



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

DINÁMICA DE FLUJOS LAHÁRICOS E HÍBRIDOS, FLANCO NORTE DEL VOLCÁN LLAIMA, ZONA VOLCÁNICA SUR DE LOS ANDES, CHILE.

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

ALEJANDRA MARCELA SALAS MADDALENO

PROFESOR GUÍA:

ANGELO CASTRUCCIO ALVAREZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

ÁLVARO AMIGO RAMOS

JORGE CLAVERO RIBES

SANTIAGO DE CHILE

2014

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA
OPTAR AL TÍTULO DE:** Geóloga
POR: Alejandra Marcela Salas Maddaleno
FECHA: 9/12/2014
PROF. GUÍA: Angelo Castruccio Alvarez.

DINÁMICA DE FLUJOS LAHÁRICOS E HÍBRIDOS, FLANCO NORTE DEL VOLCÁN LLAIMA, ZONA VOLCÁNICA SUR DE LOS ANDES, CHILE.

En este trabajo de memoria de título se estudiaron dos flujos de masa generados en el flanco norte del volcán Llaima (38°42'S) durante el ciclo eruptivo 2007 – 2009.

El flujo Este superior se generó en enero del año 2008, el cual recorrió alrededor de 4 km, cruzando la ruta R-925-S Curacautín – Conguillio. Los depósitos que afloran poseen un volumen estimado de 250.000 m³. Se caracterizan por ser matriz-soportados con una cubierta clasto-soportada, presentan hasta 1,25 m de espesor, escasas estructuras sedimentarias, distribución bimodal de tamaño de clastos de la matriz, alto contenido de material fino, clastos primarios, bloques con fracturamiento prismático sin rastros de retrabajo, bloques con textura tipo “coliflor” y “corteza de pan”.

El flujo Oeste se originó en abril del 2009, recorriendo cerca de 7 km. Los últimos 5 km bordean las coladas de 1957 por su flanco este. Los depósitos del flujo poseen un volumen de depósitos calculado en cerca de 800.000 m³. Se caracterizan por ser también matriz-soportados con una cubierta clasto-soportada, y presentan hasta 1,4 m de espesor. Posee escasas estructuras sedimentarias, distribución bimodal y unimodal de tamaño de clastos de la matriz en su facies proximal y distal respectivamente, alto contenido de material fino, clastos primarios, bloques con fracturamiento prismático sin rastros de retrabajo en facies proximal y transicional, bloques con textura tipo “coliflor” y “corteza de pan”.

Se concluye que los flujos fueron gatillados por una interacción lava – hielo/nieve, se postula una explosión freatomagmática secundaria inducida por deslizamiento. El flujo Este tendría un caudal máximo del orden de 260 m³/s, mientras que el flujo Oeste del orden de 800 – 1.000 m³/s y una velocidad máxima de 1,00 – 1,38 m/s. Los flujos habrían sido inicialmente híbridos, sin embargo el flujo Oeste habría evolucionado a un lahar tipo flujo de detritos y luego hiperconcentrado. Los regímenes fueron principalmente laminares con turbulencias de pequeña escala. La deposición de los flujos fue acrecional, en el caso del flujo Este además fue a altas temperaturas, mientras que en el flujo Oeste lo fue al menos hasta los 10 km de distancia al cráter.

En este estudio se estudia en detalle por primera vez en los Andes del Sur un flujo híbrido, el cual puede representar un tipo distinto de peligro volcánico, por lo que es necesario la prosecución de estudios de flujos de este tipo en la zona, para mejorar el entendimiento acerca de la dinámica de éstos, y así sentar bases sólidas para su modelamiento, de modo de adoptar las medidas de mitigación que correspondan.

*Mira hacia adelante sin olvidar por lo que pasaste,
sonríele a la vida y nunca dejes de luchar.*

AGRADECIMIENTOS

A todos los miembros de mi comisión, que se dieron el tiempo de trabajar conmigo y darme sus apreciaciones. A mi profesor guía, Angelo Castruccio, por darme la oportunidad de trabajar con él, guiarme cada vez que lo necesité, por su paciencia infinita y su comprensión. Le agradezco haberme enseñado a canalizar todo el conocimiento en algo tangible, aún cuando pensé que no estaba llegando a ninguna parte. Le agradezco a Jorge Clavero, por la inmensa disposición que mostró, la sabiduría que me compartió desinteresadamente, y por los gratos momentos que me brindó. También a Álvaro Amigo, cuyos aportes y correcciones hicieron de este trabajo de título un mejor trabajo. Gracias a la Blanquis, que siempre tuvo la disposición de atenderme y guiarme en el tortuoso mundo de la burocracia universitaria.

A todos mis amigos de la Universidad que conocí estos años, desde mis amigos mechones hasta los de especialidad. A Rurik, Añañuca y Churri, por las carcajadas y por haberme sostenido en mis momentos más difíciles, muchas veces sin tener idea de que lo estaban haciendo. A Roxana, Pulula, Fabián, Fel, Salo, Seba González, con quienes compartí alegrías y tristezas, y espero seguir haciéndolo.

A mis amigas de la vida, Jessy, Paola y Rayen, por estar siempre ahí, sin importar lo que pase. Ya han pasado muchos años y etapas, espero que para lo que sea que se nos viene sigamos estando ahí, las adoro.

A todos los ayudantes de terreno y tamizaje que tuve, que no fueron pocos! Mención especial a la Mari y a la Pulula, que fueron el mejor par de hippies ecoterroristas de compañía. A Leonardo Poncio Navarro, que me acompañó por amor el arte, aún con truenos y relámpagos, siendo el mejor chofer – hacedor de hoyos – cocinero – cargador de muestras.... Pi yei biiii!!!

A mi familia, por levantarse cada vez que cae. A mi hermano, porque de alguna forma siempre se las arregla para estar conmigo. A mi Lita, por ser una roca (intrusiva granítica). A mis primas, Loreto, Vanessa, Carolina y Paula, por seguir con la frente en alto. A mi tía Nino, por su amor. A mis primos, Nicolás, Felipe y José Ignacio, por los momentos vividos. A mis tíos, Oscar, Marina e Ina, por la fuerza y el cariño. A mis sobrinos, Italo, Leonor, Jorge Luis y Leonor, por ser una luz, aunque muchas veces no esté a su lado, los adoro.

A los que me permitieron darles mi amor, Cuchita, Lukan, Manchi, Wolf, Kyra, Federico, Ágata, Pascualina, Colocolo y gato feo, y que aguantaron tantos enojos y alegrías.

A Juan Pablo, que estuvo conmigo incluso en mis momentos de maña máxima, cosa que no es fácil! Que me mostró a ir más allá de los prejuicios, a disfrutar más y enojarme menos, a ocuparme en vez de preocuparme, y sobre todo, a desprenderme.

Finalmente, darle las gracias a mi madre, quien durante toda mi vida ha sido un ejemplo de mujer. Gracias por transmitirme toda tu sabiduría y principios, por aguantarme, por llorar y por reír conmigo, por los abrazos y los retos, por apoyarme sin importar qué, y por ser un pilar en mi vida. Hemos pasado por mucho, pero la vida sigue, estoy segura que nos esperan infinitas alegrías, y espero que sigas estando a mi lado para compartirlas.

Tabla de contenido

1.	Introducción.....	1
1.1	Formulación del estudio propuesto	1
1.2	Ubicación y vías de acceso.....	4
1.3	Objetivos	5
1.3.1	Objetivo general.....	5
1.3.2	Objetivos específicos	5
1.4	Metodología	6
1.4.1	Metodología para objetivos específicos	6
2	Marco teórico	7
2.1	Lahares.....	7
2.1.1	Génesis de lahares	7
2.1.2	Mecanismos gatilladores	7
2.1.3	Clasificación de flujos	10
2.1.4	Características de los depósitos	12
2.2	Avalanchas mixtas	15
2.2.1	Características de los depósitos	15
2.2.2	Comportamiento del flujo	16
2.3	Flujos híbridos.....	18
3	Marco Geológico	19
3.1	Basamento del volcán Llaima	19
3.2	Geología del volcán Llaima.....	21
3.3	Síntesis eruptiva histórica del volcán Llaima.....	28
3.3.1	Erupción 2008.....	28

4	Resultados	34
4.1	Introducción	34
4.2	Flujo Este superior	35
4.2.1	Introducción	35
4.2.2	Volumen.....	36
4.2.3	Petrografía macroscópica	37
4.2.4	Granulometría	45
4.3	Flujo Oeste.....	53
4.3.1	Introducción	53
4.3.2	Volumen.....	54
4.3.3	Petrografía macroscópica	55
4.3.4	Granulometría	65
5	Discusión.....	75
5.1	Origen	75
5.1.1	Mecanismo de gatillación.....	75
5.1.2	Caudal máximo y velocidad máxima.....	81
5.2	Transporte y deposición.....	85
5.2.1	Flujo Este.....	85
5.2.2	Flujo Oeste	89
5.3	Comparación con otros flujos laháricos de la ZVS.....	91
5.3.1	Complejo Volcánico Nevados de Chillán, Río Chillán, 1861.....	91
5.3.2	Volcán Calbuco, 1961	91
5.3.3	Volcán Villarrica, Río Voipir, 1971.....	92
5.3.4	Relaciones con flujos estudiados en el volcán Llaima	93
5.4	Peligro geológico	97

6	Conclusiones.....	98
7	Bibliografía	100
8	Anexos	107
8.1	Coordenadas geográficas de los puntos de observación.....	107
8.2	Análisis granulométricos de la matriz de los depósitos.....	110
8.2.1	Flujo Oeste	110
8.2.2	Flujo Este.....	110
8.3	Leyenda	127
8.4	Columnas estratigráficas.....	128

Índice de Figuras

FIGURA 1 MAPA DE PELIGRO GEOLÓGICO DEL VOLCÁN LLAIMA (MORENO Y NARANJO, 2003). MODIFICADO DE HTTP://WWW.SERNAGEOMIN.CL/PDF/RNVV/LLAIMA.PDF.....	3
FIGURA 2 UBICACIÓN DEL VOLCÁN LLAIMA. MODIFICADO DE WWW.GUIATURISTICA.CL	4
FIGURA 3 YIELD STRENGTH DE MEZCLAS SEDIMENTO – AGUA COMO UNA FUNCIÓN DE LA CONCENTRACIÓN DE SEDIMENTO SUSPENDIDO. (A) DEFINICIONES DEL TIPO DE FLUJO BASADO EN UNA CURVA YIELD-STRENGTH – CONCENTRACIÓN IDEALIZADA PARA UNA MEZCLA AGUA – SEDIMENTO POBREMENTE SELECCIONADA. (B) CURVAS DE YIELD-STRENGTH – CONCENTRACIÓN MEDIDAS PARA UN RANGO DE MEZCLA AGUA – SEDIMENTO ILUSTRANDO LOS EFECTOS DE LA DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑO DE GRANO (CURVAS MARCADAS CON LA MEDIA DE DIÁMETRO DE LA PARTÍCULA) Y COMPOSICIONES. FIGURA EXTRAÍDA DE MANVILLE (2013).....	11
FIGURA 4 ADICIÓN Y PÉRDIDA DE SEDIMENTO (FLECHAS NEGRAS) Y AGUA (FLECHAS GRISES) DURANTE UN FLUJO LAHÁRICO CAUSA VARIACIÓN DE VOLUMEN Y CONCENTRACIÓN DE SEDIMENTO, LO CUAL CONLLEVA A TRANSFORMACIONES ENTRE REGÍMENES DE FLUJO. FIGURA EXTRAÍDA DE MANVILLE (2013).....	12
FIGURA 5 REPRESENTACIÓN ESQUEMÁTICA DE TIPOS DE FACIES EN LAHARES (DE TIPO POBRES EN ARCILLAS) QUE PASA POR DILUCIÓN CORRIENTE ABAJO Y TRANSFORMACIÓN A FLUJO HIPERCONCENTRADO. FIGURA EXTRAÍDA DE VALLANCE (2000).....	13
FIGURA 6 MAPA CON LAS ÁREAS DE PRINCIPALMENTE AFECTADAS POR LA ERUPCIÓN DEL VOLCÁN LLAIMA EL 1 DE ENERO DEL 2008. MODIFICADA DE VOLCANO.SI.EDU, ELABORADA POR SERNAGEOMIN – OVDAS.....	29
FIGURA 7 FLUJO PIROCLÁSTICO EN EL FLANCO E DEL VOLCÁN LLAIMA OCURRIDO EL 18 DE ENERO DEL 2008. TOMADA DE VOLCANO.SI.EDU.	30
FIGURA 8 FOTOGRAFÍA DE LA ACTIVIDAD ESTROMBOLIANA DE LOS CONOS INTRA – CRÁTER DEL VOLCÁN LLAIMA EL 5 DE ABRIL DEL 2009. TOMADA DE VOLCANO.SI.EDU, ORIGINAL DE REUTERS.	32
FIGURA 9 VISTA AÉREA DE UN SECTOR DEL FLANCO NORTE DEL VOLCÁN LLAIMA. EL POLÍGONO NARANJA CORRESPONDE AL DEPÓSITO FLUJO OESTE, EL POLÍGONO EN MORADO AL DEPÓSITO FLUJO ESTE SUPERIOR, Y EL POLÍGONO EN ROJO AL DEPÓSITO FLUJO ESTE INFERIOR, EL CUAL NO SERÁ ESTUDIADO EN DETALLE EN ESTE TRABAJO. LOS CÍRCULOS EN ROJO REPRESENTAN LOS PUNTOS DE OBSERVACIÓN DE LAS CAMPAÑAS DE TERRENO. MODIFICADA DE GOOGLE EARTH.	34
FIGURA 10 VISTA AÉREA DEL FLANCO NORTE DEL VOLCÁN LLAIMA. EL POLÍGONO EN COLOR MORADO CORRESPONDE A LA DISTRIBUCIÓN DEL DEPÓSITO DEL FLUJO ESTE SUPERIOR. EN ROJO SE PRESENTAN LOS PUNTOS DE OBSERVACIÓN DE LAS CAMPAÑAS DE TERRENO REALIZADAS.	35
FIGURA 11 PERFIL DE ELEVACIÓN DEL FLANCO NORTE DEL VOLCÁN LLAIMA, DESDE LA CUMBRE DEL VOLCÁN HASTA 8,86 KM. DE DISTANCIA SIGUIENDO LA TRAYECTORIA PRINCIPAL DEL FLUJO. EL ALCANCE DE LOS DEPÓSITOS OBSERVADOS EN TERRENO SE ENCUENTRA MARCADO CON UNA LÍNEA COLOR NEGRO.	36
FIGURA 12 FOTOGRAFÍA EN PLANTA DE LA CUBIERTA CLASTOSOPORTADA QUE PRESENTAN LOS DEPÓSITOS.	38
FIGURA 13 FOTOGRAFÍA DE UNA DE LAS BOMBAS TIPO “COLIFLOR” CONTENIDAS EN LOS DEPÓSITOS.....	38
FIGURA 14 FOTOGRAFÍA DE UNA DE LAS BOMBAS TIPO “CORTEZA DE PAN” QUE ES POSIBLE ENCONTRAR EN LOS DEPÓSITOS.	39
FIGURA 15 FOTOGRAFÍA DE BLOQUES CON FRACTURAMIENTO PRISMÁTICO ENCONTRADOS EN EL DEPÓSITO. A LA IZQUIERDA BLOQUE ÍNTEGRO, A LA DERECHA BLOQUE FRACTURADO.....	39

FIGURA 16 FOTOGRAFÍA CON VISTA AL NW, SE OBSERVA LA MORFOLOGÍA LOBULAR CON BORDE DE ALTA PENDIENTE. PUNTO AV29.	40
FIGURA 17 FOTOGRAFÍA CON VISTA AL N, SE OBSERVA UN LEVEÉ LATERAL EN EL CENTRO DE LA IMAGEN RECALCADO POR UN POLÍGONO COLOR AMARILLO. PUNTO AV30.	40
FIGURA 18 FOTOGRAFÍA CON VISTA AL SW, AL FONDO SE OBSERVA EL VOLCÁN LLAIMA, ABAJO SE RECONOCEN LOS DEPÓSITOS DEL FLUJO ESTE. LOS BLOQUES TIPO F CORRESPONDEN A LOS BLOQUES DE COLOR GRIS Y DE GRAN VOLUMEN UBICADOS EN LA SUPERFICIE DEL DEPÓSITO. SE INDICAN ALGUNOS BLOQUES TIPO F CON FLECHAS COLOR AMARILLO. PUNTO AV34.	41
FIGURA 19 A LA IZQUIERDA FOTOGRAFÍA DE LA CALICATA DEL PUNTO DE OBSERVACIÓN AV34, CON VISTA AL E. A LA DERECHA LA COLUMNA ESTRATIGRÁFICA CORRESPONDIENTE A ESTE PUNTO. LEYENDA EN ANEXOS 8.3.	42
FIGURA 20 PARÁMETROS DE INMAN (1952) PARA LAS MUESTRAS DEL FLUJO ESTE 2. A LA DERECHA DEL GRÁFICO SE ENCUENTRA LA LEYENDA CORRESPONDIENTE A LA DISTANCIA AL CRÁTER DE CADA MUESTRA ANALIZADA.	46
FIGURA 21 DISTANCIA AL CRÁTER VERSUS MEDIA PARA LAS MUESTRAS DEL FLUJO ESTE SUPERIOR.	47
FIGURA 22 DISTANCIA AL CRÁTER VERSUS LA DESVIACIÓN ESTÁNDAR PARA LAS MUESTRAS DEL FLUJO ESTE SUPERIOR.	47
FIGURA 23 DISTANCIA AL CRÁTER VERSUS SKEWNESS PARA LAS MUESTRAS DEL FLUJO ESTE SUPERIOR.	48
FIGURA 24 DISTANCIA AL CRÁTER VERSUS EL PORCENTAJE DE LIMO – ARCILLA EN RELACIÓN A ARENA – LIMO – ARCILLA PARA LAS MUESTRAS DEL FLUJO ESTE SUPERIOR.	48
FIGURA 25 DISTANCIA AL CRÁTER VERSUS VOLUMEN DE LOS BLOQUES TIPO F EN M ³ PARA LAS MUESTRAS DEL FLUJO ESTE SUPERIOR.	49
FIGURA 26 DISTANCIA AL CRÁTER VERSUS VOLUMEN DE LOS BLOQUES TIPO I EN M ³ PARA LAS MUESTRAS DEL FLUJO ESTE SUPERIOR.	49
FIGURA 27 COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS Y DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑO DE PARTÍCULAS DE LA MATRIZ PARA PUNTOS REPRESENTATIVOS DEL DEPÓSITO DEL FLUJO ESTE SUPERIOR. LEYENDA EN ANEXOS.	50
FIGURA 28 DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑO DE PARTÍCULAS PARA LA PORCIÓN DE MATERIAL FINO DE LA MATRIZ DE LAS MUESTRAS DE LOS PUNTOS DE OBSERVACIÓN REPRESENTATIVOS DEL FLUJO ESTE SUPERIOR.	51
FIGURA 29 VISTA AÉREA DEL FLANCO NORTE DEL VOLCÁN LLAIMA. EL POLÍGONO COLOR ANARANJADO CORRESPONDE AL ÁREA CUBIERTA POR EL DEPÓSITO DEL FLUJO OESTE. EN AZUL SE PRESENTAN LOS PUNTOS DE OBSERVACIÓN DE LAS CAMPAÑAS DE TERRENO REALIZADAS.	53
FIGURA 30 PERFIL DE ELEVACIÓN DEL FLANCO NORTE DEL VOLCÁN LLAIMA, DESDE LA CUMBRE DEL VOLCÁN A 12 KM. DE DISTANCIA SIGUIENDO LA TRAYECTORIA DEL FLUJO. EL ALCANCE DE LOS DEPÓSITOS OBSERVADOS EN TERRENO SE ENCUENTRA MARCADO CON UNA LÍNEA COLOR NEGRO.	54
FIGURA 31 VISTA AÉREA DEL FLANCO NORTE DEL VOLCÁN LLAIMA. SE PRESENTAN LAS FACIES DETERMINADAS PARA LOS DEPÓSITOS DEL FLUJO OESTE.	55
FIGURA 32. VISTA AÉREA DE LAS BIFURCACIONES QUE PRESENTAN LOS ÚLTIMOS TRAMOS DE LA FACIES DISTAL EN EL FLUJO OESTE.	59
FIGURA 33 FOTOGRAFÍA CON VISTA HACIA EL N DEL DEPÓSITO. SE PRESENTA UNA CUBIERTA CLASTOSOPORTADA EN UN LÓBULO DE APROXIMADAMENTE 35 CM. DE ALTURA.	60
FIGURA 34 FOTOGRAFÍA CON VISTA AL NE. SE OBSERVAN MARCAS DE IMPACTO DE 2,1 M DE ALTURA EN ÁRBOLES.	61
FIGURA 35 FOTOGRAFÍAS CON VISTA AL N. SE OBSERVAN MARCAS DE IMPACTO EN ÁRBOLES. A LA IZQUIERDA MARCAS DE 1,6 M. DE ALTURA, A LA DERECHA MARCHAS DE 2,8 M. DE ALTURA.	61
FIGURA 36 FOTOGRAFÍA CON VISTA AL NW. SE REMARCA EN NARANJO EL GRADO DE ENCAUZAMIENTO DEL FLUJO Y LA CURVA A LA QUE SE VIO SUJETO EN SU RECORRIDO.	63

FIGURA 37 FOTOGRAFÍA CON VISTA AL W. SE APRECIA EL LEVÉE LATERAL CASI VERTICAL DEJADO POR EL FLUJO OESTE.....	64
FIGURA 38 PARÁMETROS DE INMAN (1952) PARA LAS MUESTRAS DEL FLUJO OESTE.	68
FIGURA 39 DISTANCIA AL CRÁTER VERSUS MEDIA PARA LAS MUESTRAS DEL FLUJO OESTE.	69
FIGURA 40 DISTANCIA AL CRÁTER VERSUS DESVIACIÓN ESTÁNDAR PARA LAS MUESTRAS DEL FLUJO OESTE.	69
FIGURA 41 DISTANCIA AL CRÁTER VERSUS SKEWNESS PARA LAS MUESTRAS DEL FLUJO OESTE.	70
FIGURA 42 DISTANCIA AL CRÁTER VERSUS EL PORCENTAJE DE LIMO – ARCILLA EN RELACIÓN A ARENA – LIMO – ARCILLA PARA LAS MUESTRAS DEL FLUJO OESTE.	70
FIGURA 43 DISTANCIA AL CRÁTER VERSUS VOLUMEN DE LOS BLOQUES TIPO F EN M ³ PARA LAS MUESTRAS DEL FLUJO OESTE.	71
FIGURA 44 DISTANCIA AL CRÁTER VERSUS VOLUMEN DE LOS BLOQUES TIPO I EN M ³ PARA LAS MUESTRAS DEL FLUJO OESTE.	71
FIGURA 45 COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS Y DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑO DE PARTÍCULAS DE LA MATRIZ PARA PUNTOS REPRESENTATIVOS DEL DEPÓSITO DEL FLUJO OESTE. LEYENDA EN ANEXOS.	72
FIGURA 46 DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑO DE PARTÍCULAS PARA LA PORCIÓN DE MATERIAL FINO DE LA MATRIZ DE LOS PUNTOS REPRESENTATIVOS DEL FLUJO OESTE.	73
FIGURA 47 FOTOGRAFÍA CON VISTA AL SE, TOMADA DESDE CHERQUENCO EL 1 DE ENERO DE 2008. AUTOR: JORGE STANDEN. FUENTE: WWW.PANORAMIO.COM.	76
FIGURA 48 MAPA CON LAS ÁREAS DE PRINCIPALES EFECTOS DE LA ERUPCIÓN DEL VOLCÁN LLAIMA EN EL 1 DE ENERO DEL 2009. MODIFICADA DE: VOLCANO.SI.EDU, ELABORADA POR SERNAGEOMIN - OVDAS.	76
FIGURA 49 FOTOGRAFÍA DEL FLUJO PIROCLÁSTICO OCURRIDO EN EL FLANCO E DEL VOLCÁN LLAIMA EL 18 DE ENERO DEL 2008. FUENTE: VOLCANO.SI.EDU.....	77
FIGURA 50 MECANISMO DE GENERACIÓN DE EXPLOSIONES SECUNDARIAS Y CORRIENTES DE DENSIDAD PIROCLÁSTICA PROPUESTO POR BELOUSOV ET AL. (2011). FIGURA MODIFICADA DE BELOUSOV ET AL. (2011).....	80
FIGURA 51. CAUDAL MÁXIMO DE FLUJOS DE DETRITOS GRAFICADO VERSUS EL VOLUMEN TOTAL DEL FLUJO. DATOS SIN ETIQUETAR Y LÍNEAS DE REGRESIÓN LINEAL CORRESPONDEN A MIZUYAMA ET AL. (1992). DATOS ETIQUETADOS CORRESPONDEN A OCHO FLUJOS GRANDES A EXTREMADAMENTE GRANDES DE PIERSON (1998), LOS CUALES NO FUERON UTILIZADOS PARA FORMULAR LAS REGRESIONES.	82
FIGURA 52 SECCIÓN TRANSVERSAL (A) Y PLANIMÉTRICA (B) DEFINIDAS PARA UN LAHAR (IVERSON ET AL., 1998).	84
FIGURA 53 TAMIZAJE CINÉTICO EN ZONA COLISIONAL DEBIDO A EXPANSIÓN LATERAL Y “KINEMATIC SQUEEZING” EN ZONA FRICCIONAL DEBIDO A COMPRESIÓN LATERAL. FIGURA EXTRAÍDA DE LE ROUX (2003).....	85
FIGURA 54 DIAGRAMA ESQUEMÁTICO QUE MUESTRA COMO LA SEGREGACIÓN DE PARTÍCULAS GRUESAS A LA SUPERFICIE DE FLUJO DE DETRITOS RESULTA EN LA SEGREGACIÓN DE PARTÍCULAS GRUESAS HACIA EL FRENTE (A) Y LOS MÁRGENES (B) DEL FLUJO. FIGURA EXTRAÍDA DE IVERSON (2005).....	88
FIGURA 55 FOTOGRAFÍAS VERTICALES AÉREAS DE UN FLUJO DE DETRITOS DE GRAVA – ARENA – LIMO – ARCILLA. LA GRILLA DE 1 M. CONSTITUYE LA ESCALA. “t” CORRESPONDE AL TIEMPO APROXIMADO QUE HA PASADO DESDE QUE SE COMENZÓ A ABRIR LA COMPUERTA. LOS DETRITOS DE TONO OSCURO SON PREDOMINANTEMENTE GRAVA. EL MATERIAL DE TONO CLARO ES PREDOMINANTEMENTE LIMO – ARCILLA SATURADO EN AGUA. LA SOMBRA TRANSVERSAL ES DEBIDO A UN TRAVESAÑO QUE SUSPENDE UN LÁSER A x=90 M. FIGURA EXTRAÍDA DE VALLANCE (2000).....	89

Índice de Tablas

TABLA 1 PORCENTAJE DE LIMO Y ARCILLA CON RESPECTO AL MATERIAL MENOR A 0,063 MM. DE LA MATRIZ DE LOS PUNTOS DE OBSERVACIÓN REPRESENTATIVOS DEL FLUJO ESTE SUPERIOR.	52
TABLA 2 PORCENTAJE DE LIMO Y ARCILLA CON RESPECTO AL MATERIAL MENOR A 2 MM. DE LA MATRIZ DE LOS PUNTOS DE OBSERVACIÓN REPRESENTATIVOS DEL FLUJO ESTE SUPERIOR.	52
TABLA 3 PORCENTAJE DE LIMO Y ARCILLA CON RESPECTO AL MATERIAL MENOR A 0,063 MM. DE LA MATRIZ DE LOS PUNTOS DE OBSERVACIÓN REPRESENTATIVOS DEL FLUJO OESTE.	74
TABLA 4 PORCENTAJE DE LIMO Y ARCILLA CON RESPECTO AL MATERIAL MENOR A 2 MM. DE LA MATRIZ DE LOS PUNTOS DE OBSERVACIÓN REPRESENTATIVOS DEL FLUJO OESTE.	74
TABLA 5 PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS DE LOS DEPÓSITOS A COMPARAR EN VOLCANES DE LOS ANDES DEL SUR.	96

1. Introducción

1.1 Formulación del estudio propuesto

Un lahar es “una mezcla de detritos de roca y agua (que no sean caudal normal), que fluye rápidamente, de un volcán” (Smith y Fritz, 1989). El término tiene una connotación genética más que de comportamiento del flujo, que puede poseer proporciones de agua y sedimento altamente variables, desde flujos hiperconcentrados hasta flujos de detritos (Cronin et al., 1999).

Este fenómeno volcánico constituye un peligro geológico altamente destructivo, debido a su alta energía y movilidad. Solamente en el siglo XX causó graves daños a la propiedad, infraestructura, y más de 30.000 fatalidades a nivel mundial (Witham, 2005).

En un estado intermedio entre las corrientes de densidad piroclástica y los lahares se encuentran los flujos híbridos (Waite, 1995). Este tipo de flujo de masa reviste una mayor dificultad en su estudio, pues no ha sido tan ampliamente investigado como los flujos laháricos.

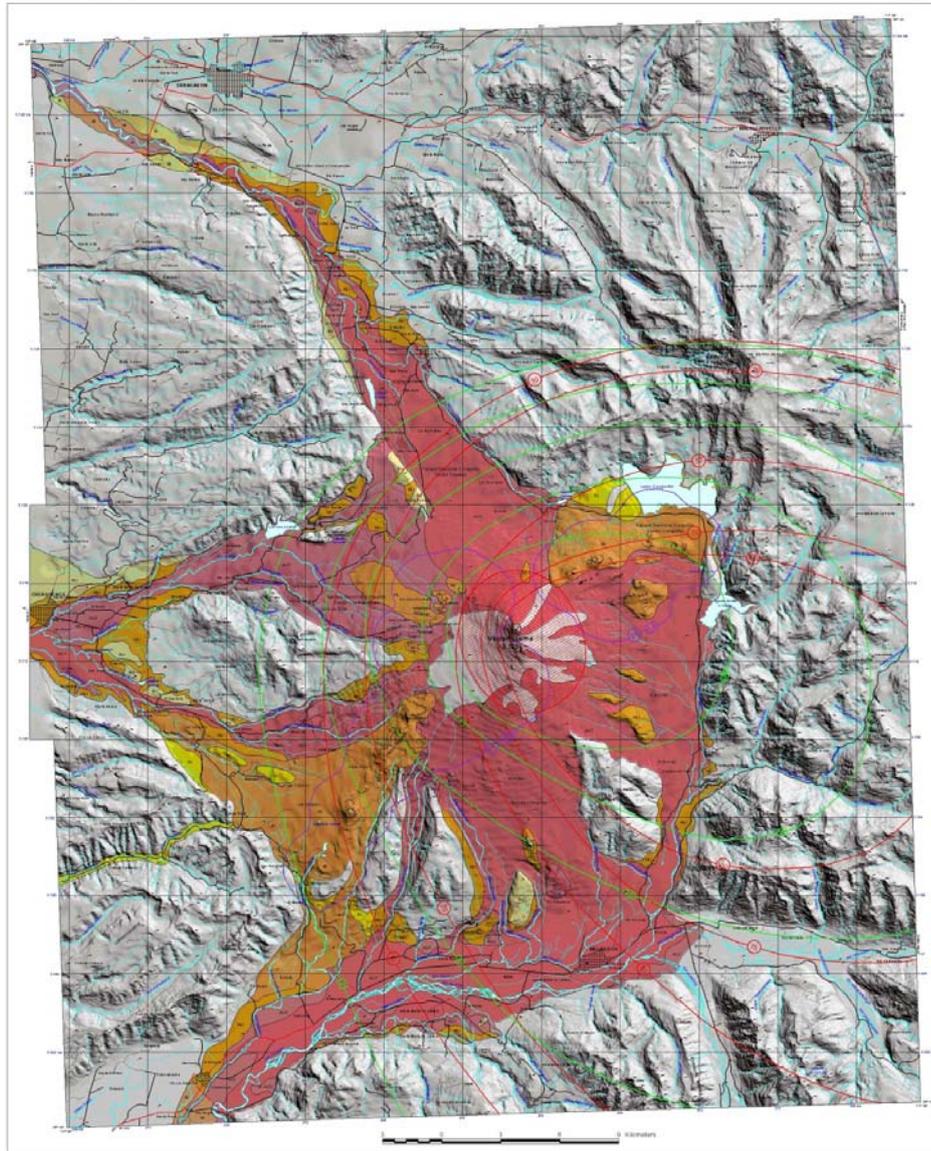
Los volcanes de la Zona Volcánica Sur de los Andes (ZVS), presentan frecuentemente cubiertas de hielo o nieve, los cuales ante una erupción se funden, sirviendo de fuente de agua para la generación de lahares y flujos híbridos. Debido a lo anterior, estos flujos gravitacionales son un peligro geológico recurrente en la ZVS (Stern, 2004).

El volcán Llaima ($38^{\circ} 40'S$, $71^{\circ} 40' W$) forma parte de la ZVS, sus productos cubren un área aproximada de 500 km^2 y tienen un volumen de aproximadamente 400 km^3 . Es un volcán compuesto, mixto y de escudo con una caldera cubierta y 40 conos adventicios de escoria, con una composición predominante de basáltica a andesítica (Moreno y Naranjo, 1991) aunque un depósito de pómez asociado a una erupción pliniana, presenta composición dacítica ($65\% \text{ SiO}_2$). Las rocas son porfíricas con fenocristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno. Históricamente, y a partir de la gran erupción de 1640 d.C., la actividad se ha mantenido efusiva a explosiva de baja intensidad y ha generado coladas y piroclastos escoriáceos de composición basáltica y

andesítico-basáltica (51,78 - 55,73% SiO₂), que revelan erupciones predominantemente estrombolianas con fases subplinianas, como también algunas de tipo hawaiano. Estas erupciones se han desarrollado sobre los flancos y cráteres de ambas cimas, con una orientación fisural en la dirección de estas (Naranjo y Moreno, 2005)

Junto al Villarrica, el Llaima es considerado uno de los volcanes más activos en Chile, con más de 50 erupciones registradas desde el año 1640, de las cuales más de 10 fueron acompañadas de lahares (Naranjo y Moreno, 2005). La actividad eruptiva más reciente comenzó en mayo del 2007, y ha sido marcada por cortas pero vigorosas fases estrombolianas en enero del 2008, y abril del 2009, produciéndose pequeñas coladas de lava (Sernageomin, 2009), que además gatillaron flujos laháricos e híbridos. Considerando, además, la presencia de al menos tres pueblos (Cherquenco, Melipeuco y Villa García) ubicados en zona de peligro volcánico (Figura 1); la alta afluencia de turistas que recibe el Parque Nacional Conguillio, dentro del cual se encuentra el volcán Llaima; la cobertura glaciar; la presencia de nieve y cubiertas de hielo en las cumbres cercanas al volcán y en el volcán mismo, hacen que los flujos laháricos e híbridos sean un fenómeno para el cual se debe estar preparado. La ocurrencia de flujos laháricos e híbridos en la zona de estudio puede generar cuantiosos daños materiales, afectar la industria que gira en torno al turismo local e, incluso, llevar a la pérdida de vidas humanas.

Si bien lahares del volcán Llaima han sido estudiados previamente (Quinteros, 1991), no se tiene información de flujos híbridos asociados al volcán, por lo que se desconoce si representan un grado de peligrosidad distinto, ni tampoco su frecuencia. Mediante la comprensión de estos fenómenos en aspectos como los mecanismos de generación, transporte y emplazamiento, podrá desarrollarse adecuadamente su modelación numérica, avanzando así en la capacidad de predicción de parámetros como el área de inundación, máximo espesor de flujo, distancia recorrida, velocidad, y distribución de energía a lo largo de su recorrido, proveyendo así, importante información que es vital para la aplicación de medidas de mitigación (Manville et al., 2013).



Zonas de peligro (12)

- M75.AI1 Alto peligro de lahares, en erupciones del cono y/o cráter principal; ej: las ocurridas en los siglos XIX y XX.
- M75.AI2 Alto peligro de lahares, en erupciones del cono y/o cráter principal o de cráteres adventicios; ej: las ocurridas en los siglos XVI, XVII y XVIII.
- M75.AL3 Alto peligro de ser afectadas por lavas originadas durante eventuales erupciones de los volcanes Huelemolle.
- M75.ALI1 Alto peligro de lavas y/o lahares, en erupciones del cono y/o cráter principal; ej: las ocurridas en los siglos XIX y XX.
- M75.ALI2 Alto peligro de lavas y/o lahares, en erupciones del cono y/o cráter principal o de cráteres adventicios; ej: las ocurridas en los siglos XVI, XVII y XVIII.
- M75.BLI Bajo peligro de ser afectadas por lavas y/o lahares; en erupciones de gran magnitud, originadas en el cono principal y/o cráteres adventicios y producidas durante la época de mayor acumulación de nieve.
- M75.MI Moderado peligro de ser afectadas por lahares, en erupciones que se originen en el cono principal, en la época de mayor acumulación de nieve.
- M75.MU Moderado peligro de ser afectadas por lavas y/o lahares provenientes del cono y/o cráter principal o de cráteres adventicios.

Figura 1 Mapa de peligro geológico del volcán Llaima (Moreno y Naranjo, 2003). Modificado de <http://www.sernageomin.cl/pdf/rnvv/LLAIMA.pdf>

1.2 Ubicación y vías de acceso

El volcán Llaima está ubicado en las comunas de Melipeuco y Vilcún, Provincia de Cautín, IX Región de La Araucanía. Su cima principal está en las coordenadas 38°41'45"S, 71°43'54"O, siendo una más de las cumbres que conforman el borde occidental de la Cordillera Principal de los Andes. El volcán está situado dentro del Parque Nacional Conguillío, administrado por CONAF.

La cumbre del volcán está unos 76 kilómetros al noreste de la ciudad de Temuco, capital regional (Figura 2). A sus pies se encuentran ciudades y localidades turísticas como Curacautín, Cherquenco y Melipeuco. El acceso al volcán se puede realizar a través de tres rutas principales, desde la Ruta 5 Panamericana hacia Curacautín al noroeste del volcán, por Victoria o Lautaro; desde la Ruta Panamericana por Cajón hacia Cherquenco al oeste del Llaima, y desde Temuco hacia Melipeuco, para acceder al sector sur del volcán. Las rutas de Curacautín y Melipeuco corresponden a las rutas internacionales que conectan la región con Argentina por los pasos Pino Hachado e Icalma, respectivamente.



Figura 2 Ubicación del volcán Llaima. Modificado de www.guiaturistica.cl

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

- Determinar la dinámica de lahares y flujos híbridos del ciclo eruptivo 2008 – 2009 en el flanco norte del Volcán Llaima, Chile.

1.3.2 Objetivos específicos

1. Definir un modelo de facies para los depósitos laháricos e híbridos.
2. Determinar mecanismos de generación, transporte y emplazamiento de los flujos.
3. Comparar los flujos estudiados con otros lahares generados en los Andes del Sur..

1.4 Metodología

1.4.1 Metodología para objetivos específicos

1.4.1.1 Metodología para objetivos específicos 1, 2 y 3

- Revisión y recopilación bibliográfica de estudios de dinámica y modelación lahárica anteriores.
- Reconstrucción de eventos eruptivos sobre la base a testimonios de gente local e informes técnicos elaborados por el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) en conjunto con el Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS) por solicitud de la Oficina Nacional de Emergencias del Ministerio del Interior y Seguridad Pública (ONEMI), todos organismos dependientes del Gobierno de Chile.
- Análisis de fotografías aéreas del lugar, mapa de peligro geológico y carta geológica.
- Mapeo de la distribución de los depósitos del ciclo eruptivo 2008 - 2009, en el flanco norte del volcán Llaima, apoyándose en fotografías aéreas del sector y mediante campañas de trabajo en terreno, las que se efectuaron del 16 al 21 de diciembre del 2013, del 19 al 25 de enero del 2014, del 17 al 23 de marzo del 2014 y del 7 al 14 de abril del 2014.
- Levantamiento de columnas estratigráficas con medición de espesores, estructuras sedimentarias, medición de tamaño máximo de los clastos, composición y contenido de matriz.
- Recolección de muestras de la matriz de los depósitos y posterior análisis granulométrico de éstas.
- Definición y caracterización de facies de los flujos laháricos e híbridos.
- Generación de modelos conceptuales de posibles mecanismos de generación, transporte y emplazamiento para los flujos en estudio.
- Redacción de la memoria.

2 Marco teórico

2.1 Lahares

2.1.1 Génesis de lahares

Según Vallance (2000), los lahares pueden ser primarios (sineruptivos) o secundarios (post-eruptivos o no relacionados a las erupciones). Para la formación de un lahar, es necesario contar con una fuente de agua adecuada, abundante sedimento no consolidado, una pendiente topográfica entre la fuente y el relieve circundante; y un mecanismo gatillador. Fuentes de agua incluyen aguas hidrotermales, de poros, producto del derretimiento de nieve y/o hielo, agua subglacial atrapada, escorrentía producto de lluvias, lagos en cráter u otros.

2.1.2 Mecanismos gatilladores

De acuerdo a Vallance (2000), los flujos laháricos pueden ser generados por diversos factores:

- I. Lahares inducidos por derretimiento repentino de hielo y nieve, inundaciones voluminosas, o escorrentía de lluvias torrenciales fluyendo por sedimento clástico fácilmente erodable.

La descarga de agua del evento gatillador debe tener una disponibilidad de sedimentos acorde en volumen, si la cantidad de sedimento no consolidado no es suficiente, el lahar no es generado. Flujos inducidos por repentina liberación de agua pueden deberse a cuatro razones principales:

- a. Flujos y oleadas piroclásticas que se mezclan rápidamente y derriten hielo glaciar y nieve. El agua generada escurre, eroda y coalesce con los detritos piroclásticos para formar lahares ricos en agua. En su recorrido, el flujo continúa incorporando sedimentos de todo tipo hasta convertirse en un flujo de detritos.

- b. Erupciones que pueden desplazar grandes volúmenes de agua provenientes de los lagos de cráteres, que forman corrientes laháricas. Lagos de cráteres, lagos de caldera, o lagos represados por detritos volcánicos pueden colapsar meses, e incluso años, después de una erupción. Estos colapsos tardíos ocurren debido a un aumento gradual del nivel de agua que terminan sobrepasando estos diques de origen volcánico.
- c. Erupciones subglaciales pueden formar lagos subglaciales cuyo contenido eventualmente escapará cuando una sección de la capa de hielo se vuelva boyante y libere el agua atrapada. Crecidas repentinas ocurren normalmente durante períodos de ablación del glaciar, lo que también contribuye al proceso (Jökulhlaups).
- d. Lluvias intensas que tengan lugar posterior a una erupción con abundantes productos piroclásticos, como detritos no consolidados en forma de depósitos de flujos piroclásticos o de caída alrededor del volcán, que potencialmente se incorporarán a la escorrentía generando un flujo lahárico. Típicamente este tipo de lahares son pequeños, pero frecuentes en períodos lluviosos.

Considerando que los sedimentos ricos en arcilla nos son comunes en los flancos o laderas de volcanes activos, los lahares inducidos por liberación repentina de agua generalmente parecen ser pobres en arcilla (~5% arcilla/(arena+limo+arcilla)) (Valance, 2000).

II. Lahares inducidos por colapso del edificio o flanco volcánico.

Si bien la mayoría de los colapsos de un edificio volcánico se traducen en avalanchas de detritos, si las rocas tienen suficiente fluido hidrotermal y agua de

poros, el material se licuefacciona durante el colapso y se generan lahares. La principal causa de lahares mayores a 0.2 km^3 inducidos por colapso es la intrusión superficial de magma en el edificio. Flujos lahéricos de menor magnitud inducidos por colapso pueden tener varios gatillantes, incluyendo volcanismo freático o magmático, y sismos tectónicos o volcánicos.

Procesos de alteración hidrotermal en el edificio, aumentan la probabilidad de lahares por colapso, ya que al debilitar la roca la hace más propensa a desintegrarse durante la deformación producida por el colapso. Lo anterior implica que grandes bloques, típicos en avalanchas de detritos, estarán ausentes en flujos lahéricos de este tipo.

Abundantes minerales de alteración, especialmente arcillas, aumentan la porosidad y disminuyen la permeabilidad de la roca, por lo que en combinación con el sistema hidrotermal, atrapa un reservorio de agua, dentro de una masa de precolapso. Debido a esto, el contenido de agua y la tendencia a desintegrarse de la roca alterada hidrotermalmente, a diferencia de la roca fresca, facilita la licuefacción a medida que se deforma. Los lahares inducidos por colapso son típicamente ricos en arcillas, la mayoría presenta $>5\%$ de arcillas/(arena+limo+arcilla).

Los lahares inducidos por colapso, y ricos en arcilla, parecen ser más comunes en volcanes con cubiertas de hielo que en volcanes libre de hielo. La erosión glacial tiende a exponer profundas porciones del edificio volcánico mediante incisiones, las cuales están potencialmente más alteradas. Adicionalmente a la debilidad misma que presenta la roca alterada, las incisiones en el edificio aumentarán el grado de susceptibilidad de fallamiento de la roca.

Finalmente, el derretimiento de hielo glacial provee una fuente de agua de lenta liberación, el cual es un importante factor en la eficiencia del proceso de lixiviación de ácido-sulfato (Vallance, 2000).

2.1.3 Clasificación de flujos

El comportamiento de un flujo lahárico se ve condicionado por las propiedades de las partículas y el fluido, y las interacciones fluido-partícula y partícula-partícula (Manville et al., 2013). Las interacciones variarán de acuerdo a la concentración en volumen, tipo y distribución de tamaño de las partículas (Figura 3).

Los lahares pueden ser típicamente clasificados como flujos hiperconcentrados o como flujo de detritos (Cronin et al., 2000). Los flujos hiperconcentrados presentan numerosas definiciones de acuerdo al autor. Beverage y Culbertson (1964) los definen como un flujo con contenido de sedimento de al menos un 20% de su volumen, y no más de un 60% de su volumen. Pierson y Costa (1987), lo definen como una mezcla fluida de agua y sedimentos que si bien posee un *yield strength*, aún parece fluir como un líquido (i.e. el *yield strength* es bajo, probablemente menor a 400 dynas/cm²). Manville et al. (2013), lo definen como un flujo con un static yield strength bajo pero medible, y una viscosidad aparente dependiente de la tasa de strain; comúnmente transporta grandes cantidades de material tamaño arena en suspensión y algunas gravas en tracción; con superficies suaves, que pueden mostrar celdas de convección poligonales. Asimismo, muestra un comportamiento de dos fases, densamente estratificado y turbulento, en el que las partículas sólidas están soportadas por turbulencia y boyancia, pero a medida que la concentración de sólidos aumenta, la turbulencia disminuye y la interacción partícula-partícula se vuelve más importante. La concentración volumétrica a la cual ocurre la transición depende fuertemente de la distribución del tamaño de grano y el contenido de minerales de arcilla de la carga de sedimentos (Figura 3).

Los flujos de detritos se definen como flujos acuosos, plásticos, y altamente concentrados de sedimentos y agua, con un elevado yield strength (Pierson y Costa, 1987; Coussot y Meunier, 1996). Según Costa (1988), poseen contenidos volumétricos sólidos de 50-80%, *bulk densities* de ~1800-2300 kg m⁻³, y están compuestos por partículas que van de tamaño arcilla a bloque. La resistencia de la matriz, junto con la presión dispersiva de granos soportan los sedimentos dentro del flujo de detritos (Lowe, 1979; Smith, 1986). El movimiento de estos flujos está conducido por fuerzas inerciales

inducidas por la fricción entre los granos, colisiones entre ellos, y el flujo viscoso del fluido (Iverson et al., 1997).

