la unidad inferior llenó el espacio vacío originado por la erosión formando una terraza ubicada en un nivel inferior a la del depósito piroclástico. Los depósitos de lahares relacionados con la erupción de 1913 en los años sucesivos fueron parcialmente erosionados formándose así el cauce actual, donde hoy en día se ubican los depósitos recientes estudiados por Capra et al (2009).

Con esto en mente es posible realizar una correlación entre las unidades que forman los depósitos estudiados (Figura 5.3). Se cuenta ya con una ubicación espacial basada en la posición de la terraza con respecto a la del flujo piroclástico y a la de las terrazas de los lahares más recientes. Esta posición nos permite reconocer y ubicar a la terraza formada por los depósitos estudiados, a lo largo de la zona proximal y parte de la zona media ya que es en estas áreas donde se pueden encontrar contemporáneamente afloramientos del flujo piroclástico y de los lahares recientes estudiados por Capra et al (2009). El hecho de que casi todos los afloramientos muestren las tres unidades, si bien no es una evidencia contundente, apoya al seguimiento lateral, ya que a lo largo de la barranca no se observa otra terraza que muestre tres unidades bien definidas. Los estudios sedimentológicos realizados muestran variaciones granulométricas laterales con patrones de cambios graduales. Estos patrones evidencian una evolución continua lateralmente y se observan en cada una de las tres unidades estudiadas. Dichos patrones muestran variaciones lógicas que respetan el comportamiento que se podría esperar para el depósito de un lahar en presencia de los factores externos (pendiente, anchura y curva en la barranca) presentes al momento del depósito. Con cambios que muestren una evolución conforme se avanza aguas abajo y no cambios al azar. El estudio de componentes aportó datos interesantes que pueden ayudar también a hacer una correlación entre las unidades. También en este caso se pueden observar patrones lógicos y graduales. Se observa como la proporción de líticos, en particular andesita gris densa aumenta relativamente hacia la zona distal. Esto debido a la interacción de los clastos que hace que se fragmenten. Por lógica se podría esperar que aguas abajo aumentara la proporción de este tipo de líticos y

disminuyera la de pómez o líticos poco densos, y en efecto esto es lo que se observa en las tres unidades. Se observa en las fracciones de 1, 0 y -1 phi un incremento en el contenido de andesita gris densa conforme se avanza a la zona distal, mientras que en la pómez y en los líticos poco densos la tendencia es a una disminución significativa.

Las evidencias antes citadas por si solas no serían evidencias contundentes para establecer una correlación entre las unidades estudiadas, sin embargo, la conjunción de todas ellas nos ayuda a reconocer lateralmente y caracterizar los depósitos de las tres diferentes unidades de flujo. Podemos entonces, en base a estas evidencias señalar que existe una relación lateral entre las unidades estudiadas.

5.3 Temporalidad

En base a su posición o nivel de terraza con respecto a las demás, esta terraza puede ser colocada en un periodo de tiempo comprendido entre el depósito de el flujo piroclástico de 1913 (Saucedo 1997, Saucedo et al., 2010) y el depósito de las terrazas más recientes (Capra et al., 2009).

A pesar de que los datos dendrocronológicos proporcionen únicamente una edad mínima para las unidades estudiadas, y de que tengan un margen de error amplio reduciendo su utilización como fechamientos precisos, las edades calculadas en la localidad muestreada son congruentes con las que se podría esperar para la removilización del depósito de 1913. Dicho fechamiento indica que la terraza estudiada cuenta con una edad no mas reciente a 1926 -1934. Su posición o nivel de terraza la ubica como posterior al flujo piroclástico de 1913. Dado que entre 1913 y 1926 no se tienen registros de algún otro lahar que no sea el relacionado con la erupción de 1913 está comprobada la relación con esta erupción.

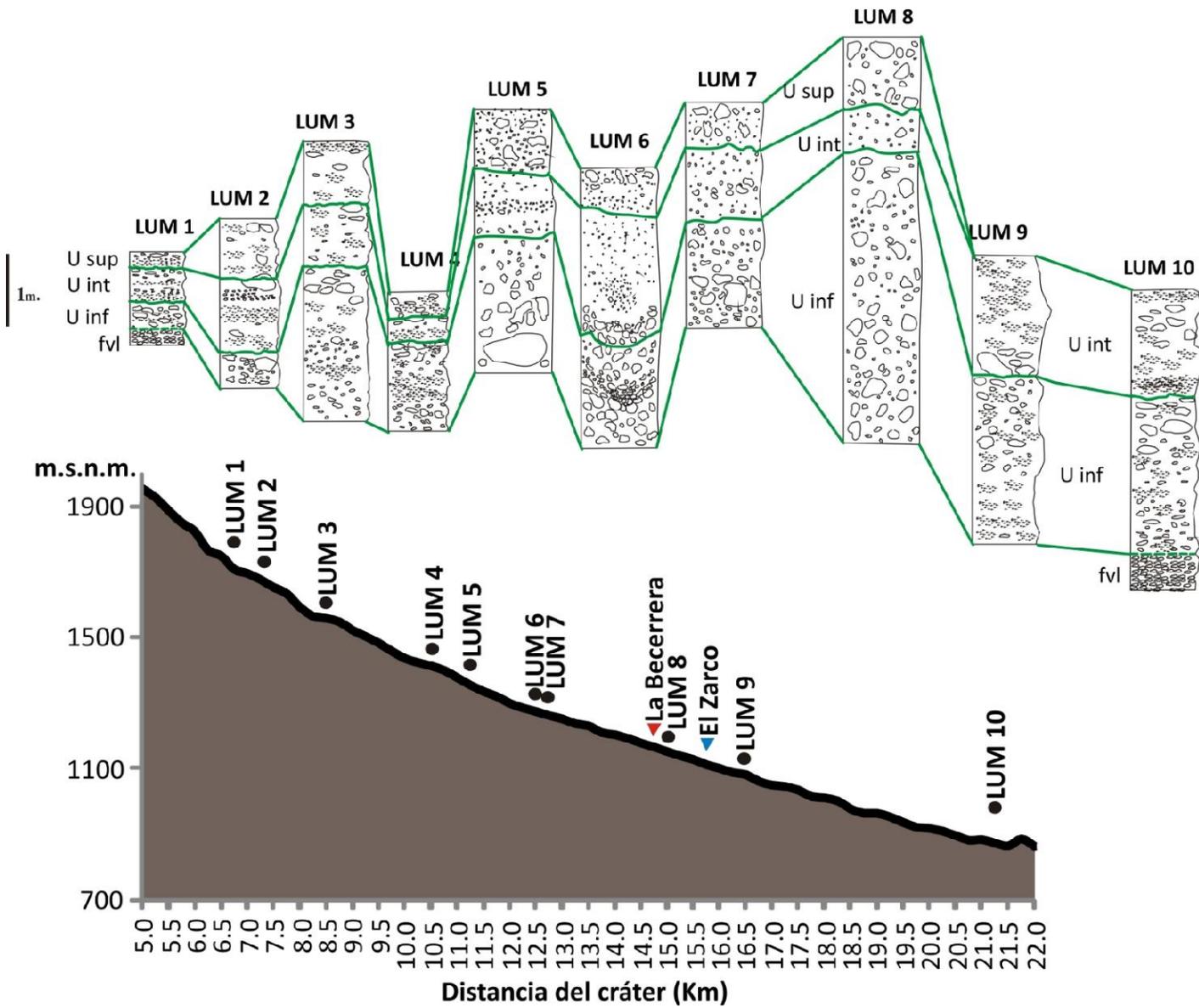
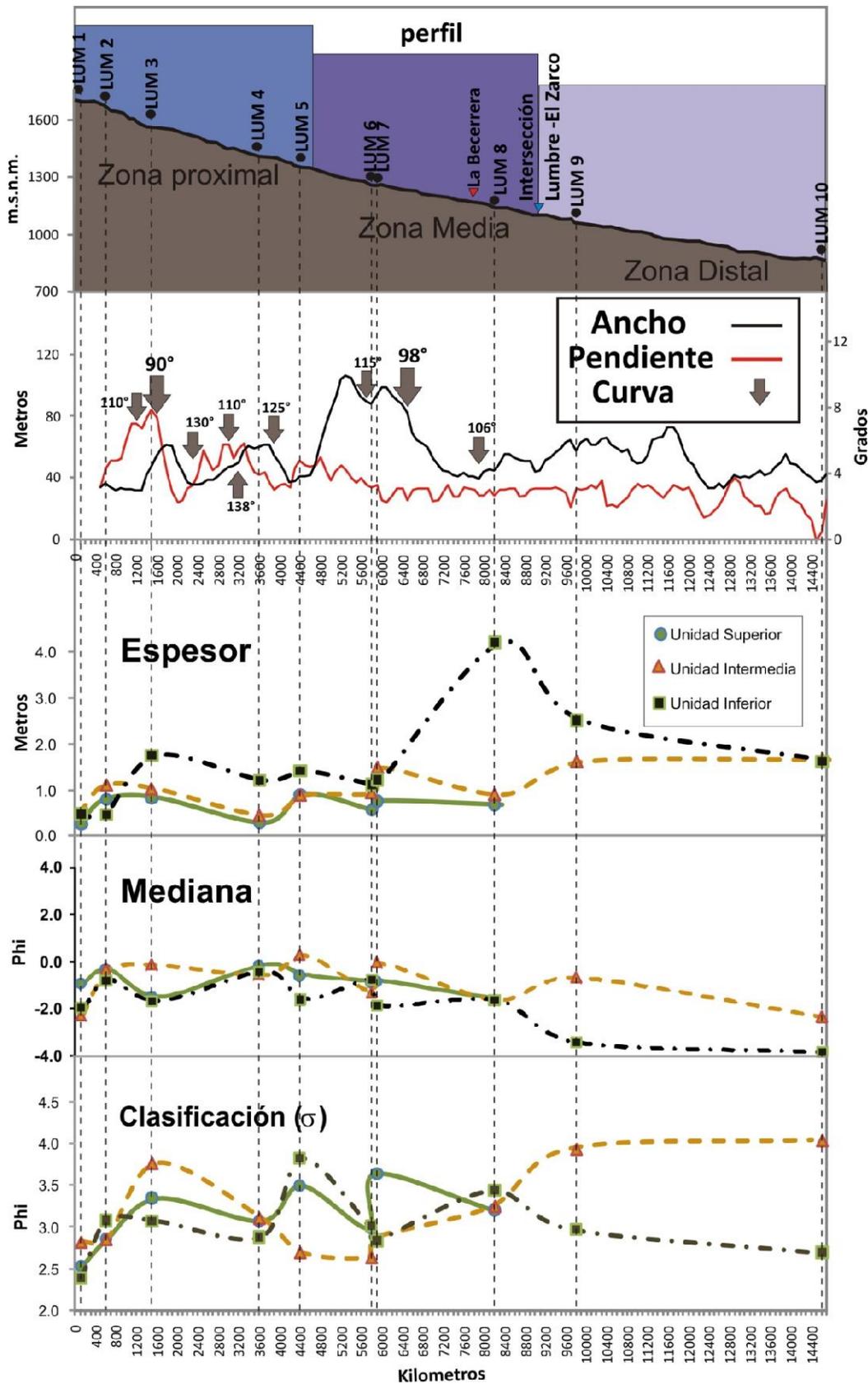


Figura 5.3. Esquema en donde se muestra una correlación entre los depósitos estudiados, donde U sup= unidad superior
 U int= unidad intermedia
 U inf= unidad inferior
 Fvl= depósito de tipo fluvial



5.4 Interpretación de los resultados

A continuación se presentan tres figuras (5.4-6) que ayudan a relacionar los factores geométricos con los patrones de los parámetros granulométricos estudiados.

Figura 5.4 Perfil

topográfico, afloramientos estudiados, geometría de la barranca y variaciones longitudinales.

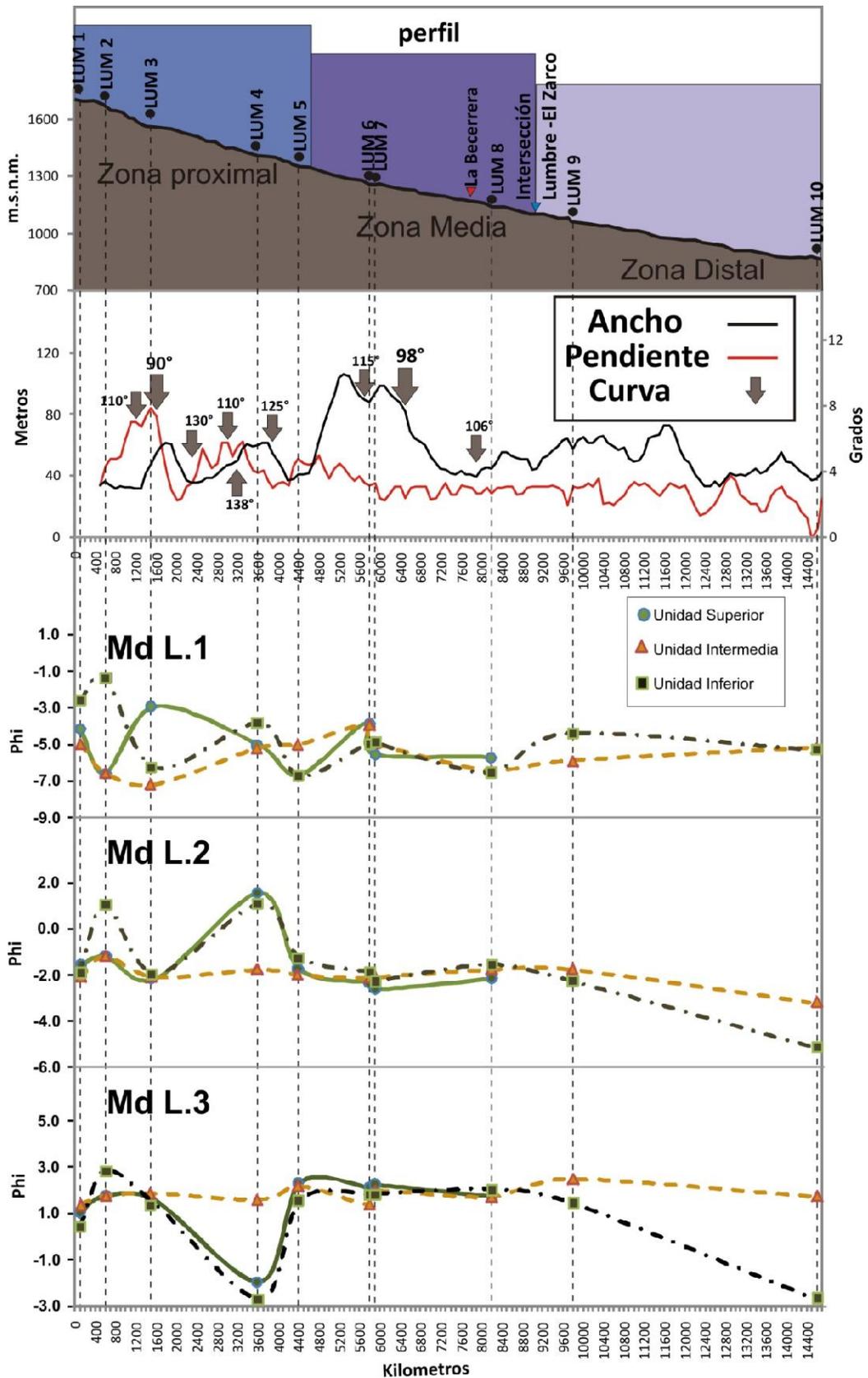


Figura 5.5 Perfil topográfico, afloramientos estudiados, geometría de la barranca y variaciones longitudinales.