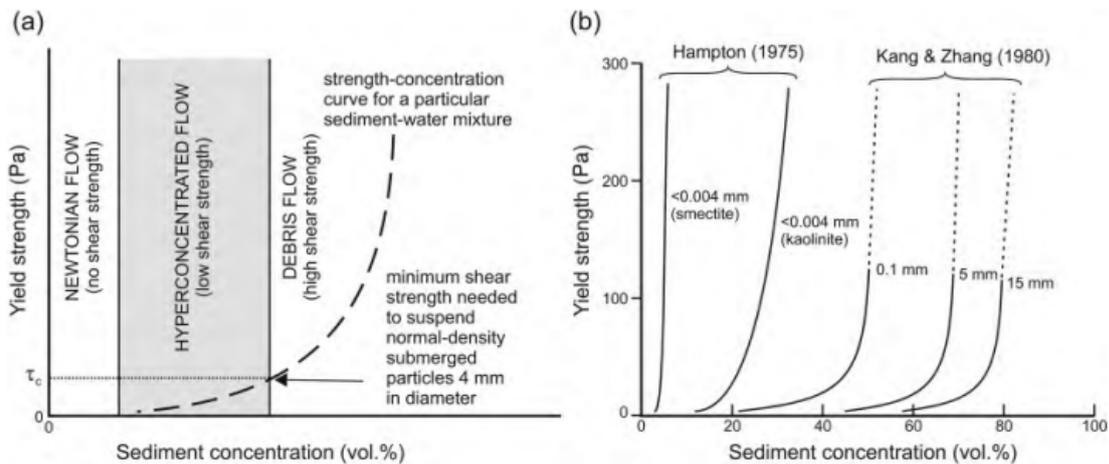


Figura 3 Yield strength de mezclas sedimento – agua como una función de la concentración de sedimento suspendido. (a) Definiciones del tipo de flujo basado en una curva yield-strength – concentración idealizada para una mezcla agua – sedimento pobremente seleccionada. (b) Curvas de yield-strength – concentración medidas para un rango de mezcla agua – sedimento ilustrando los efectos de la distribución de tamaño de grano (curvas marcadas con la media de diámetro de la partícula) y composiciones. Figura extraída de Manville (2013).

Los flujos de detritos pueden ser de tipo cohesivos (>3%–5% de arcillas), o no cohesivos (<3%–5% de arcillas), y el comportamiento de ambos es significativamente diferente (Scott et al., 1995). Flujos cohesivos tienden a permanecer como flujos de detritos a lo largo de su curso, y usualmente su formación está asociada a deslizamientos o colapsos del edificio volcánico. Por otro lado, flujos no cohesivos tienden a transformarse a lo largo de su recorrido, yendo de una etapa de flujo hiperconcentrado a, en forma terminal, un flujo cargado de sedimentos, a medida que asimilan y se mezclan con otros caudales de agua en su camino; generalmente su formación es el resultado de flujos diluidos que erodan e incorporan sedimento (Cronin et al., 1999; Pierson y Scott, 1985; Scott et al., 1995).

Cabe destacar que los flujos laháricos pueden sufrir múltiples transformaciones que afecten el régimen de flujo durante el trayecto, yendo de flujos hiperconcentrados a flujo de detritos, o viceversa. Esto sucede debido a cambios en el tipo y concentración de sedimentos (Figura 4). La concentración de sedimento puede aumentar por la

incorporación de sedimento externo (*bulking*), o también, pero de forma menos importante, por pérdida de agua debido a *infiltración* por el lecho del cauce. La concentración de sedimentos puede disminuir debido a *dilución* por agua incorporada o deposición selectiva de sedimento (a veces llamado *debulking*) (Manville, 2013; Pierson y Scott, 1985)

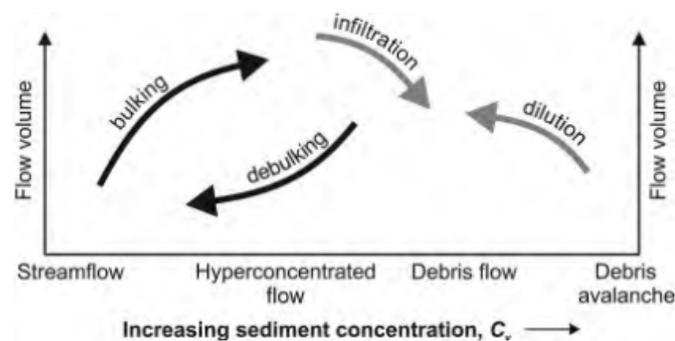


Figura 4 Adición y pérdida de sedimento (flechas negras) y agua (flechas grises) durante un flujo lahárico causa variación de volumen y concentración de sedimento, lo cual conlleva a transformaciones entre regímenes de flujo. Figura extraída de Manville (2013).

2.1.4 Características de los depósitos

Como ya se mencionó anteriormente, es común que los flujos evolucionen en su recorrido, en la Figura 5 se muestran esquemáticamente los cambios en el tamaño de grano, selección, y gradación, que pueden llegar a ocurrir.

Según Vallance (2000), los depósitos laháricos pueden ser masivos a fuertemente estratificados y con o sin gradación, dependiendo de la proporción de agua que contiene y el grado de evolución en su trayectoria aguas abajo. Gradaciones inversas y normales, o ambas en el mismo afloramiento, son comunes. La selección es generalmente pobre. A pesar de que los depósitos de lahares formados por flujos de detritos y por flujos hiperconcentrados tienen algunas similitudes, también poseen diferencias, y es necesario caracterizar cada uno de estos depósitos separadamente.

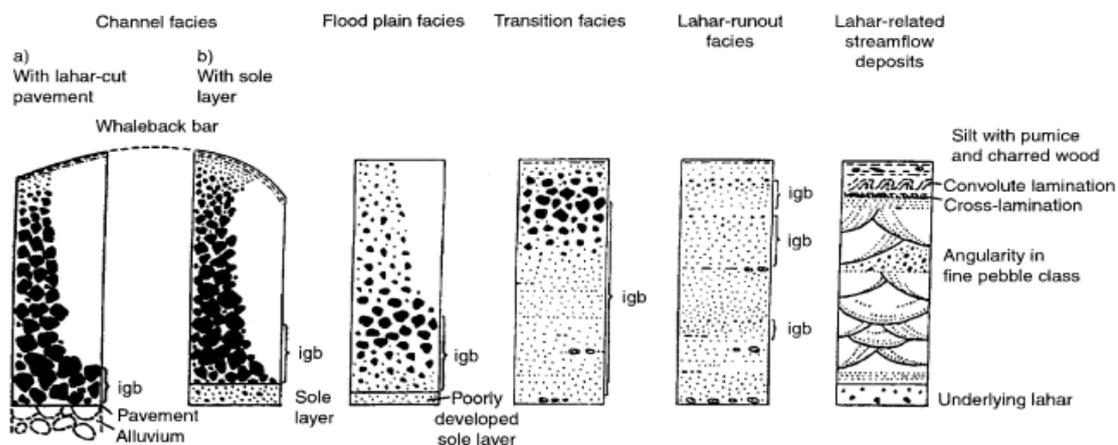


Figura 5 Representación esquemática de tipos de facies en lahares (de tipo pobres en arcillas) que pasa por dilución corriente abajo y transformación a flujo hiperconcentrado. Figura extraída de Vallance (2000).

Los depósitos de flujos de detritos son masivos y muy pobremente seleccionados a extremadamente pobre seleccionados. Las distribuciones de tamaño de grano son generalmente bimodales. Pueden estar normal o inversamente gradados, o en ocasiones, puede presentar gradación inversa cerca de la base y gradación normal cerca del techo. Fábricas generalmente son débilmente desarrolladas. Los depósitos son extremadamente compactos o, en algunos casos, endurecidos de forma tal que se hace difícil excavar en ellos. Las partículas encontradas dentro de los depósitos laháricos pueden ser monolitológicas, pero comúnmente son heterolitológicas; pueden ser redondeadas a angulosas, pero las partículas primarias son usualmente subangulosas a angulosas. Comúnmente los depósitos exhiben vesículas en la matriz, la cual resulta del atrapamiento de burbujas de aire. Otros constituyentes comunes incluyen fragmentos de madera y carbón. Concentraciones de partículas gruesas, especialmente partículas de baja densidad como pómez, son comunes en los techos de los depósitos. El espesor de los depósitos de flujo de detritos puede variar de decenas de centímetros a decenas de metros. Los depósitos en terrazas altas y en las pendientes de valles son de menor potencia que aquellos en el fondo de los valles. Leveés y frentes de flujo terminales con pendiente pronunciada son comunes en los depósitos de flujos de detritos relativamente no afectados por la dilución aguas abajo.

Los depósitos de flujos hiperconcentrados tienen características intermedias entre flujos de detritos y depósitos aluviales. Éstos poseen tamaño de grano y

coeficientes de selección intermedios. Pueden ser masivos, pero por lo general presentan estratificación débil definida por sets de capas horizontales de poco espesor y capas de estratificación cruzada de muy bajo ángulo compuestas por capas con laminación de grano fino y capas más potentes de grano más grueso. En las planicies de inundación se tiene tamaños de grano en el rango de grava, arena y limo, con, ocasionalmente flotantes, guijarros, cantos o bloques. Los depósitos de facies de canal por lo general presentan una fuerte bimodalidad y son clastosoportados, con grandes concentraciones de cantos o bloques rodeando la matriz de grava – arena – limo. Los depósitos son compactos y las fábricas son moderadamente fuertes. Vesículas a veces están presentes, pero son menos obvias que en los depósitos de flujo de detritos. Si bien es raro, pueden estar presentes estructuras de pérdida de agua como estructuras de pilar o estructuras de plato.

Los depósitos de flujos hiperconcentrados tienen las partes superiores muy planas, y pueden tener espesores que varían de pocos centímetros a varios metros. Los depósitos más potentes ocurren en canales u otras áreas bajas cercanas, mientras que los depósitos más finos ocurren en terrenos altos tales como planicies de inundación o pendientes de valle. Las partes superiores del flujo muestran guijarros y partículas de mayor tamaño dispersas, especialmente si hay pómez presente; también puede haber comúnmente delgadas capas de arena fina a limo que se forman durante la compactación y la pérdida de agua.

2.2 Avalanchas mixtas

Las erupciones volcánicas pueden generar una variedad de procesos de flujo de masa que incluyen avalanchas de detritos, avalanchas de hielo y nieve; y lahares (Neall, 1976; Ui, 1983; Major y Newhall, 1989). Pero las erupciones también pueden generar un flujo de masa de tipo híbrido, las *avalanchas mixtas* (Washburn, 1973), que puede incluir nieve granular, clastos de nieve y hielo glacial, detritos de roca piroclástica eruptada (con rangos de tamaño de ceniza a bloque), otros detritos de roca incorporados por erosión, y variadas cantidades de agua intersticial. Vallance (2010), define avalanchas mixtas como flujos o avalanchas de partículas de roca, agua, y nieve o hielo en el cual la nieve o el hielo proveen soporte parcial para las partículas sólidas.

A continuación, se presenta la caracterización de avalanchas mixtas de acuerdo a lo expuesto por Pierson y Janda (1994), los cuales concluyeron luego de analizar los eventos de tres volcanes, la erupción del 19 de marzo de 1982 y del 3 de febrero de 1983 en el Mount St. Helens, la erupción del 13 de noviembre de 1985 en Nevado del Ruiz, Colombia; y las explosiones y colapsos de domo del 15 de diciembre de 1989 en el volcán Redoubt, Alaska.

2.2.1 Características de los depósitos

Los depósitos forman capas onduladas contiguas, relativamente finas, que cubren extensas áreas, y típicamente, terminan en lóbulos de frente empinado con cantos y detritos cementados en hielo. Los depósitos no derretidos de eventos individuales forman capas de espesor variable, en un rango desde pocas decenas de centímetros en los márgenes laterales, hasta 5 m. a lo largo de los ejes del flujo. Depósitos compuestos de varias avalanchas sucesivas, como los del lado sur del volcán Redoubt, presentan espesores de hasta 20 m. (Waitt et al, 1990). Las superficies de los depósitos pueden presentarse ásperos e irregulares, como las superficies de los flujos de lava aa, lo cual pudo observarse en los depósitos del Mount St. Helens. Comúnmente se

presentan marcas con hoyos en donde bloques líticos calientes (de hasta 1 m. de diámetro) habrían fundido el depósito.

- **Depósitos previo al derretimiento:** Los afloramientos de depósitos de avalancha mixta congelados típicamente son grises a gris oscuro, masivos, con pobre selección y sin gradación, o con gradación inversa. No se observan orientaciones preferentes de clastos, pero sí capas basales distintivas de grano fino, las cuales pueden ser equivalentes a las “*sole layers*” descritas en los depósitos de flujo de detritos como zonas de alto cizalle (Scott, 1988). Los depósitos de avalancha mixta sin derretir se asemejan a los de flujos de detritos, debido a que las texturas son similares, y los granos de hielo están típicamente manchados por agua de poros fangosa, y no son discernibles como hielo.

Las distribuciones de tamaño de grano de la fracción de roca son en general similares a las distribuciones para depósitos de grandes flujos de detritos de origen volcánico. La fracción de tamaño dominante corresponde al tamaño arena, seguido por la grava. Las partículas tamaño limo – arcilla estaban presentes sólo en pequeñas cantidades. El grado de selección era de muy pobremente seleccionado, un rango también típico de flujos de detritos. Las muestras presentan un *skewness* débilmente negativo, lo cual contrasta con el *skewness* positivo que poseen por lo general muestras de las mismas áreas.

- **Depósitos post derretimiento:** Luego del derretimiento se lleva a cabo una deformación y consolidación substancial, depósitos de cerca de 1 m. de espesor pueden colapsar, formando capas porosas y pobremente compactadas, de sólo unas decenas de centímetros. Después del derretimiento los depósitos son muy sueltos y porosos, siendo muy susceptibles a la desecación y erosión por viento y agua.

2.2.2 Comportamiento del flujo

Se estiman velocidades que van en el rango de 27 m/s en la base de la ladera de la fuente, hasta 5 m/s cerca del margen distal. La morfología de la superficie de los

depósitos y la geometría de los cuerpos previa al derretimiento indican que el estilo de movimiento es predominantemente de flujo húmedo granular. Zonas de pull-apart y fallamiento en *echelon* observados en las zonas proximales más secas de los depósitos del Mount St. Helens indican sin embargo movimientos de deslizamiento.

Las avalanchas mixtas son variablemente erosivas, lo cual depende aparentemente de la profundidad del flujo, la velocidad, y el contenido de roca. A medida que aumenta la distancia recorrida, las avalanchas mixtas parecen volverse más húmedas y más fluidas, y los depósitos distales tienden a estar cerca de la saturación al momento de la deposición. Adicionalmente, hay un aumento relativo en el contenido de roca a expensas del hielo, lo cual puede ser explicado por el progresivo derretimiento del hielo con el tiempo y la distancia recorrida. Si el contenido de fluidos de poros aumenta al punto de la saturación total, puede ocurrir una transformación a flujo de detritos.

La movilidad relativa de estos flujos se encuentra entre la de flujos de detritos y la de avalanchas de detritos de igual volumen. El agua de poros intersticial puede jugar un importante rol en reducir la fricción interna, y determinando la movilidad relativa de las avalanchas mixtas, debido a que sus movilidades relativas están entre los flujos de detritos saturados y las avalanchas de detritos “secas”.

2.3 Flujos híbridos

Waitt (1995) definió los flujos híbridos como un estado intermedio entre los flujos piroclásticos y oleadas, y los lahares. De acuerdo al autor, el comportamiento de estos flujos depende parcialmente de la proporción de los componentes, en donde los dos miembros terminales son: (1) mayormente nieve que sólo se derrite parcialmente, incluyendo un componente piroclástico menor; y (2) mayormente piroclastos, pero incluyendo una menor proporción de nieve que se derrite completamente. El componente piroclástico puede variar entre los miembros terminales líticos o pumíceos. Un flujo piroclástico que incorpore una pequeña proporción de nieve se comportará como un flujo piroclástico caliente y seco convencional, pero de alguna manera más frío; un flujo piroclástico pequeño que gatille una gran avalancha de nieve se comportará similar a una avalancha de nieve; y mezclas intermedias de piroclastos – nieve forman una amplia variedad de flujos, desde flujos piroclásticos húmedos, a flujos de lodo, a flujos de detritos a torrentes.

3 Marco Geológico

3.1 Basamento del volcán Llaima

Grupo Plutónico Melipeuco Mm Mioceno

Suárez y Emparán (1997) definen el Grupo Plutónico Melipeuco de rocas graníticas en el entorno del pueblo de Melipeuco, las cuales subyacen con discordancia de erosión a las rocas de la Formación Malleco. En los alrededores del volcán Llaima, se distribuye como afloramientos discontinuos al norte, oeste y este del volcán y son estos últimos los que presentan una mayor extensión.

Formación Malleco PPlim Plioceno-Pleistoceno Inferior

En el área de la hoja Curacautín, entre los 38° y 39°S, Suárez y Emparán (1997) definen como Formación Malleco una sucesión volcánica continental de edad pliocena-pleistocena inferior. Esta unidad sobreyace con discordancia angular a unidades estratificadas (Formación Cura-Mallín) y de erosión a los granitoides del Grupo Plutónico Melipeuco; a su vez, está parcialmente cubierta por el Conjunto de Volcanes de la Cordillera Principal.

Esta secuencia se distribuye al oeste del volcán Llaima y está formada por una sucesión alternante de lavas andesítico-basálticas a andesíticas con niveles volcanoclásticos. Estos estratos presentan espesores de 5 a 10 m y se disponen con una leve inclinación primaria hacia el oeste. Localmente, en el sector Cordillera de Melo, al suroeste del volcán Llaima es posible estimar espesores de hasta 1.500 m para esta unidad.

Complejo Volcánico Sierra Nevada Plmsn Pleistoceno Medio a Superior?

Corresponde a una estructura volcánica compleja, formada por un estratovolcán principal extinto y un cordón volcánico fisural de rumbo N65E, ubicado a al NNE del volcán Llaima. Alcanza una altura de 2.554 m y muestra evidencias de profunda erosión

glacial pleistocena (Suárez y Emparán, 1997). Su base alcanza cerca de 30 km de diámetro y, según estos autores, sus materiales cubren con discordancias a rocas estratificadas y plutónicas del Mioceno.

Las laderas glaciadas de su flanco occidental revelan alternancias de 3 a 15 m de espesor de basaltos de olivino y andesitas, en forma de coladas de lava macizas y brechosas. Hacia el norte, el Complejo Volcánico Sierra Nevada presenta una zona de alteración con fuentes termales activas, tales como las Termas del Río Blanco.

Sistema de falla Liquiñe-Ofqui (SFLO)

Al este del volcán Llaima y a lo largo del río Trifultrful se reconoce un lineamiento de orientación NNE que corresponde a una de las ramas del Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui (Hervé, 1976; 1984; Hervé et al., 1979). Este es el principal rasgo estructural del basamento cuya tendencia regional NNE se mantiene a lo largo de la ZVS, con más de 1.000 km de longitud. En el terreno, el SFLO está representado por zonas de cizalle dúctil y fallas frágiles de tendencia norte-sur (López et al., 1995 b).

Según Lavenu y Cembrano (1999), la reactivación pleistocena de esta estructura pudo haber controlado el emplazamiento de edificios volcánicos neógenos tardíos como el volcán Llaima. Asimismo, las características del quimismo de productos del volcán El Peñón y su cercanía con esta falla, permiten inferir que su emplazamiento también estuvo controlado por alguna estructura asociada al SFLO.

3.2 Geología del volcán Llaima

Llaima Ancestral (La1 y Lla2) Pleistoceno Medio?-Superior

Estas unidades corresponden a secuencias formadas predominantemente por lavas basálticas a andesíticas macizas, con intercalaciones brechosas e intrusiones de lacolitos. Representan los remanentes de una estructura volcánica primitiva y más extensa que el actual volcán Llaima. Localmente, se han reconocido afloramientos de depósitos de flujo piroclástico asignados a esta unidad.

Los remanentes de lavas de esta unidad, por lo general, constituyen relieves sobresalientes que se distribuyen alrededor del volcán y sus capas muestran un manteo radial. Se distingue un nivel más elevado y potente, cuyo espesor máximo alcanza unos 600 m (Llaima Ancestral 1), al cual se adosa un nivel topográficamente más bajo y joven (Llaima Ancestral 2), de hasta 300 m de espesor.

Estas secuencias se disponen con discordancia sobre granitoides en el sector Los Paraguas-Lago Quepe, por el oeste, y los cerros Pangueco y Negro, en el sector oriental. Por otra parte, hacia el noroeste, la unidad Llaima Ancestral 1 se adosa y recubre rocas de la Formación Malleco. Ambas secuencias estratificadas se distribuyen principalmente en el sector sur del volcán y forman las paredes del valle del río Allipén. En el resto del área, se reconocen escasos afloramientos debido a la cobertura de productos volcánicos posteriores. Un depósito de flujo piroclástico asignado a esta unidad sobryace a granitoides del Complejo Plutónico Melipeuco y subyace a depósitos morrénicos en la costa occidental del lago Conguillio.

Las unidades ancestrales del volcán Llaima fueron intensamente afectadas por la acción erosiva de la última glaciación, la cual labró en ellas profundos valles en 'U', dispuestos en forma radial alrededor del volcán y dejó espolones remanentes con paredes abruptas. En los fondos de amplios valles como los de los ríos Calbuco y Captrén, se identifican coladas cuyas superficies son de tipo 'aa' sin ningún patrón de erosión posterior, aunque cubiertas por depósitos piroclásticos. La disposición morfoestratigráfica de la unidad Llaima Ancestral 2 indicaría, por lo tanto, un

emplazamiento bajo grandes lenguas glaciales, que labraron valles en la unidad Llaima Ancestral 1.

VOLCÁN PEÑÓN (Plsp) Pleistoceno Superior?

Corresponde a una estructura remanente de chimenea volcánica fuertemente erosionada por acción glacial, que aflora al este del río Trifultruful y 3,5 km al sureste del lago Verde, al oriente del volcán Llaima. La estructura abarca un área de 1 km² e incluye depósitos de bombas escoriáceas de hasta 1,5 m de diámetro. Sobresale cerca de 200 m por encima de granitoides del Complejo Plutónico Melipeuco y está parcialmente cubierta por un manto de escorias de caída, acumuladas durante erupciones históricas del volcán Llaima.

Las rocas corresponden a basaltos levemente porfíricos de olivino y plagioclasa de 51,9% de SiO₂ ricos en MgO (8,3%). Composiciones similares se han descrito para centros eruptivos menores asociados al SFLO entre los 37° y 46°S (Hickey-Vargas et al., 1989; López-Escobar et al., 1995a y b). El volcán El Peñón se habría desarrollado en forma independiente del volcán Llaima y, debido al grado de erosión que presenta, se estima que tiene una edad pleistocena superior.

IGNIMBRITA CURACAUTÍN (Llic) Pleistoceno Superior

Moreno y Naranjo (1991) dan esta denominación a un depósito de flujo piroclástico, tipo escoria y ceniza, que se encuentra principalmente sobre el fondo de los valles radialmente distribuidos alrededor del volcán Llaima y que constituye el suelo de fundación de la ciudad de Curacautín. Estos depósitos sobreyacen o están lateralmente adosados a lavas de las unidades Llaima Ancestral 1 y 2 y a las unidades del basamento que rodean el volcán. La Ignimbrita Curacautín subyace, a su vez, a las lavas de las unidades fisurales y del cono principal, así como a la sucesión de depósitos piroclásticos de la Secuencia Trifultruful.

Se distribuye a lo largo de los valles que descienden por los flancos del volcán (excepto el oriental) y cubre un área que sobrepasa los 2.200 km². Su máximo espesor expuesto alcanza 52 m en el sector del lago Quepe, al noroeste del volcán Llaima, y su

volumen se estima del orden de 24 km³. En las facies proximales, este depósito tiene un espesor medio de 25 m en el fondo de los valles, el que disminuye a solo 0,5 m en las exposiciones más distales.

Cuatro edades de radiocarbono se han obtenido de muestras de madera carbonizada en la Ignimbrita Curacautín, las que varían entre 13.460±400 AP y 12.760±130 AP. En consecuencia, la Ignimbrita Curacautín se emplazó a comienzos del postglacial, mediante una erupción que pudo haber estado vinculada a la posible generación de una estructura de caldera de entre 6 y 8 Km de diámetro la que, en la actualidad, estaría completamente cubierta por el cono principal del volcán Llaima.

LLAIMA FISURAL 1 (Lif1) Holoceno

Corresponde a una unidad formada por conos piroclásticos de escorias, en parte erosionados, y coladas de lava de tipo 'aa', localmente cubiertos por depósitos morrénicos recientes en el sector Los Paraguas. Al oeste, las coladas descansan sobre depósitos de la Ignimbrita Curacautín y al nororiente del volcán, sobre parte de la Secuencia Trifultruful. A su vez, están cubiertos por las coladas y piroclastos de los centros eruptivos adventicios de la unidad Llaima Fisural 2.

Los conos se alinean y forman un arco que, hacia el norte, se curva al oriente y, hacia el Suroeste del volcán, presenta una orientación N45°E. En consecuencia, los derrames de lava de esta unidad han descendido hacia los sectores nororiental, noroccidental y suroccidental del volcán Llaima. Coladas de lava de 3 a 5 m de espesor alcanzan hasta 15 km de longitud a lo largo del río Quepe.

Los productos volcánicos de esta unidad corresponden a andesitas basálticas y andesitas (~54 y 58,6% SiO₂).

LLAIMA FISURAL 2 (Lif2) Holoceno

La unidad Llaima Fisural 2 está representada por conos piroclásticos adventicios bien conservados y coladas de lava 'aa' asociadas, ubicados sobre el mismo lineamiento en arco que controla la disposición de los centros adventicios de la unidad Fisural 1. La sobreposición es particularmente notoria en los sectores suroccidental y

nororiental (Captrén-Conguillío), donde los centros de emisión se alinean a lo largo de estructuras paralelas de orientación ENE a E-W de 2 a 2,5 km de largo. Al noreste, los conos están parcialmente cubiertos por lavas de la unidad Llaima Fisural 3 y, al noroeste, por lavas provenientes del cono principal. Por otra parte, bajo la cota de los glaciares del volcán están cubiertos parcialmente por depósitos morrénicos recientes. En general, las lavas de esta unidad se ubican en un intervalo composicional relativamente restringido entre andesitas basálticas y andesitas (~54,6 - 56,5% SiO₂), casi el mismo que la unidad Fisural 1.

LLAIMA FISURAL 3 (Lif3) Histórico

Corresponde a un rosario de pequeños conos y cráteres alineados a lo largo de una fisura de 1 km de longitud, orientada en dirección ENE, entre lineamientos paralelos de la unidad Fisural 2. Se ubican sobre el flanco y pie ENE del volcán Llaima, 5 km al suroeste del lago Conguillío. Se sobreponen a los conos de las unidades Llaima Fisural 1 y 2, así como a lavas y depósitos laháricos provenientes del cono principal del volcán. La unidad Llaima Fisural 3 está formada por 8 pequeños conos piroclásticos de 70 a 120 m de diámetro basal y sus lavas 'aa' presentan morfologías primarias bien conservadas, solo lateralmente cubiertas por una colada de lava y depósitos laháricos de la erupción de 1945.

Análisis químicos de muestras de bombas, lapilli y lava corresponden a andesitas basálticas (52,2-52,8% SiO₂).

LLAIMA CONO PRINCIPAL (Licp) Holoceno-Histórico

La unidad Llaima Cono Principal comprende esencialmente las coladas de lava que conforman gran parte de la estructura cónica del edificio del volcán y que han sido emitidas desde los cráteres de cimas, así como también desde fisuras radiales en los flancos altos del volcán; adicionalmente, se evidencia desarrollo de flujos piroclásticos.

Los flujos de lava de esta unidad se distribuyen en forma radial alrededor del volcán y se extienden preferentemente hacia el norte, este y sur. Las lavas son de tipo 'aa' al igual que la mayoría de las lavas del volcán Llaima, sin embargo destacan por ser

las de mayor longitud, con distancias de hasta 27 km desde el centro de emisión y con espesores de hasta 10 m en su frente. Son rocas predominantemente porfíricas, con fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, en diversas proporciones, y corresponden a basaltos y andesitas basálticas (~51,0 - 55,7% SiO₂).

SECUENCIA TRUFUL TRUFUL (List) Holoceno-Histórico

Corresponde a una sucesión estratificada que incluye depósitos piroclásticos de flujo, caída y oleada, producto de erupciones explosivas, principalmente holocenas, del volcán Llaima. Originalmente descrita por Moreno y Naranjo (1991), esta secuencia sobreyace a depósitos de la Ignimbrita Curacautín, a rocas plutónicas del basamento y a lavas de las unidades Llaima Ancestral 1 y 2. Sobre la Secuencia Trifultriful se desarrolla el suelo actual y, localmente, está erosionada por flujos aluviales. Los depósitos de la Secuencia Trifultriful se acumularon hacia el este y, principalmente, sureste del volcán.

DEPÓSITOS INDIFERENCIADOS DE CAÍDA DE ESCORIAS (Lice) Histórico

Esta unidad corresponde a acumulaciones de caída de piroclastos escoriáceos que afloran en forma de un manto aislado, al este del volcán Llaima. Tiene un espesor estimado entre 1 y 2 m e incluye fragmentos escoriáceos de tamaño lapilli y escasas bombas finas.

Se reconoce sobre el sector oriental, en los alrededores de las unidades Llaima Fisural 2 y 3, así como sobre rocas graníticas del Grupo Plutónico Melipeuco, en las inmediaciones del volcán Peñón, hasta 12 km al este del volcán Llaima.

Se infiere que estas acumulaciones son producto de las principales erupciones históricas del volcán Llaima.

DEPÓSITOS MORRÉNICOS RECIENTES INDIFERENCIADOS (Hm) Holoceno

Corresponden a depósitos glaciales y sedimentos, removidos por el escurrimiento ('outwash') de aguas fundidas de los glaciares del volcán. Son

acumulaciones de detritos matriz soportados, mal seleccionados, formados principalmente por limos, arenas, bloques y balones de materiales volcánicos.

Estos depósitos morrénicos alcanzan espesores de 10 a 30 m y se acumularon alrededor de los frentes de las lenguas glaciales más antiguas, quedando separadas de estas tras el retroceso de los hielos actuales. Generalmente, cubren las lavas de la unidad Llaima Cono Principal, pero a su vez, han sido removidos por lahares generados durante la mayoría de las erupciones históricas. En consecuencia, solo afloran a medio flanco occidental y nororiental del volcán.

DEPÓSITOS LAHÁRICOS INDIFERENCIADOS (LIih) Histórico

Esta unidad corresponde a depósitos de flujo de detritos, no consolidados, de origen lahárico, pobres en arcillas, con abundantes fragmentos tamaño grava, mal seleccionados y ricos en matriz arenosa. Constituyen los rellenos de superficie plana de casi todos los valles que drenan radialmente el volcán (Quinteros, 1991). Cubren y allanan superficies de lavas más antiguas y su deposición antecede el emplazamiento de coladas de lava de la misma erupción, como es el caso de la mayoría de las erupciones históricas.

Los lahares en el volcán Llaima se originan, en su mayoría, por la súbita descarga de agua subglacial generada por la rápida fusión de nieve y/o hielo durante las etapas álgidas de una erupción. Los depósitos de morrenas sobre los flancos medios del volcán son eficientemente incorporados e incrementan la masa de los flujos laháricos.

DEPÓSITOS ATERRAZADOS POLIGÉNICOS (Htp) Holoceno tardío-Histórico

Esta unidad está formada por depósitos aluviales de arenas, gravas y limos que forman el relleno principal y más extendido de los grandes valles. Se reconoce al norte, en el valle del río Cautín, correspondiente al ensanchamiento y continuación del valle del río Captrén, y al sur, en las terrazas elevadas del río Allipén. Las terrazas se han formado por el encajonamiento de los cauces activos de inundación de estos ríos y han

sido cubiertas por flujos laháricos y flujos aluviales producidos por la remoción de éstos, causados por lluvias torrenciales.

Estos depósitos tienen características intermedias entre depósitos de flujos de detritos y aluviales. Los hay macizos, pero también con estratificación (hasta 1 m) definida por la alternancia de horizontes de granulometría gruesa (gravas y bolones) y arenas limosas. La mayor acumulación de estos depósitos se ha producido tras la mencionada remoción de depósitos laháricos, generados durante las erupciones más notables asociadas al desarrollo de la unidad Cono Principal.

DEPÓSITOS COLUVIALES Y ABANICOS ALUVIALES (Hca) Holoceno

Los depósitos coluviales corresponden a acumulaciones de gravas y bloques clastosoportados, mal seleccionados, generados por el colapso gravitacional de taludes en condiciones inestables. Con la ocurrencia de lluvias torrenciales, se acumulan como depósitos aluviales que incluyen gravas, arenas y barro. Sobre los faldeos, alrededor del volcán Llaima, tienen una expresión areal reducida como pequeños abanicos, formados principalmente a partir de la remoción de depósitos piroclásticos y morrénicos y, en ocasiones, mezclados con taludes del basamento rocoso.

DEPÓSITOS FLUVIALES ACTUALES (Hf) Holoceno

Corresponden a depósitos de gravas, bolones y arenas acumulados en las terrazas de inundación de los lechos de ríos y esteros activos, a veces efímeros, entrecruzados. Muestran un carácter polilitológico, con un predominio de rodados volcánicos, especialmente si provienen de afluentes que drenan depósitos laháricos y piroclásticos del volcán Llaima.

3.3 Síntesis eruptiva histórica del volcán Llaima

De acuerdo a los datos recabados por Petit-Breuilh (2004), Naranjo y Moreno (2005), y considerando el último ciclo eruptivo, se han registrado 50 erupciones desde el año 1640 al presente. En donde las de mayor magnitud, alcance o notoriedad, fueron las de los años 1640, 1751, 1780-90?, 1875, 1895, 1903, 1927, los ciclos de 1944-46, 1955-57 y 2007-09.

Según Naranjo y Moreno (2005), aparentemente el volcán Llaima no tiene un comportamiento regular, ni menos una recurrencia definida en erupciones de similar magnitud. No obstante, uno de los rasgos más significativos en su estilo eruptivo durante los últimos cuatro siglos, es que ha seguido un modelo claramente fisural y de flanco, con centros de emisión ubicados entre los 2.000 y 2.250 m s.n.m.. Estos centros de emisión se ubican hacia los flancos norte y sur, alineados según una orientación NNE.

3.3.1 Erupción 2008

De acuerdo a los informes técnicos de la ONEMI y archivos del *Global Volcanism Program* de *Smithsonian Institution*, el ciclo se extendió desde el año 2007 al 2009 y tuvo un VEI igual a 3. Para la actividad ocurrida hasta septiembre del 2008 se definieron 8 fases eruptivas, que se describen a continuación.

La fase 1, del 26 de mayo del 2007 al 31 de diciembre del 2007, se caracterizó por el comienzo de anomalías sísmicas y visuales.

La fase 2, del 1 al 2 de enero del 2008, comenzó poco después de las 17:30 (hora local) del día 1 de enero del 2008. La actividad se centró en el cráter principal, comenzando con una fase eruptiva fuertemente estromboliana. Fragmentos de lava fueron eyectados del cráter, cayendo sobre los glaciares en los flancos altos al NE y W del cono principal, generando lahares que alcanzaron los 15 km., llegando al río Captrén al N, y al río Calbuco al W (Figura 6). La columna eruptiva alcanzó una altitud de 11 km. con una dirección ESE, los piroclastos acumulados alcanzaron un espesor de

11 cm. a una distancia de 7 km. desde el cráter. Los eventos finalizaron después de cerca de 12 horas de intensa actividad.

La fase 3, del 2 al 21 de enero del 2008, comenzó con la actividad ya declinada, a pesar de que una pluma de dióxido de azufre fue percibida por satélite. El 7 de enero del 2008 una explosión generó una columna de piroclastos que alcanzó los 5 km. sobre el cráter, y viajó al E hacia Argentina. El 9 de enero ocurrió una serie de explosiones. La sismicidad incluyó un enjambre de eventos de baja frecuencia y gran amplitud, y un abrupto incremento en microsismicidad que decayó gradualmente hasta el 14 de enero y más gradualmente aún desde esa fecha. El 18 de enero, después de sismos discretos de baja frecuencia, explosiones en el sector del cráter resultaron en un flujo piroclástico dirigido hacia el flanco alto E (Figura 7).

La fase 4, del 21 de enero al 2 de febrero, consistió en una reactivación moderada de la actividad estromboliana, con la formación de un pequeño lago de lava en el cráter principal, el crecimiento de un cono de piroclastos interno, la ocurrencia de flujos piroclásticos en el flanco E y la formación de varios centros de emisión.

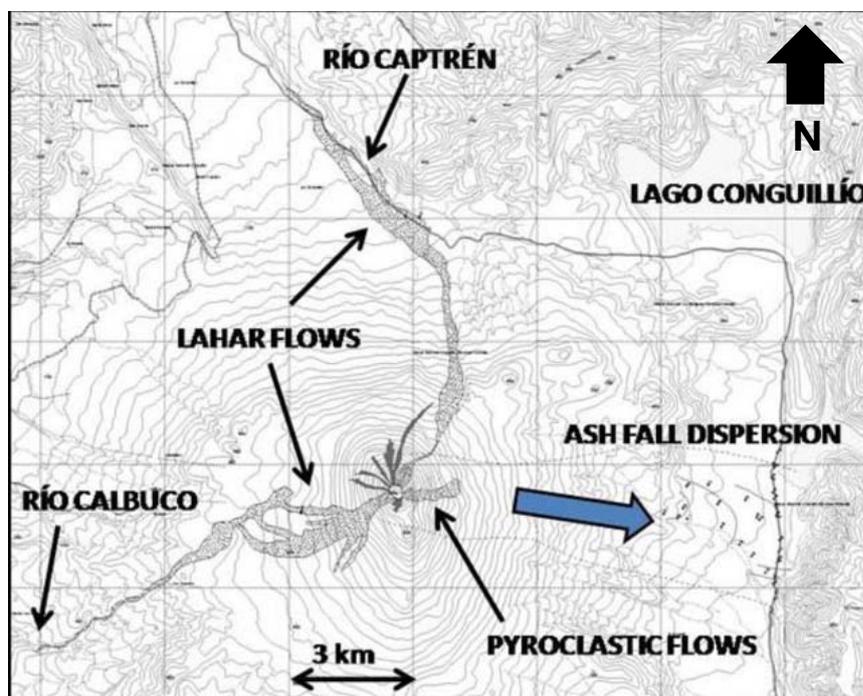


Figura 6 Mapa con las áreas de principalmente afectadas por la erupción del volcán Llaima el 1 de enero del 2008. Modificada de volcano.si.edu, elaborada por SERNAGEOMIN – OVDAS.



Figura 7 Flujo piroclástico en el flanco E del volcán Llaima ocurrido el 18 de enero del 2008. Tomada de volcano.si.edu.

La fase 5, del 2 al 13 de febrero del 2008, se caracterizó por una emisión tranquila de lava, y pequeñas explosiones dentro del cono de piroclastos. El lago de lava formado en la fase 4 se desbordó hacia el W, y un flujo de lava tipo aa descendió 2,5 km. formando canales de decenas de metros de profundidad en el hielo. Las explosiones arrojaron material incandescente de 200 a 500 m. de altura. El 9 de febrero el río Calbuco tenía aproximadamente 1 m. sobre su nivel habitual, posiblemente debido al derretimiento producido por la interacción lava – glaciar. El 12 de febrero una fuerte explosión arrojó bombas en los flancos E y NE del volcán. Luego, el 13 de febrero, fue notada una incandescencia en la cima.

La fase 6, del 13 de febrero al 1 de julio del 2008, presenta un cambio considerable en la actividad del volcán, con una ausencia de emisiones y actividad sísmica significativas. El 21 de febrero ocurrió una pequeña explosión, también fueron observados flujos piroclásticos descendiendo por el flanco E, y posiblemente por el

flanco W. Un sobrevuelo al cráter principal el 2 de abril reveló material piroclástico y emisiones de gas y ceniza, acompañados por pequeñas explosiones originadas de tres conos de piroclastos.

La fase 7, del 1 al 27 de Julio del 2008, consistió básicamente en cinco episodios con breves periodos de calma: (i) 1 al 7 de julio, emisiones y generación de pequeños lahares, (ii) 10 de julio, erupción estromboliana y emisión de lava, (iii) 14 de julio, erupción estromboliana y emisión de lava, (iv) 19 de julio, erupción estromboliana y emisión de lava, (v) 26 de julio, vigorosa erupción estromboliana y alta tasa de emisión de lava.

La fase 8, del 27 de julio al 10 de septiembre del 2008, se caracterizó por eyección débil de ceniza en forma esporádica, los conos de piroclastos anidados en el cráter principal continuaron arrojando emisiones débiles de gases. Los niveles de energía sísmica a Agosto del 2008 se mantuvieron bajos.

En lo que siguió del ciclo eruptivo, durante los meses de septiembre a diciembre del 2008, se detectaron emisiones difusas de gases de los cráteres anidados en el cráter principal y de las laderas NE y W del volcán, débil actividad sísmica, dos pequeños flujos de detritos que descendieron el 11 de diciembre por el flanco W a través de un canal en el hielo y dos emisiones débiles de ceniza el 22 de diciembre,

En enero del 2009 las dos cámaras de monitoreo del SERNAGEOMIN capturaron un total de 37 explosiones freatomagmáticas durante cerca de 14 horas, la pluma de gases y piroclastos provenientes del cono intra-cráter alcanzó unos 100 m. de altura antes de desconectarse de su fuente.

Del 2 al 3 de abril del 2009 se reportó un aumento en la sismicidad. Hubo emisiones de gas y pequeñas cantidades de cenizas. Luego, el 3 de abril, se reportó incandescencia en el cráter principal, se produjeron explosiones estrombolianas débiles en el cono N dentro del cráter. Cinco localidades fueron puestas en alerta, incluyendo Vilcún y Curacautín, los cuales fueron evacuados el 4 de abril debido a erupciones de lava y ceniza. Ese día ocurrieron explosiones estrombolianas rítmicas en dos de los conos de piroclastos anidados en el cráter principal. Tefra incandescente fue eyectada a más de 700 m. sobre el cráter. Se decretó alerta roja y se cerró el Parque Nacional

Conguillio. Se reportó desde la ONEMI que un flujo de lava viajó 1 km. hacia el río Calbuco y que ceniza fina cayó sobre el lago Conguillio. Más tarde las autoridades evacuaron a 71 personas en zonas de alto peligro, principalmente por potenciales lahares que podían descender por el río Calbuco y otros cursos de agua colmados de ceniza volcánica. El SERNAGEOMIN constató que la actividad estromboliana continuó durante el día 5 de abril (Figura 8), hubo emisión de ceniza, un lahar recorrió al NNE por el río Captrén, y lava continuó bajando por el flanco W. El 6 de abril se observaron continuas explosiones desde Melipeuco (17 km. al SSE). Nuevamente bajaron lahares por el río Captrén, y hubo fuerte caída de ceniza y lapilli en el Parque Nacional Conguillio.



Figura 8 Fotografía de la actividad estromboliana de los conos intra – cráter del volcán Llaima el 5 de abril del 2009. Tomada de volcano.si.edu, original de Reuters.

Después del 6 de abril la actividad declinó rápidamente, alcanzando un bajo nivel caracterizado por pequeñas emisiones de ceniza. El 7 de abril la columna alcanzó 1 km. sobre el cráter y se dispersó en dirección NE. Dos flujos de lava descendieron por el flanco W, alcanzaron cerca de 4,5 km. de largo y causaron lahares por el río Calbuco debido al derretimiento glaciar. En el flanco NE un flujo de lava originado en la base del

cono de piroclastos causó lahares que descendieron al valle entre Curacautín y el Parque Nacional Conguillio.

En los meses de abril y mayo del 2009 la actividad consistió en emisiones intermitentes de gases y ceniza, bloques que ocasionalmente rodaban por el flanco W del volcán, eyección de piroclastos e incandescencia esporádica en el flanco W y lado SW del cráter principal.

El 29 de mayo, luego de un período de fuertes lluvias, una fisura de 500 m. de largo en el flanco alto E comenzó a emitir densas nubes de vapor. En lo que siguió del día fueron observadas pequeñas cantidades de ceniza mezcladas con el vapor, lo que se incrementó en los días siguientes. El 1 de junio, luego de muy mal tiempo, la energía aumentó, y a las 11:20 hora local comenzó una poderosa erupción freática. La erupción cesó a las 12:00 horas, y durante la tarde sólo una erupción pequeña fue observada.

Durante los primeros días de junio se reportó un área de 2 km² en el flanco E con elevada temperatura, varias áreas pequeñas emitían gas, y un pequeño cono se formó a 800 m. de profundidad en el cráter. Se observó una fisura de 300 m. de largo a 200 m. del cráter principal, la cual emitió ceniza y vapor, y presentó incandescencia. Hubo un aumento en la actividad sísmica, se detectaron fumarolas débiles en el cráter principal, y continuaban activos pequeños afloramientos de lava en el flanco SW. Desde el 12 de junio en adelante no hubo evidencia de erupción lateral o en la cima, sin embargo el mal tiempo enmascaraba la vista al volcán.

En los meses que continuaron, hasta abril del año 2010, se registró sismicidad variable y actividad fumarólica principalmente en las fisuras de la pared N del cráter y los flancos exteriores E y W. Desde entonces, la sismicidad ha descendido a niveles moderados, ocasionalmente pueden observarse pequeñas fumarolas que emanan desde el cráter principal, y las 4 estaciones GPS que monitorean la deformación del edificio volcánico se muestran estables, no indicando variaciones en el edificio volcánico. Actualmente la actividad asociada al volcán es considerada baja y de tendencia estable.

4 Resultados

4.1 Introducción

Los depósitos de flujo lahárico e híbrido estudiados en el volcán Llaima corresponden a los generados durante el ciclo eruptivo de 2008-2009, en el flanco norte del volcán. En los siguientes capítulos se presentan las principales características de los depósitos estudiados en este trabajo, si bien se mapearon tres flujos de masa, se describirán en detalle sólo el Flujo Este superior y el Flujo Oeste. En la Figura 9 se muestra la distribución de los depósitos y los distintos puntos de observación realizados durante las campañas de terreno llevadas a cabo durante el 2013 y 2014.