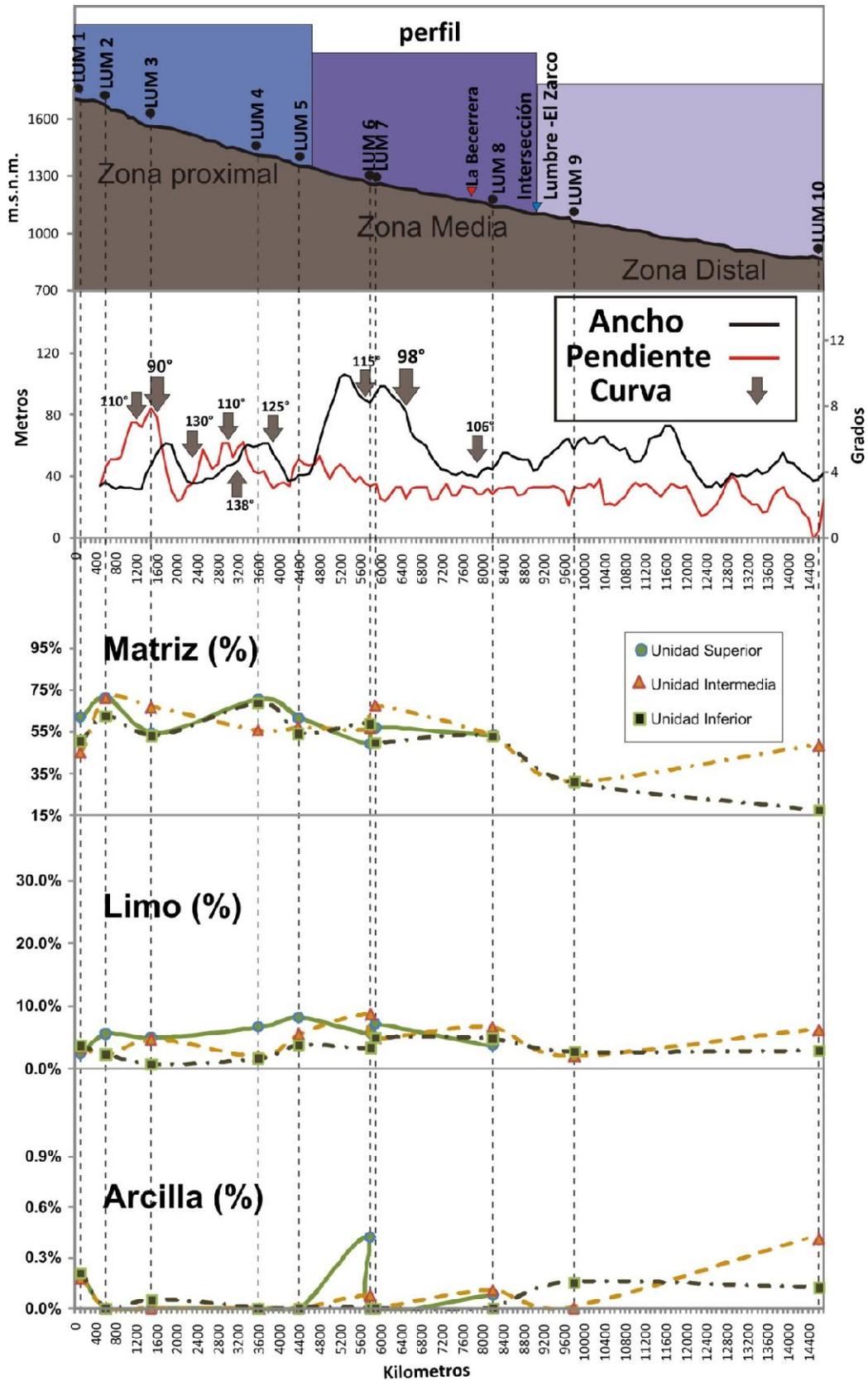


Figura 5.6 Perfil topográfico, afloramientos estudiados, geometría de la barranca y variaciones longitudinales.

5.4.1 Unidad inferior

Los histogramas muestran como inicialmente el depósito tiene una distribución casi unimodal que río abajo se hace más bimodal e incluso polimodal (Figura 4.16). Hacia el final de la parte proximal se evidencia en los histogramas un incremento de las fracciones gruesas y se aprecia de la misma manera un ligero incremento a las fracciones finas, el análisis textural muestra que en esta zona hay un aumento considerable en el tamaño de los clastos, por ejemplo el valor de P_5 (que representa la abundancia del material más grueso) en esta zona (LUM 5) es el más bajo de todos los afloramientos con valores de hasta -8ϕ (Figura 4.17), lo que indica que gran cantidad de material grueso fue depositado. La clasificación empeora drásticamente, lo que podría ser interpretado como incorporación de material suelto o *bulking*, sin embargo, existe también la posibilidad de que esto sea debido a una disminución importante en la pendiente, sumado a un ensanchamiento del cauce y a la presencia de una serie de curvas. Estos factores pueden haber determinado una disminución de su capacidad de carga o transporte con el consecuente depósito. El aumento en finos puede ser explicado por el desgaste de las partículas que, debido a la interacción existente entre ellas, determinó su fragmentación (Sarocchi 2006). Este material fino, compuesto principalmente de andesita gris, oscura y roja, se concentró en las fracciones -1 , 0 y 1ϕ como se pudo confirmar por medio del estudio del análisis de componentes (Figura 4.19).

En la primera mitad de la zona media se aprecia un comportamiento muy constante en los patrones de las variaciones longitudinales de la granulometría total, los histogramas son bimodales y la clasificación mejora. Este comportamiento es un reflejo de la geometría de la barranca (Figura 5.4): el aumento del ancho y la presencia de una curva abrupta determinaron una fuerte disminución de la velocidad. Por esta razón el flujo se distribuyó sobre un área más grande, hubo una sensible disminución de la competencia del flujo el que determinó el depósito de los bloques más grandes. La presencia en esta zona de cambios texturales (Figura 5.7), se podría explicar con la drástica disminución de velocidad que permitió la sobre-

posición de varios pulsos. Esto explica también la presencia en esta zona de los espesores más potentes. Hacia la parte final de la zona media se observan cambios importantes, un aumento en el tamaño de los clastos evidenciado por los histogramas (Figura 4.14-16) y por las variaciones laterales de la granulometría total (Figura 4.18). Se observa también que el espesor de los afloramientos aumenta considerablemente (Fig. 5.4).

Hacia el inicio de la parte distal se observa un incremento en el tamaño de los clastos, hay una disminución notable en el contenido de arena, pero un aumento en el de limo y arcilla, la clasificación mejora y el espesor disminuye. Este cambio en las características texturales de esta unidad es atribuido a la intersección de la barranca la Lumbre y la de el Zarco - Santa Cruz, la cual pudo haber aportado material fino y determinado un incremento general del gasto. Esta interpretación se da en base a lo observado en la barranca La lumbre. Hacia la parte final de la zona distal se observa como el tamaño de los clastos vuelve a aumentar. Tal incremento podría ser atribuido a que el flujo después de atravesar una zona con baja pendiente, de muchas curvas y después de diluirse considerablemente por la aportación del Zarco, ya había perdido gran parte de su inercia. Tanto que después de esta zona ya no se encuentran afloramiento de esta unidad.

En base a los estudios sedimentológicos realizados en este trabajo, la unidad inferior puede ser clasificada como un flujo de escombros no cohesivo (contenido de arcilla menor al 3%). El estudio de los componentes (Figura 4.19) evidencia la presencia de pómez (perteneciente a los depósitos piroclásticos de 1913) en todas las fracciones consideradas, con un contenido variable entre 4 y 13% del total de las partículas analizadas. Las variaciones entre un afloramiento y otro han sido graduales. Paradójicamente el contenido es el más bajo de las tres unidades, siendo esta la primera en removilizar el depósito primario. Una posibilidad es que la pómez haya sufrido un fuerte desgaste a lo largo del flujo, esto justifica el alto contenido de pómez en las fracciones más finas. Otra posibilidad es que la pómez por su densidad haya sido separada y alejada del resto del material transportado

como lo observado en el lahar que se originó en el Volcán Popocatépetl en 2001 estudiado por Capra et al (2004). Por otra parte la andesita gris (la cual es la más densa de entre los tres tipos de andesita encontrados) aumenta en contenido rio abajo con valores entre 5 y 42% del total de las partículas analizadas. Concentrándose mayormente en las fracciones -1, 0 y 1 phi. En la parte distal es el componente más abundante. Esto depende de su mayor densidad y resistencia al desgaste. El volumen estimado para esta unidad es de $1.5 \times 10^6 \text{ m}^3$ y es el mayor de las tres unidades

5.4.2 Unidad Intermedia

El depósito en la zona proximal muestra capas de material más fino, con laminaciones (el tamaño de los clastos según los datos granulométricos es el más pequeño de las tres unidades, Figura 5.4) y en general es el que presenta una mejor clasificación. Se observa también una capa de material fino, laminada mejor seleccionada ubicada en la base de la unidad, la cual tiene continuidad en la mayor parte de la zona proximal. El soporte de los clastos varía de clasto-clasto a un soporte soportado por matriz. Al parecer las condiciones geométricas de la barranca tuvieron un efecto directo en las características de este flujo, ya que existen algunas curvas de hasta 90° al inicio de la zona proximal, un ensanchamiento del cauce y un incremento en la pendiente de la barranca. Estas variaciones deben haber condicionado el flujo determinando el depósito de una parte de su carga de clastos gruesos hacia la mitad de la zona proximal. En esta zona se observan también algunas ligeras gradaciones inversas que pueden ser en respuesta al aumento de la pendiente y a la presencia de curvas. Ambos factores determinan un incremento en la interacción de los clastos. Estos cambios podrían marcar una zona de transición entre un flujo hiperconcentrado a un flujo de escombros.

Al llegar a la zona media se observa como el tamaño de los clastos gruesos va aumentando, se aprecia también en la mediana (P_{50}) un incremento de 1 phi en el tamaño de los clastos, los espesores también aumentan(Figura 5.4). En esta zona

se conserva la capa laminada ubicada en la base (la cual se encontró en la zona proximal). Esta unidad presenta, al igual de lo que se observó en la unidad inferior, cambios texturales en el depósito (Figura 5.7).

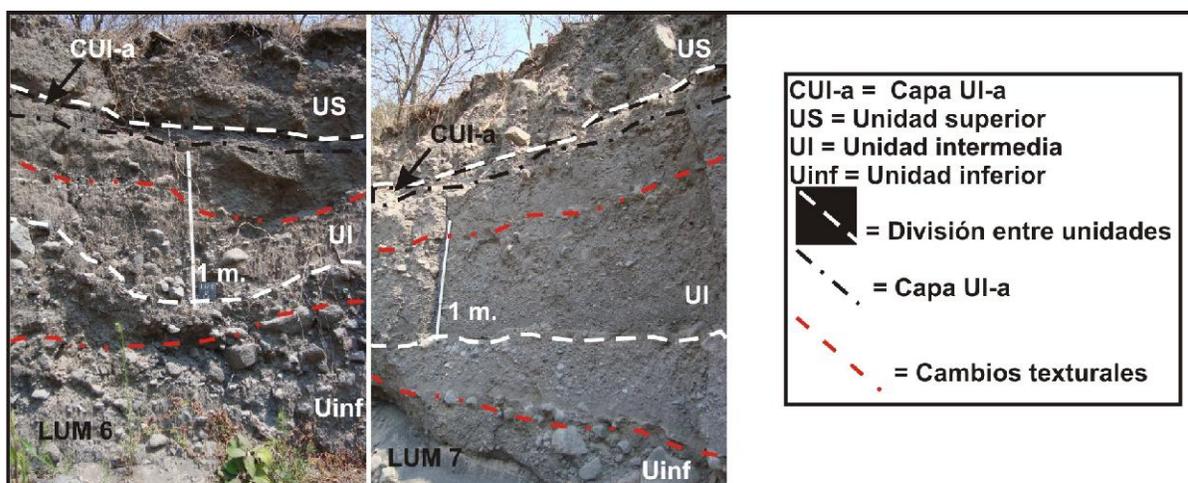


Figura 5.7 En esta figura se observan los cambios texturales en las unidades inferior e intermedia. Dichos cambios dan la apariencia de que cada unidad se dividiera en dos.

Lo cual sugiere que en ambos casos los factores geométricos de la barranca actuaron de la misma manera. Se siguen observando (al igual que en la zona proximal) una capa de material más fino y mejor clasificado a la base de la unidad.

Hacia la cima de esta unidad se observó, en el contacto con la unidad superior, otra capa laminada, de material fino la cual ha sido llamada Capa UI-a (Figura 5.7). Esta capa, que se observa solamente en esta zona, podría ser relacionada con el depósito de la parte posterior del flujo en esta zona donde hay una fuerte disminución de la pendiente, un incremento en el ancho de la barranca y la presencia de curvas pronunciadas.

En la zona distal se observa un drástico aumento en el tamaño de los clastos (de -4 a -8 phi) y contemporáneamente se puede ver que la clasificación empeora (figura 5.4). Sin embargo se observa también un incremento de la fracción fina en las curvas granulométricas (Figura 4.15). Este patrón puede ser explicado por un

aporte de material muy mal clasificado procedente de El Zarco – Santa Cruz. Hacia la parte media de esta zona el tamaño de los clastos se mantiene más o menos constante, únicamente se observa un aumento significativo en el contenido de arcilla y limo aguas abajo. Este aumento puede estar relacionado al aporte de material proveniente del Zarco Santa – Cruz. En esta zona distal se sigue observando la capa de material fino en la base. Esta interpretación se da en base a lo observado en la barranca La lumbre.

En relación a la capa de material fino (Figura 5.8) observada en la base de esta unidad en todas las zonas, se podría decir que se trata de una capa depositada por una actividad de tipo fluvial, ya que se observan alineación entre los clastos, estos son redondeados, el material está bien seleccionado y el arreglo entre las partículas es sostenido clasto a clasto sin relleno en los intersticios. La presencia de esta capa de origen fluvial implica un intervalo de tiempo transcurrido entre el depósito de estas dos unidades. Desafortunadamente no se cuenta con evidencias que pudieran ayudar a la estimación de este lapso de tiempo. Sin embargo, según datos de Saucedo (1996), existen testimonios orales que afirman que en la temporada de lluvias de 1913 y durante los tres años siguientes hubo intensa actividad de lahares. Lo que deja abierta la posibilidad de que esta capa se formara en este periodo.

La unidad no es totalmente masiva, el soporte de clastos es en su gran mayoría por matriz. Sin embargo, se puede observar en los histogramas (Figura 4.15) que el flujo contenía bloques ($>-6 \phi$) Basándose únicamente en el estudio textural y observaciones de campo esta unidad se puede clasificar como un flujo hiperconcentrado que se transformó longitudinalmente a un flujo de escombros no cohesivo. También en este caso el estudio de los componentes (Figura 4.19) evidencia la presencia de pómez (perteneciente a los depósitos piroclásticos de 1913) en todas las fracciones consideradas, con un contenido variable entre 4 y 13% del total de las partículas analizadas. Las variaciones entre un afloramiento y otro han sido graduales y la disminución ha sido más evidente en el último afloramiento conside-

rado para el análisis de componentes. La andesita gris (la cual es la más densa de entre los tres tipos de andesita encontrados) muestra un comportamiento similar al observado en la unidad inferior Sin embargo el contenido es ligeramente menor con valores entre 2% y 30% del total de las partículas analizadas. El volumen calculado para esta unidad es de $9.3 \times 10^5 \text{ m}^3$. esta unidad es la segunda más grande en volumen.

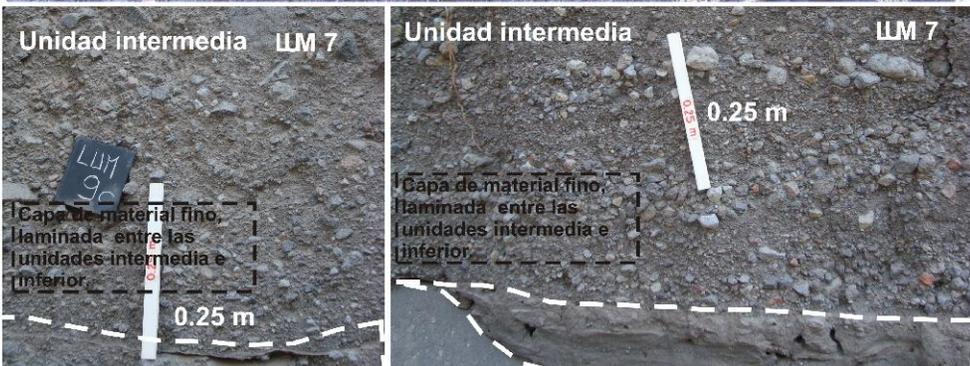
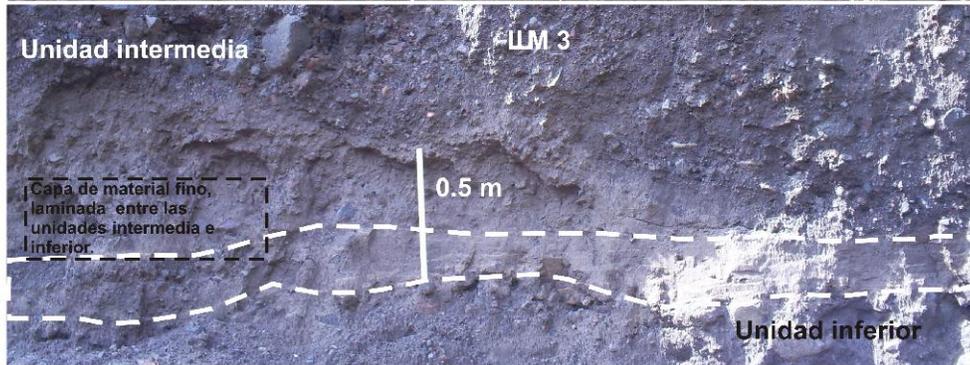
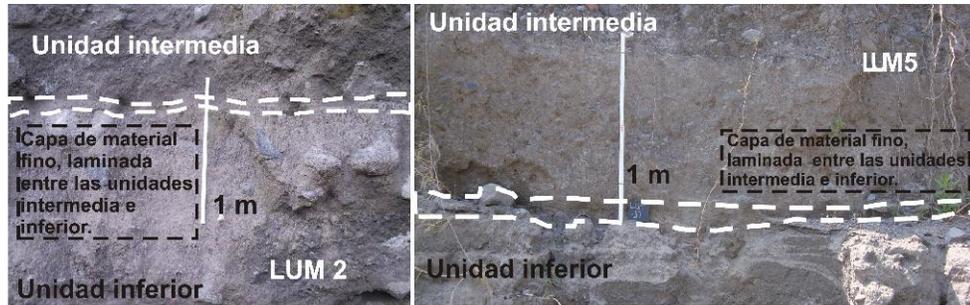
5.4.3 Unidad superior

Según se ve en los histogramas (Figura 4.14) el depósito comienza mostrando una distribución casi unimodal y conforme avanza aguas abajo la distribución se hace más bimodal y finalmente polimodal. El soporte de clastos comienza siendo clasto soportado y aguas abajo el soporte es por matriz.

Dentro de la zona proximal encontramos que esta unidad muestra un comportamiento similar al de la unidad inferior. Lo cual se relaciona a una similitud en las distribuciones granulométricas. Sin embargo, aguas abajo, en la zona media, su comportamiento es diferente. Las curvas pronunciadas, los cambios en la pendiente y el ensanchamiento del cauce de la barranca determinaron que esta unidad depositara su carga más pesada dentro de la zona proximal consecuentemente la clasificación mostró una mejoría aguas abajo.