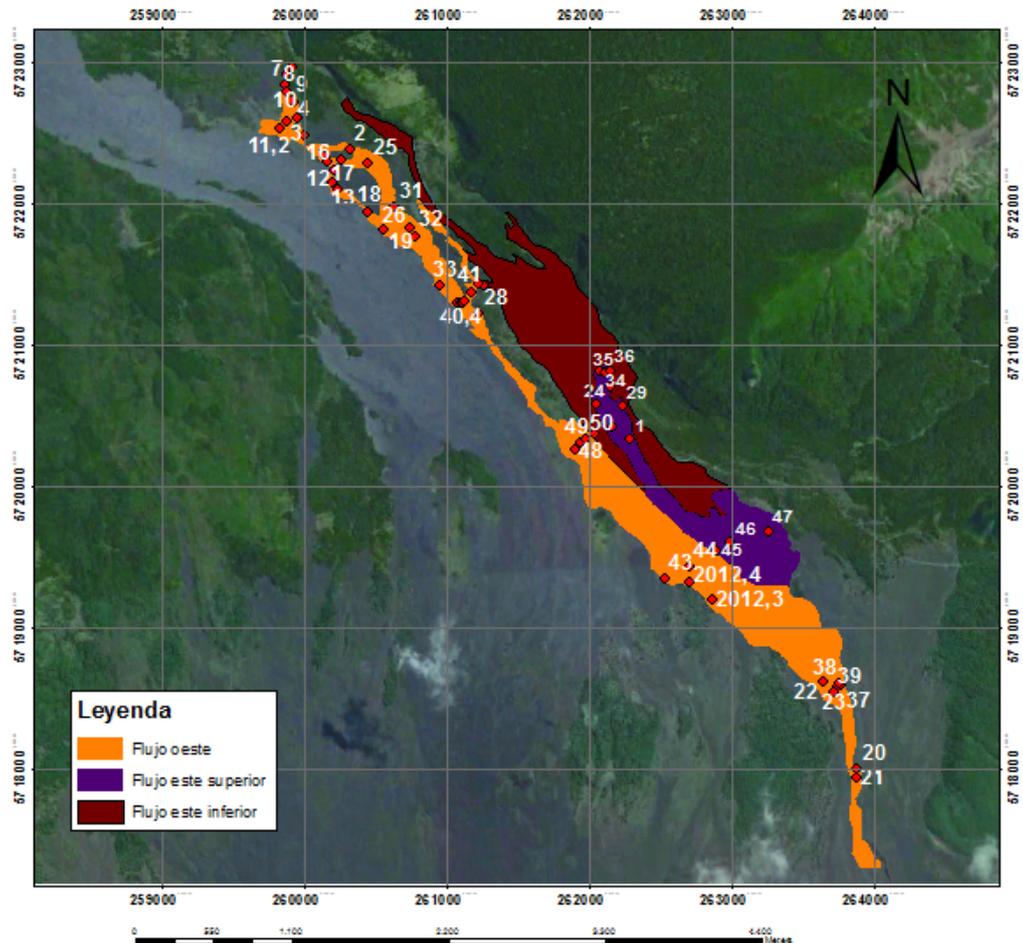


Figura 9 Vista aérea de un sector del flanco norte del volcán Llaima. El polígono naranja corresponde al depósito Flujo Oeste, el polígono en morado al depósito Flujo Este superior, y el polígono en rojo al depósito Flujo Este inferior, el cual no será estudiado en detalle en este trabajo. Los círculos en rojo representan los puntos de observación de las campañas de terreno. Modificada de Google Earth.

4.2 Flujo Este superior

4.2.1 Introducción

Se denomina flujo Este superior a los depósitos del flujo híbrido ocurrido en enero de 2008 y distribuidos en el flanco N del volcán Llaima. Estos depósitos abarcan una superficie expuesta de al menos 0,48 km². Estratigráficamente se encuentra sobre depósitos laháricos previos del mismo ciclo eruptivo, y bajo la unidad flujo Oeste, la que será definida más adelante. En la Figura 10 se muestra una vista aérea de la distribución de los depósitos del flujo Este superior y sus respectivos puntos de observación. Los puntos de observación, con sus coordenadas geográficas y nomenclatura se encuentran en Anexos 8.1.

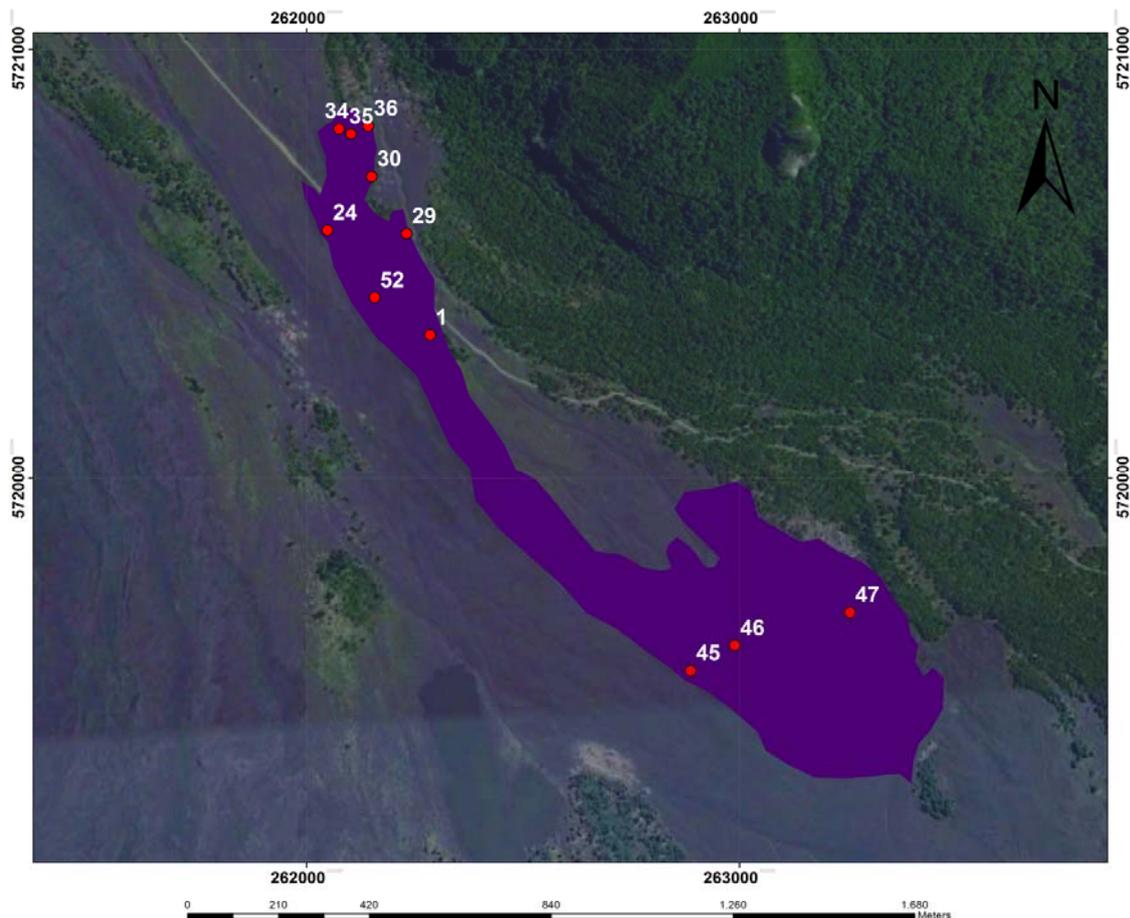


Figura 10 Vista aérea del flanco norte del volcán Llaima. El polígono en color morado corresponde a la distribución del depósito del flujo Este superior. En rojo se presentan los puntos de observación de las campañas de terreno realizadas.

Los depósitos afloran entre los 6,75 km y los 8,86 km de distancia desde el cráter del volcán siguiendo el cauce del flujo, en donde la pendiente del terreno oscila entre 2,4 y 9,7 grados; con una pendiente promedio de 5,8 grados. Es importante establecer que de aquí en adelante el cráter será tomado como punto de referencia, y no corresponde al punto de origen de los flujos en estudio. En la Figura 11 se presenta un perfil de elevación del flanco norte del volcán.



Figura 11 Perfil de elevación del flanco norte del volcán Llaima, desde la cumbre del volcán hasta 8,86 km. de distancia siguiendo la trayectoria principal del flujo. El alcance de los depósitos observados en terreno se encuentra marcado con una línea color negro.

4.2.2 Volumen

El volumen del depósito fue calculado de acuerdo al método utilizado por Clavero (1996) en ignimbritas postglaciales del volcán Villarrica y utilizado posteriormente por Castruccio (2005) en los depósitos laháricos del volcán Villarrica. El método consiste en la división del área ocupada por los depósitos en N polígonos, cada uno con un espesor constante característico, de acuerdo a lo observado en terreno, para luego sumar los volúmenes parciales, obteniendo así el volumen final. Para este trabajo, los lados de los polígonos fueron obtenidos mediante la unión de los puntos medios entre los puntos de observación. De acuerdo a lo expuesto, el volumen calculado de los depósitos es 250.000 m^3 , siendo ésta una estimación del mínimo, debido a que gran parte de los depósitos no afloran, estando cubiertos por el flujo Oeste; o bien, pueden haber sido parcialmente erosionados.

4.2.3 Petrografía macroscópica

Los depósitos estudiados del flujo Este superior que afloran en superficie fueron catalogados como facies distal de planicie de inundación, de acuerdo a la disminución de pendiente a la que se enfrenta el flujo, la distancia al cráter y la pérdida de canalización a la que se encontraba antes sujeto.

4.2.3.1 Facies distal de planicie de inundación

Los depósitos reconocidos en terreno se encuentran a una distancia variable entre los 5,1 y los 6,1 km del cráter, a una altura de 1114 m. a 1252 m. sobre el nivel del mar.

En los primeros 760 m. los depósitos cubren una superficie amplia, con un ancho aproximado de 450 m., mientras que en los siguientes 1320 m. el ancho del área cubierta disminuye a 90 m. en su parte más angosta, pudiendo llegar hasta 190 m. de ancho en la zona más septentrional.

El espesor de los depósitos varía entre los 8 y los 120 cm. Presentan una cubierta polimíctica de 5 a 20 cm. de material clastosoportado con escasa matriz y débilmente compactado, con un 50% a 70% de clastos mayores a 6,4 cm., de características subangulosos a subredondeados y muy mala selección (Figura 12). Es posible encontrar bombas tipo “coliflor” (Figura 13) y tipo “corteza de pan” (Figura 14), spatters y bloques con fracturamiento prismático (15).

La cubierta del depósito se presenta en algunos sectores con morfología frontal lobular. Estos lóbulos tienen un ancho de 20 cm a 70 m., presentan bordes de alta pendiente (Figura 16) y pueden llegar a formar levées laterales (Figura 17).



Figura 12 Fotografía en planta de la cubierta clastosoportada que presentan los depósitos.



Figura 13 Fotografía de una de las bombas tipo "coliflor" contenidas en los depósitos.



Figura 14 Fotografía de una de las bombas tipo “corteza de pan” que es posible encontrar en los depósitos.



Figura 15 Fotografía de bloques con fracturamiento prismático encontrados en el depósito. A la izquierda bloque íntegro, a la derecha bloque fracturado.



Figura 16 Fotografía con vista al NW, se observa la morfología lobular con borde de alta pendiente. Punto AV29.



Figura 17 Fotografía con vista al N, se observa un leveé lateral en el centro de la imagen recalcado por un polígono color amarillo. Punto AV30.

Los depósitos se presentan por lo general macizos y sin estructuras, pero localmente se puede encontrar estratificación débil, gradación inversa normal, gradación inversa, lentes de grava o limo – arcilla y niveles milimétricos de limo – arcilla

color café. Estos últimos probablemente se formaron por la elutriación postdeposicional del flujo, indicando lapsos de tiempo entre un pulso y otro.

Sin considerar la cubierta clasto soportada que se dispone hacia el techo de las unidades, los depósitos son matriz soportados, siendo su matriz de grava con importante componente de arena y en menor medida de limo – arcilla. La matriz corresponde entre un 60% a 70% del volumen total y contiene cristales libres de olivino y plagioclasa, y clastos de escoria y lava de composición intermedia a básica.

Texturalmente los depósitos tienen muy mala selección, con clastos subangulosos a subredondeados y con mala esfericidad. Los fragmentos mayores a 6,4 cm. representan entre un 2% a un 10% del volumen total de los clastos. Los Bloques tipo I, es decir aquellos bloques de mayor tamaño que se encuentran inmersos en el depósito (Castruccio, 2005), alcanzan volúmenes de hasta 0,039 m³, siendo escorias y bloques de lava de composición andesítica a basáltica, vesiculadas y macizas, de color gris o rojo. Los bloques tipo F, que son aquellos bloques de mayor tamaño que se encuentran flotantes en el depósito (Castruccio, 2005), alcanzan volúmenes de 4,4 m³ (Figura 18) y poseen las mismas características petrográficas que los bloques tipo I.



Figura 18 Fotografía con vista al SW, al fondo se observa el volcán Llaima, abajo se reconocen los depósitos del flujo Este. Los Bloques tipo F corresponden a los bloques de color gris y de gran volumen ubicados en la superficie del depósito. Se indican algunos Bloques tipo F con flechas color amarillo. Punto AV34.

En los primeros 760 m. los depósitos se ven concentrados principalmente en la parte central y oeste del área, alcanzando espesores entre 67 cm y 1,2 m., mientras que en el lado este, los depósitos tienen menor potencia, teniendo aproximadamente un espesor de 8 cm. En este sector, los depósitos consisten en una matriz de arena media con componente limo – arcilla equivalente al 95% del total, con bloques F que alcanzan los 0,031 m³ de volumen.

En la Figura 19 puede observarse una calicata ubicada en el punto AV34 y su respectiva columna estratigráfica. Se reconoce una unidad inferior (AV34-AR) y una unidad superior (AV34-AS). En la unidad superior los primeros 20 cm. constan de una zona clasto soportada con aparente ausencia de finos, presentando más de un 50% de bloques mayores a 6,4 cm., la zona clasto soportada se encuentra cubierta por una capa de material fino, para luego dar paso a 20 cm. de una zona matriz soportada, con 10% de bloques mayores a 6,4 cm., y una matriz de arena media.

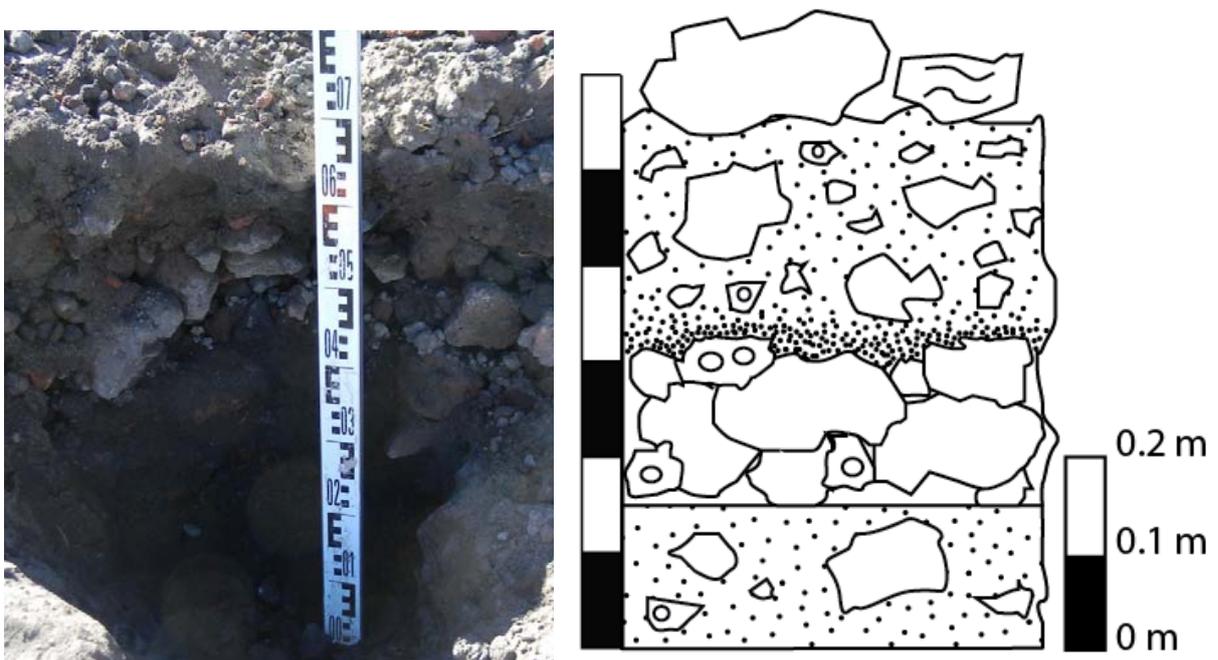


Figura 19 A la izquierda fotografía de la calicata del punto de observación AV34, con vista al E. A la derecha la columna estratigráfica correspondiente a este punto. Leyenda en Anexos 8.3.

A continuación se presenta la descripción detallada de puntos de observación representativos de los depósitos tratados, las columnas estratigráficas respectivas pueden verse en la Figura 27.

- **AV1:** El depósito correspondiente al flujo Este superior en este punto se denominará unidad C, cuyo techo corresponde a la superficie de erosión actual. Posee espesor muy variable, entre 1.2 m y 5 cm. Se pueden identificar 2 subunidades, superior de 30 cm e inferior de 90 cm, separadas por un nivel de limo de 0.5 cm de espesor color café, ambas subunidades con matriz de grava a arena, pocos cristales (de plagioclasa y olivino), subangulosos. La subunidad superior es maciza, posee menos de 3% de bloques mayores a 6,4 cm., el 75% de los clastos son color gris, correspondiendo principalmente a lavas vesiculadas a macizas, el 25% de los clastos es color rojo correspondientes principalmente a escoria. La moda de tamaño de clastos es de 2 cm, y los Bloques I llegan a medir 13x10x9 cm. La subunidad inferior presenta gradación inversa, su horizonte inferior no posee clastos mayores a 5 cm, predominan los de lavas grises, existe presencia de escorias rojas y bombas tipo coliflor. Los 30 cm superiores de la subunidad poseen más del 1% de clastos mayores a 6.4 cm. En el techo de la unidad se presenta una cubierta de escasa matriz con bloques F de lava masiva color gris y bombas tipo coliflor que llegan a medir 2,3x1,75x0,5 m con matriz de arena que contiene pocos cristales (de plagioclasa y olivino), subangulosos.
- **AV35:** El depósito está constituido por la que se denominará unidad AT, de base desconocida y potencia mínima de 70 cm. presenta una matriz de grava, y posee un 5% de clastos mayores a 6,4 cm. Depósito con mala selección, con clastos subangulares a subredondeados y mala esfericidad. A los 40 cm desde la base presenta niveles lenticulares de material fino y lentes de grava. Se repite la cubierta superficial que presenta escasa matriz. Bloques i llegan a medir 30x15x16 cm., 36x28x16 cm., 23x21x10 cm., Bloques F por su parte llegan a medir 36X23X22 cm., 80X36X28 cm., 70x50x31 cm., 220x200x100 cm. y 160x130x70 cm. En superficie se encuentran bombas tipo coliflor y salpicaduras.

- **AV46:** El depósito está constituido por lo que se denominará unidad CC, de 39 cm de potencia. Estratificación masiva, no presenta gradación. La matriz es de grava y corresponde al 70% del total del depósito. Existe al menos un 2% de clastos mayores a 6,4 cm. El depósito posee mala selección, sus clastos son subangulosos a subredondeados y de mala esfericidad. Los Bloques F llegan a medir 94x95x60 cm. y 98x57x23 cm. La cubierta superficial de escasa matriz es de menor espesor que hacia el oeste de este punto. En superficie se encuentran bombas tipo coliflor y bloques con fracturamiento prismático. La unidad se separa de su unidad subyacente por una capa de finos color crema.
- **AV47:** El depósito está constituido por lo que se denominará unidad CE, de 8 cm de potencia, que se presenta con menor potencia que lo visto al oeste de este punto. El depósito consiste en una matriz de arena media (con aportes menores de de limo – arcilla) equivalente al 95% del total, con bloques F que alcanzan los 0,0.31 m³ de volumen. Lo visto en este punto podría catalogarse como una subfacie lateral de inundación. En superficie se encuentran bombas tipo coliflor y bloques con fracturamiento prismático.
- **AV52:** El depósito está constituido por lo que se denominará unidad CM, de 94 cm de potencia. La unidad consiste en 74 cm. de estratificación masiva, con ausencia de gradación y 70% de matriz. La matriz corresponde de grava a arena. Presenta un 2% de clastos mayores a 6,4 cm. El depósito presenta mala selección, sus clastos son subangulosos a subredondeados y de mala esfericidad. Superficialmente existe una cubierta de 20 cm. de escasa matriz, cubierta ya repetida en varios puntos de observación. Fueron encontrados bloques con fracturamiento prismático, bombas tipo coliflor y salpicaduras. Los bloques I alcanzan los 20x10x6 cm. (bomba tipo coliflor), mientras q los bloques F alcanzan los 130x150x80 cm. y los 80x60x20 cm.

4.2.4 Granulometría

Se realizaron 13 análisis granulométricos a muestras de la matriz de los depósitos del flujo Este superior (Ver Anexos 8.2.1).

En general, es posible observar una distribución bimodal, cuya moda principal se mueve en rangos de -2 a -4 en la escala Phi, sin presentar mayores variaciones longitudinalmente y con algunas excepciones, subordinadamente existe una moda de valores 0 a 3 en la escala Phi. Las excepciones están compuestas por cinco muestras: la muestra AV47-CE, con una moda principal 2 en la escala Phi, las muestras AV1-Cinf y AV29-AGinf, con una moda principal de 0 a -1 en la escala Phi y 2 en la escala Phi respectivamente, y las muestras AV34-ASsup y AV34-ASinf, con una moda principal -5 en la escala Phi. Éstas muestras cobrarán relevancia en el capítulo Discusión

Los principales resultados obtenidos de los análisis granulométricos se muestran en las Figuras 20 a 26. En la Figura 20 se graficaron los parámetros de Inman (1952), pudiéndose observar que las muestras presentan una media en los rangos de -4 a 1 en la escala Phi, con una media total de -1,2; además de una desviación estándar en los rangos de 2 a 3,5; con una desviación estándar promedio de 2,8; cayendo en el rango de muy pobremente seleccionado. Se presenta una relación negativa entre la media y desviación estándar, en donde aquellas muestras con menor media en la escala Phi, poseen mayor desviación estándar. En la Figura 21 se graficó la distancia al cráter versus la media. No se observa un aumento o disminución del tamaño de grano a mayor distancia a la fuente, pero es posible apreciar que en aquellos puntos con subunidad inferior y superior (AV34, AV29 y AV1), la subunidad superior presenta una media menor en la escala Phi que la subunidad superior. En la Figura 23 se graficó la distancia a la fuente versus el *skewness*, si bien no se observa una relación entre los parámetros, las muestras presentan por lo general un *skewness* positivo, yendo de -0,14 a 0,77; con un promedio de 0,24; es decir con una asimetría positiva.

En la Figura 24 se graficó el porcentaje de limo – arcilla en relación al total de arena - limo - arcilla versus la distancia al cráter, puede notarse que los valores máximos de finos en relación al total de arena - limo - arcilla aumentan a medida que la distancia al cráter aumenta.

En la Figura 25 se graficó el volumen de los Bloques tipo F versus la distancia al cráter, concentrándose en los bloques ubicados más cercanos al eje central del canal (muestras AV46-CC, AV1-Csup, AV52-CM y AV35-AT) puede observarse una clara tendencia de un aumento en el volumen de los Bloques tipo F a medida que los puntos se alejan del cráter, llegando a un volumen máximo de 4,4 m³; mientras que aquellas muestras de subficies más laterales del canal (AV47-CE, AV45-CA, AV29-AGsup, AV34-ASsup y AV36-AU), poseen volúmenes de 0,03 a 0,4 m³; sin presentar relación evidente entre el volumen y la distancia al cráter. En la Figura 26 se graficó el volumen de los Bloques I versus la distancia, no es claro que exista una relación entre los parámetros, sin embargo se puede notar que los máximos volúmenes fueron aumentando conforme aumentó la distancia al cráter. En la Figura 27 se muestran los puntos de observación representativos con sus respectivas granulometrías y columnas estratigráficas.

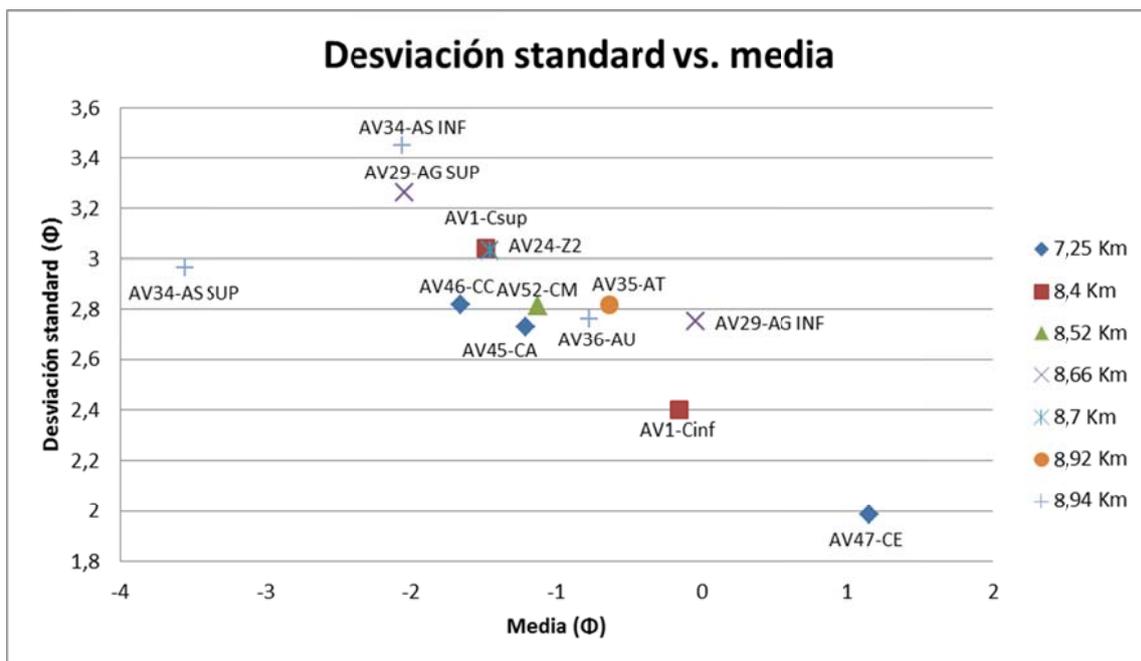


Figura 20 Parámetros de Inman (1952) para las muestras del flujo Este 2. A la derecha del gráfico se encuentra la leyenda correspondiente a la distancia al cráter de cada muestra analizada.

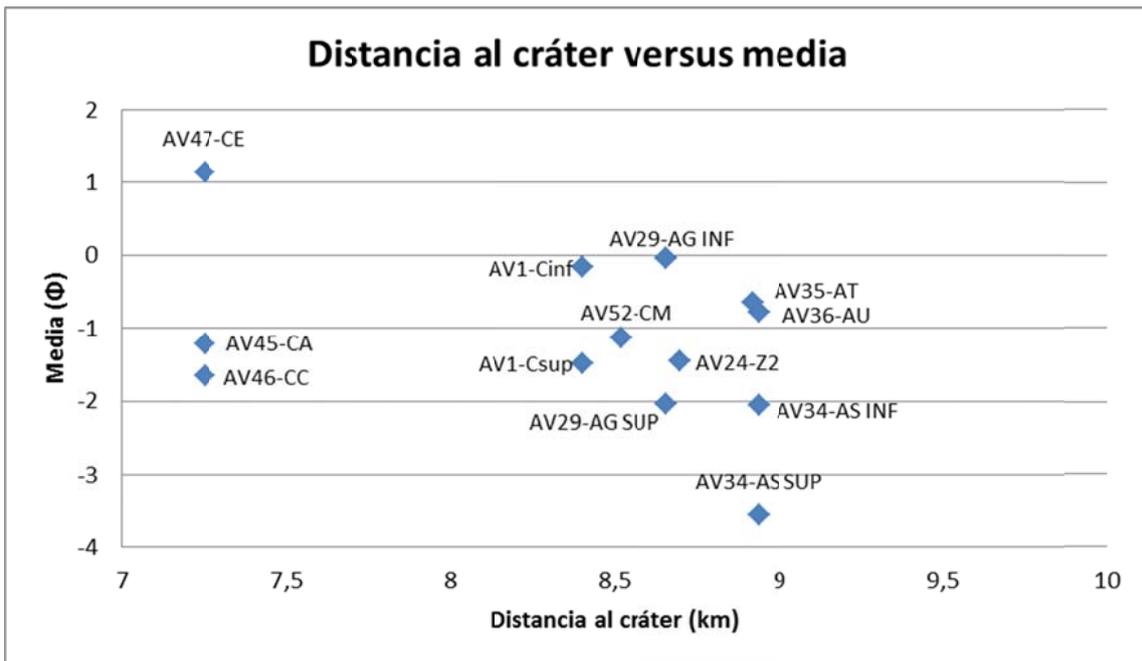


Figura 21 Distancia al cráter versus media para las muestras del flujo Este superior.

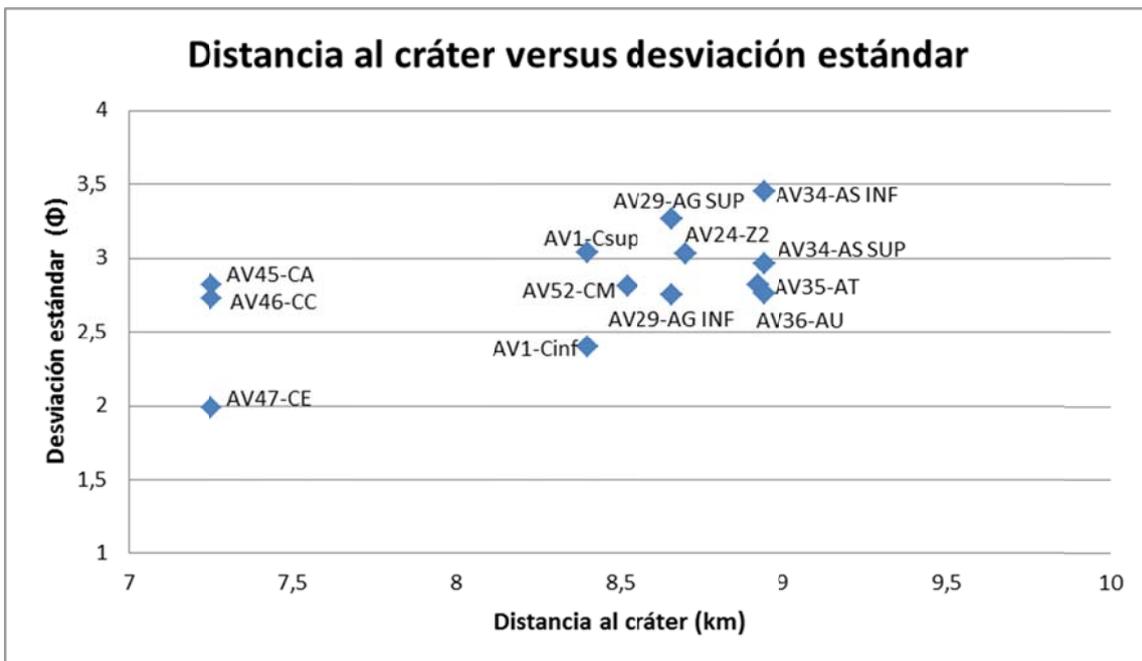


Figura 22 Distancia al cráter versus la desviación estándar para las muestras del flujo Este superior.

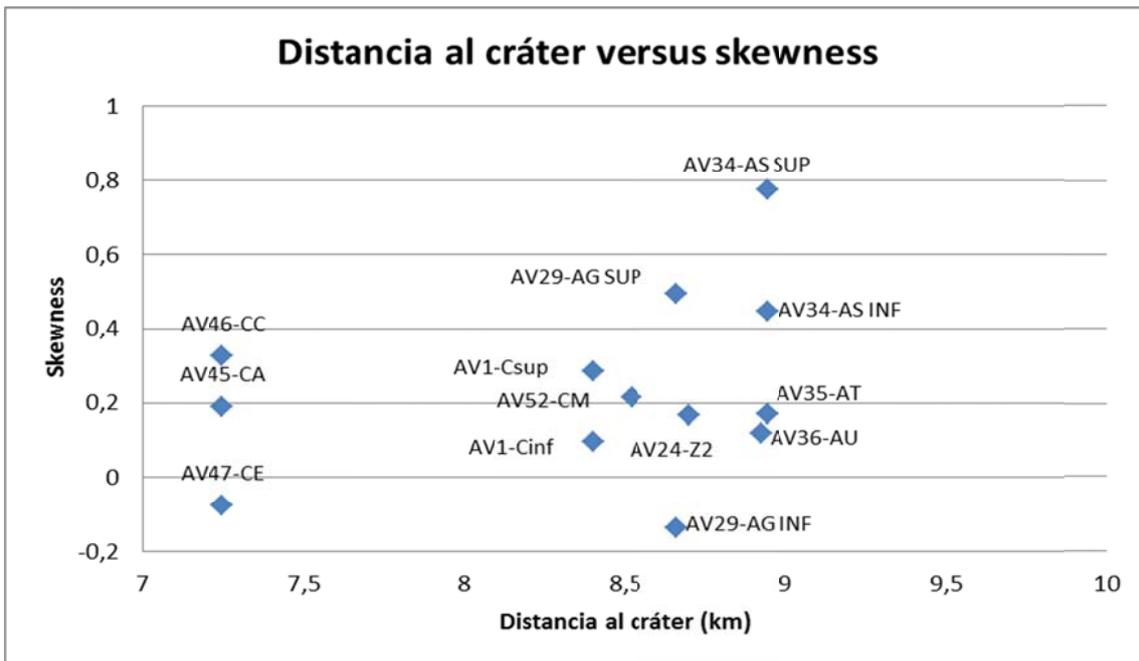


Figura 23 Distancia al cráter versus *skewness* para las muestras del flujo Este superior.

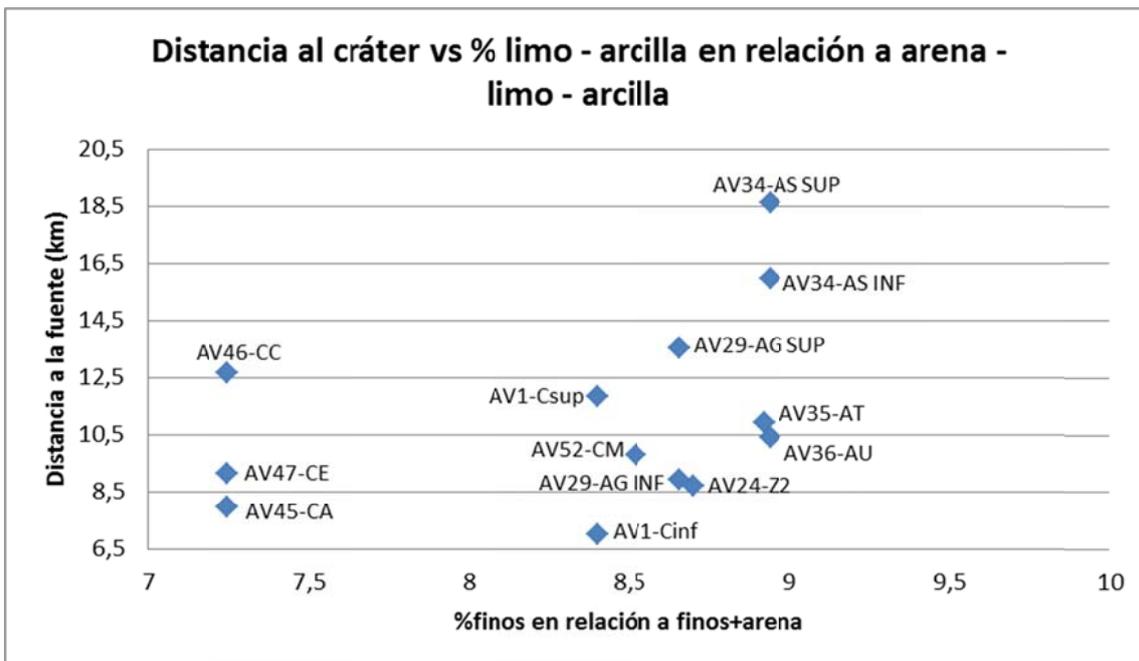


Figura 24 Distancia al cráter versus el porcentaje de limo – arcilla en relación a arena – limo – arcilla para las muestras del flujo Este superior.

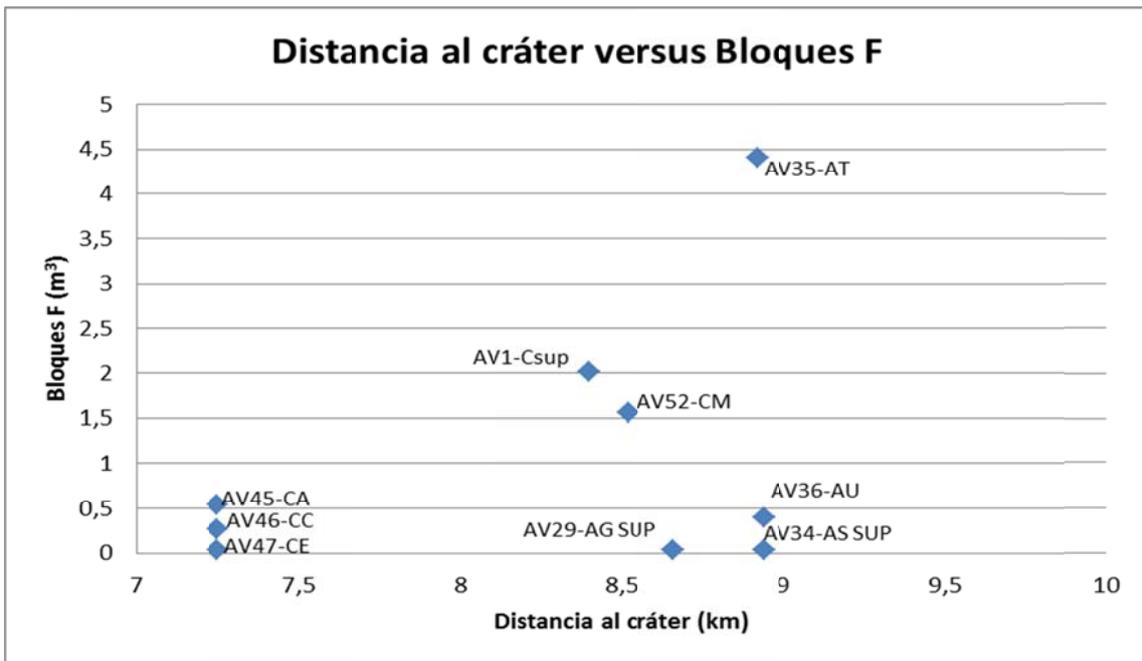


Figura 25 Distancia al cráter versus volumen de los Bloques tipo F en m³ para las muestras del flujo Este superior.

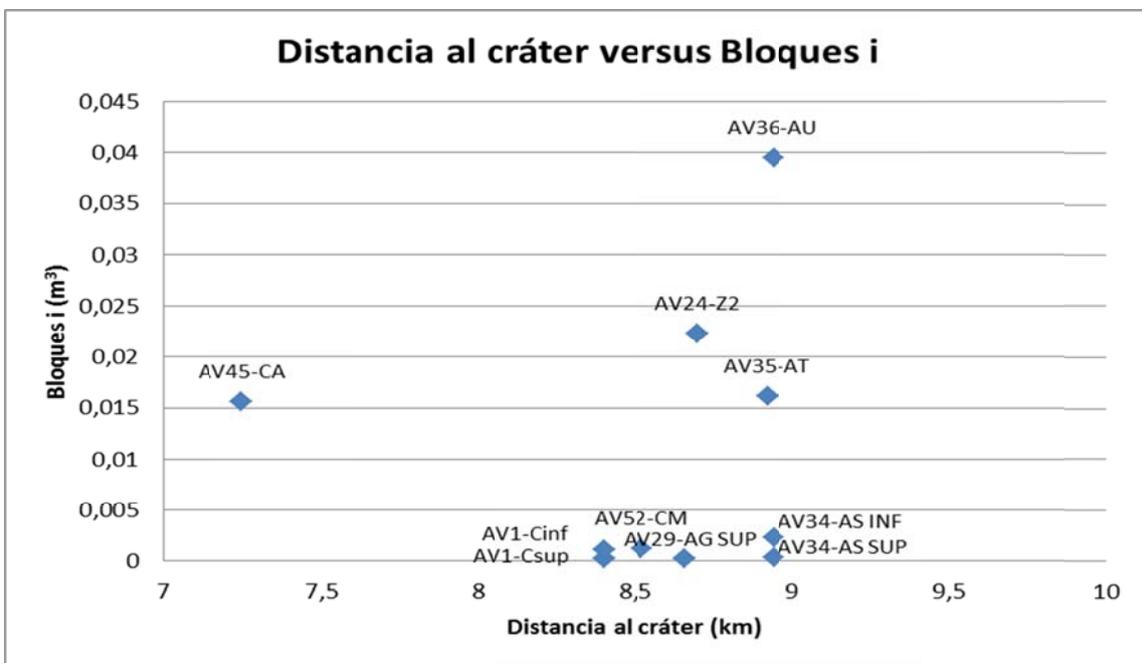


Figura 26 Distancia al cráter versus volumen de los Bloques tipo I en m³ para las muestras del flujo Este superior.

Granulometría de la matriz de los depósitos del Flujo Este, volcán Llaima.

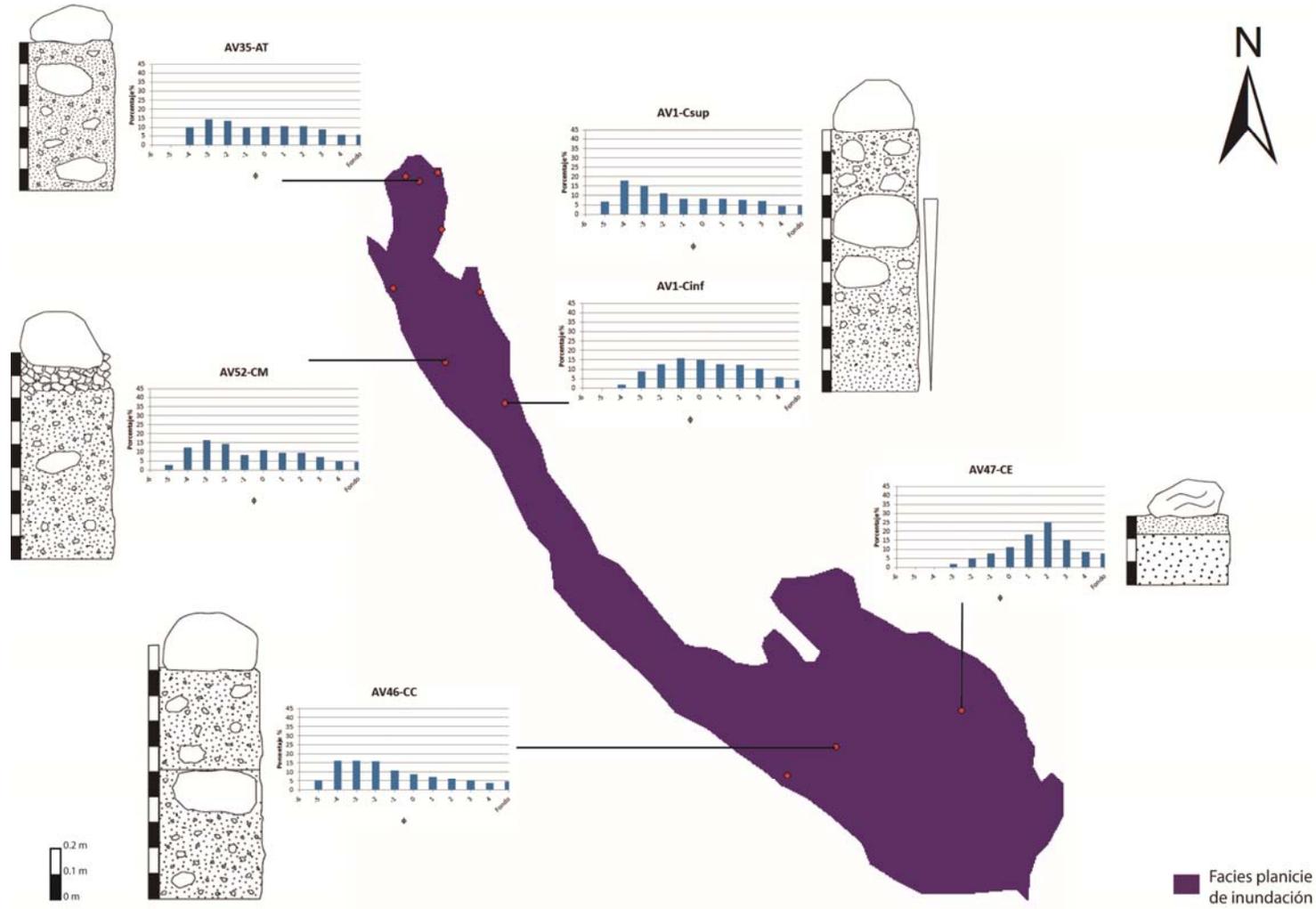


Figura 27 Columnas estratigráficas y distribución de tamaño de partículas de la matriz para puntos representativos del depósito del flujo Este superior. Leyenda en Anexos 8.3.

En la Figura 28 se muestra la granulometría de material fino de la matriz de los puntos de observación representativos de los depósitos que se pueden observar en la Figura 27. La totalidad de las muestras presenta una distribución similar, de carácter unimodal y con una moda que se mueve en el rango de 30 a 40 μm , intervalo que correspondería a un tamaño de grano de limo, el cual tendría entre un 7 a 9% en porcentaje en peso del total medido.

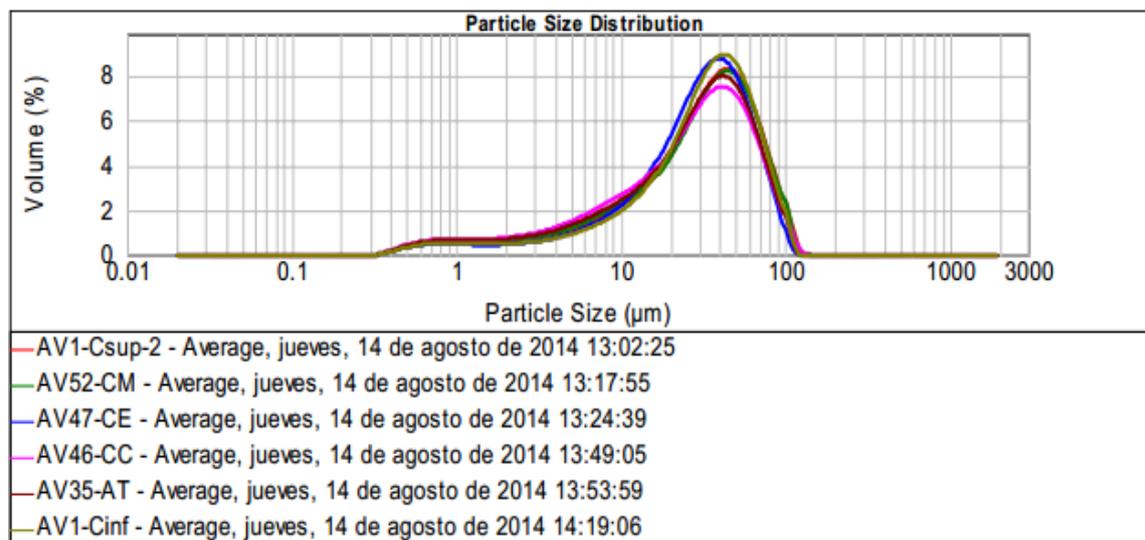


Figura 28 Distribución de tamaño de partículas para la porción de material fino de la matriz de las muestras de los puntos de observación representativos del flujo Este superior.

En la Tabla 1 se presenta el porcentaje de limo y arcilla con respecto al material menor a 0,063 mm de la matriz de los puntos de observación representativos de la Figura 27 y cuya granulometría se muestra en la Figura 28. En la Tabla 2 se presenta el porcentaje de limo y arcilla con respecto al total de la matriz menor a 2 mm. de los mismos puntos de observación representativos. La totalidad de las muestras cumple con poseer <5% de arcillas sobre el total de arena – limo – arcilla de la matriz, correspondiendo luego a depósitos de flujo no cohesivo (Vallance, 2000).

Muestra	%Limo	%Arcilla
AV1-Cinf	93,2	6,8
AV1-Csup	92,1	7,9
AV35-AT	90,7	9,3
AV46-CC	90,1	9,9
AV47-CE	93,4	6,6
AV52-CM	91,8	8,2

Tabla 1 Porcentaje de limo y arcilla con respecto al material menor a 0,063 mm. de la matriz de los puntos de observación representativos del flujo Este superior.

Muestra	%Limo	%Arcilla
AV1-Cinf	6,5	0,5
AV1-Csup	10,9	0,9
AV35-AT	9,9	1,0
AV46-CC	11,4	1,2
AV47-CE	8,5	0,6
AV52-CM	9,0	0,8

Tabla 2 Porcentaje de limo y arcilla con respecto al material menor a 2 mm. de la matriz de los puntos de observación representativos del flujo Este superior.

4.3 Flujo Oeste

4.3.1 Introducción

Se denomina flujo Oeste a los depósitos del flujo lahárico ocurrido en abril del 2009 y distribuidos en el flanco N del volcán Llaima, abarcando una superficie expuesta de, al menos, 1,37 km². Estratigráficamente se encuentra sobre la unidad flujo Este superior, y el techo de los depósitos es la superficie de erosión actual. En la Figura 29 se muestra una vista aérea de los depósitos del flujo Este superior y sus respectivos puntos de observación. Los puntos de observación, con sus coordenadas geográficas y nomenclatura se encuentran en Anexos 8.1.

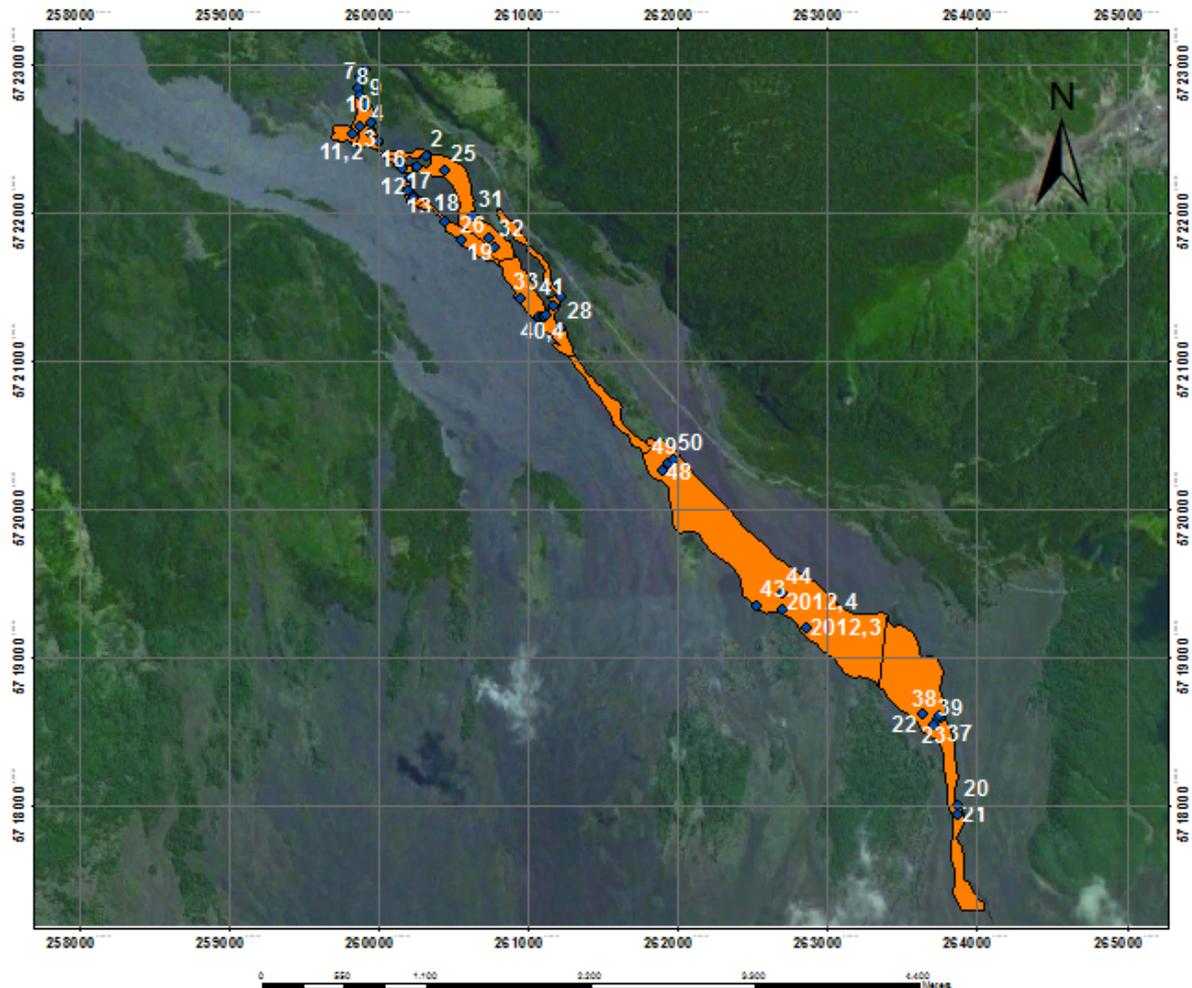


Figura 29 Vista aérea del flanco norte del volcán Llaima. El polígono color anaranjado corresponde al área cubierta por el depósito del flujo Oeste. En azul se presentan los puntos de observación de las campañas de terreno realizadas.

Los afloramientos de los depósitos fueron observados desde los 5,1 km de distancia tomando como referencia el cráter del volcán, hasta su término, a los 12 km de distancia siguiendo el cauce del flujo, en donde la pendiente del terreno oscila entre un 0,18 y un 14,8 grados; con una pendiente promedio de 6,3 grados. En la Figura 30 se presenta un perfil elevación del flanco norte del volcán por donde se desplazó el flujo.

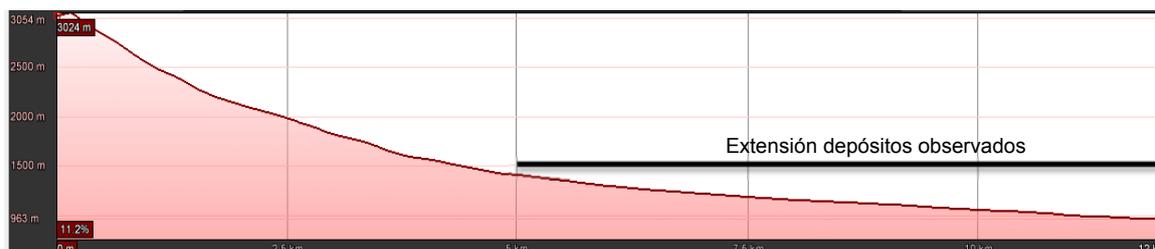


Figura 30 Perfil de elevación del flanco norte del volcán Llama, desde la cumbre del volcán a 12 km. de distancia siguiendo la trayectoria del flujo. El alcance de los depósitos observados en terreno se encuentra marcado con una línea color negro.

4.3.2 Volumen

El volumen fue calculado con la misma metodología utilizada para el flujo Este superior. De acuerdo a lo expuesto, el volumen calculado de los depósitos es de 820.000 m³, siendo ésta una estimación del mínimo, debido a que los depósitos no fueron estudiados en toda su extensión y por su posible erosión. Sin embargo, se estima que el volumen sería bastante cercano en orden de magnitud al volumen real, ya que el área que no fue considerada en los cálculos correspondería a los primeros 700 m. que recorrió el flujo, los cuales poseen una pendiente en torno a 18°, y en donde el *debulking* no sería significativo.

4.3.3 Petrografía macroscópica

Dada la heterogeneidad de los depósitos en cuanto a texturas, granulometría y espesores, se procedió a dividir estos depósitos de acuerdo a su ubicación y pendiente del terreno, en facies proximal, transicional y distal. En la Figura 31 se presenta un mapa con las facies propuestas.

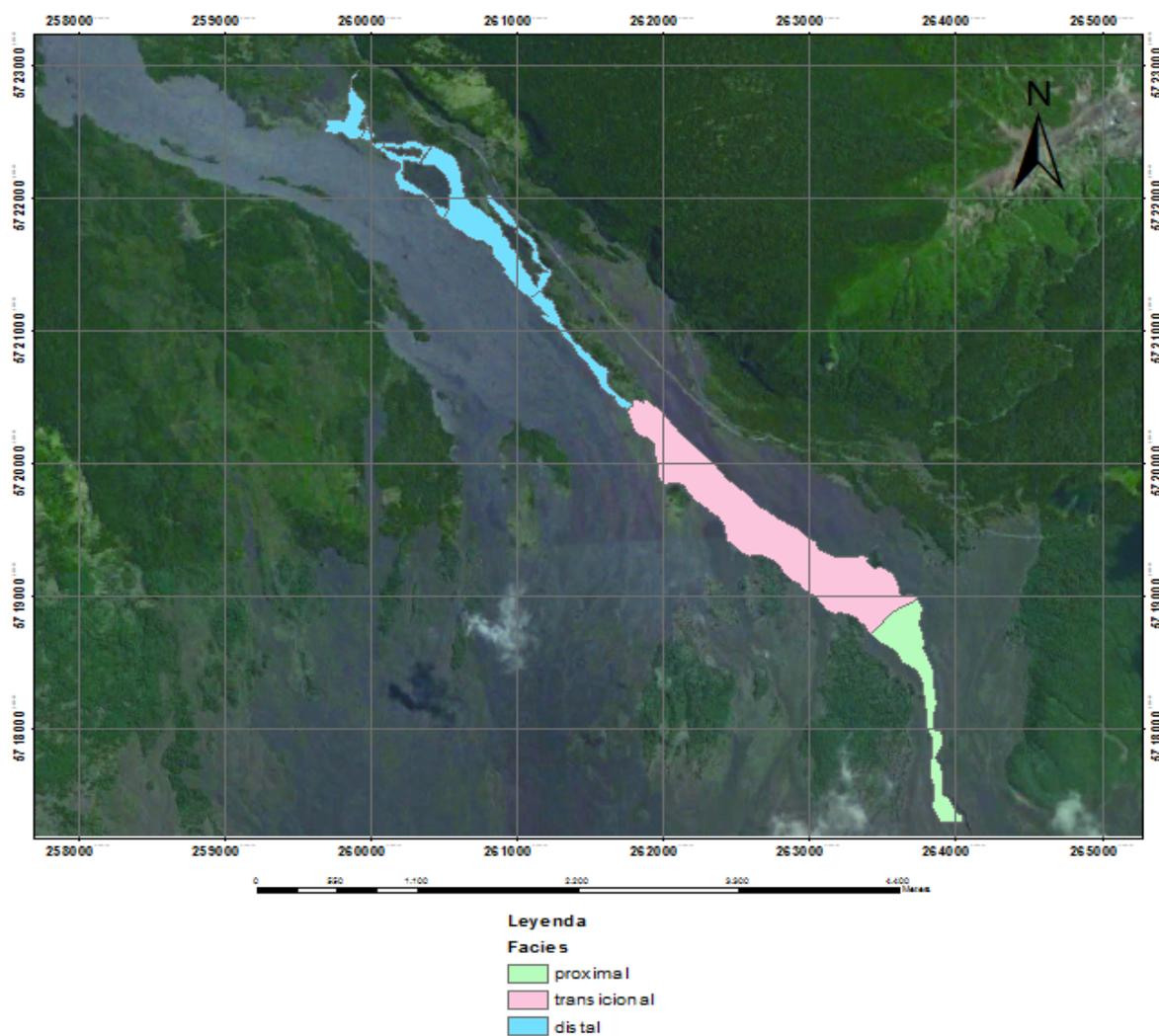


Figura 31 Vista aérea del flanco norte del volcán Llaima. Se presentan las facies determinadas para los depósitos del flujo Oeste.

4.3.3.1 Facies proximal

Los depósitos reconocidos en terreno se encuentran entre los 5,1 y los 6,1 km del cráter.

En los primeros 630 m los depósitos se encuentran confinados en un canal cuyo ancho mínimo es de aproximadamente 30 m. y su ancho máximo de aproximadamente 130 m. En los siguientes 370 m el canal se bifurca en dos, los cuales poseen un ancho entre 60 y 70 m, manteniéndose el confinamiento de los depósitos.

El espesor de los depósitos varía entre los 83 y los 130 cm. Presentan por lo general una cubierta polimíctica de 5 a 10 cm. de material clastosoportado con escasa matriz y débilmente compactado, con 50% de clastos mayores a 6,4 cm. y una moda de tamaño de 2 a 4 cm, con clastos subangulosos a subredondeados y muy mala selección. La cubierta se presenta en algunos sectores con morfología lobular y pueden observarse bloques con fracturamiento prismático, bombas tipo coliflor y tipo corteza de pan, y spatters.

Los depósitos tienden a presentarse macizos o con una muy leve estratificación, localmente pueden presentar gradación inversa a inversa normal. Es posible encontrar niveles de espesor milimétrico de limo-arcilla color café, niveles probablemente formados por la elutriación postdeposicional del flujo, indicando lapsos de tiempo entre un pulso y otro.

Los depósitos son matriz soportados, siendo su matriz principalmente de grava con importante aporte de arena y en menor medida de limo – arcilla. Contiene cristales libres de olivino y plagioclasa, y clastos de escoria y lava de composición intermedia a básica. Texturalmente los clastos se presentan con muy mala selección, subangulosos a subredondeados y con mala esfericidad. Los fragmentos mayores a 6,4 cm. representan alrededor de un 5% del total de los clastos. Los Bloques tipo I alcanzan diámetros equivalentes de 25 cm., siendo escorias y bloques de lava de composición andesítica a basáltica, vesiculadas y macizas, de color gris o rojo. Los Bloques tipo F alcanzan diámetros equivalentes de 46 cm. y poseen las mismas características petrográficas que los Bloques i. Si bien su presencia es abundante en la superficie de

los depósitos, es importante destacar que una vez que el flujo se bifurca, existe una mayor concentración volumétrica de estos bloques en la superficie del subcanal Este que en la del subcanal Oeste, con una presencia superficial de aproximadamente 15% en el subcanal este, contra aproximadamente un 5% en el canal oeste. En el subcanal este, además, se encuentran niveles clastosoportados de entre 6 a 12 cm con una matriz de arena gruesa, cuyos clastos son subangulosos a subredondeados y con mala esfericidad.

4.3.3.2 Facies transicional

Los depósitos correspondientes a la facies transicional se encuentran entre los 6,1 y los 8,57 km del cráter, a una altura de 1130 a 1284 m. sobre el nivel del mar.

En este tramo los depósitos se encuentran emplazados en una planicie amplia, exponiendo hasta al menos 450 m de ancho, y de menor pendiente que la facies proximal.

El espesor de los depósitos varía entre los 60 y los 123 cm., presenta una cubierta similar a la observada en la facies proximal pero de menor espesor (2 a 5 cm.), más diluida, y discontinua. Se pueden encontrar en superficie bloques con fracturamiento prismático, bombas tipo coliflor y tipo corteza de pan, y spatters.

Los depósitos tienden a presentarse macizos o con una muy leve estratificación. Son matriz soportados, específicamente con un 60% a 70% de matriz. La matriz es de grava a arena media, con aportes menores de limo – arcilla, contiene cristales libres de olivino y plagioclasa, y clastos de escoria y lava de composición intermedia a básica. Texturalmente los clastos se presentan con muy mala selección, subangulosos a subredondeados y con mala esfericidad. Los fragmentos mayores a 6,4 cm. representan alrededor de un 5% del total de los clastos. Los Bloques tipo I alcanzan diámetros equivalentes de hasta 18 cm., siendo escorias y bloques de lava de composición andesítica a basáltica, vesiculadas y macizas, de color gris o rojo. Los Bloques tipo F alcanzan diámetros equivalentes de 80 cm. y poseen las mismas características petrográficas que los Bloques I. Localmente pueden encontrarse

intercalaciones de diferente granulometría con niveles de limo – arcilla de color café claro de espesor milimétrico, estos niveles tienen una matriz de arena media a gruesa y que varía de un 50% a un 80%, los clastos mayores a 6,4 cm. no superan el 1% del total ni tampoco un diámetro equivalente mayor a 8 cm.

Lateralmente se presentan niveles de entre 10 y 12 cm. de espesor en el techo de la columna estratigráfica, consistentes en unidades de arena media a gruesa, con un 99% de matriz y ausencia de clastos tamaño bloque.

En el extremo lateral oeste de los depósitos, es posible encontrar depósitos con características de una zona correspondiente a una facies de inundación, consistente en intercalaciones de niveles de arena gruesa a grava de 10 a 12 cm. y niveles de limo – arcilla no superiores a 1 mm.

4.3.3.3 Facies distal

Los depósitos correspondientes a la facies distal se encuentran entre los 8,57 y los 12 km del cráter, a una altura de 1130 a 962 m. sobre el nivel del mar.

Esta facies se compone de un primer tramo fuertemente canalizado, entre los 8,57 y los 9,67 km del cráter, en donde sus límites laterales están definidos por la topografía heredada de la presencia de coladas de lava a raíz de la erupción del volcán Llaima en 1957 y lavas más antiguas. Aquí se observa principalmente una subfacies central, en donde el canal alcanza un máximo de 100 m. de ancho, y un mínimo de 30 m. Al llegar a los 9,67 km del cráter el confinamiento disminuye considerablemente, en este segundo tramo el canal alcanza un ancho de hasta 230 m. y un brazo del flujo se desvió hacia el este (B1, Figura 32) siguiendo un bajo topográfico, avanzando luego por un canal paralelo al canal central por cerca de 730 m. antes de alcanzar su fin. A los 10,4 km. del cráter aproximadamente, el flujo del canal central se vuelve a bifurcar (B2, Figura 32), yéndose un brazo por el lado oeste, por el borde de la colada de 1957, y otro brazo por el lado este. En este tramo pueden reconocerse subfacies central y lateral, en donde esta última presenta acuñamiento acercándose al límite lateral y una granulometría similar a la subfacies central, pero con Bloques tipo F de menor volumen.

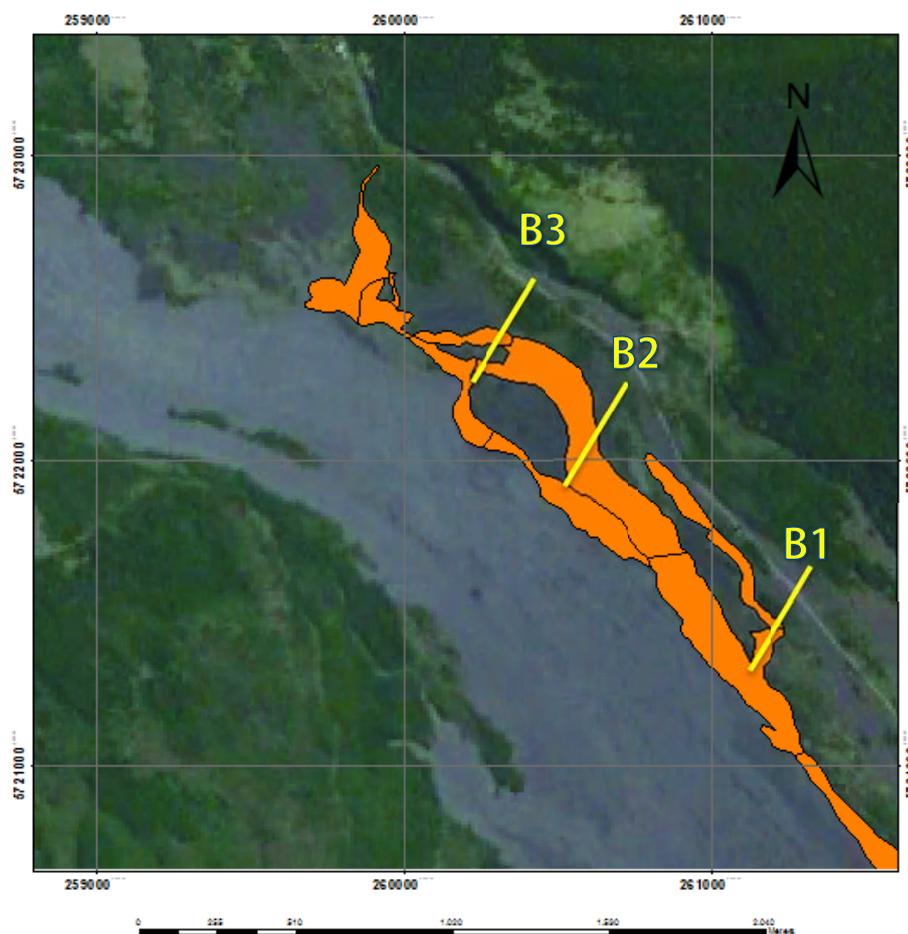


Figura 32. Vista aérea de las bifurcaciones que presentan los últimos tramos de la facies distal en el flujo Oeste.

El espesor de los depósitos en los tramos anteriormente descritos varía entre los 37 y los 140 cm. la cubierta polimíctica con escasa matriz superficial definida en facies anteriores se mantiene presente, sin embargo, en algunos sectores es discontinua y de pequeño espesor (1 a 3 cm.), mientras que en otros forma lóbulos de 30 a 40 cm. de altura (Figura 33). Se pueden encontrar en superficie bloques con fracturamiento prismático, bombas tipo coliflor y tipo corteza de pan, y salpicaduras.



Figura 33 Fotografía con vista hacia el N del depósito. Se presenta una cubierta clastosoportada en un lóbulo de aproximadamente 35 cm. de altura.

Aquí los depósitos tienden a presentarse macizos o con una muy leve estratificación, por lo general no presentan mayores estructuras, aunque localmente es posible encontrar gradaciones inversas o normales y laminación paralela. Localmente se encuentran zonas en donde los clastos están cubiertos por limo – arcilla de color café oscuro, además de niveles de limo – arcilla de color café claro de espesor milimétrico. Los depósitos son matriz soportados, con un 60% a 70% de matriz. La matriz es de grava a arena fina, con aportes menores de limo – arcilla, contiene cristales libres de olivino y plagioclasa, y clastos de escoria y lava de composición intermedia a básica. Texturalmente los clastos se presentan con muy mala selección, subangulosos a subredondeados y con mala esfericidad. Los fragmentos mayores a 6,4 cm. representan desde un 2% a un 10% del total de los clastos. Los Bloques tipo I alcanzan volúmenes de hasta 0.019 m^3 , siendo escorias y bloques de lava de composición andesítica a basáltica, vesiculadas y macizas, de color gris o rojo. Los Bloques tipo F alcanzan volúmenes de 0.29 m^3 y poseen las mismas características petrográficas que los Bloques I. Con respecto a la distribución de los Bloques F, es importante destacar que en los primeros metros, inmediatamente antes de que un brazo

del flujo siga al este por un canal paralelo al canal central, los Bloques F se concentran en el lado este del flujo.

Marcas de impacto en árboles encontradas dan cuenta de una altura de flujo de, al menos, 2,1 m a los 9,6 km. del cráter (Figura 34), y de al menos 1,6 a 2,8 a los 10,4 km. del cráter (Figura 35). Las marcas consistían en zonas del tronco con pérdida de corteza, las cuales se encontraban en el lado en el que impactó el flujo. En muchos casos era posible encontrar los bloques que impactaron al árbol aún en el lugar (Figura 34)



Figura 34 Fotografía con vista al NE. Se observan marcas de impacto de 2,1 m de altura en árboles.



Figura 35 Fotografías con vista al N. Se observan marcas de impacto en árboles. A la izquierda marcas de 1,6 m. de altura, a la derecha marcas de 2,8 m. de altura.

En el último tramo, entre los 10,4 y los 12 km del cráter, los depósitos se encuentran disgregados en varios brazos que nacieron del flujo original (B3, Figura 32) y tomaron diversos caminos, abarcando una superficie de ancho aproximado de 300 m, pudiendo caracterizarse tres brazos como principales, en donde sus anchos varían entre los 40 a 70 m. A los 700 m. los distintos brazos han confluido nuevamente en uno solo, cuyo ancho es de aproximadamente 20 m, hasta aquí se pueden apreciar nuevamente subfacies central y lateral. Posteriormente los depósitos constituyen una subfacies de planicie de inundación, distribuyéndose de forma amplia en una planicie delimitada al este y al oeste por coladas de lava, alcanzando una extensión lateral de cerca de 100 m. Finalmente, los depósitos se desvían al este siguiendo el bajo topográfico, y en los últimos 160 m. ocurre un angostamiento considerable, alcanzando la superficie de los depósitos un ancho de 8,5 m.

El espesor de los depósitos varía entre los 9 y los 32 cm. la cubierta polimíctica con escasa matriz superficial ya mencionada anteriormente se presenta como una cubierta altamente discontinua, haciéndose notar principalmente en barras, su espesor no supera los 5 a 10 cm. Se pueden encontrar en superficie bombas tipo coliflor y tipo corteza de pan, y spatters.

En este último tramo los depósitos se presentan generalmente macizos y sin estructuras, aunque localmente es posible encontrar laminación paralela o cruzada, gradación inversa, gradación normal y lentes de limo – arcilla. Los depósitos son matriz soportados, con un 98% de matriz. La matriz es de grava a arena fina, con aportes menores de limo – arcilla, contiene cristales libres de olivino y plagioclasa, y clastos de escoria y lava de composición intermedia a básica. Los Bloques tipo F alcanzan volúmenes de hasta 0.0015 m^3 (diámetro equivalente 11 cm.), siendo escorias y bloques de lava de composición andesítica a basáltica, vesiculadas y macizas, de color gris o rojo.

A 10,7 km del cráter, con los depósitos confinados a un canal natural dado por la topografía local, es posible encontrar una estructura con características muy particulares. Se puede apreciar que el flujo venía fuertemente encauzado, siendo levemente represado por los árboles en su camino, aguas abajo el flujo se ve enfrentado a una ligera curva, para luego seguir fuertemente encauzado su camino

(Figura 36). En el lado exterior de la curva, se formó una “pared” muy pronunciada, casi vertical, que correspondería a un levée. (Figura 37)

El levée formado tiene entre 80 cm y 1 m de altura, y entre 20 a 30 cm de ancho, es clastosoportado y posee una matriz tamaño arena media <5% del total. Posee muy mala selección, clastos subangulosos a subredondeados y con mala esfericidad. Los fragmentos mayores a 6,4 cm. representan un 85% del total de los clastos, la moda de clastos es de aproximadamente 0,0045 m³. Los clastos corresponden a escorias y bloques de lava de composición andesítica a basáltica, vesiculadas y macizas, de color gris o rojo.



Figura 36 Fotografía con vista al NW. Se remarca en naranja el grado de encauzamiento del flujo y la curva a la que se vio sujeto en su recorrido.



Figura 37 Fotografía con vista al W. Se aprecia el levée lateral casi vertical dejado por el flujo Oeste.

4.3.4 Granulometría

Se realizaron 55 análisis granulométricos a muestras de la matriz de los depósitos del flujo (Ver Anexos 8.2.2).

En la facies proximal es posible observar que la distribución es de carácter bimodal, con una moda principal que se mueve en rangos de -3 a -5 en la escala Phi, pudiendo llegar a tener un 60% del porcentaje en peso del total en este rango (muestra AV21-W). Subordinadamente, se presenta una moda de 2 a 3 en la escala Phi, pudiéndose llegar a tener en este intervalo un 20% del peso del total de la muestra (muestra AV39-F). Lo anterior es cumplido por la totalidad de las muestras de la facies proximal, exceptuando la muestra AV38-BC, la cual muestra una distribución unimodal, con una moda de -1 a -2 en la escala Phi. En la facies transicional, no se observan distribuciones o modas representativas de las muestras o de sus ubicaciones con respecto al avance del flujo, yendo de distribuciones unimodales (AV43-BU, AV43-BV, AV43-BW, AV44-BY, AV50-CKsup) con modas de -2 a 2; bimodales (AV43-BX, AV48-CF), con modas principales de -3 a -5, y modas subordinadas de 0 a 3; a irregulares (AV44-AZ, AV48-CG, AV49-CJ). La facies distal es en general de carácter unimodal, con modas de -1 a -4 en la escala Phi en sus zonas más proximales y con modas 2 a 3 en escala Phi en sus zonas más distales (principalmente subfacies planicie de inundación). Lateralmente ocurren ciertas variaciones, en las muestras AV33-AP y AV33-AO, que podrían asociarse a una subfacie lateral de inundación, se presenta una distribución unimodal de moda 2 a 3 en la escala Phi; mientras que en la muestra AV33-AQ, también de subfacie lateral de inundación, puede reconocerse una distribución unimodal incipiente de moda -2 en la escala Phi; por otro lado, la muestra A19-Sa, la cual puede ser asociada a una subfacie lateral, presenta una distribución bimodal, con moda principal 2 en la escala Phi, y una moda subordinada de -4 en la escala Phi. En el caso de las muestras tomadas de barras (AV15-Pbarra y AV11-Barra), se observa una distribución bimodal con moda principal 3 a 4 en la escala Phi, y moda subordinada -2 a -5 en escala Phi. En la muestra AV8-Levee, tomada de un levee en el punto de observación 8, su distribución es de carácter bimodal, con una moda principal de -5 en la escala Phi, y una moda subordinada de 3 en escala Phi. Lateralmente, en la subfacies de planicie de inundación, no se discierne una variación importante,

observando las muestras que se podrían asociar a una subfacie lateral (AV11-Canal y AV18-Racanal) presentan distribución unimodal, con moda 3 en escala Phi.

En las figuras 38 a 44 se graficó los principales resultados obtenidos. En la Figura 38 se graficó los parámetros de Inman (1952), aquí es posible ver que la media de las muestras va de -2,4 a 3,2 en escala Phi, con un promedio de -0,4 en escala Phi; y desviaciones estándar que se mueven en el intervalo 0,9 a 3,6 en escala Phi, con un promedio de 2,4 en escala Phi, cayendo en la categoría de muy pobremente seleccionado. Observando con detención la Figura 38, puede notarse que la facies proximal es la que posee las medias menores y las desviaciones estándar más altas, seguida por la facies transicional, estando todas las muestras de estas facies en zonas acotadas del gráfico; por otro lado, la facies distal se muestra dispersa en el área del gráfico, yendo de medias menores y desviaciones estándar elevadas, a medias de gran magnitud y desviaciones estándar de valores reducidos.

Realizando un análisis más acabado, cabe hacer notar que en la facies proximal se presenta una media en el rango -1 a -2,9 en escala Phi, con un promedio de -1,7 en escala Phi; en tanto que la desviación estándar se mueve en el intervalo 1,7 a 3,3 en escala Phi, con un promedio de 2,7 en escala Phi, es decir muy pobremente seleccionado. En la facies transicional de planicie de inundación, se tiene una media en el rango -1,4 a 1,2 en escala Phi, con un promedio de -0,6 en escala Phi; mientras que la desviación estándar se presenta en el rango 1,8 a 2,9 en escala Phi, con un promedio de 2,4 en escala Phi, es decir muy pobremente seleccionado. En la facies distal se tiene una media en los rangos de -2,4 a 3,2 en escala Phi, con un promedio de -0,06 en escala Phi; mientras que la desviación estándar se mueve en el intervalo 0,9 a 3,6 en la escala Phi, con un promedio de 2,3 en escala Phi, es decir muy pobremente seleccionado

En la Figura 39 se graficó la distancia al cráter versus la media, en esta figura no se aprecia una relación clara entre ambos parámetros, sin embargo cabe hacer notar que a medida que las muestras se encuentran más lejanas al cráter, los máximos valores de media de tamaño son mayores, y además, se presentan más dispersos. En la Figura 40 se graficó la distancia al cráter versus la desviación estándar, aquí se puede notar que mientras las facies proximal y transicional se mantienen acotadas, con

desviaciones estándar que por lo general no varían en más de 1 unidad en escala Phi, la facies distal se encuentra dispersa en el gráfico, con valores que varían en 2,5 unidades en escala Phi. Adicionalmente al grado de dispersión de las muestras, se debe agregar a las observaciones que en cuanto a los valores mínimos de desviación estándar la relación es negativa, es decir a medida que nos alejamos del cráter la desviación estándar alcanza menores valores; mientras que los valores máximos disminuyen de la facies proximal a la transicional, y vuelven a aumentar en la facies distal a medida que aumenta la distancia al cráter. En la Figura 41 se graficó la distancia al cráter versus el *skewness*, aquí el comportamiento del *skewness* es igual al de la desviación estándar, nuevamente se encuentra que mientras las facies proximal y transicional se mantienen por lo general en zonas acotadas del gráfico, la facies distal se muestra con un alto grado de dispersión. Además de lo anterior, también se encuentra una relación negativa entre la distancia al cráter versus los valores mínimo de *skewness*, es decir a medida que nos alejamos del cráter el *skewness* alcanza menores valores; mientras que los valores máximos disminuyen de la facies proximal a la transicional de planicie de inundación, y vuelven a aumentar en la facies distal a medida que aumenta la distancia al cráter. La facies proximal presenta un *skewness* que, exceptuando una muestra (AV39-BH), se mueve en el rango 0,31 a 0,56, es decir con asimetría muy positiva, y con un promedio de 0,36. La facies transicional, exceptuando una muestra (AV48-CF), se mueve en el intervalo 0,03 A 0,23, es decir de asimetría simétrica a positiva, con un promedio de 0,07 (asimetría simétrica). La facies distal presenta valores de *skewness* de -0,5 a 0,66, un amplio rango de valores, yendo de una asimetría muy negativa a una muy positiva, con un promedio de 0,07 (*skewness* simétrico).

En la Figura 42 se graficó la distancia al cráter versus el porcentaje de limo – arcilla en relación a el total arena – limo – arcilla, puede observarse que el porcentaje de material fino disminuye considerablemente de la facies proximal a la transicional, cayendo de un promedio de 12,9% a un 6,6%. La facies distal por su parte, presenta un promedio de 7,8%. Cabe hacer notar que la dispersión de datos es importante en las facies proximal y distal, mientras que la facies transicional presenta sus datos en una zona acotada de la gráfica.

En la Figura 43 se graficó la distancia al cráter versus el volumen de los Bloques tipo F, el volumen máximo de los Bloques tipo F aumenta con la distancia al cráter, pero esta relación sólo se observa durante los primeros 9 kilómetros, es decir de la facies proximal a la facies transicional. Luego de los 9 kilómetros de distancia al cráter, la relación se hace inversa, disminuyendo el volumen máximo de los Bloques tipo F conforme aumenta la distancia. El máximo se registra a los 8,37 km. con un volumen de $0,52 \text{ m}^3$ (diámetro equivalente 80,4 cm.). En la Figura 44 se graficó la distancia al cráter versus el volumen de los Bloques tipo I, aquí se observa que durante los primeros 9 kilómetros aproximadamente, es decir de la facies proximal a la transicional, el volumen máximo de los Bloques tipo I disminuye conforme la distancia al cráter aumenta. Luego, el volumen máximo de los bloques aumenta conforme aumenta la distancia al cráter, es decir la relación entre los parámetros se invierte. En la Figura 45 se muestran los puntos de observación representativos con sus respectivas granulometrías y columnas estratigráficas.

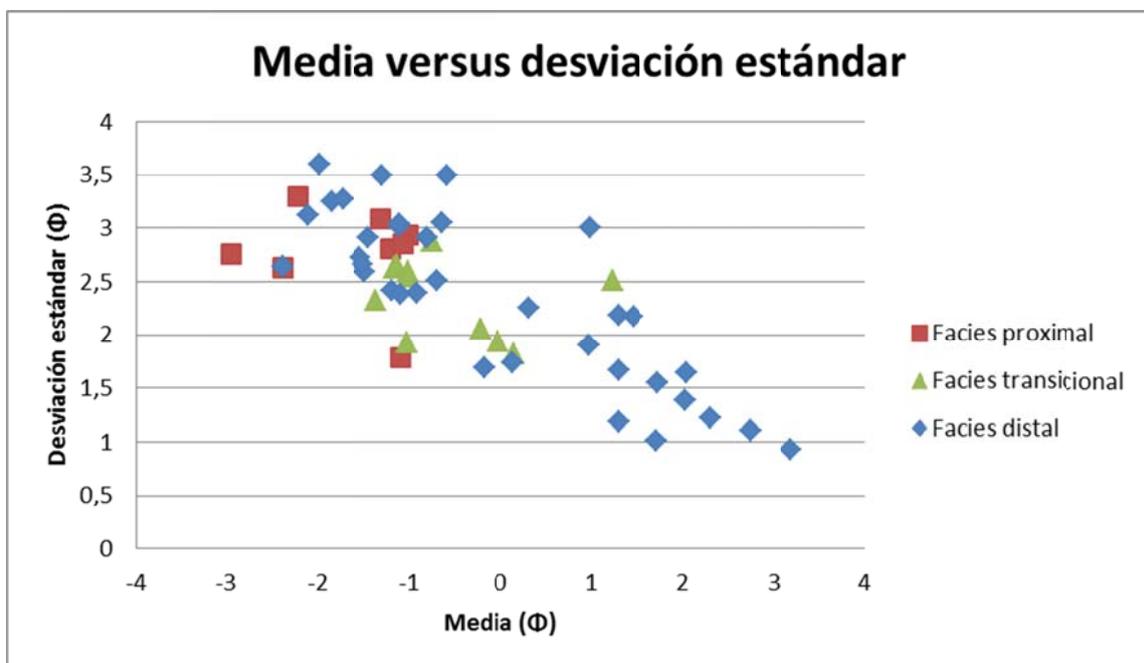


Figura 38 Parámetros de Inman (1952) para las muestras del flujo Oeste.

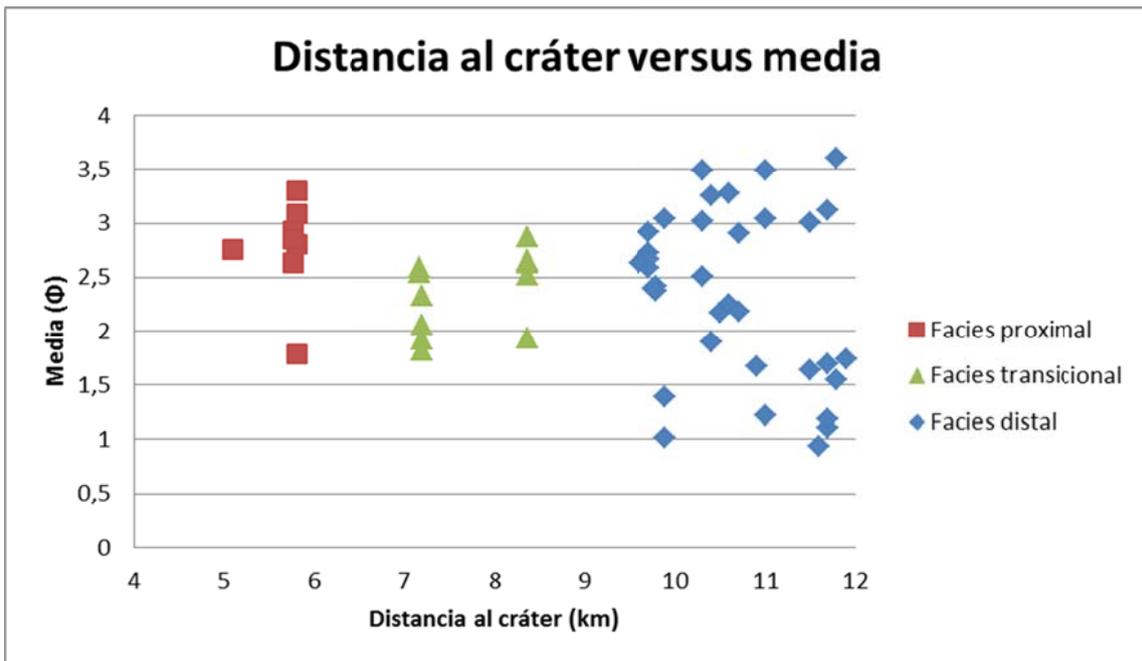


Figura 39 Distancia al cráter versus media para las muestras del flujo Oeste.

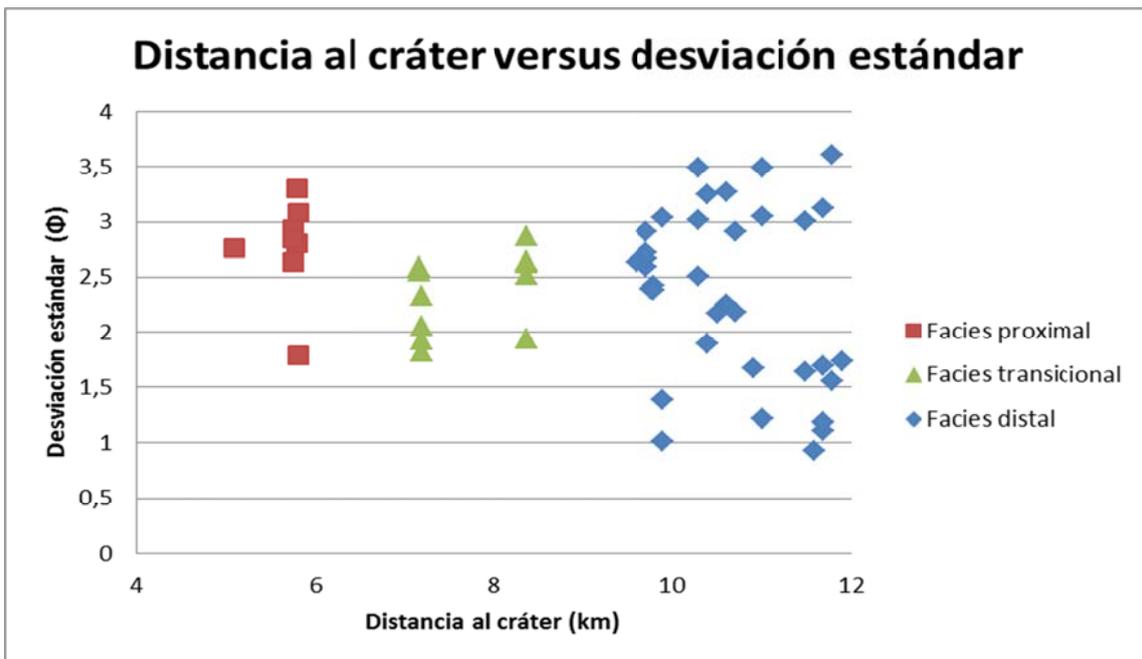


Figura 40 Distancia al cráter versus desviación estándar para las muestras del flujo Oeste.

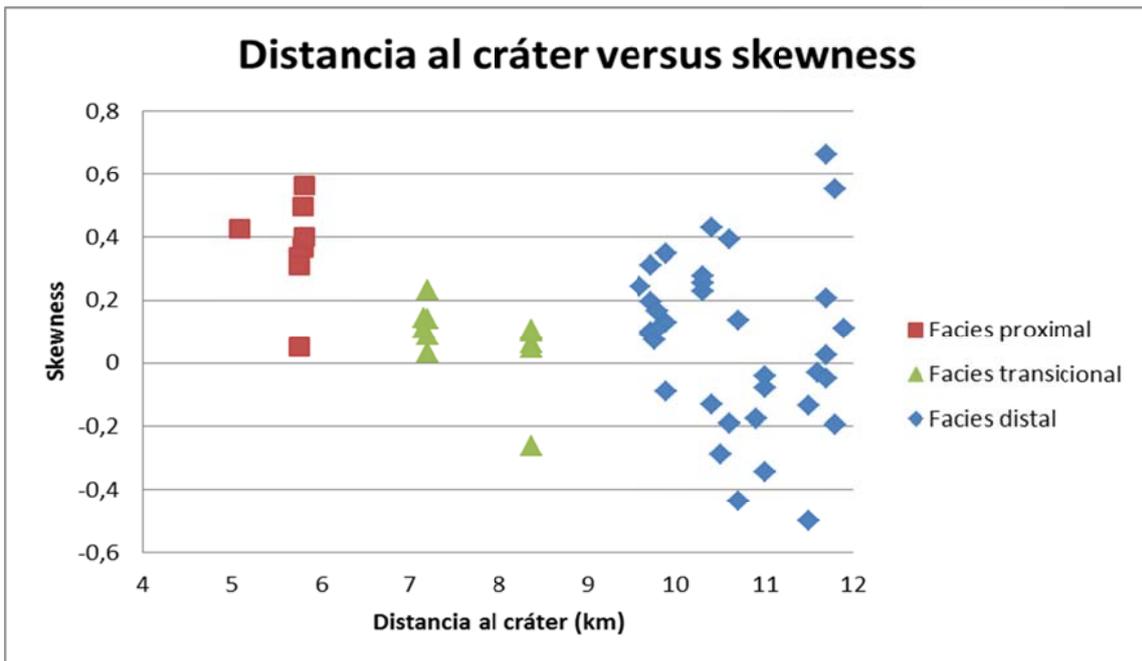


Figura 41 Distancia al cráter versus skewness para las muestras del flujo Oeste.

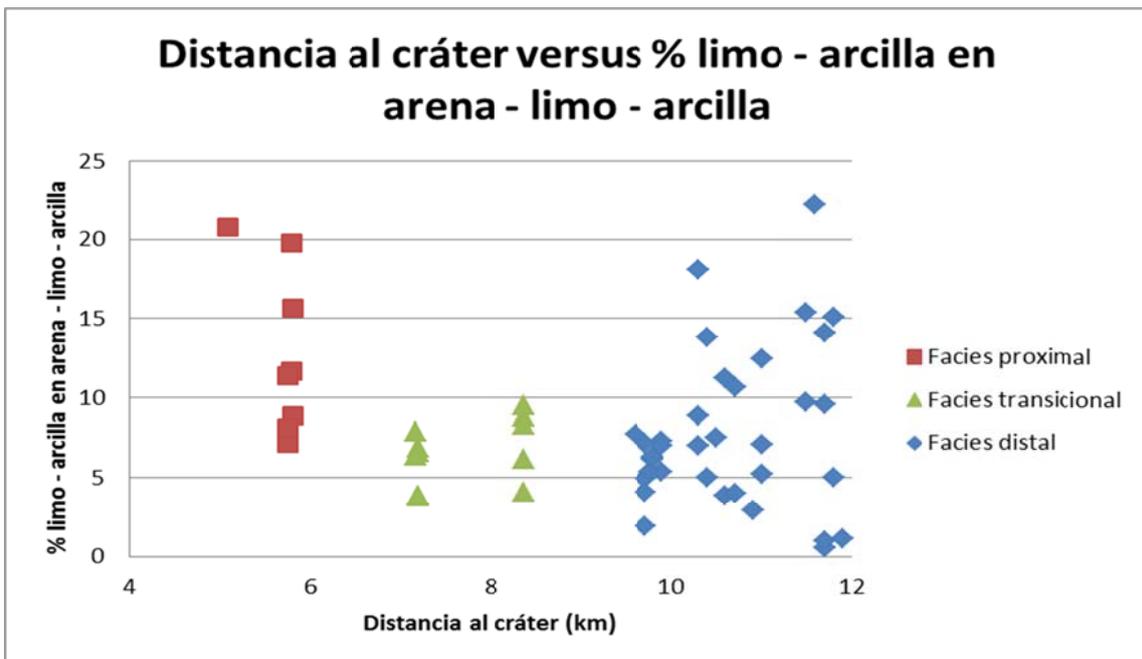


Figura 42 Distancia al cráter versus el porcentaje de limo – arcilla en relación a arena – limo – arcilla para las muestras del flujo Oeste.