Tal parece que para el final de la zona proximal el flujo iba ya con mayor proporción de material fino, según se aprecia en las graficas MdL.3 y P₉₅ (Figuras 4.17-18) y en el histograma del afloramiento LUM 5 (Figura 4.14). Al entrar en la zona media el flujo llega con una carga poco más homogénea lo que se ve reflejado en

Zona Proximal



Zona Media

Zona Distal

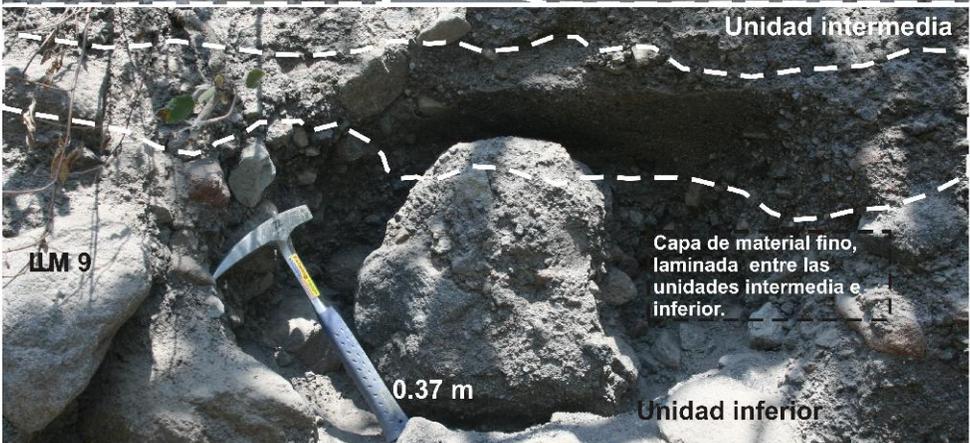


Figura 5.8. Capa de material fino y laminada observada en el límite entre la unidad inferior e intermedia. En esta figura se observa esta capa en los afloramientos LUM 2, 3, 5, 7 y 9, cubriendo las zonas proximal, media y distal.

la mejor clasificación, y al parecer con un contenido de arcilla suficiente para marcar un pico en esta zona llegando casi hasta el 0.5%. Probablemente la geometría de la barranca en esta zona (el ancho más grande, una significativa disminución de la pendiente, y la presencia de dos curvas pronunciadas) determinó el depósito de las fracciones más finas. Además puede haber sido importante el desgaste de las partículas que produce un enriquecimiento en finos (Sarocchi, 2006) y la incorporación de material fino por erosión lateral de material de depósito de avalancha (comúnmente ricos en materiales finos). Los espesores muestran una ligera disminución y la mediana del tamaño de los clastos incrementa de -1 a -2 phi. Hacia la parte final de la zona media se observa un incremento (afloramiento LUM 9 ubicado a 882 m. de la intersección con El Zarco – Santa Cruz) en el tamaño de los clastos, esto puede ser explicado por la presencia de una curva abrupta, aunado a una fuerte disminución de la pendiente, que redujeron la velocidad del flujo. Esta disminución en la velocidad condicionó la capacidad del flujo de transportar lo que le restaba de material grueso el cual fue depositado.

Finalmente esta unidad se pierde o deja de aflorar en el límite de la zona media con la zona distal, debido probablemente a que con respecto a la unidad inferior (con la cual es comparable granulométricamente) el volumen es notablemente más pequeño y fue mayormente afectado por la geometría de la barranca (pendiente, ancho del cauce del río, curvas, aporte de afluentes). Según parece, este flujo ya había depositado la mayoría de su carga antes de llegar a esta zona y al entrar en contacto con el aporte de material proveniente del afluente El Zarco – Santa Cruz, al parecer fue diluido y dejó de depositar. Esta interpretación se da en base a lo observado en la barranca La lumbre.

En base a los análisis textural y sedimentológico realizados a esta unidad, se puede clasificar como un flujo de escombros no cohesivo (contenido de arcilla menor al 3%). El estudio de los componentes (Figura 4.19) evidencia la presencia de pómez (perteneciente a los depósitos piroclásticos de 1913) en todas las fracciones consideradas, con un contenido variable entre 3 y 16% del total de las partícu-

las analizadas. Las variaciones entre un afloramiento y otro han sido graduales. Se trata de una cantidad significativa de pómez. Así mismo la andesita gris (la cual es la más densa de entre los tres tipos de andesita encontrados) aumenta en contenido río abajo con valores entre 0 y 27% del total de las partículas analizadas haciendo a esta unidad la de menor contenido de este componente. Concentrándose mayormente en las fracciones -1, 0 y 1 phi. La andesita oscura (menos densa) es el componente más abundante. Esto podría ser relacionado con su menor densidad por la cual puede ser remobilizada un poco más fácilmente. El volumen calculado para esta unidad es de $3.0 \times 10^5 \text{ m}^3$ y de las tres unidades es la de menor volumen. La suma de los tres volúmenes calculados nos da el volumen total que es de $2.7 \times 10^6 \text{ m}^3$

Conclusiones

En base al trabajo realizado en los depósitos de lahar relacionados con la erupción de 1913 del Volcán de Colima se puede concluir lo siguiente:

- En base a las observaciones en campo, al análisis de los perfiles granulométricos verticales, el estudio sedimentológico, textural y de componentes se reconocieron tres depósitos los cuales fueron llamados: unidad superior, unidad intermedia y unidad inferior.
- La unidad inferior se clasificó como un flujo de escombros, la intermedia como un flujo hiperconcentrado que se transformó a flujo de escombros y la superior como un flujo de escombros (Pierson y Costa, 1987), siendo el mecanismo de disparo de las tres las intensas lluvias.
- La unidad superior es la de menor alcance por ser la de menor volumen.
- Se trata de depósitos posteruptivos.
- Existen intervalos de tiempo entre el depósito de las tres unidades.
- Las variaciones en la geometría de la barranca condicionaron los regímenes de transporte y depósito de los lahares estudiados.
- Los lahares cubrieron un área de 0.7 km^2 .
- La suma de los volúmenes de los tres depósitos es de $2.7 \times 10^6 \text{ m}^3$ haciendo a esta serie de lahares del mismo orden de magnitud que el de Atenquique ($3.2 \times 10^6 \text{ m}^3$) y mayor a los registrados en la barranca monte grande en 1999 ($6.3 \times 10^5 \text{ m}^3$).
- De acuerdo con el análisis morfoestratigráfico y dendrocronológico los tres depósitos son relacionables al material emitido por la gran erupción de tipo Pliniano del volcán de Colima en 1913.

Referencias

- Bagnold, R. A., 1954. Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a newtonian fluid under shear. *Proceedings of the Royal Society of London, series A*, v. 225, p. 49-63.
- Beverage, J.P. and Culbertson, J.K. (1964) Hyperconcentrations of suspended sediment. *Journal of Hydraulics Division, A.S.C.E.*, 90, 117-128.
- Boelhouwers, J., Holness, S., Sumner, P., 2000. Geomorphological characteristics of small debris flows on Junior's Kop, Marion Island, maritime sub-antarctic. *Earth Surf. Process. Landf.* 25, 341– 352.
- Bovis, M.J., Jakob, M., 1999. The role of debris supply conditions in predicting debris flow activity. *Earth Surf. Process. Landf.* 24, 1039– 1054.
- Borselli y Sarocchi, 2006, DECOLOG 2.0, www.decolog.org.
- Branney, M.J. and Kokelaar, P., 1992. A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. *Bulletin of Volcanology*, 54: 504-520.
- Bretón Gonzales M., Ramirez J.J., Navarro C.(2002). Summary of the historical eruptive activity of the Volcán de Colima, Mexico 1519-2000. *Journal of Volcanology and Geothermal research*, Vol. 117, p.21-46.
- Bridge, J.S. (2003) Sediment transport by unidirectional water flows. In: G.V. Middleton, M.J. Church, M. Coniglio, L.A. Hardie, and F.J. Longstaffe (eds), *Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks* (pp. 609-619). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands.
- Campbell, C. S., 1989. Self-lubrication for long runout landslides. *Journal of Geology*, v. 97, No. 6, p. 653-665.
- Cao, R., and Qian, S. (1990) Sediment transport characteristics of hyperconcentrated flow with suspended load. In: R.H. French (ed), *Proceedings of the international symposium on Hydraulics/Hydrology of Arid lands, San Diego California, July 30-August 2, 1990* (pp. 657-662). American Society of Civil Engineers, New York.
- Capaccioni, B., Sarocchi, D., 1996, Computer assisted image analysis on clast shape fabric from the Orvieto-Bagnoregio ignimbrite (Vulsini District, central Italy): implications on the emplacement mechanisms, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 70: 75-90.
- Capaccioni, B., Valentini, L., Rocchi, M., Nappi, G., Sarocchi, D., 1997, Image analysis and circular statistics for shape-fabric analysis: applications to lithified pyroclastic flow deposits, *Bulletin of Volcanology* 58 (7): 501-514.
- Capra, L., 2000. Colapsos de edificios volcánicos: transformación de avalanchas de escombros en flujos de escombros cohesivos. Los casos del Monte Santa Elena (EEUU), Nevado de Toluca y Nevado de Colima (México). Tesis de Doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México. Ciudad de México. 177 p.
- Capra L., M. A. Poblete, R. Alvarado. The 1997 and 2001 lahars of Popocatepetl volcano (Central Mexico): textural and sedimentological constraints on the origin and hazards (2004). *Journal of Volcanology and Geothermal research*, 131, 351 – 369.
- Capra, L., L. Borselli, N. Varley, J.C. Gavilanes-Ruiz, G. Norini, D. Sarocchi, L. Caballero, A. Cortes, Rainfall-triggered lahars at Volcan de Colima, Mexico: Surface hydro-repellency as initiation process (2009), *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1899 (1-2) 105 – 117.
- Costa, J.E. (1984) Physical geomorphology of debris flows. In: J.E. Costa and P. J. Fleisher (eds), *Developments and Applications of Geomorphology* (pp. 268-317). Springer Verlag, Berlin.
- Costa, J.E., 1988, Rheologic, geomorphic and sedimentologic differentiation of water flows, hiperconcentrated flows and debris flows, *en Baker, V.R., Kochel, R.C., Patton, P.C. (eds.)*, *Flood Geomorphology*: New York, Wiley, 113-122.
- Cortés, A., Garduño, V.H., Navarro C., Komorowski J.C., Saucedo R., Macías J.L., Gavilanes J.C., 2005 Carta Geológica del Complejo Volcánico de Colima, con Geología del Complejo Volcánico de Colima, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas y Mineras 0185-4798, vol.10.
- Coussot, P. and Piau, J.M. (1994) On the behavior of fine mud suspensions. *Rheologica Acta*. 33, 175 – 184.
- Crandell, D.R., (1971) Postglacial Lahars From Mount Rainier Volcano, Washington (USGS Professional paper 677, 75 pp.). US Geological Survey, Reston, VA.