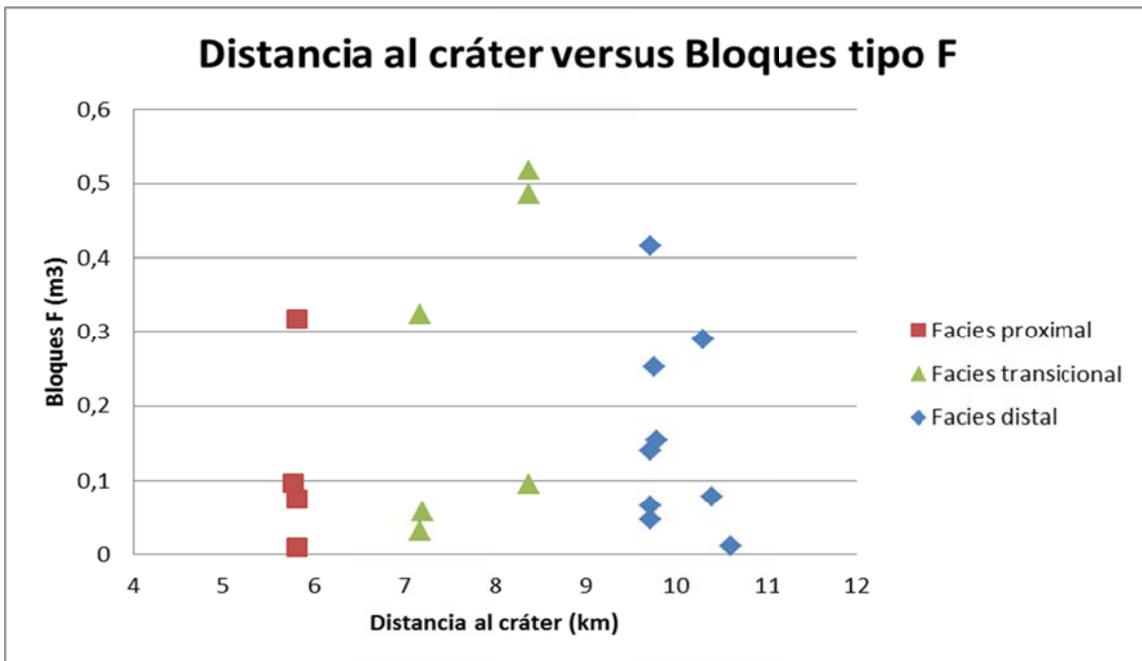


Figura 43 Distancia al cráter versus volumen de los Bloques tipo F en m³ para las muestras del flujo Oeste.

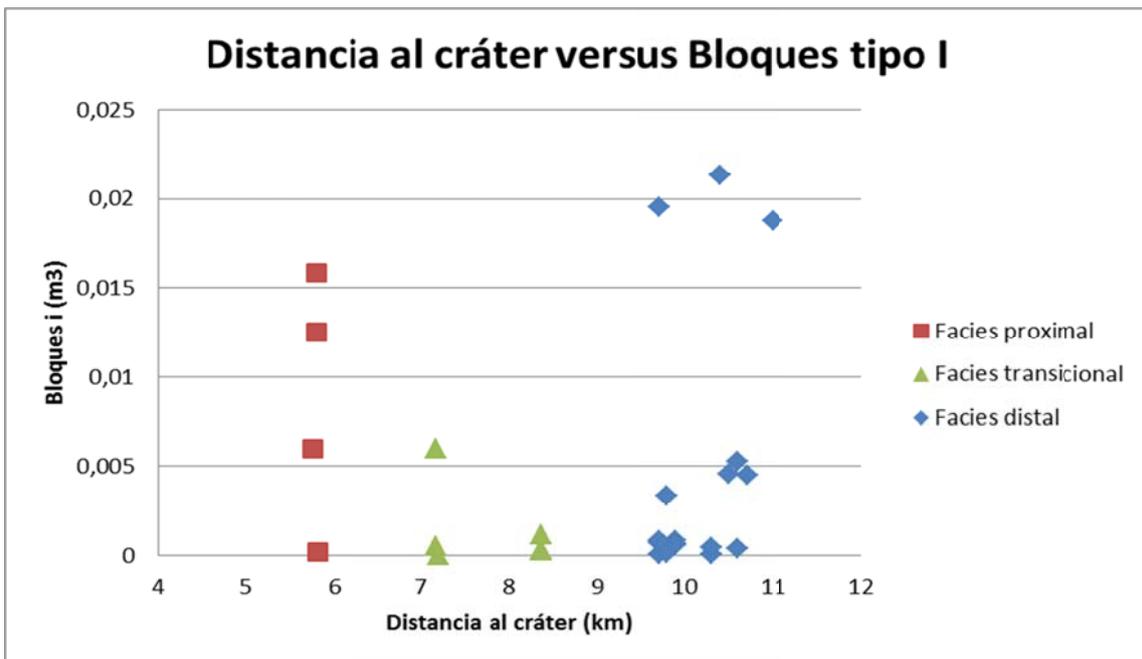


Figura 44 Distancia al cráter versus volumen de los Bloques tipo I en m³ para las muestras del flujo Oeste.

Granulometría de la matriz de los depósitos del flujo oeste, volcán Llaima

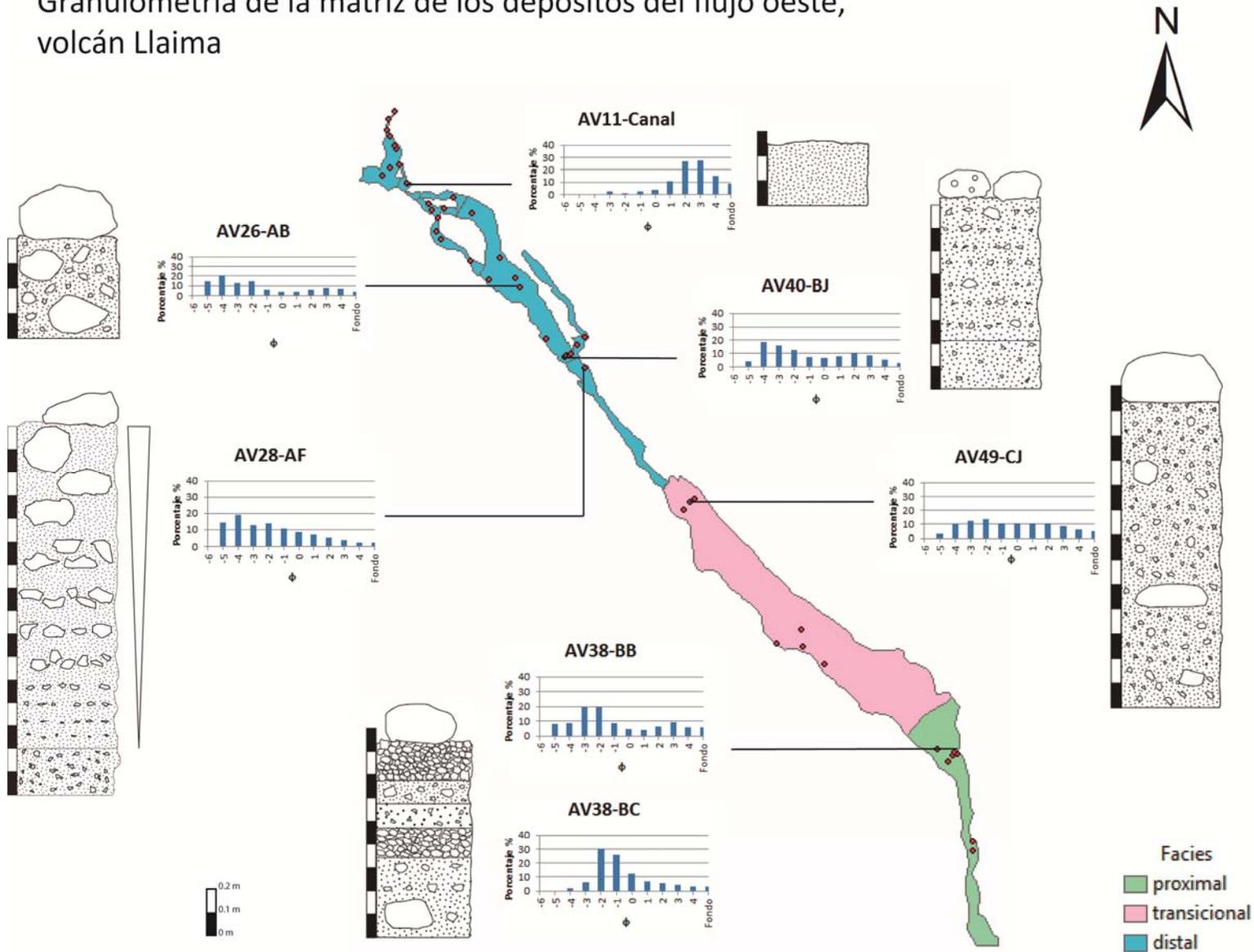


Figura 45 Columnas estratigráficas y distribución de tamaño de partículas de la matriz para puntos representativos del depósito del flujo Oeste. Leyenda en Anexos 8.3.

En la Figura 46 se muestra la granulometría de material fino de la matriz de los puntos representativos de los depósitos que se pueden observar en la Figura 45. La totalidad de las muestras presenta una distribución similar, de carácter unimodal y con una moda que se mueve en el rango de 30 a 40 μm , intervalo que correspondería a un tamaño de grano de limo, el cual tendría entre un 8 a 10% en porcentaje en peso del total medido.

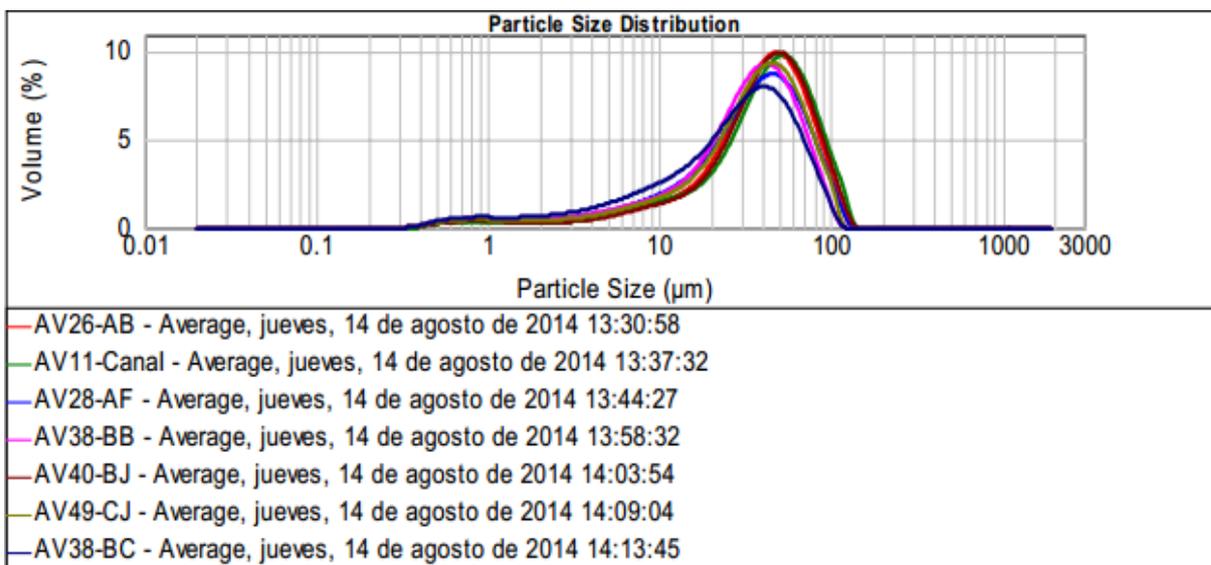


Figura 46 Distribución de tamaño de partículas para la porción de material fino de la matriz de los puntos representativos del flujo Oeste.

En la Tabla 3 se presenta el porcentaje de limo y arcilla con respecto al material menor a 0,063 mm. de la matriz de los puntos de observación representativos de la Figura 45 y cuya granulometría se muestra en las Figuras 38 a 44. En la Tabla 4 se presenta el porcentaje de limo y arcilla con respecto al total de la matriz menor a 2 mm. de los mismos puntos de observación representativos. La totalidad de las muestras cumple con poseer <5% de arcillas sobre el total de arena – limo – arcilla de la matriz, correspondiendo luego a depósitos de flujo no cohesivo (Vallance, 2000).

Muestra	%Limo	%Arcilla
AV11-Canal	95,7	4,3
AV26-AB	95,6	4,4
AV28-AF	93,5	6,5
AV38-BB	93,4	6,6
AV38-BC	91,4	8,6
AV40-BJ	95,2	4,8
AV49-CJ	93,8	6,2

Tabla 3 Porcentaje de limo y arcilla con respecto al material menor a 0,063 mm. de la matriz de los puntos de observación representativos del flujo Oeste.

Muestra	%Limo	%Arcilla
AV11-Canal	9,3	0,4
AV26-AB	13,2	0,6
AV28-AF	7,2	0,5
AV38-BB	14,7	1,0
AV38-BC	8,1	0,8
AV40-BJ	6,8	0,3
AV49-CJ	8,9	0,6

Tabla 4 Porcentaje de limo y arcilla con respecto al material menor a 2 mm. de la matriz de los puntos de observación representativos del flujo Oeste.

5 Discusión

En este capítulo se discute acerca de los posibles mecanismos de gatillación, transporte y deposición de los flujos que generaron los depósitos estudiados, de acuerdo a lo observado en las campañas de terreno y a reportes de la erupción

5.1 Origen

5.1.1 Mecanismo de gatillación

5.1.1.1 Flujo Este

De acuerdo a relato de testigos, el o los eventos que desencadenaron los depósitos del flujo Este ocurrieron en algún momento entre los días 1 y 2 de enero del 2008, pero no pudo observarse el real origen del flujo en cuestión. Sin embargo, de acuerdo a los antecedentes recopilados por ONEMI y SERNAGEOMIN, se conoce las características generales que presentó este proceso eruptivo durante este lapso de tiempo.

En particular, el 1 de enero, en el flanco N del volcán, fragmentos de lava eyectados desde el cono principal cayeron sobre la cubierta de hielo y nieve del volcán (Figura 47), generando una interacción que desencadenó flujos laháricos (Figura 48). Los lahares alcanzaron los 15 km, llegando al río Captrén (SERNAGEOMIN, 2009). Flujos piroclásticos no fueron observados directamente en esta fecha. Sin embargo, no son ajenos al proceso eruptivo, pues se generaron varios de estos fenómenos, siendo documentados al menos cuatro (SERNAGEOMIN, 2009). Uno de éstos fue el ocurrido en el flanco E el día 18 de enero del 2008, el cual fue observado y fotografiado (Figura 49). Los flujos piroclásticos continuaron repitiéndose en las siguientes fases eruptivas.



Figura 47 Fotografía con vista al SE, tomada desde Cherquenco el 1 de enero de 2008. Autor: Jorge Standen. Fuente: www.panoramio.com.

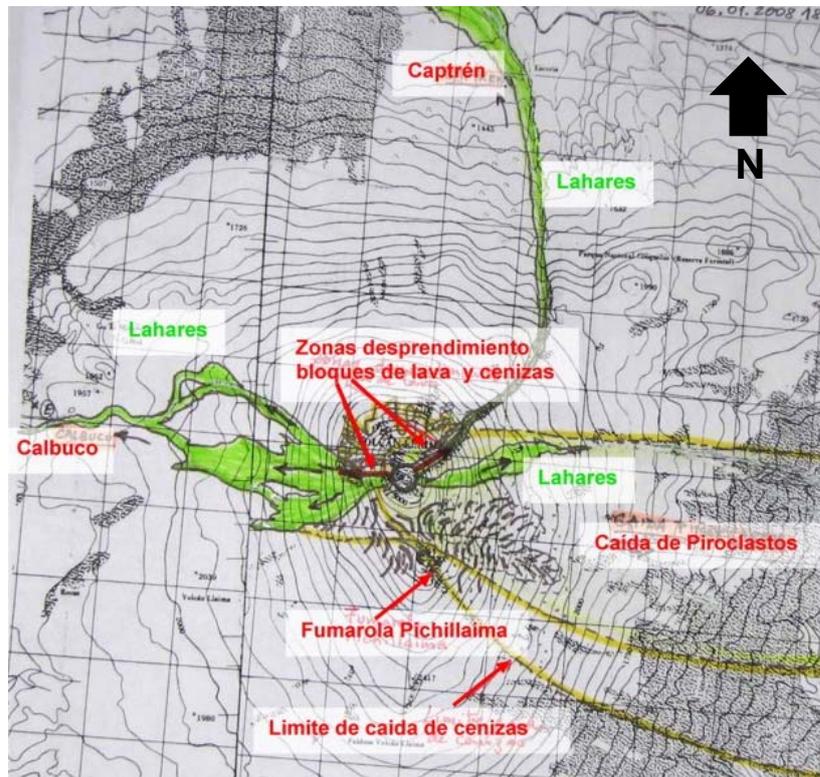


Figura 48 Mapa con las áreas de principales efectos de la erupción del volcán Llaima en el 1 de enero del 2009. Modificada de: volcano.si.edu, elaborada por SERNAGEOMIN - OVDAS.



Figura 49 Fotografía del flujo piroclástico ocurrido en el flanco E del volcán Llaima el 18 de enero del 2008. Fuente: volcano.si.edu.

A la hora de discutir el origen de los depósitos del flujo Este superior, un conjunto de características particulares toman relevancia: (i) importante presencia en superficie de bloques con textura tipo “corteza de pan” y tipo “coliflor”; (ii) abundante porcentaje de fragmentos de lava y escoriáceos oxidados; (iii) presencia de material juvenil, tanto bombas escoriáceas como spatters, cercano al 30% de los fragmentos tamaño bloque; (iv) fragmentos tamaño bloque correspondientes a lavas de composición andesítica a basáltica, cercano al 70%; (v) presencia de bloques con fracturamiento prismático sin evidencias de retrabajo; y (vi) ~10% de limo – arcilla sobre el total de la matriz menor a 2 mm, incluso en los puntos de observación más proximales. Debido a la presencia de bloques con fracturamiento prismático se trataría de flujos de origen primario, que incluso al momento de depositarse seguían a altas temperaturas (Fisher y Schmincke, 1984). Considerando esto, la interacción agua – magma evidenciado por los bloques tipo “corteza de pan” y tipo “coliflor” (Fisher y Schmincke, 1984; Smellie, 2000) y el grado de oxidación que exhiben los fragmentos; se propone un origen ligado a una interacción lava – hielo/nieve, que generaría una corriente de densidad piroclástica que sufriría dilución por incorporación de agua.

Belousov et al (2011) proponen como mecanismo de generación de corrientes de densidad piroclástica a partir de estudios en el volcán Klyuchevskoy, que el avance de un flujo de lava en una pendiente, con hasta un 60% de hielo en el sustrato, generará un calentamiento y fusión gradual del sustrato congelado, lo cual formará un lente de suspensión de agua y material volcanoclástico en la base del flujo de lava. El agua puede ser sobrecalentada y ebullición a lo largo del contacto con el flujo de lava. A medida que el lente de suspensión es mecánicamente más débil que el sustrato inicial congelado, en algún momento aparecerá una inestabilidad gravitacional, que adicionalmente puede aumentar por el crecimiento de la presión de poros en el lente debido al calentamiento y ebullición del agua. El incremento en la extensión del lente de suspensión bajo el flujo de lava también puede jugar un rol en el aumento de la presión de poros. Estos procesos eventualmente conllevan al deslizamiento de una parte del flujo de lava y el sustrato derretido. Posiblemente la descarga de presión litostática por fallamiento inducido por el sustrato de vapor de agua/agua saturado causa poderosas explosiones de vapor en el momento inicial del deslizamiento. La lava colapsada se desintegra parcialmente y se entremezcla con la suspensión de agua y material volcanoclástico, gatillando una interacción altamente explosiva similar a la propuesta por Kokelaar (1983) para erupciones submarinas superficiales. La interacción causa fragmentación pervasiva adicional de la lava, proveyendo abundante material piroclástico caliente de grano fino (hidroclástico). La mezcla producida de piroclastos y gas es más pesada que el aire (relativamente baja temperatura, mayormente vapor de agua como fase gaseosa, alta concentración de material clástico denso y de grano fino). Es por lo anterior que sólo una pequeña porción del volumen de la mezcla gas/piroclastos formará una nube vertical, mientras que la mayoría no es boyante y por ende continúa descendiendo por la pendiente en forma de un flujo piroclástico. Según los mismos autores, en el caso de que haya un exceso de agua liberada por el deslizamiento (que no interactúa completamente con la lava) se puede dar origen a un flujo lahárico. En la Figura 50 se presenta una ilustración del mecanismo propuesto por Belousov et al (2011).

Elementos como (i) la presencia considerable de material juvenil, (ii) importante oxidación de fragmentos, bombas tipo “corteza de pan” y tipo “coliflor”, que evidencian interacción agua – magma, (iii) bloques con fracturamiento prismático, que sustentan el

origen primario y temperaturas que no podrían haber sido bajas, y (iv) partículas de finos que representan un importante porcentaje de la matriz menor a 2 mm. Serían consistentes con lo planteado por Belousov. Por otro lado, un porcentaje no menor de los fragmentos tamaño bloque encontrados en el depósito podrían identificarse como no juveniles, lo cual se creería va en contraposición con lo propuesto como mecanismo de gatillación. Sin embargo, los autores explican que estos clastos tendrían su origen en el deslizamiento gravitacional tratado en los párrafos anteriores, y debido a la importancia de este proceso en el origen de las explosiones, Belousov et al., proponen el término “explosiones freatomagmáticas secundarias inducidas por deslizamiento”. La dilución de la corriente de densidad piroclástica que dio origen al flujo Este no habría alcanzado los niveles para que se transformara en un lahar propiamente tal, evidencia de esto sería la baja movilidad que expresan los bordes de alta pendiente, el alto *yield strength* que debió existir para generar los leveés (Figura 17) y lóbulos frontales; y las altas temperaturas que presentaba el flujo en su emplazamiento inferidas por la presencia de bloques con fracturamiento prismático aún en los sectores más distales. Por otra parte, relatos de gente local indican la existencia de “*chorros de agua y vapor que salían disparados desde el flujo hacia afuera*” (Torres, 2014, comunicación personal), lo cual podría interpretarse como explosiones debido a la interacción de los elementos similares a las descritas por Belousov et al. (2011). Adicionalmente, en el punto de observación AV34, en el cual se describió la unidad AV34-AS con una zona inferior clastosoportada con aparente ausencia de material fino, la cual se presentaba cubierta por una capa de finos para luego dar paso a una zona matriz soportada; puede interpretarse como un escape del material fino que originalmente se albergaba en el horizonte inferior de la unidad AV34-AS, y su posterior deposición sobre este horizonte. Este escape de finos hacia la superficie se realizaría como una fase fluida, debido a escape de gases o líquido por fenómenos como el derretimiento de bloques de hielo o nieve transportados por el flujo. Este proceso sería análogo al “lavado” de material fino que ocurre en las estructuras tipo “pipas de segregación” que ocurre en corrientes de densidad piroclástica (Fisher y Schmincke, 1984). Este mecanismo de generación es consistente con la naturaleza eruptiva descrita anteriormente, en donde la cobertura de hielo y nieve en los flancos del volcán fue efectivamente derretida por fragmentos de lava incandescente eyectados del cráter, o por coladas de lava de pequeña magnitud.

Sin embargo, no se posee la evidencia para descartar otro origen, como la acumulación de *spatters* que provocaría la fusión en el sustrato, desencadenando, análogamente al mecanismo anterior, una corriente de densidad piroclástica que sufriría dilución por mayor incorporación de agua.

Adicionalmente, la formación de corrientes de densidad piroclástica fue un fenómeno que se repitió en varias ocasiones, muchas de las cuales fueron posteriores al evento flujo Este superior. Y ya que la cobertura de nieve – hielo que se presenta en los flancos altos del volcán no aumenta significativamente durante el mes de enero, se puede presumir que si el día 18 de ese mes se generó una corriente de densidad piroclástica, los días 1 y 2 de enero también se presentaba la cantidad de nieve – hielo mínima necesaria para dar paso a este fenómeno.

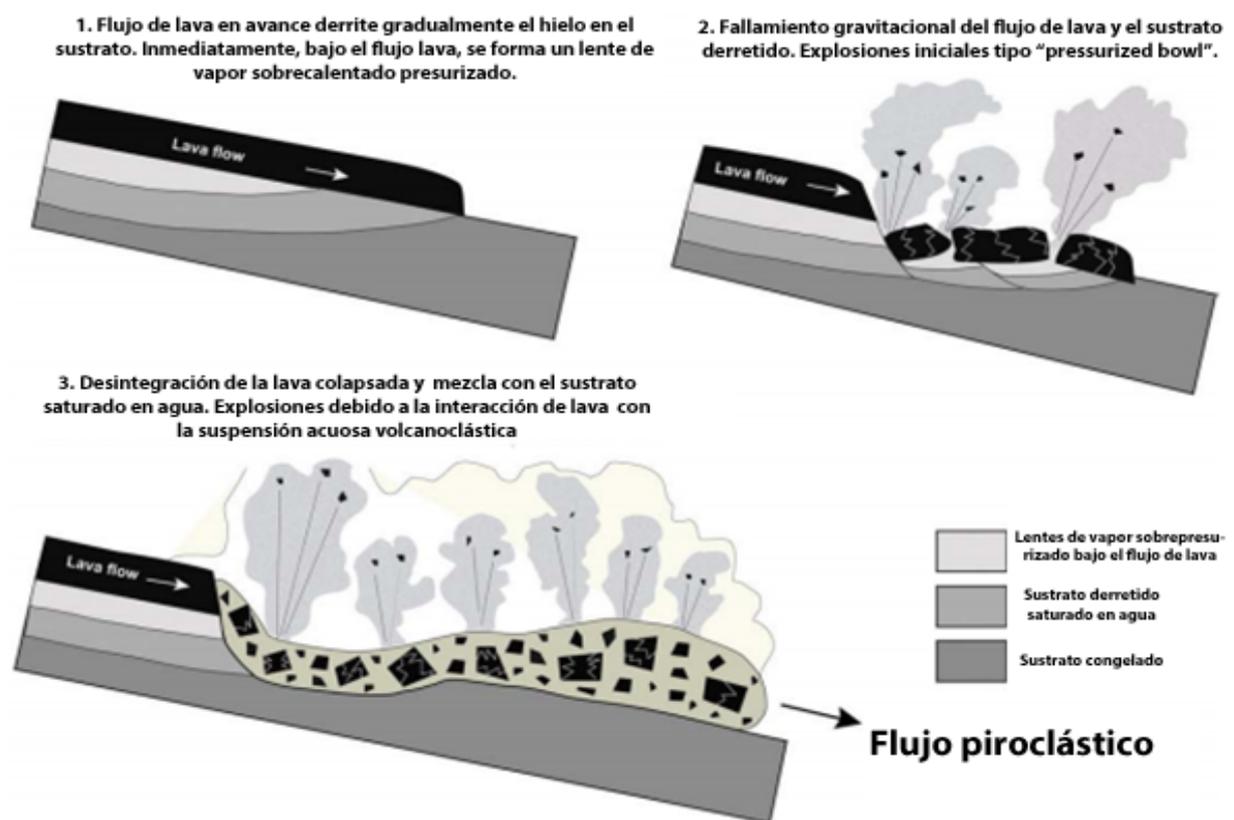


Figura 50 Mecanismo de generación de explosiones secundarias y corrientes de densidad piroclástica propuesto por Belousov et al. (2011). Figura modificada de Belousov et al. (2011)

5.1.1.2 Flujo Oeste

El evento que generó los depósitos del flujo Oeste, de acuerdo a relatos de testigos de la zona, ocurrieron en abril del 2009, y de acuerdo a los informes técnicos de la ONEMI no existen registros del mecanismo que originó el flujo. A pesar de lo anterior, se cuenta con las características eruptivas generales del volcán durante el mes de abril. Las emisiones observadas durante este mes consistieron en gases, eyección de piroclastos incandescentes y flujos de lava. Lahares bajaron por el flanco NE en más de una ocasión, coincidentemente con un flujo de lava originado en la base de uno de los conos de piroclastos.

Las características de este flujo en sus facies proximal y transicional son similares a las descritas para la discusión del origen de los depósitos del flujo Este, por lo que se propone el mismo modelo, sin embargo, como se verá en los siguientes acápite, mostraría la evolución clásica hacia un flujo de detritos y luego a un flujo hiperconcentrado.

5.1.2 Caudal máximo y velocidad máxima

Considerando los volúmenes totales calculados para los depósitos de los flujos en estudio, pueden estimarse los caudales máximos mediante las ecuaciones de regresión determinadas por Mizuyama et al. (1992) para flujos ricos en arcilla y para flujos granulares (Figura 51). Si bien los datos del autor son predominantemente de flujos de masa pequeños a moderados, en donde no hay atenuaciones significativas del caudal máximo, Pierson (1998) determinó que las ecuaciones de regresión eran adecuadas para predecir el orden de magnitud del caudal máximo para todos los flujos de masa.

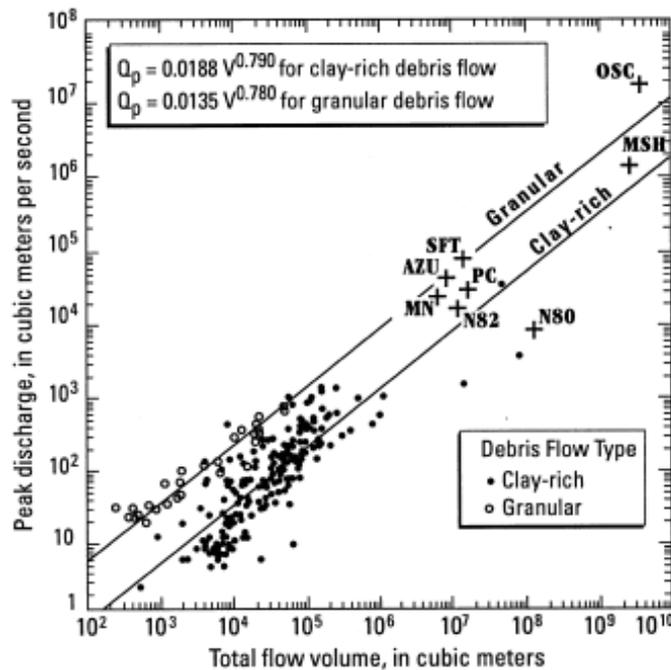


Figura 51. Caudal máximo de flujos de detritos graficado versus el volumen total del flujo. Datos sin etiquetar y líneas de regresión lineal corresponden a Mizuyama et al. (1992). Datos etiquetados corresponden a ocho flujos grandes a extremadamente grandes de Pierson (1998), los cuales no fueron utilizados para formular las regresiones.

5.1.2.1 Flujo Este

Considerando la fórmula de Mizuyama et al. (1992) para flujos granulares:

$$Q_p = 0,0135 V^{0,780}$$

En donde Q_p es el caudal máximo y V el volumen total del flujo. Se considerará que para flujos de detritos la razón de sólidos en suspensión es de un 0,5 a un 0,8 en volumen (Costa, 1988). Adicionalmente, se presume que el flujo presenta un bajo grado de dilución, por lo que se considerará la razón máxima de 0,8 para volumen de sólidos en suspensión. Por lo tanto, a partir del volumen de depósitos, estimado en 250.000 m³, se calcula un volumen de flujo del orden de 310.000 m³. Finalmente, se calcula un caudal máximo del orden de 260 m³/s, lo cual es una estimación del mínimo, pues como

se mencionó anteriormente, gran parte del depósito del flujo no aflora, lo que se traduce en un volumen total calculado que subestima lo que correspondería al volumen real; además, se consideró la razón máxima de sólidos para flujos de detritos.

5.1.2.2 Flujo Oeste

El cálculo se realiza análogamente al expuesto anteriormente. Sin embargo, como se expondrá más adelante, este flujo presentaría la transformación clásica desde un flujo de detritos a un flujo hiperconcentrado, flujos que de acuerdo a Scott (1988) presentan una razón de volumen de sólidos en suspensión de 0,4 a 0,6. Por lo tanto, el volumen mínimo del flujo que generó los depósitos del flujo Oeste sería del orden de $1.300.000 \text{ m}^3$, lo que implicaría una estimación mínima del caudal máximo del orden de $800 \text{ m}^3/\text{s}$.

Por otro lado, de acuerdo a Iverson et al., (1998), considerando masa y densidad constante y, por lo tanto, un volumen constante en un flujo lahárico, se tienen las siguientes relaciones:

$$A = 0,05 V^{\frac{2}{3}}$$

$$B = 200 V^{\frac{2}{3}}$$

En donde A y B son las áreas de inundación transversal y planimétrica del flujo lahárico, respectivamente (Figura 52), y V es el volumen del lahar.

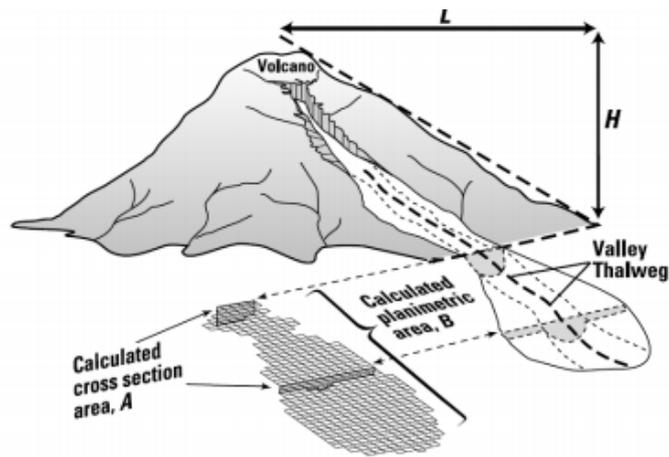


Figura 52 Sección transversal (A) y planimétrica (B) definidas para un lahar (Iverson et al., 1998).

Tomando como referencia el punto de observación AV23, en donde el área transversal total del flujo lahárnico a esta distancia es del orden de 750 m^2 , se obtiene a partir de las relaciones antes presentadas que el volumen de flujo total sería del orden de $1.800.000 \text{ m}^3$, implicando con este valor un caudal máximo del orden de $1000 \text{ m}^3/\text{s}$.

A partir del caudal máximo obtenido, es posible realizar una estimación de la velocidad máxima alcanzada por el flujo a partir de la fórmula del cálculo de caudal:

$$Q_p = v_p * A$$

En donde v_p es la velocidad máxima del flujo y A es el área transversal que atraviesa el flujo. Tomando nuevamente como referencia el área transversal del flujo calculada en el punto de observación AV23, la velocidad máxima sería de 1,00 a 1,38 m/s.

5.2 Transporte y deposición

5.2.1 Flujo Este

Los depósitos más proximales del flujo Este (AV45-CA, AV46-CC, AV47-CE) se presentan macizos o con gradación inversa normal hacia la parte central del canal, mientras que los depósitos más distales se presentan esencialmente macizos, ocasionalmente con estructuras como estratificación débil y gradación inversa. Sumado a lo anterior, existe presencia abundante de Bloques tipo F y de una cubierta clastosoportada con casi nula matriz en el techo de los depósitos, esta cubierta se presenta ocasionalmente con una morfología lobular. Los Bloques tipo F serían una expresión de la segregación del flujo por tamaño de clastos en un régimen laminar debido a dos procesos, (1) tamizaje cinético (Middleton, 1970; Savage y Lun, 1988; Pouliquen et al., 1997), en el que las partículas de menor tamaño percolan por acción gravitacional por entre los espacios de las partículas de mayor tamaño (Savage y Lun, 1988), generados por la expansión en la región colisional de Sohn (1997); y (2) *kinematic squeezing*, en donde la compresión lateral y un espacio de acomodación que se hace incrementalmente más confinado hacia la base causa que los granos de mayor tamaño sean “expulsados”, o “*squeezed out*”, hacia el techo (Figura 53) (Le Roux, 2003).

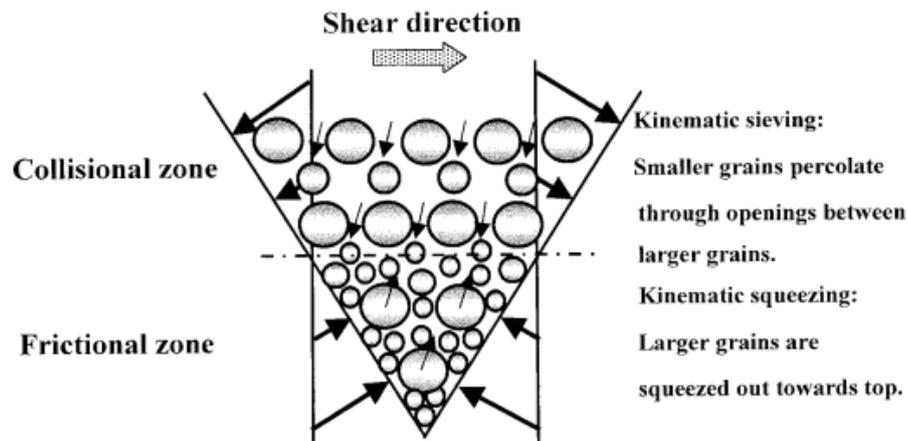


Figura 53 Tamizaje cinético en zona colisional debido a expansión lateral y “*kinematic squeezing*” en zona friccional debido a compresión lateral. Figura extraída de Le Roux (2003).

Además del mecanismo de segregación vertical por tamaño de grano explicado anteriormente, Vallance (2000) trata otro mecanismo de segregación vertical, esta vez por diferencia de densidad. De acuerdo al autor, clastos de baja densidad y clastos de densidad ligeramente mayor a la del agua ascenderían por boyancia, estos últimos lo lograrían debido a que las fases fluidas contienen las suficientes cantidades de material fino (generalmente arcilla y limo, pero en algunos casos arena fina) que incrementan la densidad efectiva del fluido. Este mecanismo, junto a la segregación por tamaño, sería concordante con lo observado en terreno, en donde la cubierta clastosoportada es de mayor granulometría y enriquecida en material juvenil con respecto al depósito bajo esta cubierta. Sumado a lo anterior, de acuerdo a la relación distancia al cráter versus media de la matriz de los depósitos (Figura 21), era posible apreciar que en aquellos puntos con subunidad inferior y superior (AV34, AV29 y AV1), la subunidad superior presenta una media menor en la escala Phi que la subunidad superior, lo cual sería consistente con el proceso de tamizaje cinético. En tanto, la morfología lobular presentada recurrentemente por esta cubierta clastosoportada puede asociarse a la formación de “rafts” en la superficie del flujo, que es en donde las partículas tenderán a agruparse y a moverse *en masse* (Dolan, 2004).

Luego, de acuerdo a lo expuesto en los párrafos anteriores las partículas de mayor tamaño migrarán hacia los márgenes del flujo, debido a que las velocidades son mayores cerca de la superficie (Figura 54), causando la acreción de las partículas gruesas en los perímetros del flujo (Figuras 54 y 55). Este mecanismo permitiría explicar los levées laterales encontrados en terreno.

Adicionalmente, si bien los resultados de los análisis granulométricos realizados a muestras de la matriz de los depósitos del flujo expuestos en el capítulo de granulometría muestran por lo general una distribución bimodal, cuya moda principal se mueve en rangos de -2 a -4 en la escala Phi y subordinadamente existe una moda de valores 0 a 3 en la escala Phi, existen excepciones a esta distribución. Las excepciones están compuestas por cinco muestras: la muestra AV47-CE, con una moda principal 2 en la escala Phi, lo cual es consistente con el hecho de que en este punto los depósitos se correspondan con una subfacies lateral de inundación, siendo propia de ésta distribuciones más finas; las muestras AV1-Cinf y AV29-AGinf, con una moda principal

de 0 a -1 en la escala Phi y 2 en la escala Phi respectivamente, estas muestras corresponden a una subunidad inferior de una unidad de deposición, pudiéndose entonces asociar al tamizaje cinético la mayor concentración de finos en el horizonte inferior de la unidad; y las muestras AV34-ASsup y AV34-ASinf, con una moda principal -5 en la escala Phi, siendo estas muestras la subunidad superior e inferior respectivamente de una misma unidad emplazada en una subfacies lateral, al borde de uno de los lóbulos del flujo, y por lo tanto, pudiéndose asociar su granulometría más gruesa a la acreción de partículas de mayor tamaño en los perímetros del flujo debido al tamizaje cinético (Vallance, 2000).

Cuando el flujo no pasa por procesos de dilución significativos a lo largo de su trayecto, suelen formar perímetros ricos en bloques y cantos, debido a la segregación ya descrita anteriormente. Los frentes del flujo con concentraciones de partículas de mayor tamaño (como se observó en las Figuras 54 y 55), que se mueven en pendientes suaves, se vuelven progresivamente más secos debido a que el agua puede escapar más fácilmente de un perímetro de flujo de grano grueso más permeable, que de un interior de flujo rico en finos. El resultado neto es un perímetro de flujo seco, friccional y resistente que rodea un interior licuado. Cuando flujos de este tipo alcanzan pendientes lo suficientemente suaves, el perímetro friccional frena hasta detenerse y deja a su paso un margen de frente de alta pendiente, pobre en finos, y un interior parcialmente licuado rico en finos, lo cual se correspondería con lo observado en los puntos de observación cercanos al frente del flujo (AV24, AV29, AV30, AV34, AV35 y AV36). Debido a que la resistencia a fluir es mayor en el margen que al interior del flujo, pueden resultar bifurcaciones del flujo en dedos, esto si el interior rico en finos y de mayor movilidad esquiva el perímetro, más estático (Vallance, 2000; Iverson, 2005); estas bifurcaciones explicarían lóbulos terminales en el frente del flujo (AV24).

Con respecto al mecanismo de deposición, Iverson (2005) propone que si bien el modelo de Bingham sugiere una deposición *en masse*, esto ocurriría más bien de forma acrecional. Así, lo más similar a una deposición *en masse* correspondería a una deposición acrecional muy rápida. De acuerdo al autor, la estratificación débil sugeriría una acreción durante significativos intervalos de tiempo. Asimismo, Branney y Kokelaar (2002) postulan en su trabajo sobre ignimbritas que la estratificación débil se puede

interpretar como desequilibrios de pequeña escala en la zona inferior del límite del flujo de una corriente basada en flujos granulares cuasi – estables que causan segregación inestable y deposición. Además, la zona límite del flujo debe ser transicional entre dominada por flujo granular y dominada por escape de fluidos. Si bien lo anterior se postula para ignimbritas, también es aplicable para flujos granulares como los vistos en este trabajo. Es decir, si bien el régimen del flujo es de carácter preponderantemente laminar, no está exento de turbulencias en pequeña escala que generarían estas estructuras.

En el techo de los depósitos fueron encontrados bloques con fracturamiento prismático íntegros y sin rastros de retrabajo, este tipo de bloques son extremadamente frágiles (Fisher y Schmincke, 1984; Francis, 1993), por lo que no soportarían el transporte. Esto indicaría que el fracturamiento sería el resultado de un rápido enfriamiento de los bloques posterior a su deposición. Por lo tanto, el flujo estaría aún caliente al emplazarse.

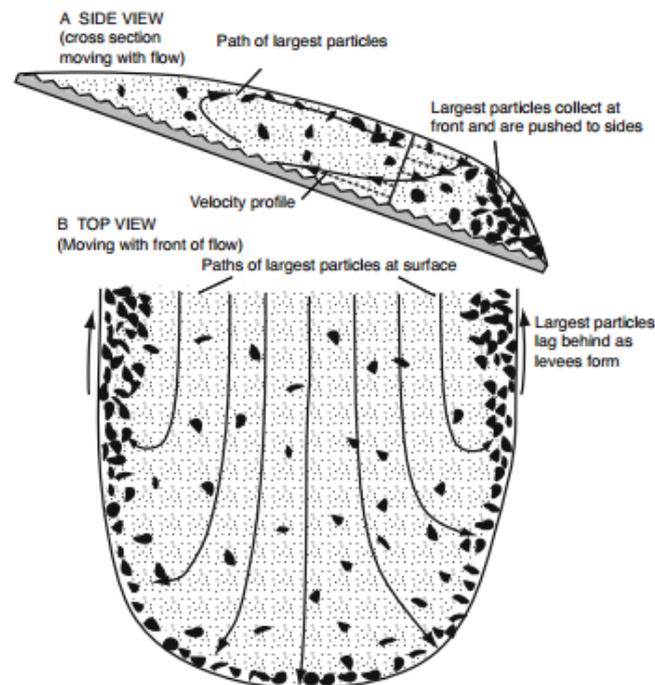


Figura 54 Diagrama esquemático que muestra como la segregación de partículas gruesas a la superficie de flujo de detritos resulta en la segregación de partículas gruesas hacia el frente (A) y los márgenes (B) del flujo. Figura extraída de Iverson (2005)

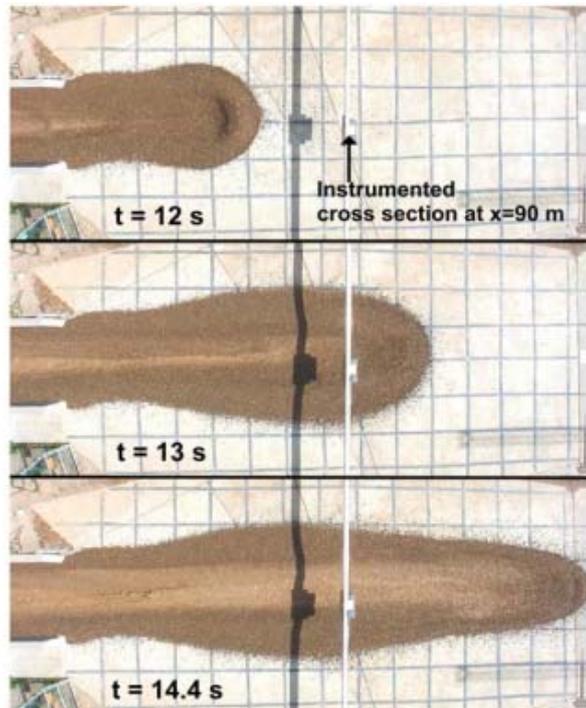


Figura 55 Fotografías verticales aéreas de un flujo de detritos de grava – arena – limo – arcilla. La grilla de 1 m. constituye la escala. “t” corresponde al tiempo aproximado que ha pasado desde que se comenzó a abrir la compuerta. Los detritos de tono oscuro son predominantemente grava. El material de tono claro es predominantemente limo – arcilla saturado en agua. La sombra transversal es debido a un travesaño que suspende un láser a x=90 m. Figura extraída de Vallance (2000)

5.2.2 Flujo Oeste

Los depósitos de la facies proximal y transicional se presentan por lo general masivos o con una muy leve estratificación, ocasionalmente puede encontrarse gradación inversa y posee, al igual que los depósitos del flujo Este, bloques tipo F y una cubierta clastosoportada con casi nula matriz que presenta en algunos sectores una morfología lobular. Lo anterior puede explicarse nuevamente por una segregación del flujo por tamaño y densidad de clastos en régimen predominantemente laminar con turbulencias en pequeña escala (Middleton, 1970; Savage and Lun, 1988; Pouliquen et al., 1997; Vallance, 2000; Le Roux, 2003). Mientras que la morfología lobular presentada por la cubierta clastosoportada se asocia a la formación de “rafts” (Dolan, 2004).

En el techo de los depósitos de las facies proximal y transicional fueron encontrados bloques con fracturamiento prismático íntegros y sin rastros de retrabajo o fragmentación mecánica. Por lo tanto, el flujo, y su material inmerso, estaría aún caliente al emplazarse al menos hasta la facies transicional (Fisher y Schmincke, 1984; Francis, 1993).

Si se analiza un corte transversal en los depósitos de las facies transicional y distal es posible reconocer que de la subfacies central a la lateral los límites tienden a acuñarse, lo cual sería indicador de flujos con cantidad importante de agua (Major, 1997), a diferencia de lo visto en los depósitos del flujo Este.

A medida que crece la distancia con respecto al cráter y se estudian los depósitos de la facies distal, es posible ver que las características estratigráficas y sedimentológicas varían a medida que uno se acerca al término de los depósitos, lo que se hace más claro aún si se realiza una comparación en el tramo hasta antes y después de los 11 km. de distancia al cráter. Mientras que en el primer tramo se tienen espesores que varían principalmente en torno a 1 m. y porcentajes de matriz que corresponden de un 50 a un 80% del total de los depósitos; en el segundo tramo los espesores no superan los 30 cm., y la matriz por lo general corresponde al 98% del depósito. Adicionalmente, en el último kilómetro los depósitos se extienden en una planicie de inundación, en donde los lóbulos terminales tienen pendientes casi imperceptibles por su disminuido espesor. La cubierta clastosoportada prácticamente desaparece, convirtiéndose más bien en pequeñas barras.

Lo descrito anteriormente puede asociarse a una dilución del flujo en su recorrido, que se correlacionaría más bien con depósitos de flujo hiperconcentrado. Si bien no existió agua en su cauce para que el flujo pudiera incorporarlo, es necesario tomar en consideración que el flujo podría traer clastos de hielo o nieve, lo cual al fundirse proveería agua al volumen del flujo, adicionalmente también se podría explicar por la deposición de sedimento o "*debulking*" (Manville 2013, Pierson and Scott 1985).

5.3 Comparación con otros flujos laháricos de la ZVS

A continuación se describen algunos trabajos realizados en depósitos laháricos ubicados en la ZVS de los Andes con mecanismos de gatillación similares al propuesto en este trabajo para los flujos Este y Oeste del volcán Llaima.

5.3.1 Complejo Volcánico Nevados de Chillán, Río Chillán, 1861.

De acuerdo a Ramos (2012), el lahar fue originado por el derretimiento de nieve-hielo causado por la emisión de las lavas Santa Gertrudis, que se desplazaron sobre la cobertura de nieve-hielo estacional (Mee K. et al., 2006), durante la erupción Santa Gertrudis en Agosto de 1861 (basado en Petit-Breuilh, 1995). El lahar generado se desplazó por el valle del río Chillán e incorporó sedimentos provenientes de depósitos morrénicos y coluviales de la ladera del volcán, como también del fondo del valle, alcanzando más de 22 km de distancia desde su generación. Según Ramos (2012), el volumen de los depósitos laháricos está estimado en $9,2 \times 10^6 \text{ m}^3$, mientras que el volumen de flujo sería del orden de $15,3 \times 10^6 \text{ m}^3$. Los depósitos presentan pocas estructuras y gradación, bajo contenido de material fino, unimodal en la distribución de tamaños de clastos de la matriz, amplia variedad litológica, y matriz soportados. El flujo fue un lahar tipo flujo de detritos no cohesivo, presentado un régimen de transporte tipo laminar. No presentó mayor dilución aguas abajo.

5.3.2 Volcán Calbuco, 1961

En 1961, la erupción del volcán Calbuco generó flujos laháricos que se desplazaron por el cauce del río Tepú alcanzando 14,5 km de distancia hasta desembocar en el lago Llanquihue. Se presume fueron generados debido a la dilución que experimentaron los flujos de bloques y ceniza formados debido al colapso del domo activo o el colapso de los frentes de las coladas de lava. Estos flujos derritieron la nieve y hielo presente en las partes más altas del volcán o incorporaron agua de los cauces a

través de los cuales se desplazaban (Moreno y Naranjo, 2004; Moreno et al., 2006), convirtiéndose en flujos de detritos. De acuerdo a Castruccio (2008) presentan un volumen de depósitos cercano a los $5 \times 10^6 \text{ m}^3$, y la extensión de éstos sería acorde con una simulación de 2 pulsos de $5 \times 10^6 \text{ m}^3$. Los depósitos se caracterizan por presentar muy pocas estructuras sedimentarias, escasa gradación de clastos, tanto vertical como horizontalmente, frentes abruptos en la facies proximal y una textura principalmente clasto – soportada (exceptuando la facies distal lateral que se presenta matriz – soportada). La matriz de los depósitos posee una alta proporción de material fino ($> 5\%$ de limo + arcilla) y los clastos son esencialmente primarios, escasos fragmentos retransportados. La distribución granulométrica de la matriz es habitualmente bimodal y ocasionalmente unimodal o irregular. El flujo fue un lahar tipo flujo de detritos no cohesivo, presentado un régimen de transporte tipo laminar.

5.3.3 Volcán Villarrica, Río Voipir, 1971.

En el volcán Villarrica, los lahares de la erupción de 1971 fueron originados durante la fase paroxismal de ésta, cuando la lava emitida alcanzó una altura de cerca de 400 m sobre el cráter del volcán (Moreno, 1993; González, 1995; Naranjo y Moreno, 2004) y tasas de emisión aproximadas de $500 \text{ m}^3/\text{s}$ (Moreno, 1993). De acuerdo a Castruccio (2008), esto marcó la fusión repentina de grandes volúmenes de hielo y nieve, que al escurrir por los flancos del volcán, erodaron las laderas de éste, aumentando progresivamente el contenido de sedimentos, convirtiéndose en flujos con características intermedias de flujos de detritos e hiperconcentrados. Los depósitos del flujo que se desplazó por el cauce del Río Voipir presentan un volumen de 10^7 m^3 , y un volumen de flujo calculado en $20 \times 10^6 \text{ m}^3$. Los depósitos presentan una distribución de tamaño de clastos de la matriz habitualmente, escaso material fino ($< 5\%$ de limo + arcilla) y clastos retransportados. Se presentan habitualmente macizos en la facies proximal, pero con una mayor cantidad de estructuras sedimentarias a medida que la distancia al volcán aumenta, la textura es matriz – soportada y sus márgenes tienden a acuñarse. El flujo fue un lahar tipo flujo de detritos no cohesivo evolucionando a hiperconcentrado, presentado un régimen de transporte tipo turbulento.

5.3.4 Relaciones con flujos estudiados en el volcán Llaima

En la Tabla 5 se presentan a modo de resumen las diferencias que presentan los depósitos presentados anteriormente con los depósitos estudiados correspondientes a los flujos este y oeste.

El volumen de los depósitos del volcán Llaima indicaría que se trata de flujos de volumen moderado, presenta uno y hasta dos órdenes de magnitud menores en comparación a los demás procesos, lo mismo puede notarse para los volúmenes de flujo calculados. Lo cual podría deberse a que el ciclo eruptivo 2007-2009 del volcán Llaima fue de una menor magnitud en comparación a las erupciones que desencadenaron los demás flujos laháricos. Más en detalle, el flujo Oeste presenta casi tres veces el volumen de depósitos del flujo Este superior. Tomando en consideración que este último tuvo lugar luego del flujo Este inferior, el mismo 1 de enero, y que tuvo el mismo recorrido, la disponibilidad tanto de sustrato saturado como de material fue mermada para la generación del flujo Este superior. En tanto, no se tiene registro de un flujo en los días previos a la ocurrencia del flujo Oeste.

Las características que presentan los depósitos en cuanto a la litología de los clastos pueden deberse al origen de estos flujos, mientras en el volcán Calbuco y Llaima los clastos son principalmente primarios, debido a que éstos son el resultado de la dilución de corrientes de densidad piroclástica o interacción lava – hielo/nieve; en tanto, en Nevados de Chillán se encuentran tanto clastos primarios como retransportados, pues si bien análogamente a los flujos anteriores éste resultó de la interacción lava – hielo/nieve, incorporó sedimentos provenientes de depósitos morrénicos y coluviales de la ladera del volcán y del fondo del valle. Por otro lado en el volcán Villarrica se encuentran principalmente clastos retransportados, lo cual se condice con la fusión repentina de grandes volúmenes de hielo y nieve, que al escurrir por los flancos del volcán, erodaron e incorporaron los sedimentos de las laderas de éste.

Con respecto a las diferencias en la granulometría de la matriz de los depósitos, tanto las muestras del volcán Llaima como las del Calbuco son de carácter bimodal, con alto contenido de material fino, esto pues en el Calbuco el material fino provendría de la

ceniza presente en los flujos de bloques y ceniza, que pueden estar presentes en grandes cantidades (e.g. Siebe et al., 1993; Ritchie et al., 2002); mientras que en el Llaima provendría de la interacción lava – hielo/nieve que causaría una fragmentación pervasiva adicional de la lava, proveyendo abundante material piroclástico caliente de grano fino (Belousov et al., 2011). Por otro lado, los flujos del volcán Villarrica y el Complejo volcánico Nevados de Chillán, incorporaron gran cantidad de sedimentos de las laderas y/o valles, los cuales son escasos en material fino. Cabe hacer notar que en su facies distal, el flujo Oeste presenta una distribución unimodal, esto se explica por la dilución aguas debajo de éste y su consecuente pérdida de material grueso que es lo que le otorga la bimodalidad en su facies más proximal.

Con excepción del volcán Villarrica, los depósitos presentan poca cantidad de estructuras, lo cual es consistente con su régimen de transporte de tipo laminar, y el régimen turbulento del Villarrica. Esto podría deberse a la gran cantidad de agua que se infiere llevaba el flujo del río Voipir (Castruccio, 2008), lo que sumado al bajo contenido de material fino que disminuye la densidad efectiva, en comparación a uno con alto contenido de finos, le otorgaría un mayor grado de turbulencia.

Aguas abajo, el lahar de Nevados de Chillán y el flujo Este no presentan dilución, contrario a lo que se expone en el flujo Oeste en el volcán Llaima y los lahares del volcán Villarrica y Calbuco. Mientras que en el Calbuco y el Villarrica la dilución se explica por la incorporación de agua desde los cauces en su recorrido, sumado a, en el caso de Villarrica, una alta tasa de “*debulking*” debido al cambio energético del flujo al disminuir la pendiente topográfica. Sin embargo, el flujo Oeste por sus características en facies proximal y su origen se presentaría más cercano a un flujo híbrido, el cual no poseería gran cantidad de agua en su volumen, adicionalmente, tampoco poseía disponibilidad de agua en su recorrido, por lo que se infiere podría haber incorporado agua mediante la fusión de hielo o nieve que llevaba desde su origen, y debido a que la tasa de deposición de material a lo largo de su trayectoria superó a la tasa de “*bulking*”, lo cual le otorgaría la capacidad de mostrar una evolución clásica de flujo de detritos a hiperconcentrado. Estos últimos mecanismos no habrían ocurrido en el flujo Este, por lo que no habría tenido la posibilidad de presentar dilución aguas abajo. En el caso de Nevados de Chillán la no dilución se debería a que éste incorporó una importante

cantidad de sedimentos de la base del valle durante su transporte, teniendo una alta tasa de “*bulking*”, a lo cual se suma que en invierno los cauces, dependiendo de la altura, están congelados, cubiertos nieve y con un escaso caudal (Ramos, 2012).

Parámetro	Nevados de Chillán (1861)	Calbuco (1961)	Villarrica, río Voipir (1971)	Flujo Este (2008)	Flujo Oeste (2009)
Volumen de flujo ($10^6 m^3$)	15,3	2 x 5	20	0,31	1,5 - 1,8
Volumen de depósitos ($10^6 m^3$)	9,2	5	10	0,25	0,82
Estructuras	Pocas	Pocas	Mayor cantidad	Pocas	Pocas
Clastos	Primarios y retransportados	Primarios	Retransportados	Primarios	Primarios
Contenido de finos	Bajo	Alto	Bajo	Alto	Alto
Distribución	Unimodal	Bimodal	Unimodal	Bimodal	Bimodal a unimodal
Dilución	X	✓	✓	X	✓
Régimen	Laminar	Laminar	Turbulento	Laminar	Laminar

Tabla 5 Principales características de los depósitos a comparar en volcanes de los Andes del Sur.

5.4 Peligro geológico

En la actualidad, se considera que el Llaima continúa en período de actividad explosiva y efusiva, con emisión de lavas y piroclastos (Naranjo y Moreno, 2005). De acuerdo al último ranking elaborado por el SERNAGEOMIN, publicado en Mayo del año 2014 (<http://www.sernageomin.cl/archivos/Ranking-de-Volcanes.pdf>), el volcán Llaima es el segundo volcán de mayor peligrosidad de Chile. Un atisbo de esto es que desde el año 1640 se tiene registro histórico de 50 episodios eruptivos de diversa magnitud.

En el caso de que el volcán Llaima entre nuevamente en un ciclo eruptivo, una nueva interacción lava – hielo/nieve que pueda generar una explosión freatomagmática secundaria inducida por deslizamiento con resultado de lahares o flujos híbridos es un peligro geológico latente. La disponibilidad de sustrato saturado está dada por la cubierta nival estacional, sumado a los seis glaciares principales que descienden hasta la cota 1.500 m. Entre ellos, los más extensos son el occidental y suroccidental con una superficie de unos 19 km² y un volumen total de agua equivalente estimado en 533 x 10⁶ m³ (Naranjo y Moreno, 2005).

De acuerdo a lo discutido en este trabajo, los flujos híbridos representarían un menor grado de peligrosidad que los lahares clásicos para los asentamientos urbanos en torno al volcán, puesto que su baja relación agua/sedimento provoca una menor movilidad al aumentar el yield strength, haciéndose necesario mayores volúmenes de material para abarcar un área planimétrica de gran tamaño. Sin embargo, el área ocupada por el parque nacional Conguillio, dada su cercanía con los cursos de flujo al menos en el flanco N del volcán, presenta un alto grado de vulnerabilidad. A pesar de lo anterior, flujos híbridos pueden transformarse aguas abajo y presentar una evolución de flujo de detritos a flujo hiperconcentrado, ya sea por dilución o *debulking*, aumentando su movilidad, y pudiendo abarcar una mayor área planimétrica.

6 Conclusiones

De acuerdo a las características petrográficas, estratigráficas, granulométricas, volumétricas y de distribución de los depósitos, se proponen los siguientes modelos con los mecanismos de generación, transporte y emplazamiento del último flujo del 1 de enero del año 2008 y el ocurrido en abril del 2009, ambos distribuidos en el flanco N del volcán Llaima y acaecidos en el marco del último ciclo eruptivo de éste.

Los flujos estudiados poseen un origen ligado a la interacción lava – sustrato saturado, que mediante una explosión freatomagmática secundaria inducida por deslizamiento habría generado una corriente de densidad piroclástica, la cual se habría diluido por mayor incorporación de agua, resultando en un flujo híbrido. En el caso del flujo Oeste, en su facies transicional habría evolucionado a un lahar tipo flujo de detritos no cohesivo, y luego, en su facies distal, a un flujo hiperconcentrado. La dilución del flujo Oeste aguas abajo se relacionaría a una tasa de “*debulking*” mayor a la de “*bulking*”, junto con la incorporación de agua por fusión de clastos de hielo/nieve que traía el flujo desde su origen.

El régimen de transporte de los flujos fue principalmente laminar, producto de la alta proporción de material fino y la baja disponibilidad de agua. Sin embargo presentó turbulencias de pequeña escala al menos en la interfaz flujo – depósito, y su deposición fue más bien de carácter acrecional no rápida. Las evidencias demuestran que, hasta finalizado su emplazamiento, las temperaturas del flujo Este eran elevadas; mientras que el flujo Oeste avanzó al menos 10 km presentando temperaturas elevadas.

Los depósitos del flujo Este se calcula presentan un volumen mínimo cercano a los 250.000 m³, y permiten estimar que el flujo cubrió como mínimo 0,48 km², y poseía un volumen, también mínimo de 310.000 m³. Además, se calcula un caudal máximo del orden de 260 m³/s. Los depósitos del flujo Oeste que afloran se calcula presentan un volumen mínimo cercano a los 800.000 m³, y permiten estimar que el flujo cubrió como mínimo 1,37 km², y poseía un volumen del orden de 1.300.000 – 1.800.000 m³. Además, se calcula un caudal máximo del orden de 800 – 1.000 m³/s y una velocidad máxima de 1,00 – 1,38 m/s.

El volcán Llaima es uno de los volcanes más activos de la Zona Volcánica Sur de los Andes, siendo sólo superado por el volcán Villarrica en su nivel de actividad, y sus flancos tienen una cubierta de hielo o nieve durante la mayor parte del año. Es debido a esto que flujos de masa de origen volcánico como los lahares, avalanchas mixtas o flujos híbridos, son un peligro geológico latente en las zonas aledañas, y el riesgo geológico dada la vulnerabilidad y exposición de poblados y parques nacionales cercanos es importante. Un mayor entendimiento acerca de la dinámica de estos fenómenos podrá sentar bases sólidas para su modelamiento, y así, además de delinear las zonas de peligro de manera óptima, se podrán adoptar las medidas de mitigación que correspondan.

7 Bibliografía

Beverage, J.P., Culbertson, J.K., 1964, Hyperconcentrations of suspended sediment, *Journal of the Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers*, Vol. 90, p. 117-126.

Belousov, A., Behncke, B., Belousova, M., 2011, Generation of pyroclastic flows by explosive interaction of lava flows with ice/water-saturated substrate, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 202, No 1, p. 60-72.

Branney, M. J., Kokelaar, P., 2002, *Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites*. Geological Society, London, Memoirs, 27.

Castruccio, A., 2005, Lahares generados por la erupción de 1971, en el flanco occidental del volcán Villarrica, Andes del Sur (39,5°S). Memoria de Título, Universidad de Chile.

Castruccio, A., 2008, Comparación y modelación numérica de lahares calientes en el volcán Calbuco (41,3°S) y lahares frios en el volcán Villarrica (39,5°S), Andes del Sur. Tesis de Magíster, Universidad de Chile.

Clavero, J., 1996, Ignimbritas andesítico –basálticas postglaciales del volcán Villarrica, Andes del Sur (39°25'S). Tesis de Magíster, Universidad de Chile.

Costa, J. E., 1988, Rheologic, geomorphic, and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows, and debris flows. *Flood Geomorphology*. John Wiley & Sons New York. p 113-122.

Cousot P, Meunier M., 1996, Recognition, classification and mechanical description of debris flows. *Earth-Science Review*, Vol. 40, No 3, p. 209-227.

Cronin, S.J., Neall, V.E., Lecointre, J.A., Palmer, A.S., 1999, Dynamic interactions between lahars and stream flow: a case study from Ruapehu volcano, New Zealand, *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 111, No 1, p. 28-38.

- Cronin, S.J., Lecoindre, J.A., Palmer, A.S., Neall, V.E., 2000, Transformation, internal stratification, and depositional processes within a channelised, multi-peaked lahar flow. *New Zealand Journal of Geology & Geophysics*, Vol. 43, p.117-128
- Dolan, M.T., 2004, Observations of lahars along the Sacobia-Bamban River systems, Mount Pinatubo, Philippines (48 pp.). MS thesis, Michigan Technological University, Houghton, Michigan.
- Fisher, R. V., Schmincke, H. U., 1984, *Pyroclastic rocks*. Berlin: Springer-Verlag.
- Francis, P., 1993, *Volcanoes: a planetary perspective*. Oxford University Press.
- González, O., 1995, *Volcanes de Chile*. Instituto Geográfico militar.
- Hervé, F., 1976, Estudio geológico de la falla Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe: Antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). En Congreso Geológico Chileno No. 1, Actas, Vol. 1, p. B39-B56.
- Hervé, F., 1984, La zona de falla Liquiñe-Ofqui en Liquiñe. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones, No. 34, p. 101-105.
- Hervé, F., Araya, E., Fuenzalida, J. L., Solano, A., 1979, Edades radiométricas y tectónica neógena en el sector costero de Chiloé continental, X Región. En Congreso Geológico Chileno, No. 2, Actas, Vol. 103, p. F1-F18.
- Hickey-Vargas, R., Moreno, H., López-Escobar, L., Frey, F. A., 1989. Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from the Villarrica-Lanín volcanic chain (39.5°S): an evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and crustal assimilation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 103, p. 361-386.
- Inman, D., 1952, Measures for describing the size distributions of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 22, No 3, p.125-145.
- Iverson, R., Schilling, S., Vallance, J., 1998, Objective delineation of lahar-hazard zones downstream from volcanoes: *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 110, p. 972-984.

Iverson, R. M., 2005, Debris-flow mechanics, en Debris Flow Hazards and Related Phenomena. En: Jakob, Matthias, and Hungr, Oldrich, (eds.), Springer-Praxis, Heidelberg, p. 105-134.

Iverson, R. M., Reid, M. E., LaHusen, R.G., 1997, Debris-flow mobilization from landslides. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 1997, Vol. 25, No 1, p. 85-138.

Kokelaar, P., 1983, The mechanism of Surtseyan volcanism. Journal of Geological Society of London, Vol. 140, No 6, p. 939-944.

Lavenu, A., Cembrano, J., 1999, Estados de esfuerzo compresivo plioceno y compresivo-transpresivo pleistoceno, Andes del sur, Chile (38°-42°30'S). Revista Geológica de Chile, Vol. 26, No. 1, p. 725-761.

Le Roux, J., 2003, discussion - can dispersive pressure cause inverse grading in grain flows? Journal of Sedimentary Research, Vol. 73, No.2, p. 333-334.

López-Escobar, L., Parada, M. A., Hickey-Vargas, R. L., Frey, F., Kempton, P. D., Moreno, H., 1995^a, Calbuco volcano and minor eruptive centers distributed along the Liquiñe-Ofqui fault zone at 41°-42°S: Contrasting origins of andesitic and basaltic magmas in the SVZ of the Andes. Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 119, p. 345-361.

López-Escobar, L., Cembrano, J., Moreno, H., 1995^b, Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37°-46°S). Revista Geológica de Chile, Vol. 22, p. 219-234.

Lowe, D.R., 1979, Sediment gravity flows: Their classification and some problems of application to natural flows and deposits.

Major, J. J., Newhall, C. G., 1989, Snow and ice perturbation during historical volcanic eruptions and formation of lahars and floods: Bulletin of Volcanology, Vol. 52, No 1, p. 1-27.

Major, J., 1997, Depositional Processes in Large-Scale Debris-Flow Experiments. The Journal of Geology, Vol.105, p. 345-366.

Manville, V., Major, J. J., Fagents, S. A., 2013, Modeling lahar behavior and hazards. Modeling volcanic processes. The physics and mathematics of volcanism. Cambridge University Press, Cambridge, p. 300-330.

Mee K., Tuffen H., Gilbert J.S., 2006, Snow-contact volcanic facies and their use in determining past eruptive environments at Nevados de Chillán volcano, Chile, Bulletin of Volcanology, Vol. 68, p. 363-376.

Middleton, G.V., 1970, Experimental studies related to problems of flysch sedimentation. En Lajoie, J., ed., Flysch Sedimentology in North America: Geological Association of Canada, Special Paper 7, p. 253–272.

Mizuyama, T., Kobashi, S., Ou, G., 1992, Prediction of debris flow peak discharge. En Proceedings of the International Symposium Interpraevent, Bern, Switzerland, Vol. 4, p. 99-108.

Moreno, H., 1993, Volcán Villarrica, Geología y evaluación del riesgo volcánico, Regiones IX y X, 39° 25'S. Proyecto FONDECYT 1247 1991-92.

Moreno, H; Naranjo, J. A., 1991, Síntesis geológica del volcán Llaima, Andes del Sur, 38°45'S, Chile, e implicancias de riesgos. En Congreso Geológico Chileno, No 6, Actas Vol. 1, p. 386-389.

Moreno, H; Naranjo, J. A., 2003, Mapa de Peligros del volcán Llaima: Región de La Araucanía. N° Mapa: M77. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Ambiental. Escala 1:75.000.

Moreno, H., Naranjo, J., 2004. Calbuco volcano historic block-and-ash and pyroclastic flows: increasing threatening on surrounding communities, Southern Andes 41.5°S. Asamblea General IAVCEI, Pucón, Chile (CD).

Moreno, H., Naranjo, J., Clavero, J., 2006, Generación de lahares calientes en el volcán Calbuco, Andes del Sur de Chile (41,3°S).

Naranjo, J., Moreno, H., 2004, Laharic debris-flows from Villarrica Volcano. En: Lara, L., Clavero, J. (eds.), Villarrica Volcano (39.5°S) Southern Andes, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería. Boletín No 61.

- Naranjo, J.A., Moreno, H., 2005, Geología del Volcán Llaima, Región de la Araucanía. Carta geológica de Chile, Serie Geología Básica, 88. Servicio Nacional de Geología y Minería. Escala 1:50.000.
- Neall, V. E., 1976, Lahars as major geological hazards: Bulletin of the International Association of Engineering Geology, Vol. 14, p. 233-240.
- Petit-Breuille, M., 1995, The volcanic history of Nevados de Chillán Volcano, Chile. British Geological Survey Technical Report WC/95/86, Nottingham, UK .
- Petit-Breuilh, M., 2004, La historia eruptiva de los volcanes hispanoamericanos (Siglos XVI al XX). Servicio de Publicaciones del Exmo. Cabildo Insular de Lanzarote-Casa de los volcanes. ISBN: 84-95938-32-4.
- Pierson, T.C., Scott, K. M., 1985, Downstream Dilution of a Lahar: Transition From Debris Flow to Hyperconcentrated Streamflow. Water resources research, Vol. 21, No 10, p. 1511-1524.
- Pierson, T.C., Costa, J.E., 1987, A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. Reviews in Engineering Geology, Vol. 7, p. 1-12.
- Pierson, T.C., Janda R.J., 1994, Volcanic mixed avalanches: A distinct eruption-triggered mass-flow process at snow-clad volcanoes. Geological Society of America Bulletin, Vol. 106, p. 1351-1358.
- Pierson, T. C., 1998, An empirical method for estimating travel times for wet volcanic mass flows. Bulletin of Volcanology, Vol. 60, no 2, p. 98-109.
- Pouliquen, O., Delour, J., Savage, S. B., 1997, Fingering in granular flows.
- Quinteros, C., 1991, Estudio de los lahares del volcán Llaima IX Región de la Araucanía. Memoria de título, Universidad de Chile.
- Ramos, I., 2012, Estudio de la dinámica de los lahares recientes del flanco oeste del Complejo Volcánico Nevados de Chillán (36°50' s), Andes del Sur. Memoria de título. Universidad de Chile.

Ritchie, L., Cole, P., Sparks, S., 2002, Sedimentology of deposits from the pyroclastic density currents of 26 December (Boxing Day) 1997 at Soufriere Hills Volcano, Montserrat. En: Druitt, T.& Kokelaar, P. (eds) The Eruption of Soufriere Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999. Geological Society, London, Memoirs, 21, p. 435-456.

Savage, S.B., Lun, K.K., 1988, Particle size segregation in inclined chute flow of dry cohesionless granular solids: Journal of Fluid Mechanics, Vol. 189, p. 311–335.

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

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

SERNAGEOMIN, 2009, Informes técnicos volcán Llaima 2008-2009, Centro Nacional de Alerta Temprana.

Siebe, C., Abrams, M., Sheridan, M., 1993, Major Holocene block-and-ash fan at the western slope of ice-capped Pico de Orizaba volcano, Mexico: Implications for future hazards. Journal of volcanology and geothermal research, Vol. 59, No 1, p. 1-33.

Smellie, J. L., 2000, Subglacial eruptions. En Sigurdsson, H., Houghton, B., Rymer, H., Stix, J., McNutt, S., (eds.) Encyclopedia of Volcanoes. Elsevier, p. 403-418.

Smith, G. A., 1986, Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: terminology and depositional process. Geological Society of America Bulletin, Vol. 97, No 1, p. 1-10.

Smith, G. A., Fritz, W. J., 1989, Penrose conference report on "Volcanic influences on terrestrial sedimentation:" Geology, Vol. 17, p. 375-376.

Sohn, Y.K., 1997, On traction-carpet sedimentation: Journal of Sedimentary Research, Vol. 67, p. 502–509.

Stern, C. R., 2004, Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. Revista geológica de Chile, Vol. 31, No 2, p. 161-206.

Suárez, M., Emparán, C., 1997, Hoja Curacautín, Regiones de la Araucanía y del Biobío. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No. 71, 105 p., escala 1:250.000.

Ui, T., 1983, Volcanic dry avalanche deposits—Identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 18, p. 135-150.

Vallance, J., 2000, Lahars. En Sigurdsson, H., Houghton, B., Rymer, H., Stix, J., McNutt, S., (eds.) *Encyclopedia of Volcanoes*. Elsevier, p. 601-616.

Waite, R.B., Major, J.J., Miller, T.P., Trabant, D.C., 1990, Effects of eruptions of Redoubt Volcano, Alaska between December 1989 and April 1990 on Drift Glacier [abs.]: *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, Vol. 71, No. 43, p. 1705.

Waite, R.B., 1995, Hybrid wet flows formed by hot pyroclasts interacting with snow during the 1992 eruption of Crater Peak, Mount Spurr Volcano, Alaska, in Kieth, T.E.C., ed., *U.S. Geological Survey Bulletin 2139*, p. 107–118.

Washburn, A. L., 1973, *Periglacial processes and environments*: London, Edward Arnold.

Witham, C., 2005, Volcanic disasters and incidents: a new database, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 148, No. 3, p. 191-233.

8 Anexos

8.1 Coordenadas geográficas de los puntos de observación

Las coordenadas se encuentran expresadas en sistema UTM, Datum WGS1984, Zona 19S. La nomenclatura utilizada para los puntos de observación corresponde a AVn, con AV la sigla que distingue a los puntos y muestras de este trabajo de memoria de título y n indica el número de parada.

Punto de observación	Coordenada E	Coordenada S
AV1	262283	5720336
AV2	260315	5722386
AV3	259877	5722585
AV4	259927	5722716
AV5	259879	5722916
AV6	259916	5722969
AV7	259859	5722798
AV8	259879	5722798
AV9	259916	5722733
AV10	259944	5722612
AV11	259995	5722482
AV11.2	259829	5722534
AV12	260165	5722295
AV13	260200	5722153
AV14	260149	5722337
AV15	260252	5722309
AV16	260213	5722243

AV17	260236	5722101
AV18	260435	5721946
AV19	260557	5721822
AV20	263876	5718006
AV21	263870	5717942
AV22	263631	5718628
AV23	263736	5718589
AV24	262046	5720580
AV25	260447	5722284
AV26	260743	5721835
AV27	260776	5721859
AV28	261221	5721221
AV29	262231	5720572
AV30	262148	5720705
AV31	260632	5721973
AV32	260773	5721775
AV33	260951	5721419
AV34	262073	5720817
AV35	262104	5720808
AV36	262132	5720819
AV37	263765	5718596
AV38	263709	5718608
AV39	263709	5718545
AV40a	261076	5721296

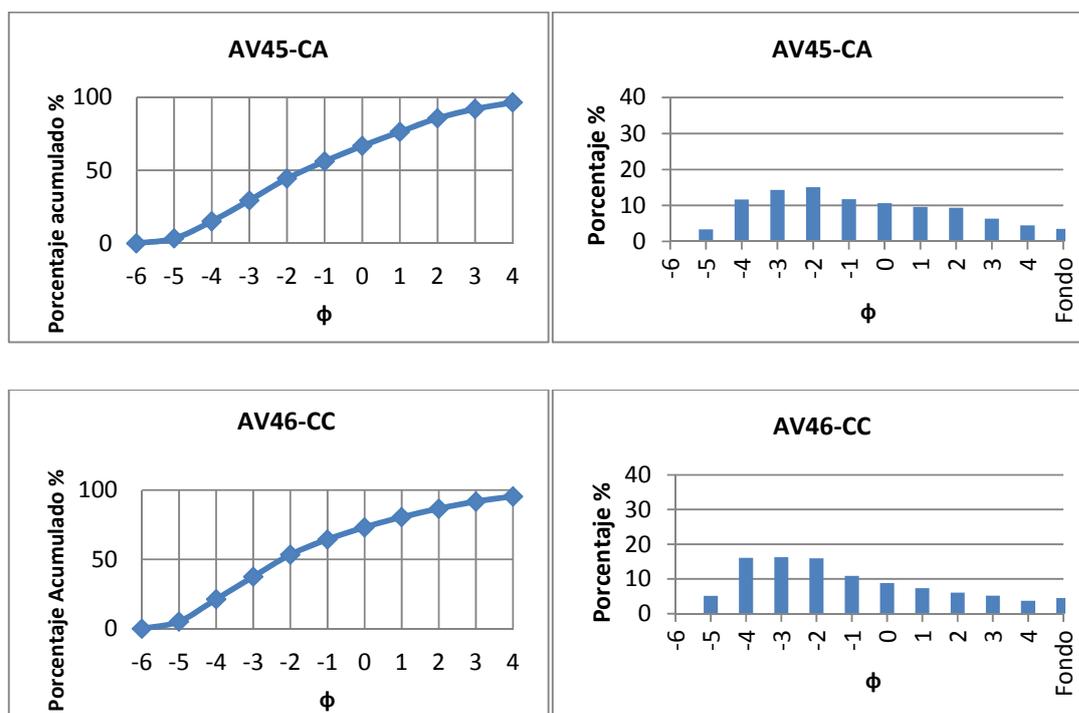
AV40b	261092	5721304
AV40c	261104	5721305
AV40d	261124	5721315
AV41	261170	5721379
AV42	261217	5721435
AV43	262531	5719351
AV44	262697	5719440
AV45	262885	5719552
AV46	262991	5719611
AV47	263253	5719688
AV48	261896	5720263
AV49	261933	5720309
AV50	261968	5720335
AV51	262026	5720377
AV52	262155	5720423

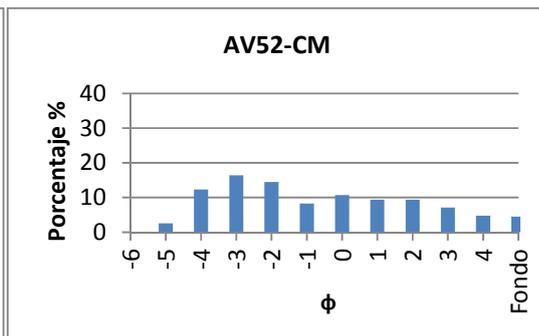
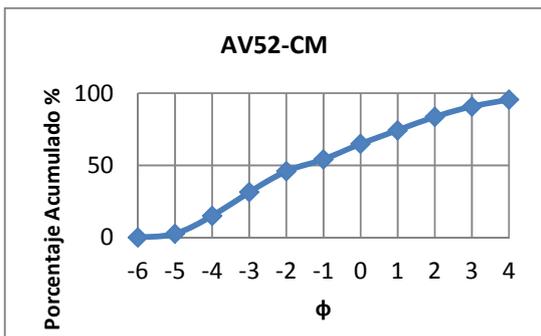
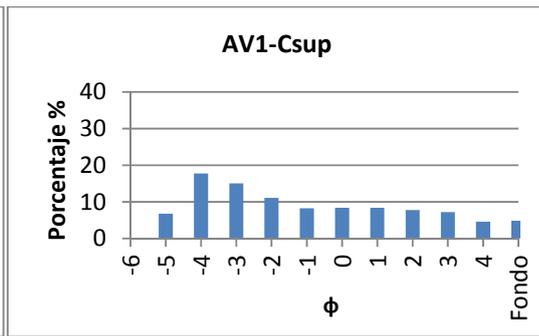
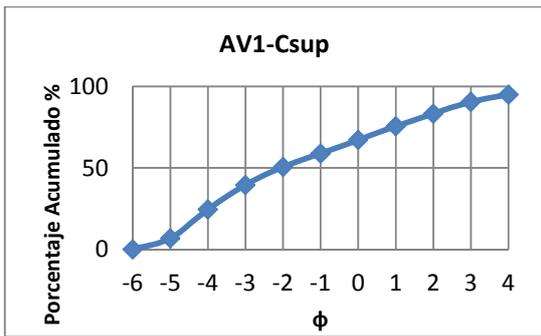
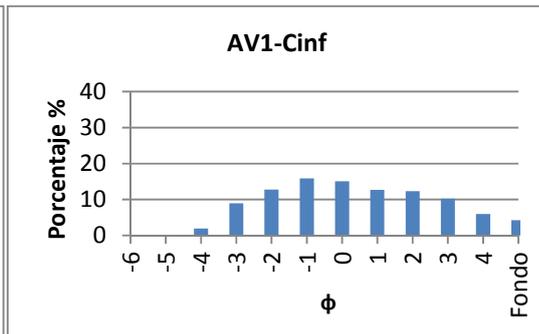
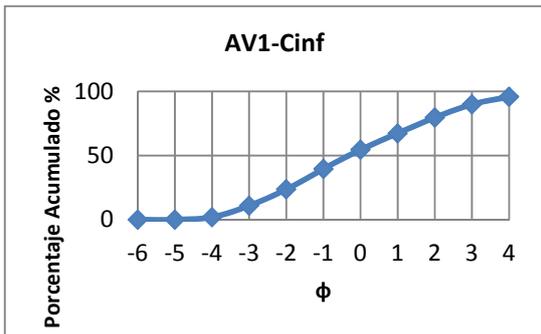
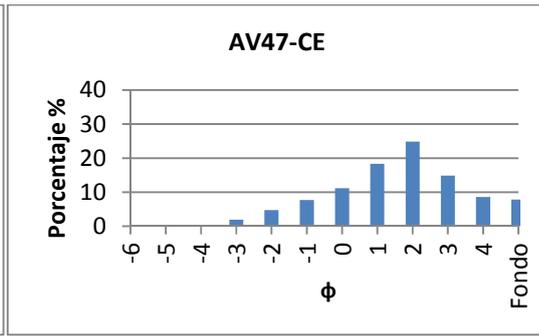
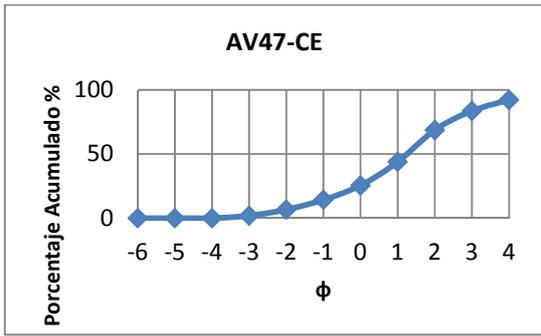
8.2 Análisis granulométricos de la matriz de los depósitos.

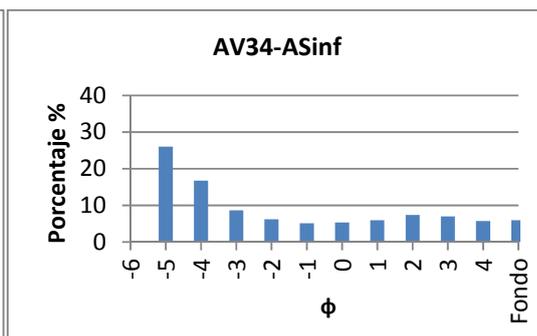
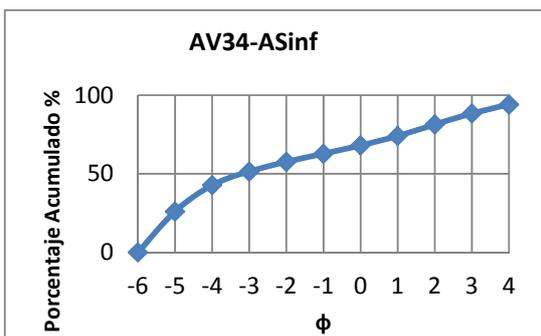
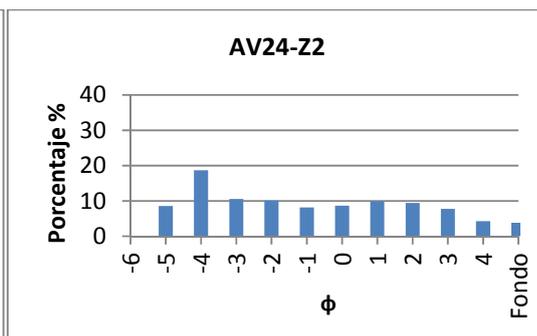
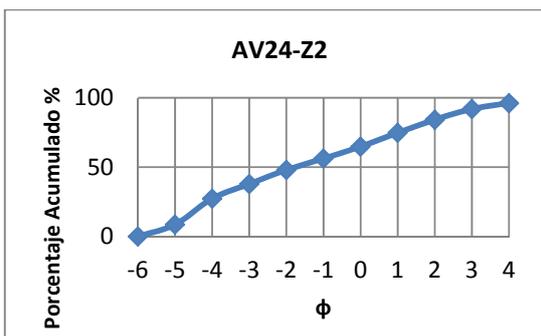
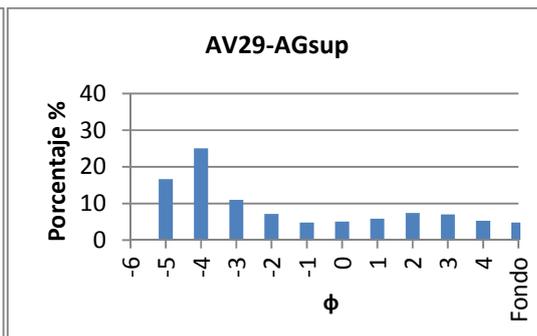
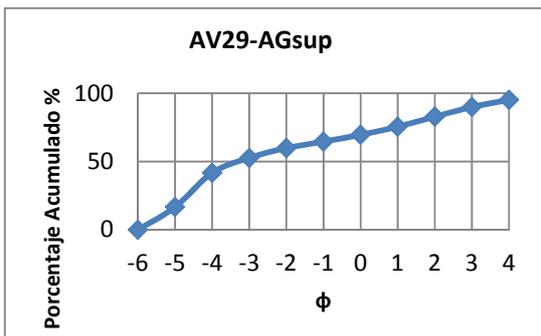
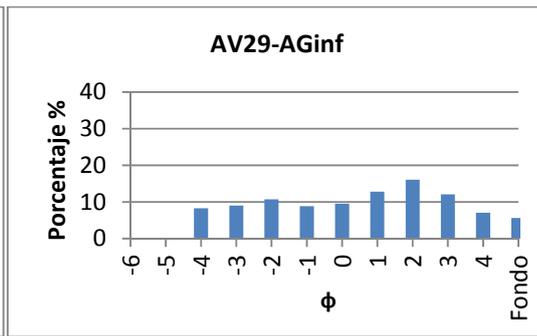
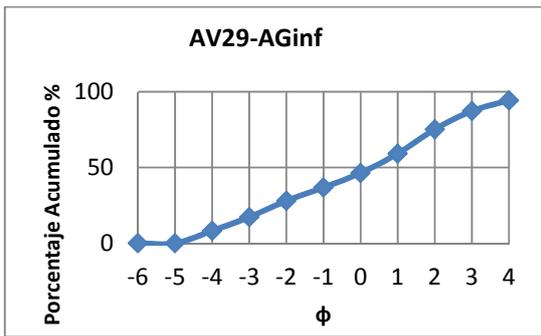
A continuación se presentan los resultados obtenidos de los análisis granulométricos realizados a la matriz de las muestras correspondientes a los flujos en estudio. La nomenclatura utilizada corresponde a AVn-X, en donde AVn corresponde al punto de observación, con AV la sigla que distingue a los puntos y muestras de este trabajo de memoria de título, n equivale al número de parada, y x es la unidad muestreada. Los resultados se presentan desde los puntos más proximales a los más distales.