- Crandell, D. R., 1988. Gigantic debris avalanche of Pleistocene age from ancestral Mount Shasta Volcano, California, and debris - avalanche hazard zonation. U. S. Geological Survey Bulletin, 1861, 32 p.
- Cronin, S.J., Neall, V.E., Lecointre, J.A., and Palmer, A.S. (1999) Dynamic interactions between lahars and stream flow: A case study from Ruapehu volcano, New Zealand. *Geological Society of America Bulletin*, 111, 28-38.
- Cronin, S.J., Lecointre, J.A., Palmer, A.S., and Neall, V.E. (2000) transformation, internal stratification, and depositional process within a channelized, multi-peaked lahar flow. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 43, 117-128.
- Curry, R.R., 1966. Observation of alpine mudflows in the Tenmile Range, Central Colorado. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 77, 771– 776.
- Dávila, N., Capra, L., Gavilanes, J.C., Varley, N., Norini, G., Gomez, A., 2007. Recent lahars at Volcán de Colima (Mexico): drainage variation and spectral classification. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 165, 127-141.
- DeGraff, J.V., 1994. The geomorphology of some debris flows in the southern Sierra Nevada, California. *Geomorphology* 10, 231– 252.
- De la Cruz, S. (1993). Random patterns of occurrence of explosive eruptions at Colima Volcano, México. *J. Volcanol. Geother. Res.* 55:51-68.
- De Riso, R., Buretta, P., Calcaterra, D., Santo, A., 1999. Le colate rapide in terreni piroclastici del territorio campano. *Proceeding Previsione e Prevenzione di Movimenti Franosi Rapidi Trento*, 17–19 Giugno 1999, pp. 133– 150.
- Ehrlich, R., Weinberg, B., 1970, An exact method for characterization of grain shape, *Journal of Sedimentary Petrology* 40 (1): 205-212.
- Ferrucci, M., Pertusati, S., Sulpizio, R., Zanchetta, G., Pareschi, M. T., Santacroce, R. (2005), Volcaniclastic debris flows at La Fossa Volcano (Vulcano Island, southern Italy): Insights for erosion behaviour of loose pyroclastic material on steep slopes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 145; 173– 191 pp.
- Fisher, R.V. and Schminke, H.-U. (1984) *Piroclastic Rocks* (472 pp.). Springer-Verlag, Berlin.
- Francis, P. W., Gardeweg, M., Ramírez, C. F. and Rothery, D. A., 1985. Catastrophic debris avalanche deposit of Socompa Volcano, Northern Chile. *Geology*, v. 13, p. 600-603.
- Francis, P. and Self, S., 1987. Collapsing volcanoes. *Scientific American*, v. 256, No. 6, p. 90-97.
- Gabet, E.J., Dunne, T., 2002. Landslide on coastal sage-scrub and grassland hillslopes in a severe El Niño winter: the effects on conversion on sediment delivery. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 114 (8), 983– 990.
- Gavilanes, J.C., 2004. Simulación de escenarios eruptivos del Volcán de Colima y aportaciones al plan de contingencia del estado de Colima: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, Master Thesis, 123 p.
- Gerson, R. (1997) Sediment transport for desert watersheds in erodible materials. *Earth Surface Processes*, 2, 343-361.
- Glicken, H., 1991, Sedimentary architecture of large volcanic-debris avalanches, in Smith, G.A., and Fisher, R.V., eds., *Sedimentation in Volcanic Settings*, v. 45, p. 99-106.
- Glicken, H., 1996. Rockslide avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens Volcano, Washington. U.S. Department of the Interior, USGS: Open File Report 96-677, 88 p.
- Gorshkov, G. , 1959. Gigantic eruption of the Volcano Bezymianny. *Bulletin of Volcanology*, v. 20:77 – 109.
- Guzmán, R., 1973. Colima en la historia de México, III La colonia. *Archivo Histórico de Guadalajara, México*. Pp. 220 – 222.
- Harris, S.A., Gustafson, C.A., 1993. Debris flow characteristics in an area of continuous permafrost, St. Elias Range, Yukon territory. *Z. Geomorphol.* 37, 41– 56.
- Hayashi, J. N. and Self, S., 1992 . A comparison of pyroclastic flow and debris avalanche mobility. *Journal of Geophysical Research*, v. 97, No. B6, p. 9063-9071.
- Hubert, J.F., Filipov, A.L., 1989. Debris-flow deposits in alluvial fans on the west flank of the White Mountains, Owens Valley, California, U.S.A. *Sediment. Geol.* 61, 177– 205.
- Hsü, K. J., 1975. Catastrophic debris stream (Sturzstroms) generated by rockfalls. *Geological Society of America Bulletin*, v. 86, p. 129-140.
- Innes, J.L., 1983. Debris flows. *Prog. Phys. Geogr.* 7, 469– 501.
- Iverson, R.M. (1997) The physics of debris flows. *Reviews of Geophysics*, 35, 245-296.
- Julien, P.Y. and Lan, Y. (1991) Rheology of hyperconcentrations. *Journal of hydraulic Engineering*, 117, 346-353.
- Kaye, 1999, *Characterization of Powers and Aerosols*. WILEY-VCH, Weinheim, 312pp.