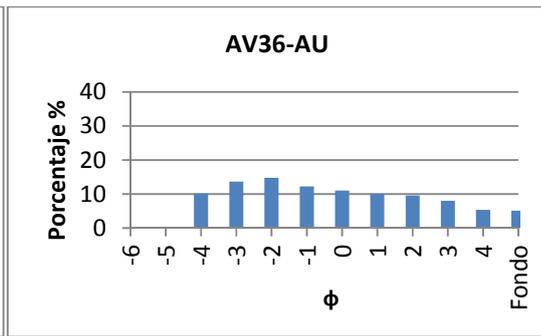
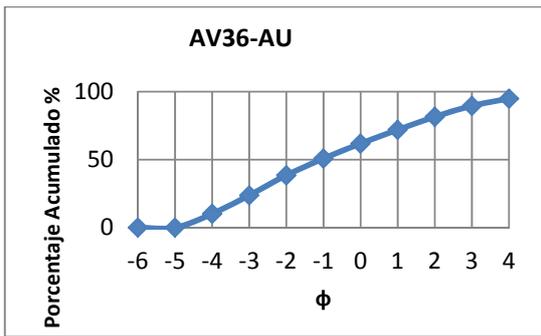
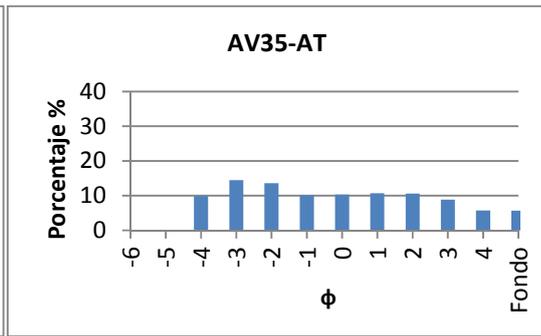
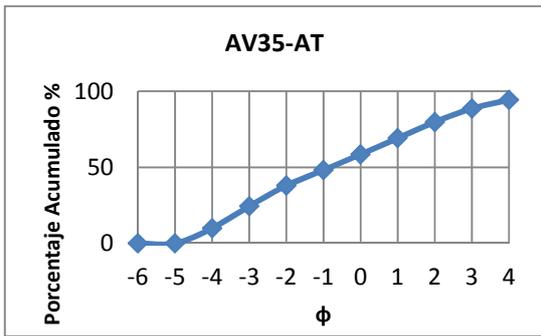
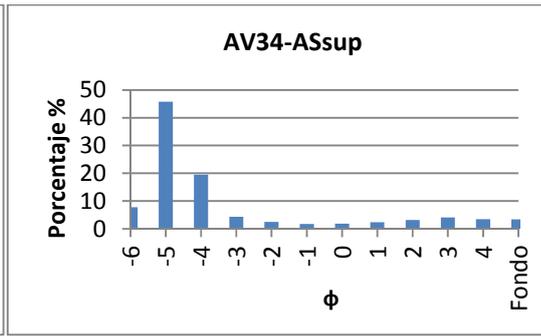
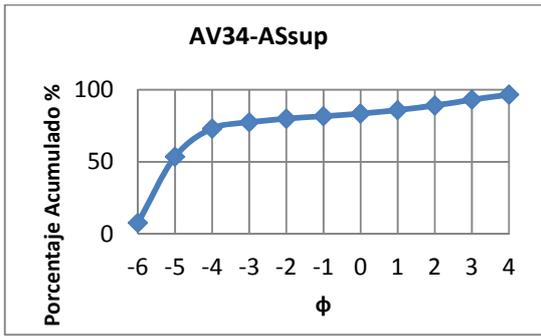
8.2.1 Flujo Este

8.2.1.1 Facies distal de planicie de inundación



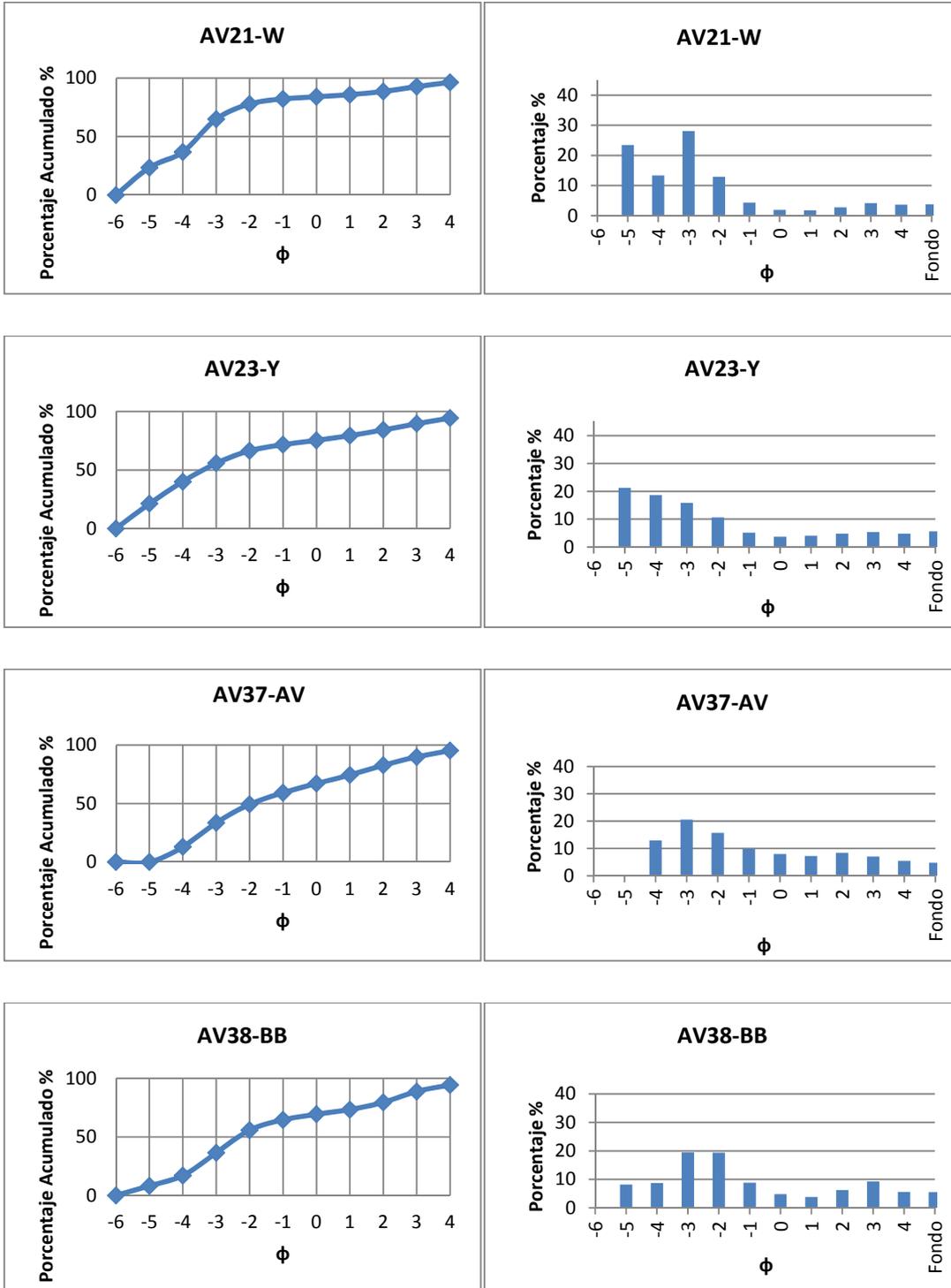


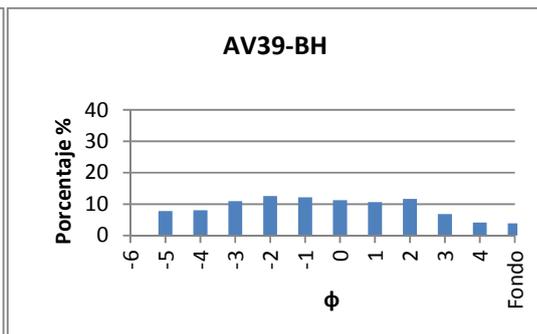
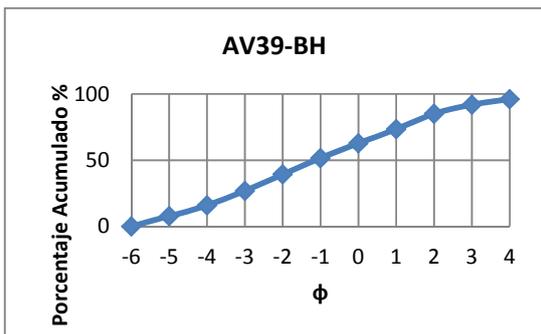
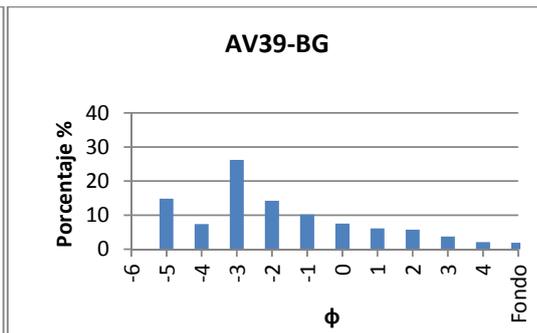
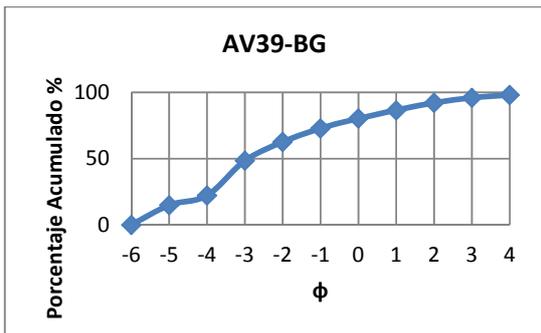
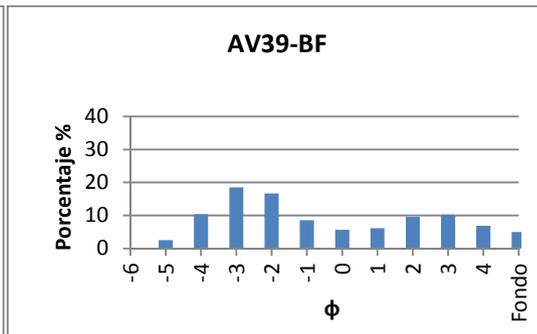
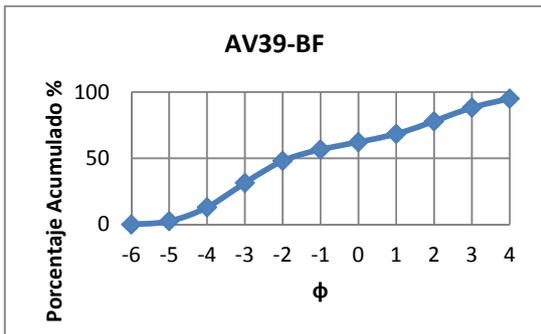
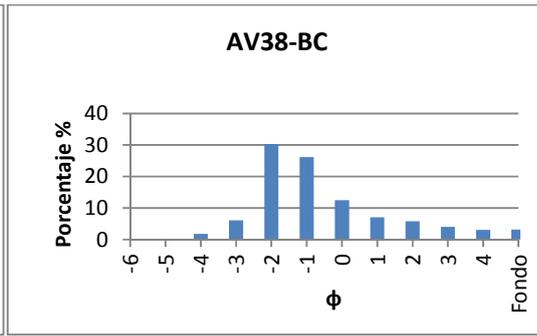
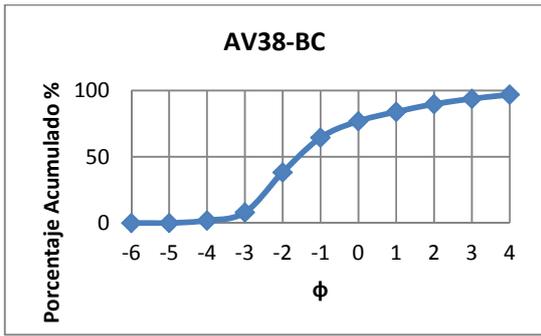




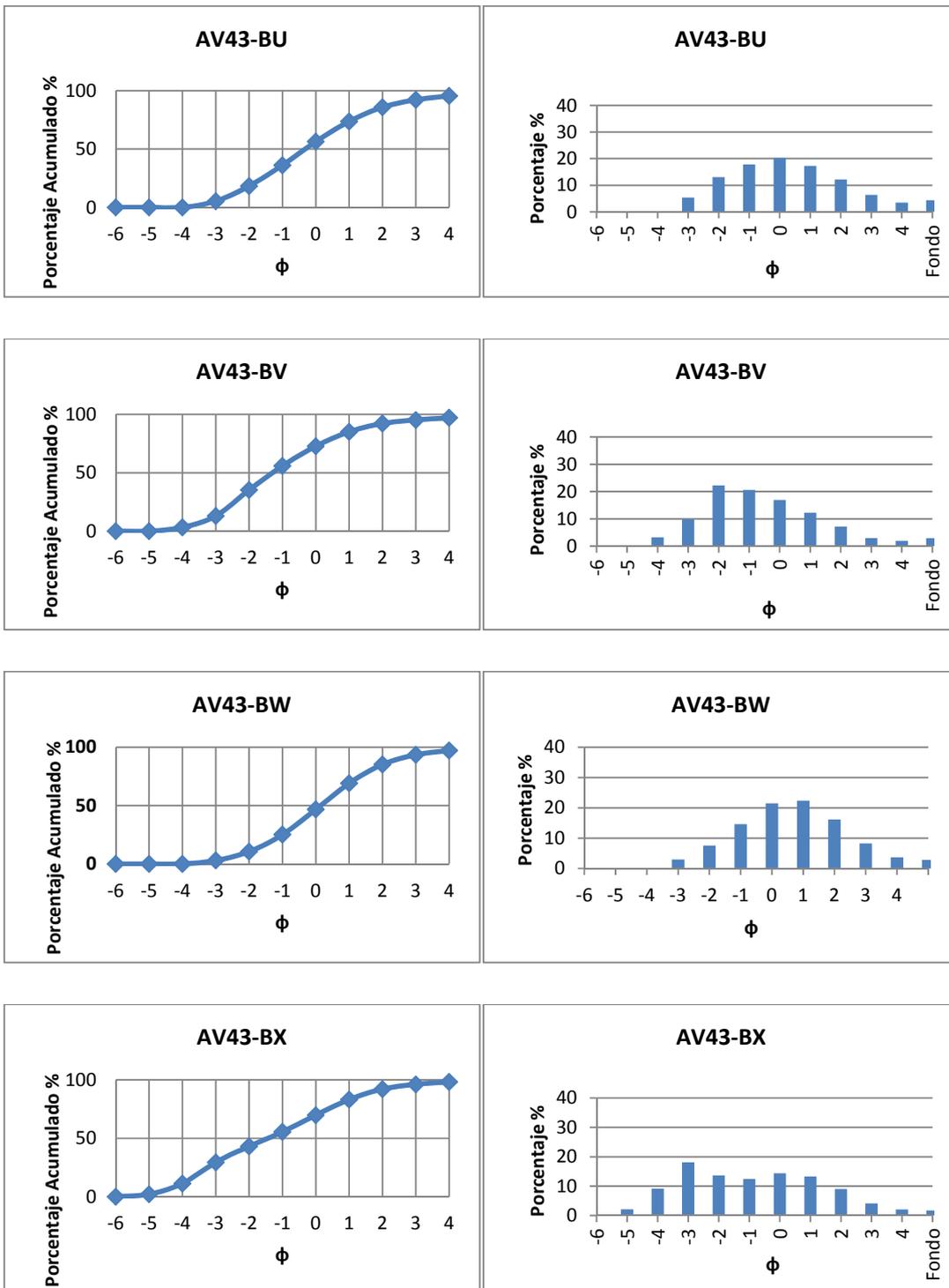
8.2.2 Flujo Oeste

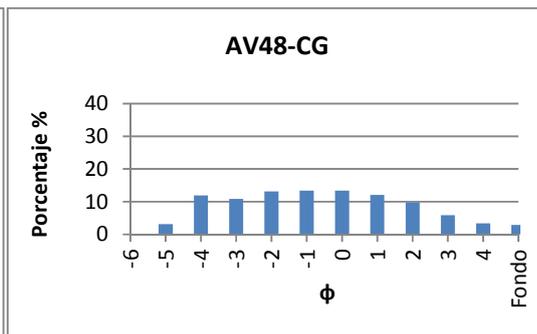
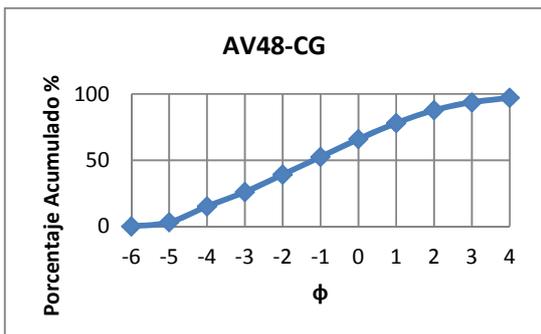
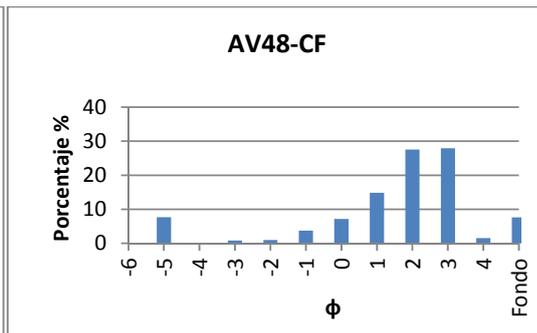
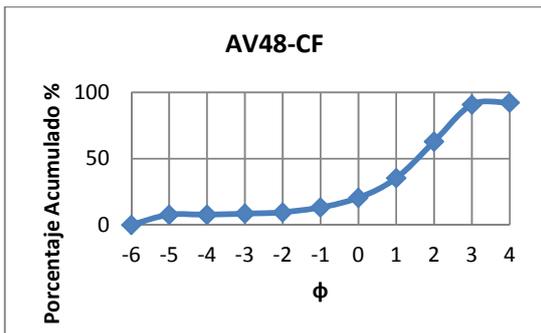
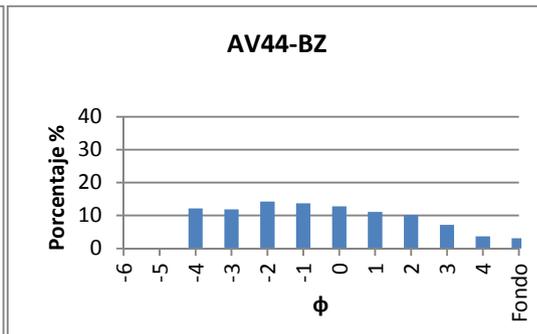
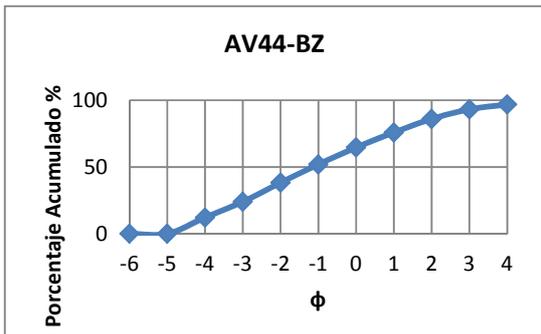
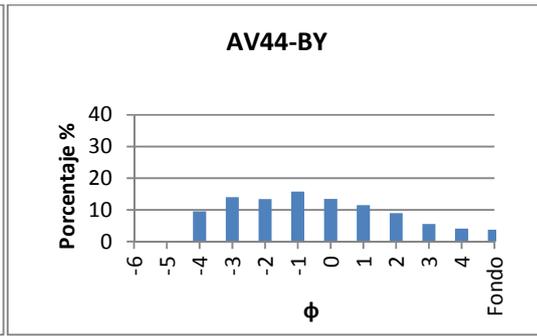
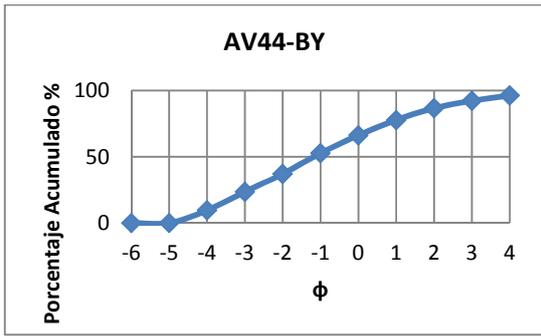
8.2.2.1 Facies proximal

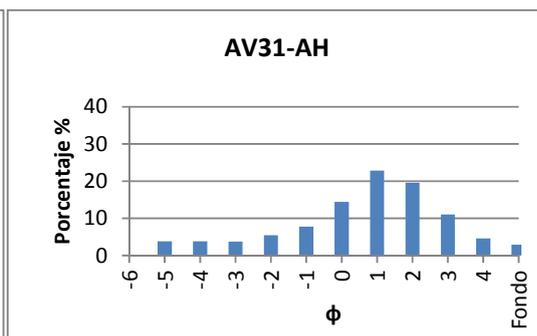
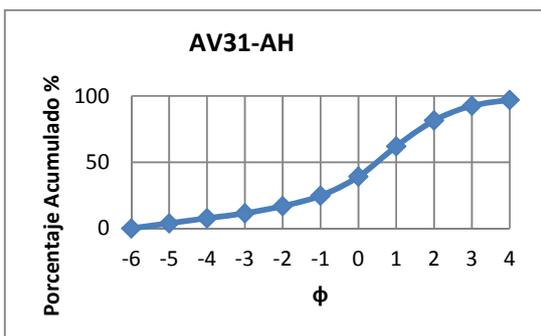
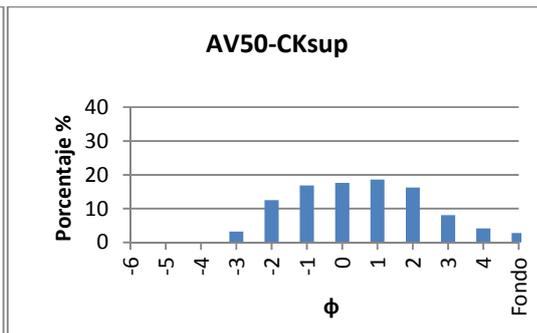
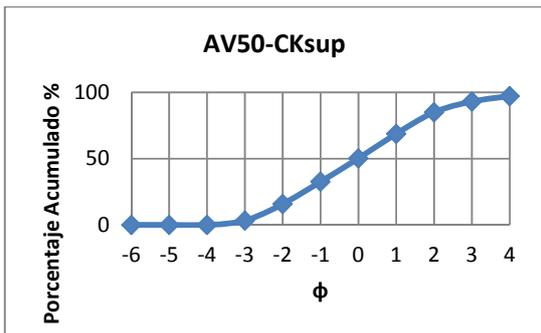
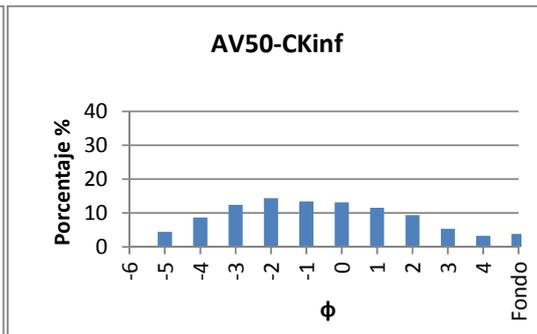
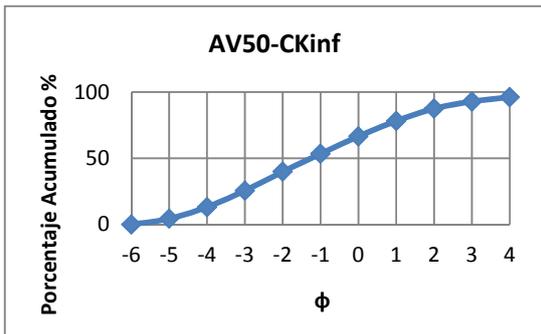
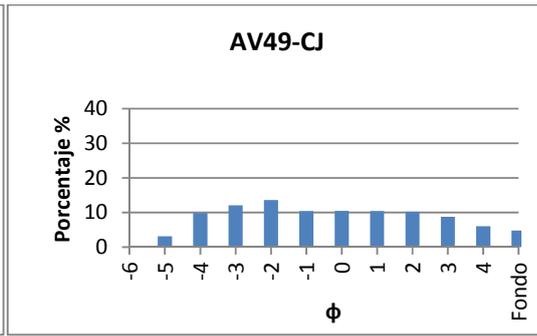
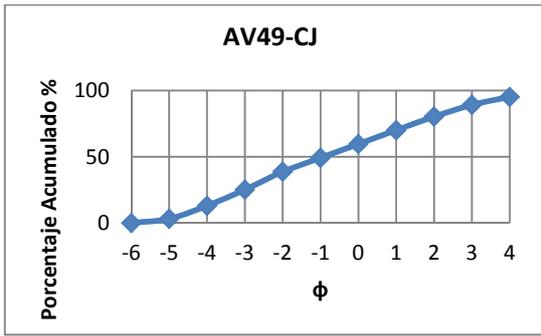


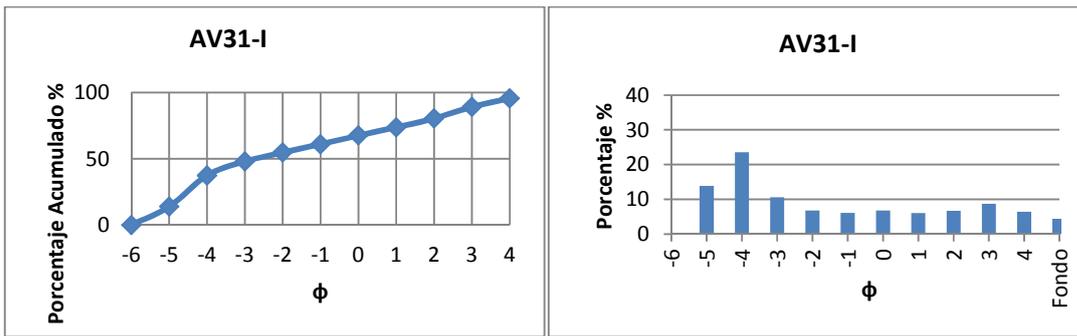


8.2.2.2 Facies transicional

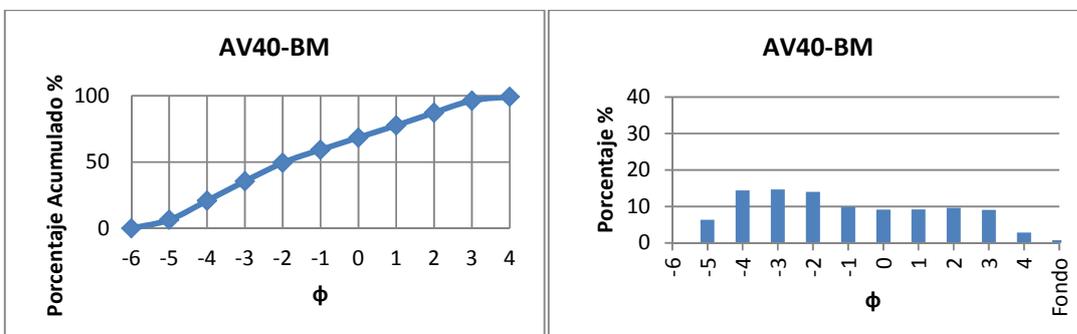
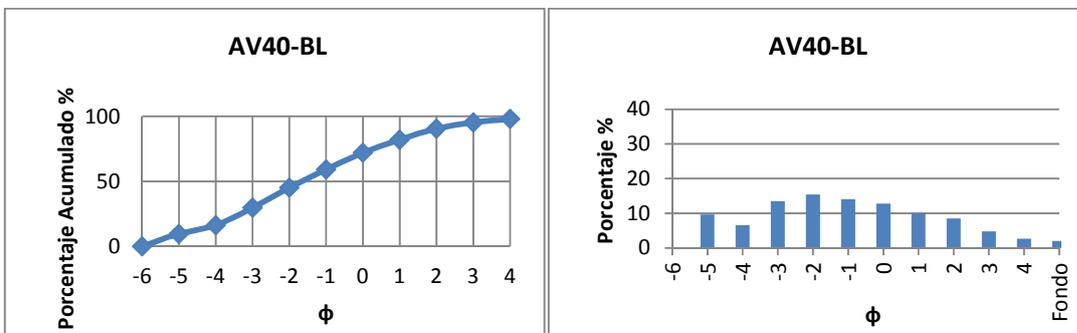
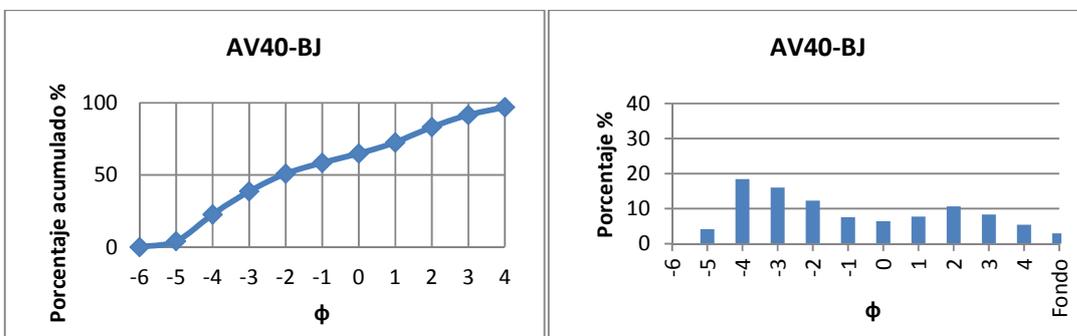


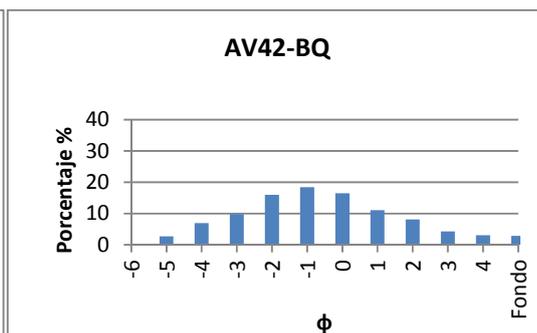
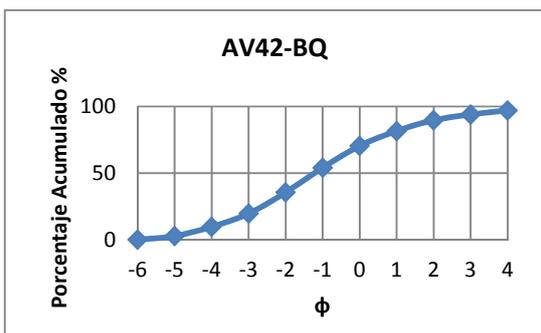
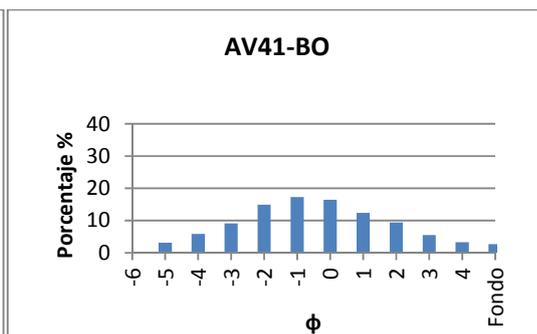
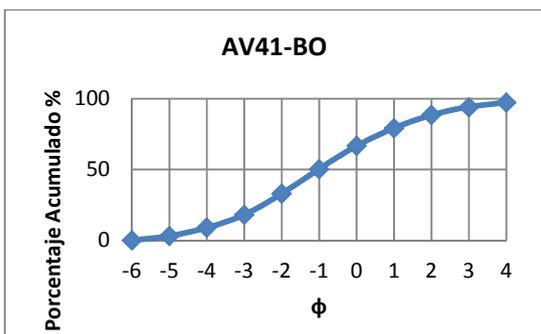
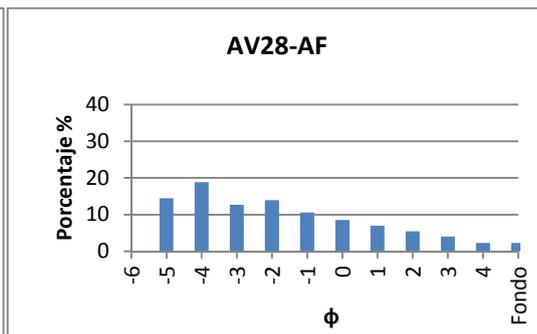
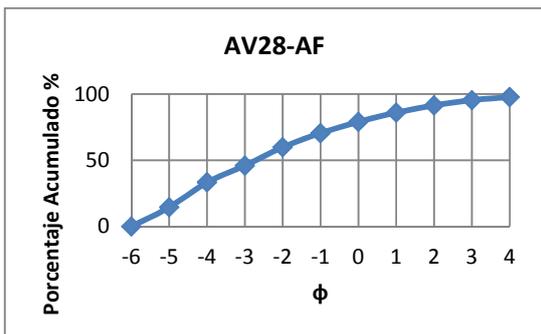
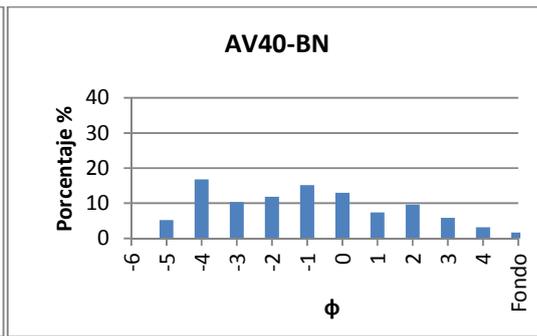
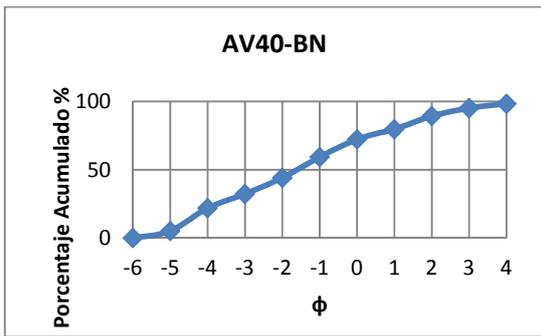


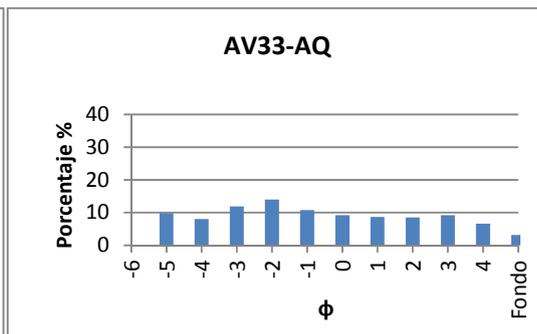
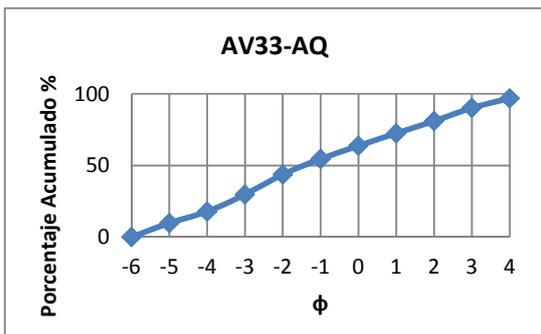
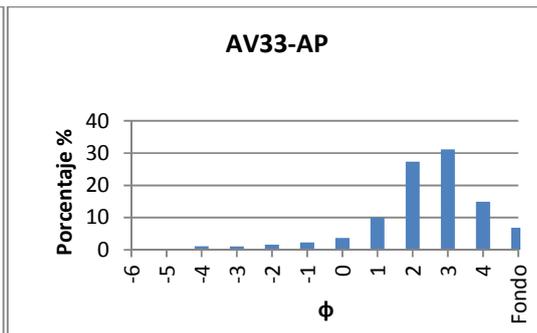
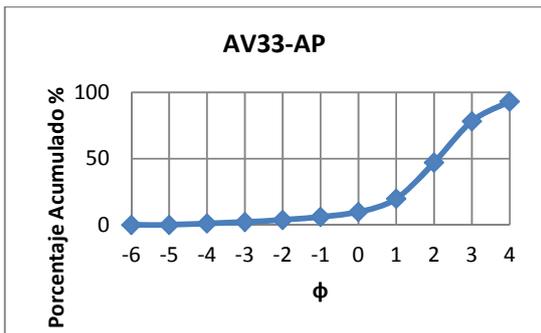
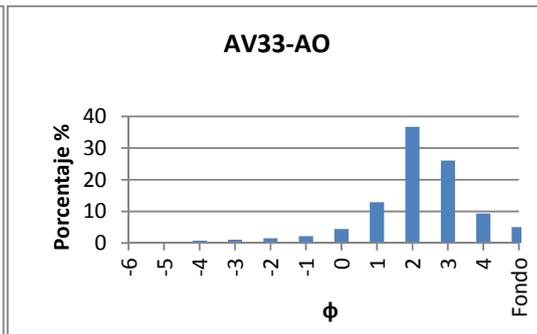
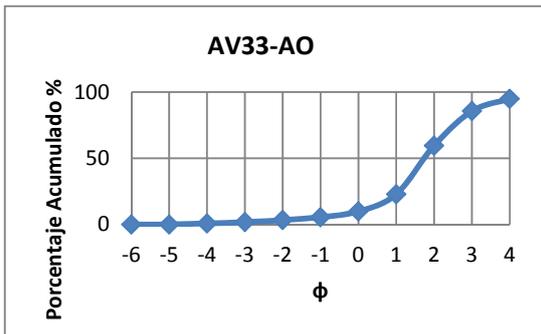
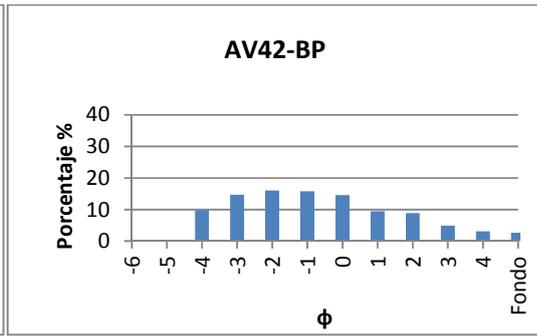
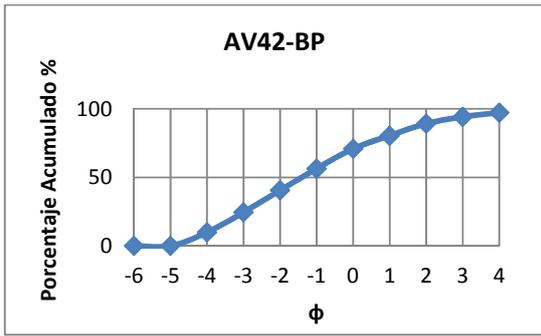


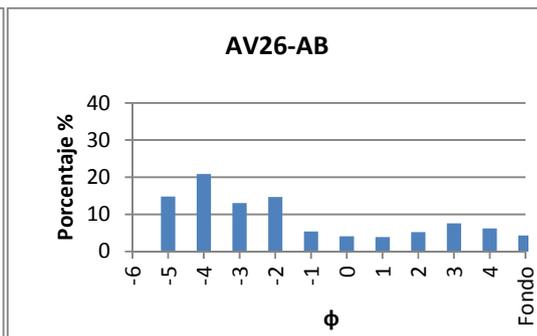
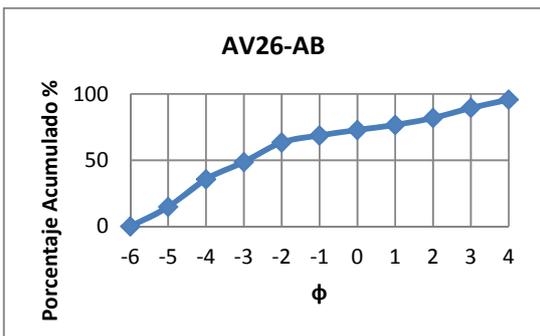
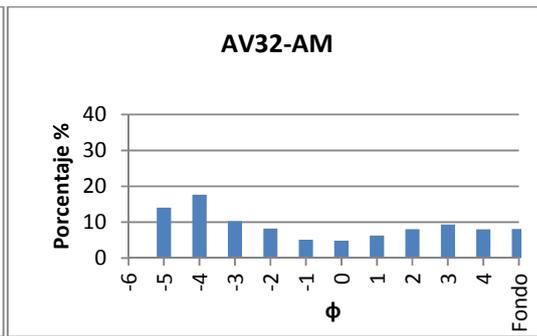
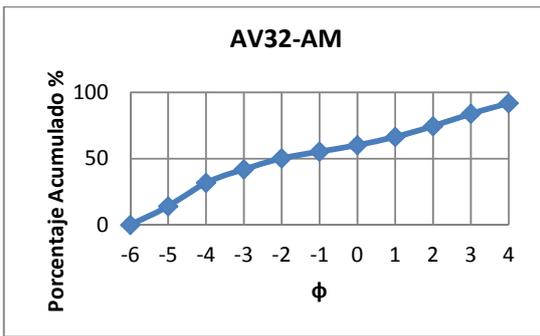
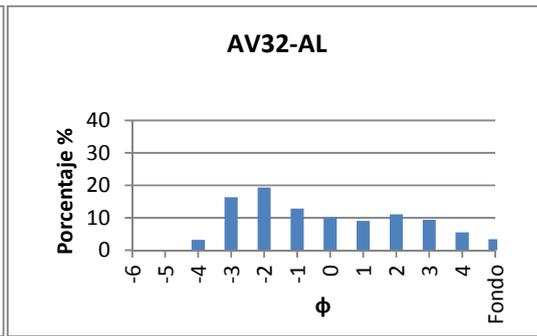
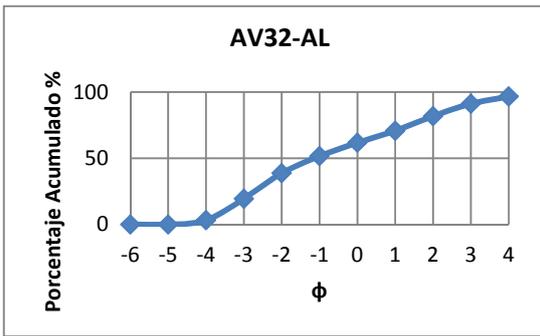
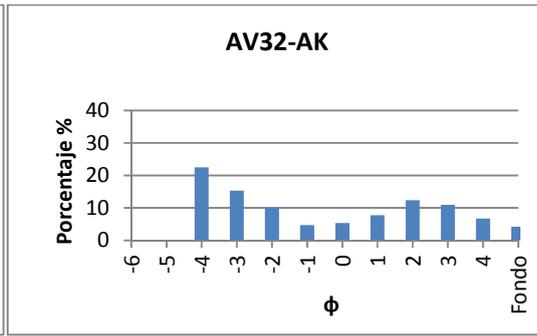
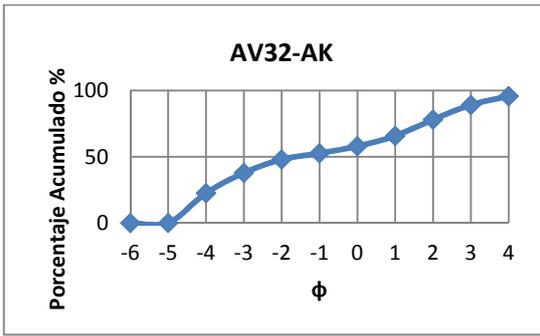


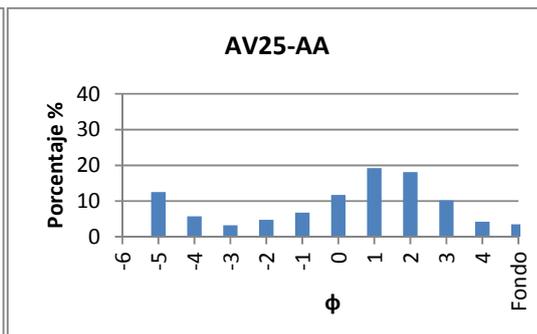
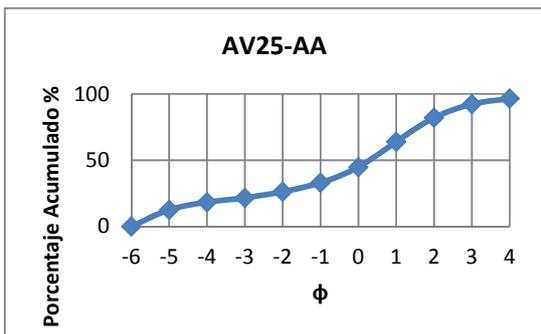
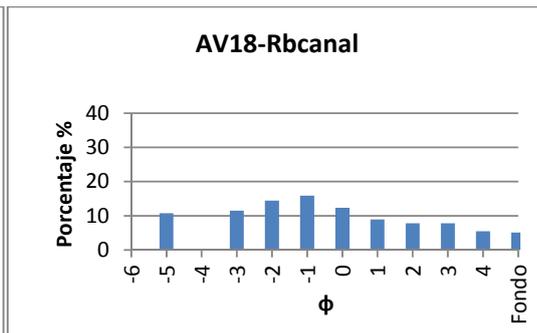
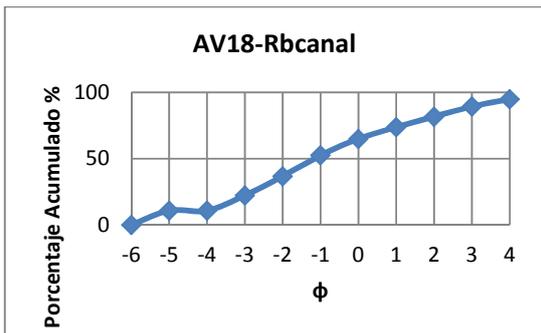
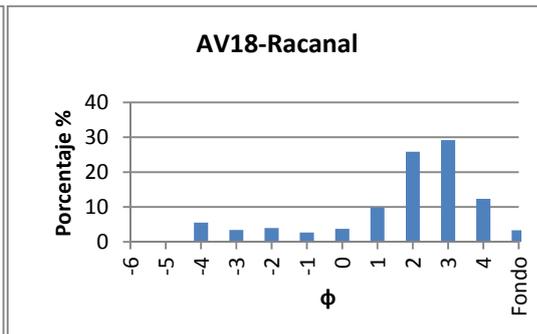
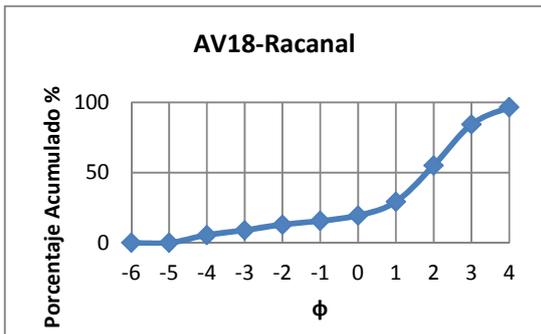
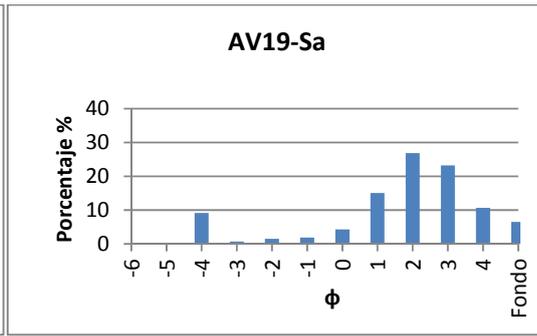
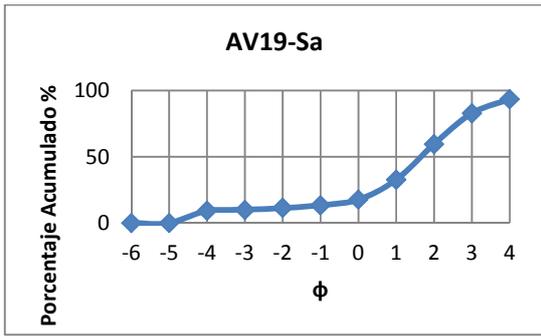
8.2.2.3 Facies distal

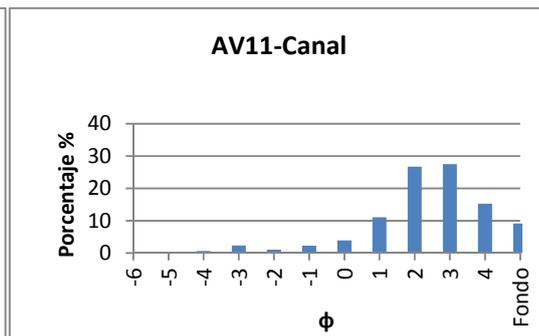
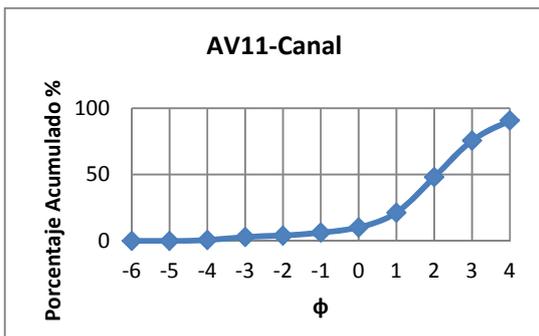
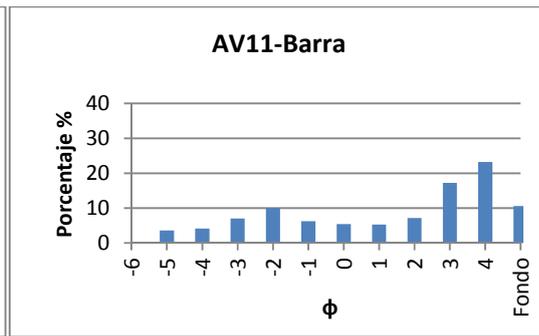
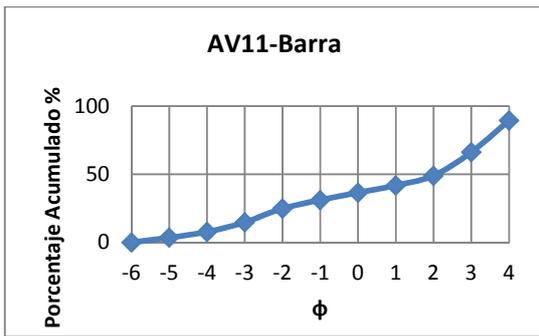
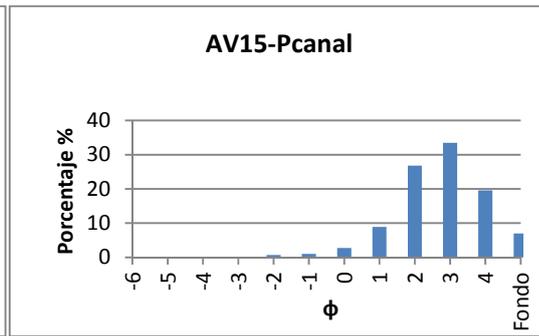
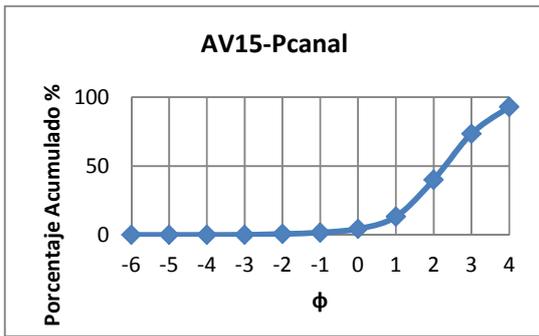
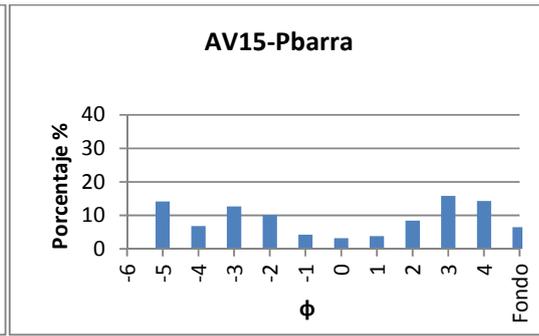
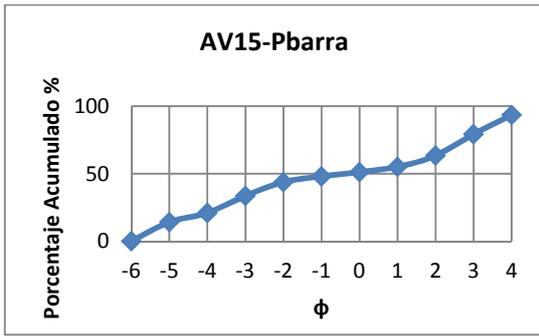


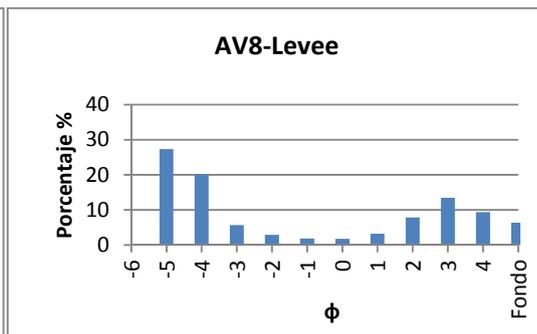
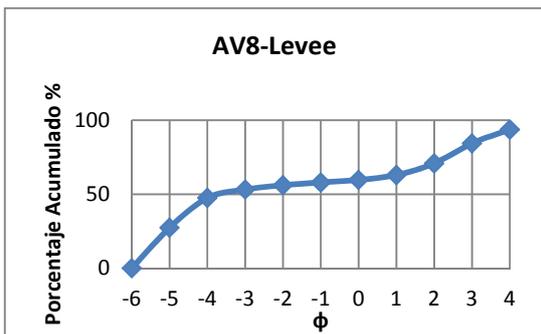
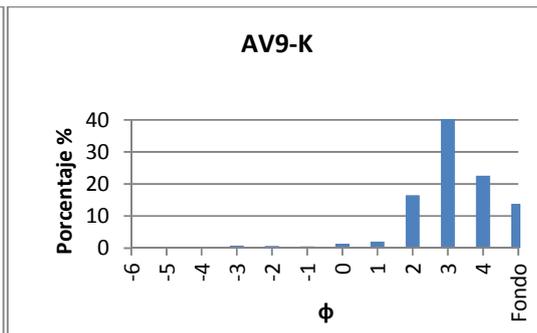
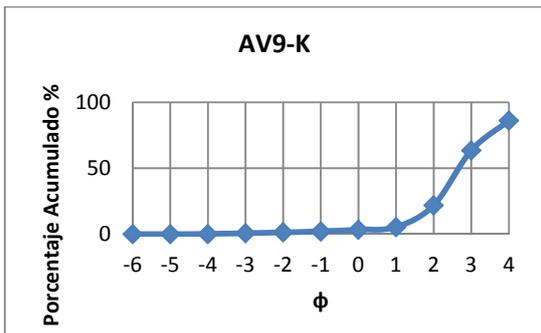
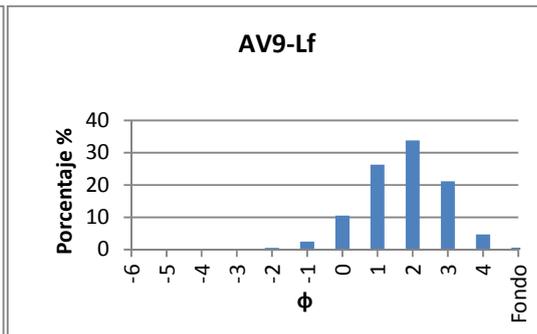
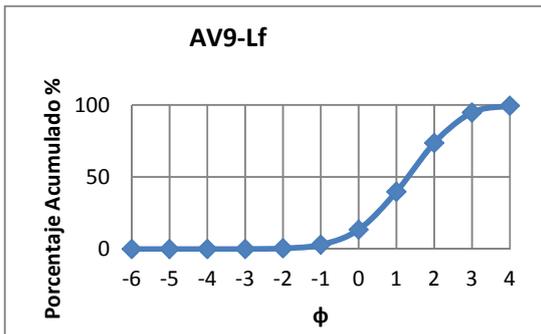
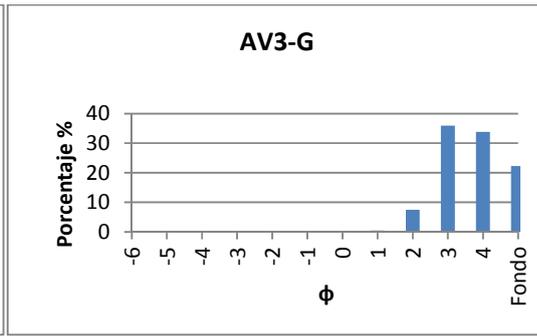
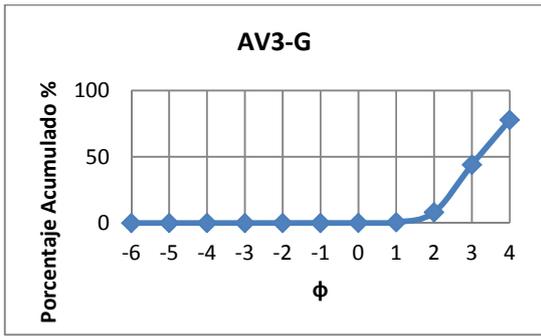


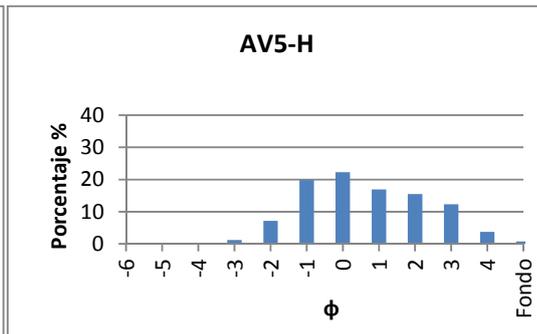
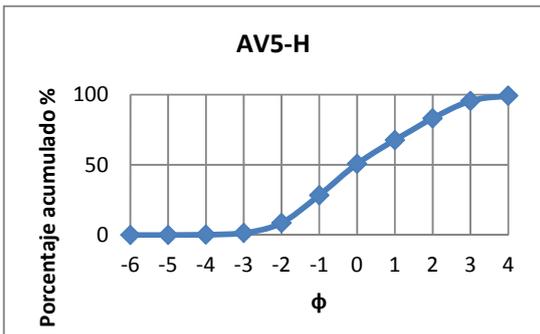
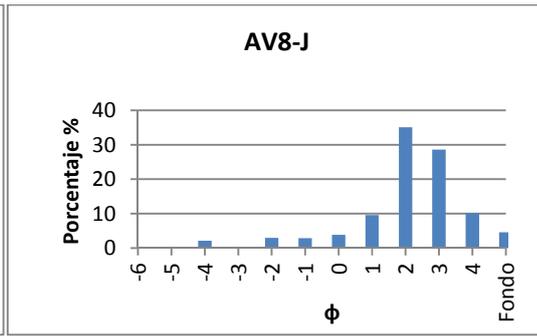
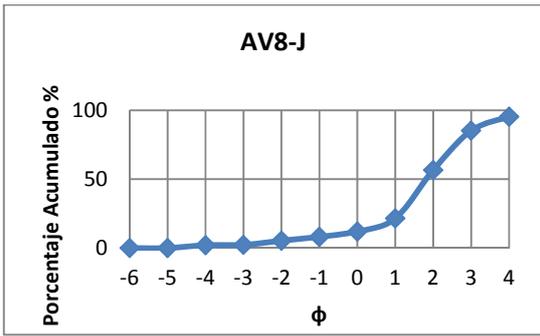




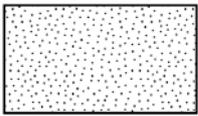
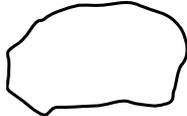
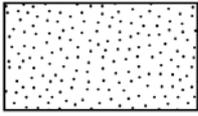
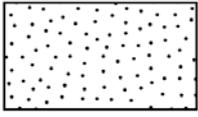
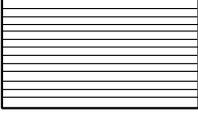
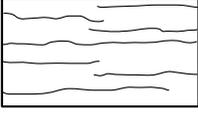








8.3 Leyenda

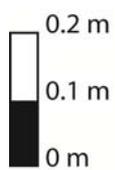
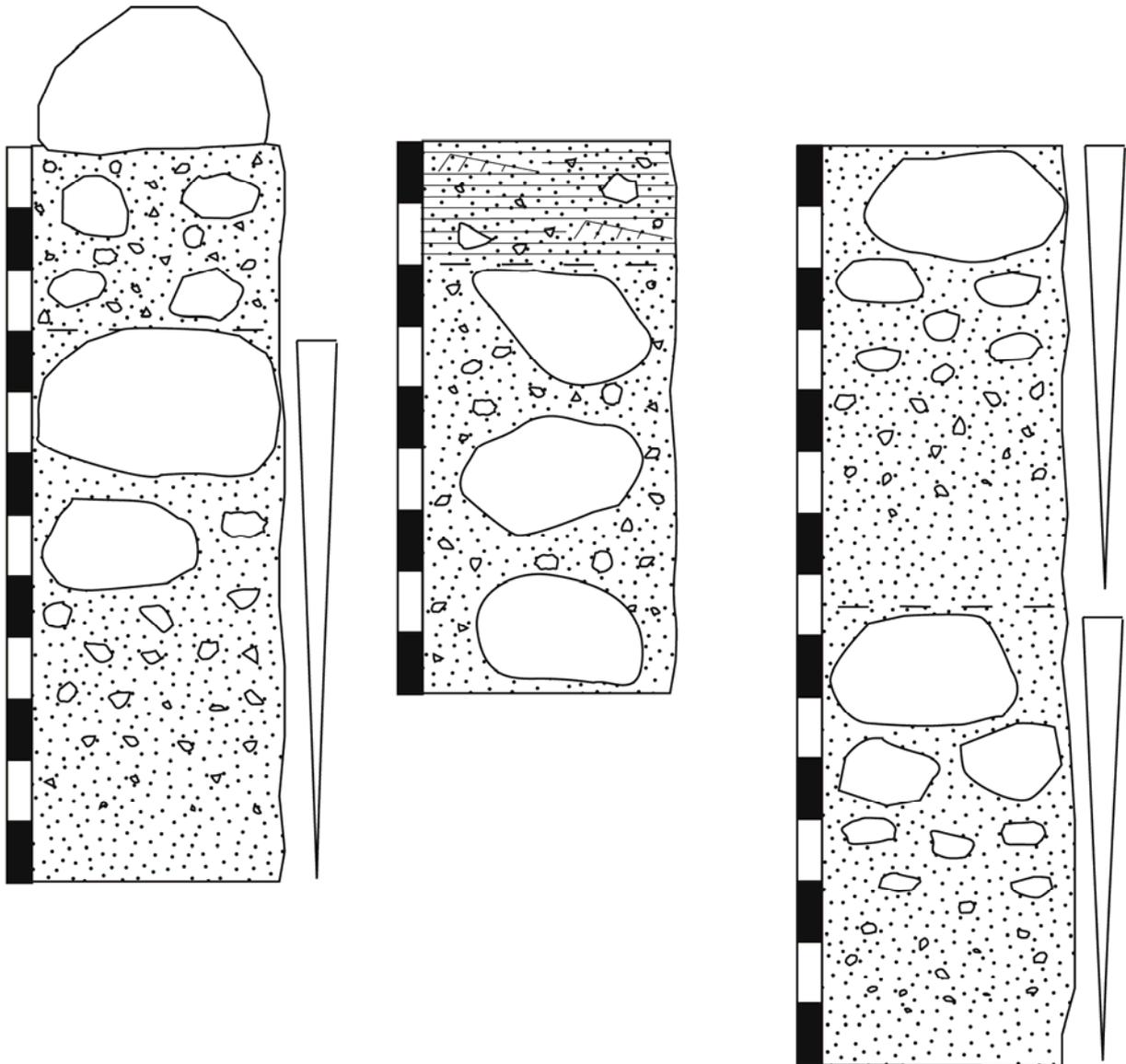
	Arena fina		Bloque de lava
	Arena media		Bomba
	Arena gruesa		Bloque escoriáceo
	Grava		Bioturbación
	Laminación cruzada		Gradación normal
	Laminación paralela		Gradación inversa
	Niveles de limo – arcilla		

* Aquellos clastos menores a 64 mm no poseen simbología que otorgue diferenciación composicional.

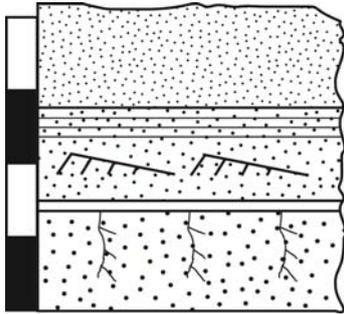
8.4 Columnas estratigráficas

A continuación se presentan las columnas estratigráficas esquemáticas para cada punto de observación.

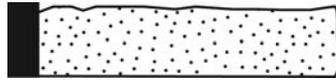
AV1



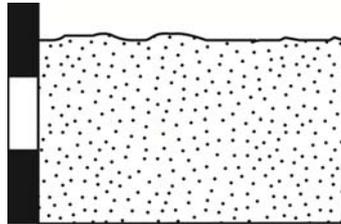
AV3



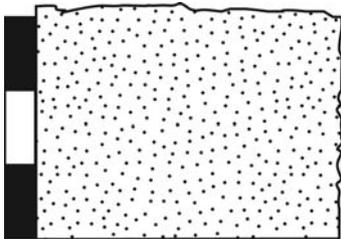
AV9-Inundación



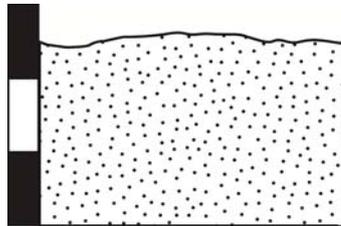
AV10



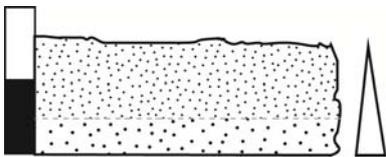
AV5



AV11



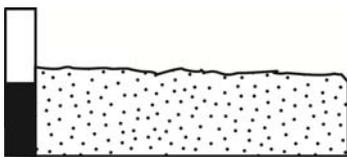
AV7



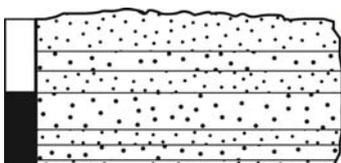
AV11.2



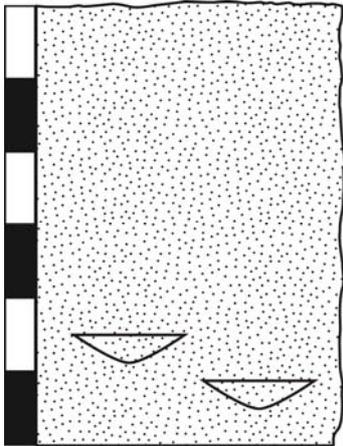
AV8



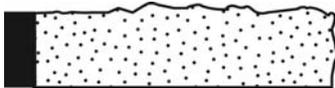
AV9-Canal



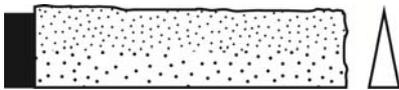
AV14



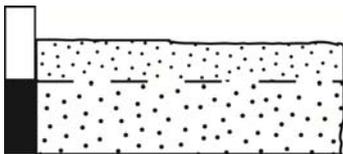
AV15



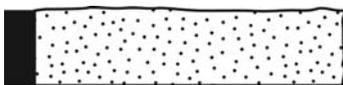
AV17



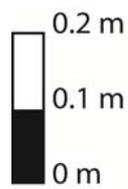
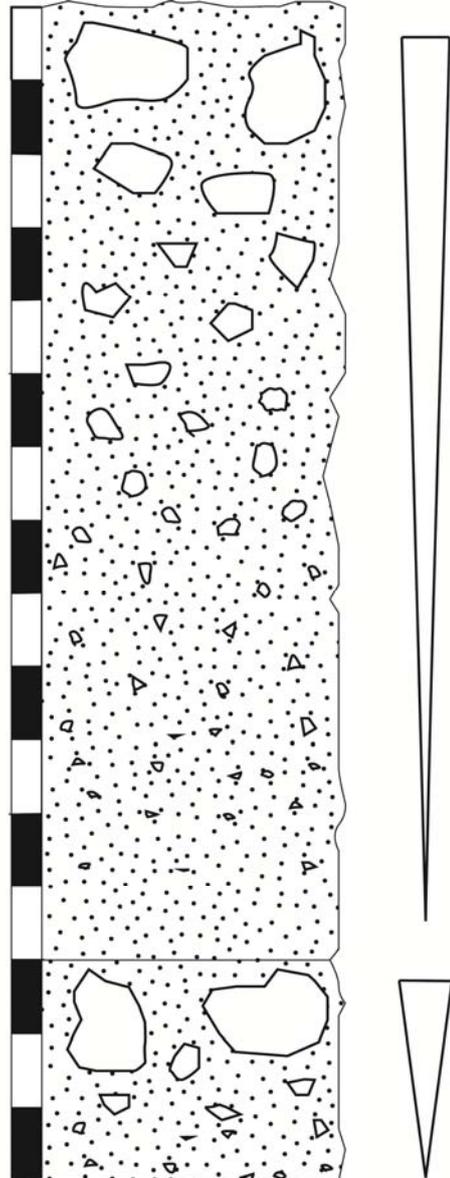
AV18 – Canal



AV18- Inundación



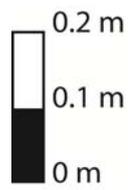
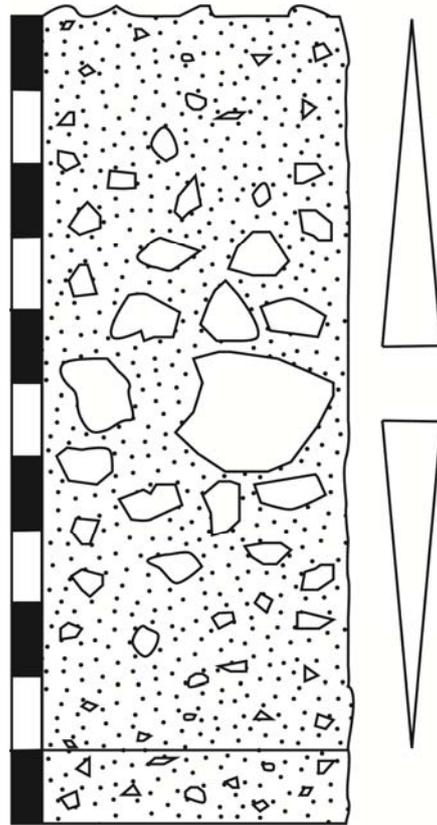
AV19



AV21



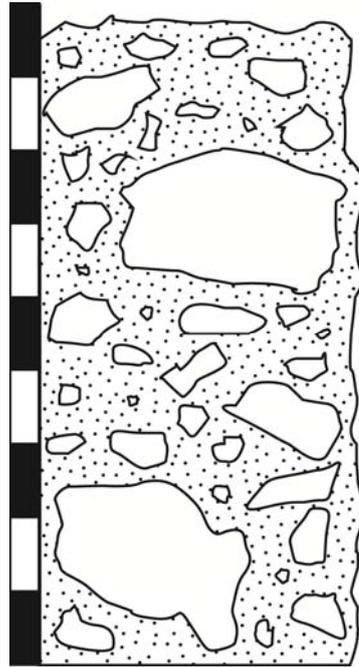
AV23



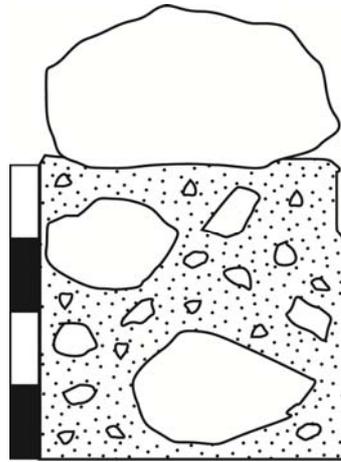
AV24



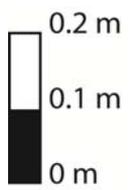
AV25



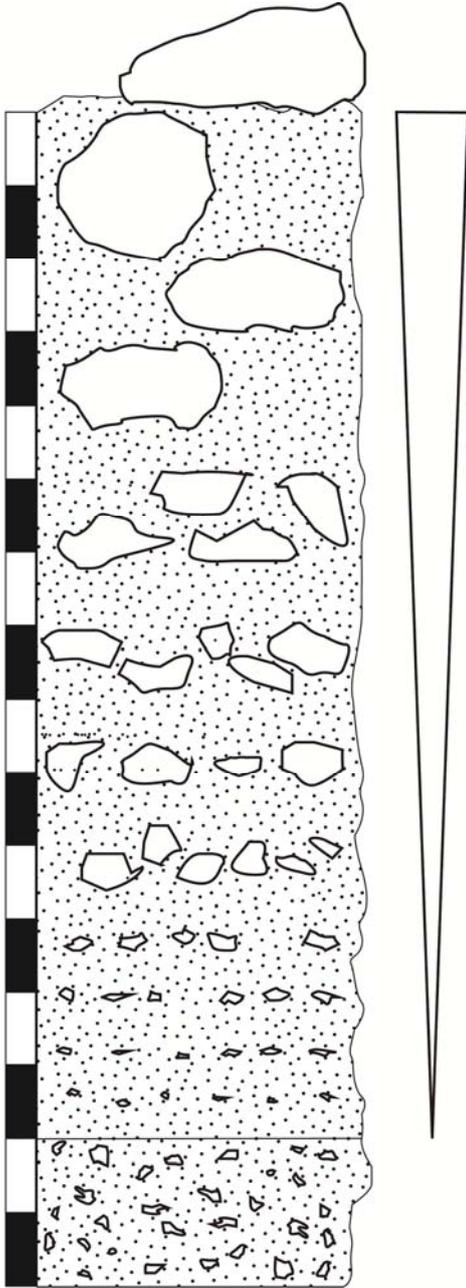
AV26



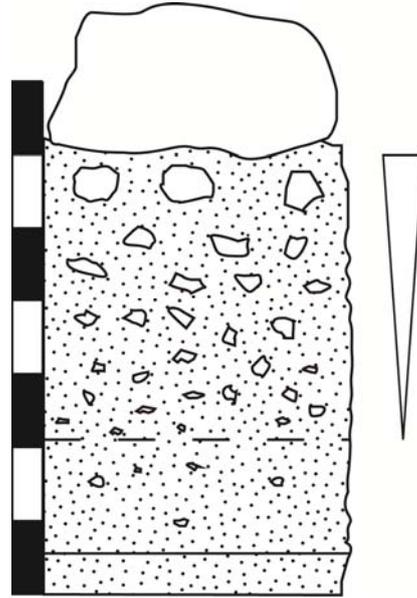
AV27



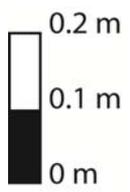
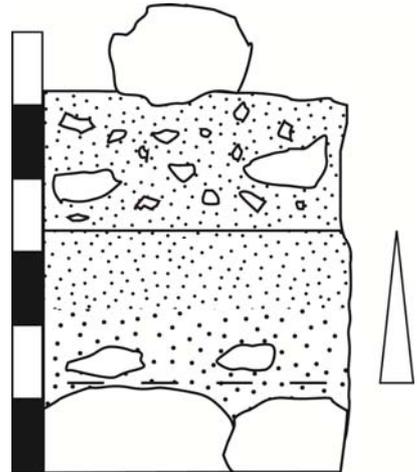
AV28



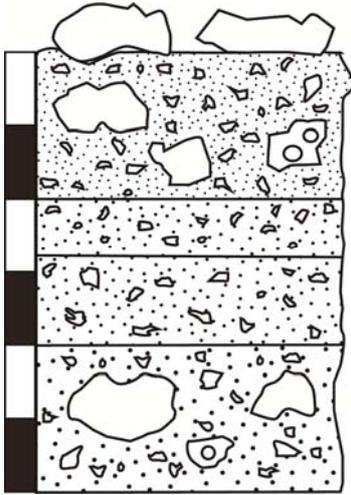
AV29



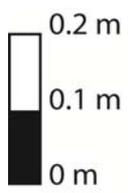
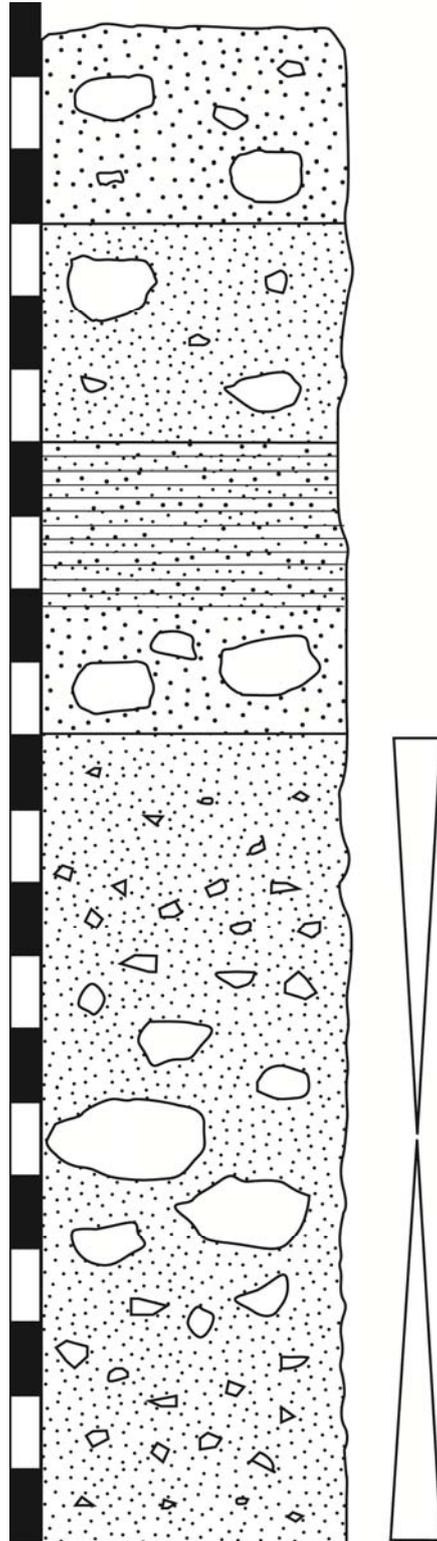
AV31



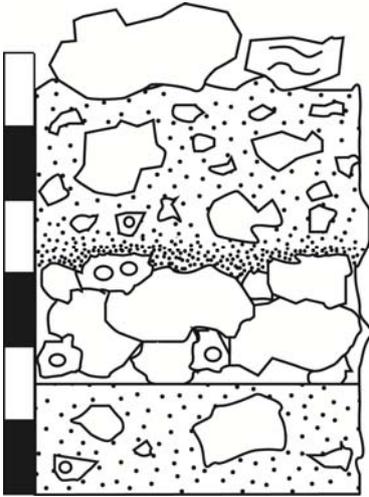
AV32



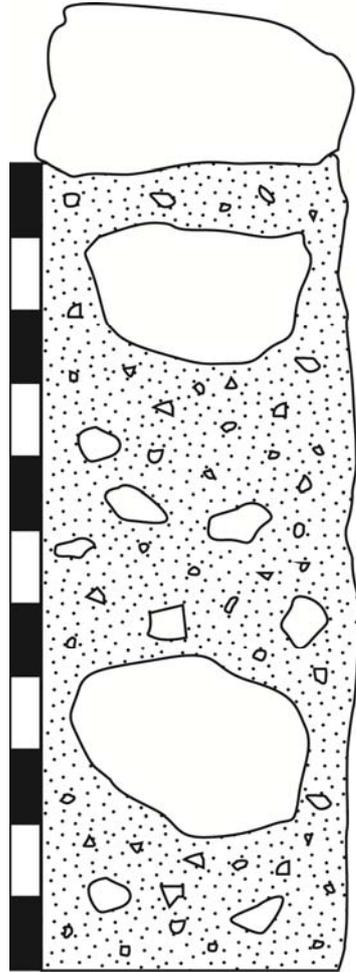
AV33



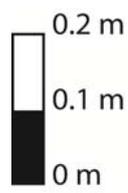
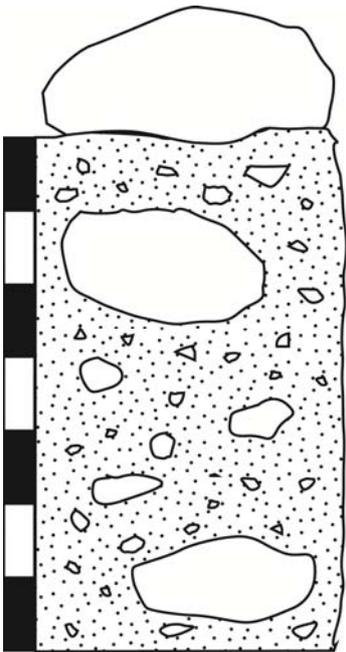
AV34



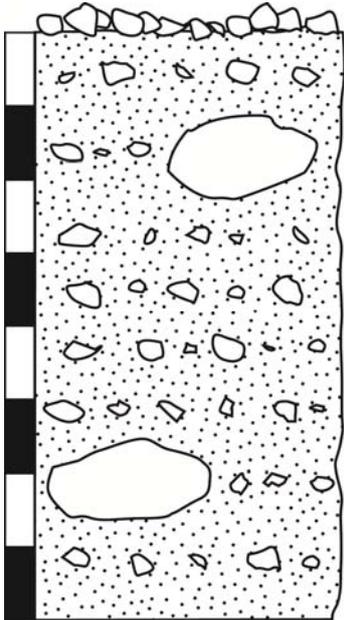
AV36



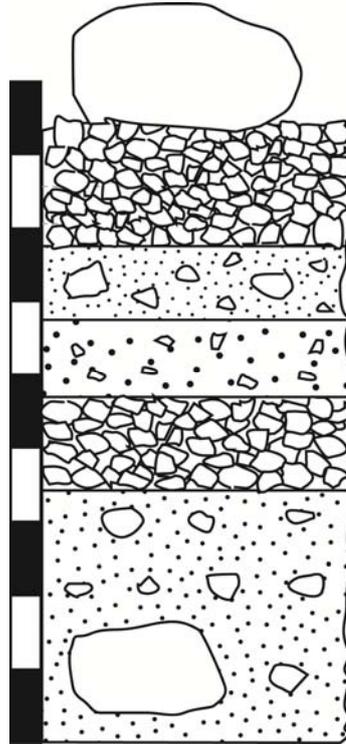
AV35



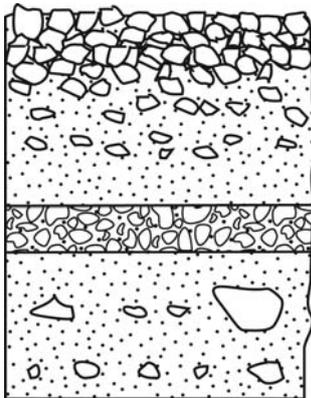
AV37



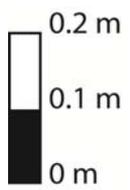
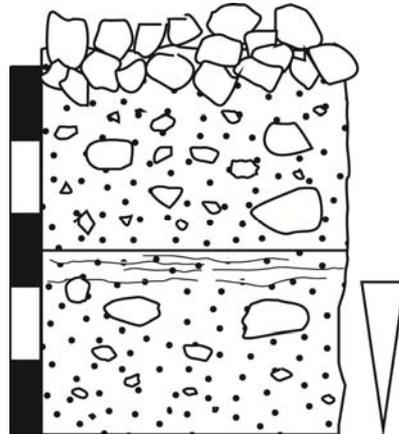
AV38b



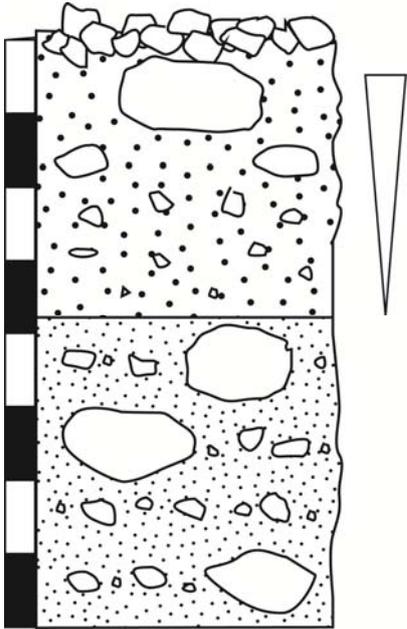
AV38a



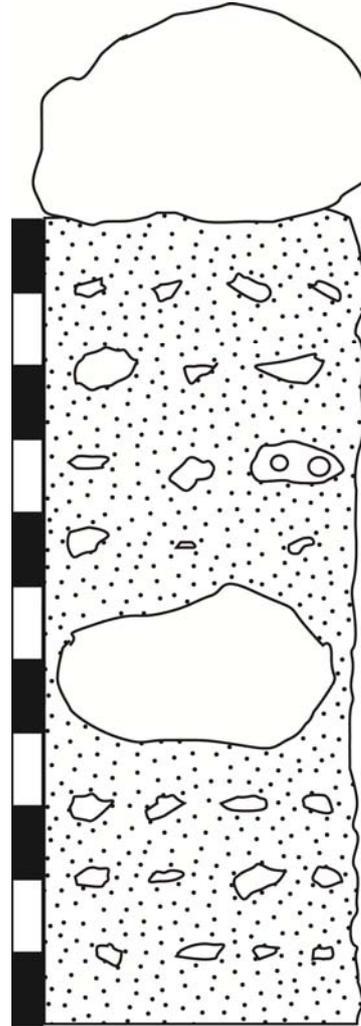
AV39a



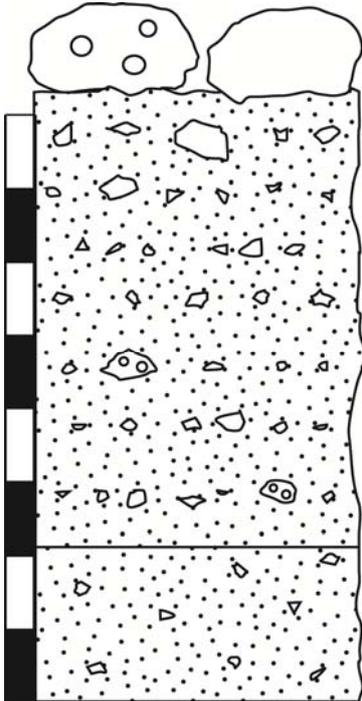
AV39b



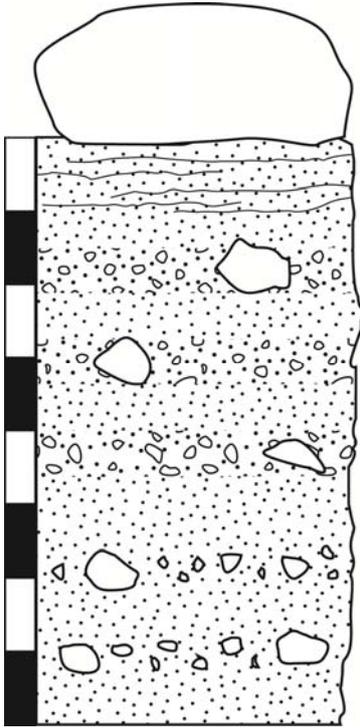
AV40b



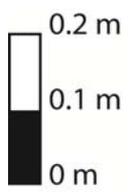
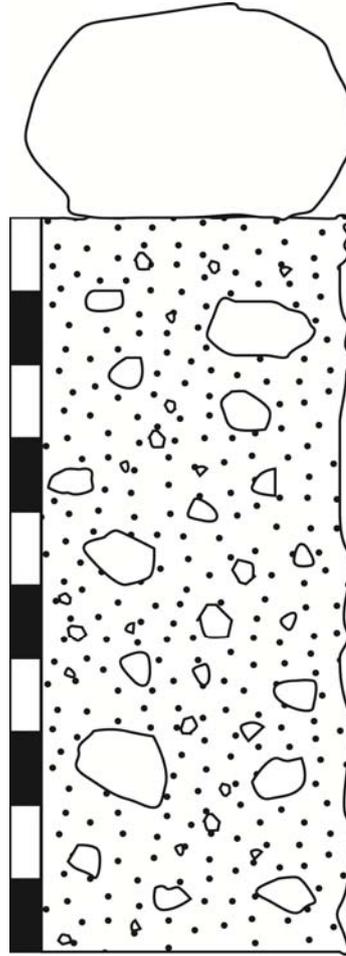
AV40a



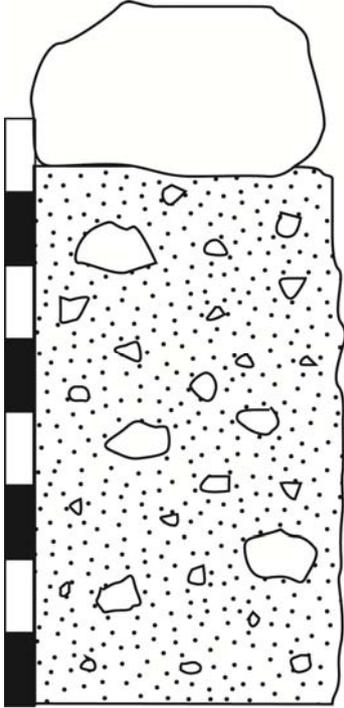
AV40c



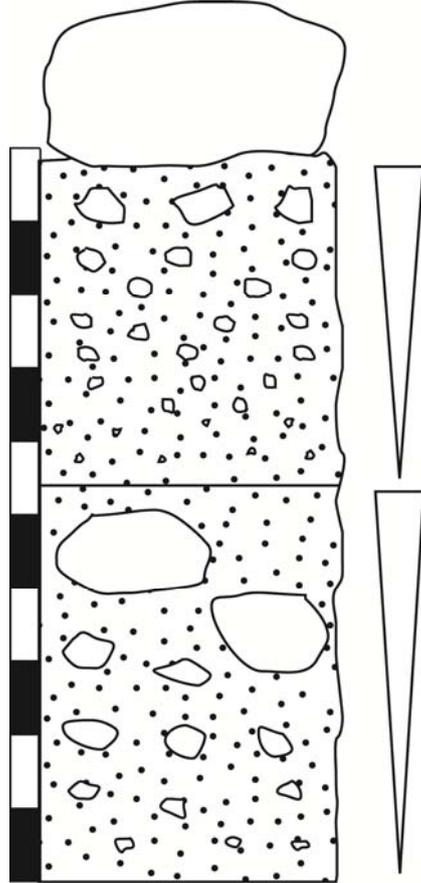
AV40d



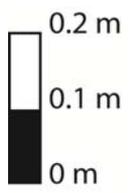
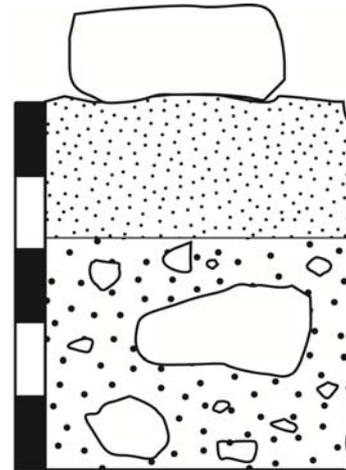
AV41



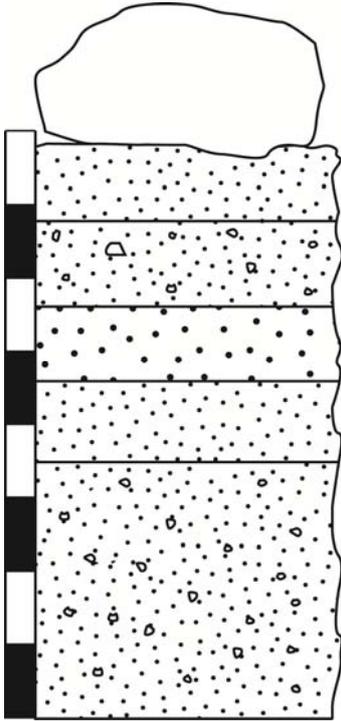
AV42a



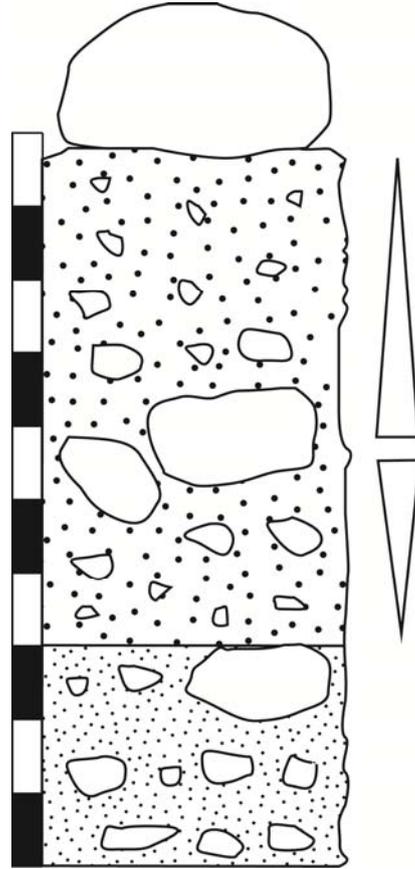
AV42b



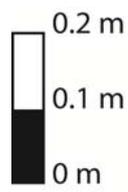
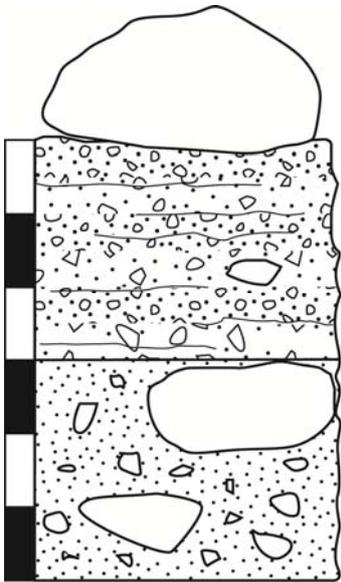
AV43



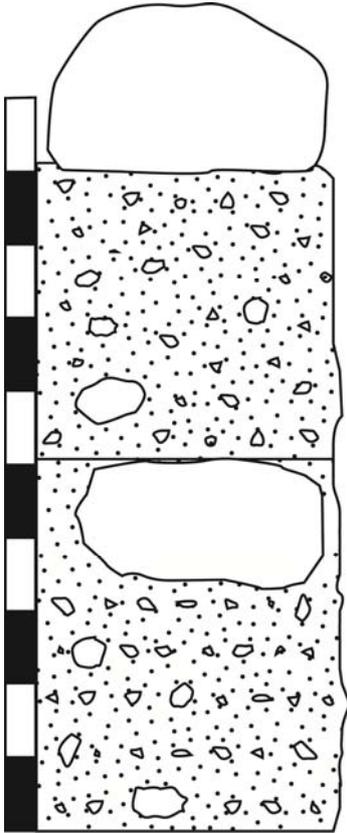
AV45



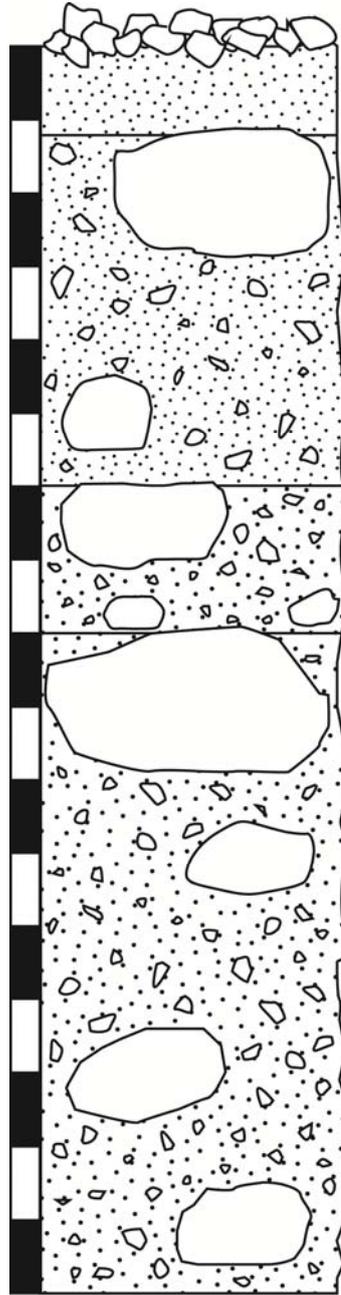
AV44



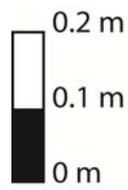
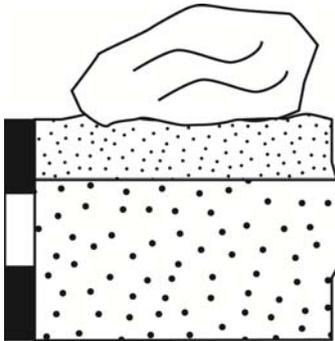
AV46



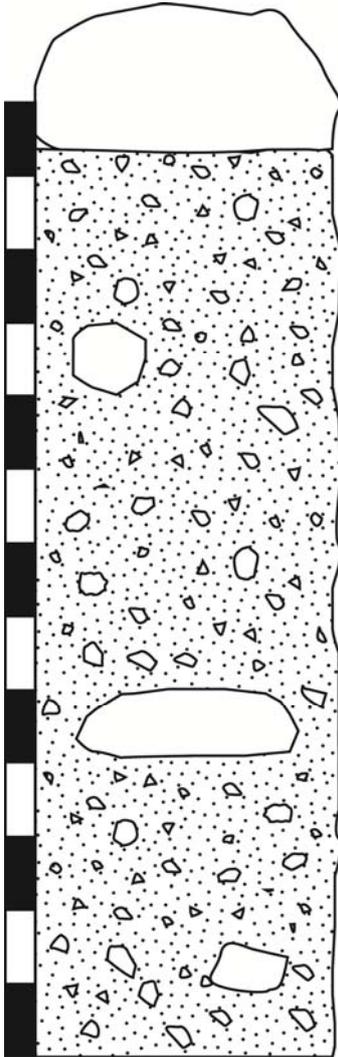
AV48



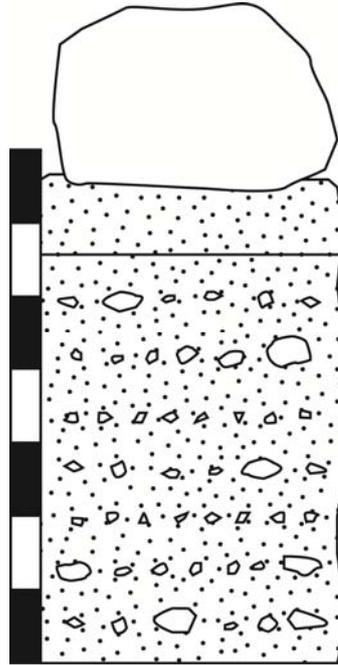
AV47



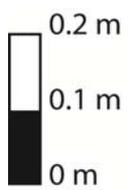
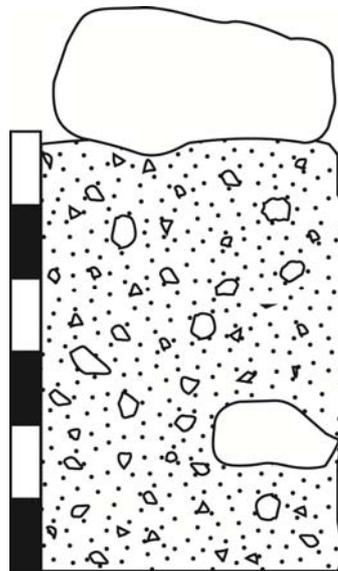
AV49



AV50



AV51



AV52