- Komar, P.D. (1988) Sediment transport by floods. In: V.R. Baker, R.C. Kochel, and P.C. Patton (eds), *Flood geomorphology* (pp. 97-111). Wiley-Interscience, New York.
- Komorowski, J.C., Navarro, C., Cortés, Saucedo, R., Gavilanes, J.C. (1997) The Colima Complex Quaternary multiple debris avalanche deposits, historical pyroclastic sequences pre-913, 1991 and 1994). IAVCEI General Assembly, Puerto Vallarta, México. Special publication. Fieldtrip guidebook, N. 3: 1-38.
- Kostaschuck, R., James, T., and Rishi, R. (2003) Suspended sediment transport during tropical cyclone floods in Fiji. *Hydrological processes*, 17, 1149-1164.
- Kurdin, R.D., 1973. Classification of mudflows. *Soviet Hidrology* 4: 310-316.
- Lowe, D., 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52(1): 279-297.
- Major, J.J. and Voight, B., 1986. Sedimentology and clast orientations of the 18 May, 1980 south west-flank lahars, Mount St. Helens, Washington. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56: 691-705.
- Major, J.J., 1997. Depositional processes in large-scale debris-flow experiments. *Journal of Geology*, 345-366.
- Malyshev, A. I., 1998. Directed - blast eruption of Besymyanni on March 30, 1956: problems of interpretation. *Volcanology and Seismology*: v. 19, p. 311-319.
- Mcewen, A. S. and malin, M., 1989. Dynamics of Mount St. Helens' 1980 pyroclastic flows, rockslide - avalanche, lahars, and blast. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 37, p. 205-231.
- Medina-Enríquez, J., 1988. Atenquique una aportación a su historia. Talleres fotográficos de imprentas-Jalisco. S.A., Impresores de Guadalajara, México, p. 355.
- Medina-Martínez F., 1983. Analysis of the eruptive history of the Volcán de Colima, Mexico (1560-1980). *Geofísica Internacional*, 22, 157-178.
- Melosh, H. J., 1979. Acoustic fluidization: a new geologic process?. *Journal of Geophysics Research*, v. 84, p. 7513-7520.
- Mills, H.H., 1984. Clast orientation in Mount St. Helens debris flow deposits, North Fork Toutle River, Washington. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 626-634.
- Naranjo, J. A. and Francis, P., 1987. High velocity debris avalanche at Lastarria Volcano in the north Chilean Andes. *Bulletin of Volcanology*, v. 49, p. 509-514.
- Nieuwenhizen, M.E., Van Steijn, H., 1990. Alpine debris flows and their sedimentary properties. A case study from French Alps. *Pemafr. Periglac. Process.* 1, 111 –128.
- Ortiz-Santos, G. (1944) La zona volcánica "Colima" del estado de Jalisco. Edición del Instituto de Geografía de la Universidad de Guadalajara. Monografía: 1- 44.
- Oseguera-Velásquez, J., 1989. Efemérides de Colima y de México. *Archivo histórico de la ciudad de Colima, México*, pp. 147-181.
- Palmer, B., Alloway, B. V. and Neall, V. E., 1991. Volcanic debris avalanche deposits in New Zealand - lithofacies organization in unconfined, wet - avalanche flows. *Sedimentation in Volcanic Settings*, SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication No. 45, p. 89-98.
- Pareschi, M.T., Favalli, M., Giannini, F., Sulpizio, R., Zanchetta, G., Santacroce, R., 2000. May 5, 1998, debris flows in circumvesuvian areas (southern Italy): insight for hazard assessment. *Geology* 28 (7), 639–642.
- Pierson, T.C., 1980. Erosion and deposition by debris flows at Mt. Thomas, North Canterbury, New Zealand. *Earth Surf. Process. Landf.* 5, 227– 247
- Pierson, T., 1985. Initiation and flow behavior of the 1980 Pine Creek and Muddy River lahars, Mount St. Helens, Washington. *Geological Society of America Bulletin* 96: 1056-1069.
- Pierson, T. and Scott, K., 1985. Downstream dilution of a lahar: Transition from debris flows to hyperconcentrated streamflow. *Water Resources Research*, 21 (10): 1511-1524.
- Pierson, T.C. (1986) Flow behavior of channelized debris flows, Mount St. Helens, Washington. In: A.D. Abrahams (ed.), *Hillslope processes* (pp. 269-296). Allen &Unwin, Boston.
- Pierson, T. y Costa, J., (1987). A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. In: J. Costa and G.E. Wieczorek (Editors), *Debris flows/Avalanches: Process, Recognition, and mitigation*. Reviews in engineering geology. Geological Society of America, Boulder, CO, pp. 1 – 12.
- Pierson, T., Janda, R., Thouret, J., and Borrero, C., 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*, 41: 17-66.
- Pierson, T. C., Daag, A. S., De Los Reyes, P.J., Regalado, M.T.M., Solidum, R., and Tubianosa, B. S. (1996) Flow and deposition of posteruption hot lahar son the east side of Mount Pinatubo, July-October

1991. In: C.G. Newhall and R.S. Punungbayan (eds), *Fire and Mud: Eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines* (pp. 921-950). Philippine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City and University of Washington Press, Seattle.
- Pierson, T.C. and Scott, K.M., (1998). Surficial hydrologic hazards at volcanoes. U.S.G.S., Open file report, n.98. Vancouver, Washington
- Pierson, T.C. (2005) hyperconcentrated flow – transitional process between water flow and debris flow. In: Jakob M, Hungr O (eds) Debris-flow hazards and related phenomena. Springer Berlin Heidelberg, Praxis, pp 159-202.
- Pierson, T. (2007). Dating young geomorphic surfaces using age of colonizing Douglas fir in southwestern Washington and northwestern Oregon, USA. *Earth Surface Processes and Landforms* 32, 811-831.
- Ponce-Segura, J.M., 1983. Historia de Atenquique. Talleres litográficos Vera. Guadalajara, Jalisco, México, p. 151.
- Rickenmann, D., Zimmermann, M., 1993. The 1987 debris flows in Switzerland: documentation and analysis. *Geomorphology* 8, 175– 189.
- Rodolfo, K. S., 2000, The hazards from lahars and Jökulhlaups, *en* Sigurdsson, H. (ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*: London, Academic Press, 973-995.
- Rodriguez-Elizarrás, S.R., Siebe, C., Komorowski, J.C., Espindola, J.M., Saucedo, R., (1991). Field Observations of pristine block-and-ash-flow deposits emplaced April 16-17, 1991 at Volcán de Colima, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 48: 399-412.
- Saucedo, R., (1997) Reconstrucción de la Erupción de 1913 del Volcán de Colima. Tesis de Maestría. Instituto de Geofísica, UNAM, 185 p.
- Saucedo Girón R., y Macías Vázquez J.L. (1999). La historia del volcán de Colima. *Revista Tierra adentro. CONACULTA*. No. 98, p. 8-14. ISSN 0185-0938.
- Saucedo, R., Macías, J.L., Bursik, M.I., J.C., Gavilanes, J.C., Cortes, A., 2002. Emplacement of pyroclastic flows during the 1998-1999 eruption of Volcán de Colima, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 117 (1-2), 129-153.
- Saucedo, R., Macías, J.L., Sheridan, M.F., Bursik, M.I., Komorowski, J.C., 2005. Modeling of pyroclastic flows of Colima Volcano, Mexico: implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 139 (1-2), 103-115.
- Saucedo R., Macías J.L., Sarocchi D., Bursik M., Rupp B., 2008. The raintriggered Atenquique volcaniclastic debris flow of October 16, 1955 at Nevado de Colima Volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 173(1): 69-83.
- Saucedo R, J.L. Macías, J.C. Gavilanes, J.L. Arce, J.C. Komorowski, J.E. Gardner, G. Valdez – Moreno. Eyewitness, stratigraphy, chemistry, and eruptive dynamics of the 1913 plinian eruption of the Volcán de Colima, México (2010), *Journal of volcanology and geothermal research*, 191, 149-166.
- Sarocchi, D., 1993, Studio delle successioni piroclastiche mediante l'impiego dei sensori CCD e tecniche di elaborazione delle immagini. Università di Firenze, Tesis de licenciatura, 201pp.
- Sarocchi, D., Borselli, L. y Macías, J.L., (2005). Construcción de perfiles granulométricos de depósitos piroclásticos por métodos ópticos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*; Vol. 23 (2), pp. 371 – 382.
- Sarocchi, D., 2006, Análisis textural del depósito de flujo de bloques y ceniza del 17 de julio de 1999 en el Volcán de Colima: Ciudad de México, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis doctoral, 222pp.
- Schmidt, K.G. (1934) Die Schuttströme am Merapi auf Java nach dem Ausbruch von 1930. *De Ingenieur in Nederlandsch-Indië*, 1(7), 91 – 120.
- Scott, K.M. (1988a) Origins, Behavior, and Sedimentology of Lahars and Lahar-runout Flows in the Toutle-Cowlitz River System (USGS Professional Paper 1447-A, 75 pp.). US Geological Survey, Reston, VA.
- Scott, K., Vallance, J. W. and Pringle, P. T, 1995. Sedimentology, behavior and hazards of debris flow at Mount Rainier, Washington. U. S. G. S. Professional Paper 1547, 56 p.
- Scott, K., 1998a. Origins, behavior, and sedimentology of lahars and lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz River System. U.S.G.S. Professional Paper, 1447-A, Washington, 74 pp.
- Sharp, R.P., Nobles, L.H., 1953. Mudflow of 1941 at Wrightwood, southern California. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 39, 547– 560.
- Shreve, R. L., 1968. The Blackhawk landslide, Alaska. *Geological Society of America Special Paper* 108, 47 p.

- Schwarcz, H.P., Shane, K.C., 1969, Measurement of particle shape by Fourier Analysis, *Sedimentology* 13: 179-212.
- Siebe, C., Komorowski, J. C. and Sheridan, M. F., 1992. Morphology and emplacement of an unusual debris-avalanche deposit at Jocotitlán Volcano, Central Mexico. *Bulletin of Volcanology*, v. 54, p. 1-17.
- Siebert, L., 1984. Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits and associated eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 22, p. 163-197.
- Smith, G.A. (1986) Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: Terminology and depositional process. *Geological Society of America Bulletin*, 97, 1 – 10.
- Smith, G.A. and Fritz, W.J. (1989) Volcanic influences on terrestrial sedimentation. *Geology*, 17, 375 – 376.
- Smith, G. A. and Lowe, D. R., 1991. Lahars: volcano - hydrologic events and deposition in the debris flow - hyperconcentrated flow continuum. *Sedimentation in Volcanic Settings, SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication No. 45*, p. 59-70.
- Stoffel, M. y Bollschweiler, M. (2008). Tree-ring análisis in natural hazards research- an overview. *Natural Hazards and Earth System Sciences*: 8, 187-202.
- Straub, S., 1996. Self organization in the rapid flow of granular material: evidence for a mayor flow mechanism. *Geol. Rundsch*, v. 85, p. 85-91.
- Strunk, H. (1997). Dating of geomorphological processes using dendrogeomorphological methods. *Catena*: 31, 137-151.
- Takahashi, T., 1978. Mechanical characteristics of debris flow. *Journal of Hidraulics Division*, 104: 1153-1169.
- Ui, T., 1983. Volcanic dry avalanche deposits - Identification and comparison with non volcanic debris stream deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 18, p. 135-150.
- Ui, T., Kawachi, S. and Neall, V., 1986a. Fragmentation of debris avalanche material during flowage - evidence from the Pungarehu Formation, Mount Egmont, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geotherm Research*, v. 27, p. 255-264.
- Vallance, J.W., 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*, 109(2), 143-163.
- Vallance, J.W., 2000, Lahars, *en Sigurdsson, H. (ed.), Encyclopedia of Volcanoes*: London, Academic Press, 601-616.
- Vallance JW (2005) Volcanic debris flows. In: Jakob M, Hungr O (eds) *Debris-flow hazards and related phenomena*. Springer Berlin Heidelberg, Praxis, pp 247–271
- Van Bemmelen, R.W. (1949) *The Geology of Indonesia (Vol. 1A, 732 pp.)*. Government Printing Office, The Hague.
- Van Steijn, H., de Ruig, J., Hoozemans, F., 1988. Morphological and mechanical aspect of debris flows in parts of the French Alps. *Z. Geomorphol. N.F.* 32 (2), 143–161.
- Villalba, R. (2000). Métodos en dendrogeomorfología y su potencial uso en América del sur. *Dendrogeomorfología en América Latina*. F.A. Roig (comp); EDIUVIC, Mendoza, Argentina. P. 103 a134.
- Voight, B., Glicken, H., Janda, R. J. and Douglass, P. M., 1981. Catastrophic rockslide avalanche of May 18. *In: P. W. Lipman and Mullineaux, eds., The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington*. U. S. Geological Survey, Professional Paper 1250: 347 - 377.
- Waananen, A. O., D. D. Harris, and R. C. Williams (1970), Floods of December 1964 and January 1965 in the far western states—part 1. Description, U.S. Geol. Surv. Water Supply Pap., 1866-A, 265 pp.
- Wadge, G., Francis, P. W. and Ramírez, C. F., 1995. The Socompa collapse and avalanche event. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 66, p. 309-336.
- Wan, Z. and Song, T. (1987) The effect of fine particles on vertical concentration distribution and transport rate of coarse particles. In: W.R. White (ed.), *Topics in fluvialHydraulics: Proceedings of the 22nd Congress* (pp. 80-85). International Association of HydraulicResearch, Ecole Polytechnique Federale, Lausanne, Switzerland.
- Wan, Z., and Wang, Z. (1994) *Hyperconcentrated flow (290pp.)*. A.A. Balkema, Rotterdam.
- Wilson, K.C. (1985) Comparison of hyperconcentrated flows in pipes and open chanel. In: *Proceedings of international Workshop on Flow at Hyperconcentrations of sediment* (pp. 115-138). International Research and training Center on Erosion and Sedimentation, Beijing.
- Yamasato, H., 1997, Quantitative analysis of pyroclastic flows using infrasonic and seismic data at Unzen Volcano, Japan, *Journal of Phys. Earth* 45: 397-416.
- Xu, J. (1999) Erosion caused by hyperconcentrated flow on the Loess Plateau of china. *Catena*, 36, 1-19.

Apéndice I

Parámetros estadísticos de los análisis granulométricos realizados

A continuación se muestran los parámetros estadísticos calculados de cada distribución y la tendencia central de cada una de las lognormales en las que se dividió cada CDF con el programa Decolog.

Tabla I.1. Simbología utilizada para los parámetros estadísticos de los análisis granulométricos

P95	95° Percentil
P50	50° Percentil
P5	5° Percentil
(σ)	Clasificación
Matriz (%)	% de partículas de tamaño <2mm
Arena (%)	% de partículas de tamaño $31 \mu\text{m} < D < 2\text{mm}$
Limo (%)	% de partículas de tamaño $4 \mu\text{m} < D < 31\mu\text{m}$
Arcilla (%)	% de partículas de tamaño $< 4 \mu\text{m}$
Md L.1 (bloques)	Mediana de la lognormal relacionada con la componente gruesa
Md L.2 (lapilli)	Mediana de la lognormal relacionada con la componente intermedia
Md L.3 (ceniza)	Mediana de la lognormal relacionada con la componente fina

Depósito	Unidad	P95	P50	P5	Clasificación (σ)	Matríz (%)	Arena (%)	Limo (%)	Arcilla (%)	Md.L.1	Md.L.2	Md.L.3	Espesor
LUM 1	Superior	2.96	-0.93	-5.22	2.53	61.82	59.32	2.30	0.19	-4.16	-1.60	1.04	0.25
LUM 1	Intermedia	2.73	-2.30	-2.30	2.82	44.73	42.66	1.90	0.18	-4.99	-2.10	1.35	0.48
LUM 1	Inferior	2.20	-1.97	-5.62	2.39	50.38	48.88	1.50	0.00	-2.61	-1.92	0.42	0.47
LUM 2	Superior	4.25	-0.35	-4.71	2.85	70.85	65.41	5.44	0.00	-6.60	-1.21	1.74	0.79
LUM 2	Intermedia	4.25	-0.35	-0.35	2.85	70.85	65.41	5.44	0.00	-6.60	-1.21	1.74	1.10
LUM 2	Inferior	3.61	-0.79	-6.11	3.08	62.15	58.52	3.64	0.00	-1.39	1.04	2.83	0.46
LUM 3	Superior	3.95	-1.51	-7.46	3.35	54.36	49.50	4.86	0.00	-2.95	-2.19	1.52	0.83
LUM 3	Intermedia	5.31	-0.16	-0.16	3.77	66.22	57.64	8.58	0.00	-7.19	-2.11	1.83	1.02
LUM 3	Inferior	3.20	-1.68	-7.21	3.07	52.93	49.73	3.20	0.00	-6.32	-1.98	1.34	1.75
LUM 4	Superior	4.61	-0.15	-5.90	3.07	70.30	63.74	6.57	0.00	-5.07	1.55	-1.96	0.30
LUM 4	Intermedia	4.39	-0.57	-6.27	3.11	55.22	50.44	4.78	0.00	-5.21	-1.78	1.57	0.45
LUM 4	Inferior	3.94	-0.43	-5.43	2.88	68.29	63.52	4.77	0.00	-3.85	1.07	-2.71	1.20
LUM 5	Superior	4.81	-0.58	-7.23	3.50	61.44	53.37	8.07	0.00	-6.71	-1.76	2.29	0.91
LUM 5	Intermedia	7.13	0.27	-4.22	2.69	56.67	50.11	6.56	0.00	-5.03	-2.02	2.15	0.89
LUM 5	Inferior	3.85	-1.60	-8.59	3.83	53.95	49.22	4.72	0.00	-6.77	-1.29	1.57	1.41
LUM 6	Superior	4.60	-0.85	-4.80	2.99	49.33	43.30	5.61	0.42	-3.86	-2.35	2.13	0.56
LUM 6	Intermedia	2.94	-1.31	-5.53	2.64	56.18	54.10	2.01	0.07	-3.94	-2.16	1.38	0.94
LUM 6	Inferior	3.42	-0.76	-5.94	3.02	58.49	55.72	2.62	0.15	-5.03	-1.90	1.82	1.12
LUM 7	Superior	4.65	-0.82	-6.92	3.64	56.70	49.63	7.07	0.00	-5.54	-2.65	2.23	0.76
LUM 7	Intermedia	4.62	0.09	-5.05	3.03	68.57	61.35	7.22	0.00	-5.76	-2.24	2.10	1.49
LUM 7	Inferior	3.97	-0.24	-4.53	2.71	65.98	61.13	4.86	0.00	-4.07	-1.99	1.82	1.22
LUM 8	Superior	3.62	-1.44	-7.77	3.27	54.51	50.98	3.39	0.15	-6.41	-2.23	1.68	0.68
LUM 8	Intermedia	3.65	-1.79	-6.54	3.14	51.59	47.74	3.84	0.00	-5.06	-2.16	1.73	0.90
LUM 8	Inferior	3.66	-1.65	-7.58	3.44	52.47	48.75	3.51	0.21	-6.57	-1.58	2.03	4.21
LUM 9	Intermedia	5.56	-0.69	-8.02	3.94	31.01	28.85	2.17	0.00	-5.93	-1.76	2.47	1.61
LUM 9	Inferior	2.63	-3.42	-6.83	2.97	31.01	28.85	2.17	0.00	-4.45	-2.25	1.47	2.51
LUM 10	Intermedia	4.01	-2.35	-8.43	4.04	47.78	42.76	4.60	0.41	-5.22	-3.19	1.72	1.66
LUM 10	Inferior	0.53	-3.85	-8.44	2.69	17.56	16.91	0.59	0.05	-5.30	-5.14	-2.64	1.62

Tabla I.2. Parámetros granulométricos calculados a partir de las CDF de las muestras del lahar de 1913 de la barranca la Lumbre del Volcán de Colima.

