

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO

FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA Y METALÚRGICA

ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA



“ESTUDIO ESTRATIGRÁFICO Y SEDIMENTOLÓGICO DEL DEPÓSITO DE CAÍDA PLINIANA DE LA ERUPCIÓN DEL AÑO 1600 D.C. DEL VOLCÁN HUAYNAPUTINA”

TESIS

PRESENTADA POR:

SAIDA BLANCA JAPURA PAREDES

PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE:

INGENIERO GEÓLOGO

PUNO - PERU

2018

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO - PUNO
FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA Y METALURGIA
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLOGICA

TESIS

**“ESTUDIO ESTRATIGRÁFICO Y SEDIMENTOLÓGICO DEL
 DEPÓSITO DE CAÍDA PLINIANA DE LA ERUPCIÓN DEL AÑO 1600
 D.C. DEL VOLCÁN HUAYNAPUTINA”**

PRESENTADA POR:

Saida Blanca Japura Paredes

PARA OPTAR EL TITULO PROFESIONAL DE:

INGENIERO GEÓLOGO



APROBADA POR:

PRESIDENTE:

Dra. Sofia Lourdes Benavente Fernandez

PRIMER MIEMBRO:

Dr. Miguel Elias Calcina Benique

SEGUNDO MIEMBRO:

Msc. Flavio Rosado Linares

DIRECTOR / ASESOR:

Ing. Luis Vicente Ortiz Gallegos

ÁREA : Vulcanología
TEMA : Tefroestratigrafía

Fecha de sustentación: 30 de octubre del 2018

PUNO – PERÚ

2018

DEDICATORIA

Con infinito agradecimiento, dedico mi tesis a mi madre Blanca Paredes, por ser el pilar de mi vida, apoyarme en todo momento, por sus consejos, sus valores, por la motivación constante que me ha permitido ser una persona de bien, pero más que nada por su amor.

A mi padre Roger Japura, por sus consejos y su apoyo incondicional.

A mi hermano Anthony y primos Mathius, Emmy y Josep, por darme su apoyo y su cariño en todo momento

A mis tías Basilia, Libia, Virginia y Reyna por su apoyo constante e incondicional.

AGRADECIMIENTO

Agradezco a Dios padre por las infinitas bendiciones que me da cada día.

A mis padres por toda la paciencia, esfuerzo y sacrificio que han hecho para logarme profesional, a mi hermano por sus consejos tan importantes.

A FONDECYT por la subvención brindada al presente trabajo de investigación, según convenio de cofinanciamiento N° 015-2017 FONDECYT denominado “Evaluación de los impactos de la erupción del Volcán Huaynaputina a partir del estudio tefroestratigráfico y paleoclimático y sus aplicaciones en la evaluación y difusión del conocimiento del riesgo en la región Moquegua”

Al observatorio vulcanológico del INGEMMET por haberme permitido aprender en el proyecto GA-17C denominado “Estudio de la erupción del volcán Huaynaputina del año 1600 d.C.”.

Al Dr. Marco Rivera Porras y al Dr. Jaen-claude Thouret por brindarme facilidades para desarrollar la presente tesis. Al Msc. Jersy Mariño Salazar por impartirme sus conocimientos y sus enseñanzas en campo, las que han sido fundamentales para la elaboración de esta Tesis.

A la Universidad Nacional del Altiplano (UNA), en especial a la Escuela Profesional de Ingeniería Geológica cuyos docentes me impartieron conocimientos y enseñanzas muy importantes para mi formación como profesional.

Agradezco al Ing. Luis Ortiz Gallegos asesor académico y los miembros del jurado de la Universidad Nacional del Altiplano (UNA), por su apoyo y sugerencias en la elaboración y culminación de esta tesis.

Agradecimiento especial al Msc. Rigoberto Aguilar, Ing. Luisa Macedo e Ing. Domingo Ramos por su apoyo y consejos constante.

A cada miembro de mi familia por sus recomendaciones y apoyo moral. A mis amigos Ivonne Lazarte, David Valdivia, Jessica Vela, Nelida Manrique, Rosa Anccasi, Mayra

Ortega, Edu Taipe, Lourdes Choquehuanca, Clenia Ampuero, Paola Sánchez, Kevin Cueva Yhon Soncco, Dr. Antony Finizola, Dr. Raphael Antoine, Rachel Mazzucco, Lilian Thouret.

INDICE GENERAL

DEDICATORIA.....	II
AGRADECIMIENTOS.....	III
ÍNDICE DE FIGURAS.....	IX
ÍNDICE DE TABLAS.....	XIII
ÍNDICE DE ACRÓNIMOS.....	XIV
RESUMEN.....	XVII
ABSTRACT.....	XVIII

CAPÍTULO I INTRODUCCIÓN

1.1 JUSTIFICACIÓN	2
1.2 OBJETIVOS DEL ESTUDIO	3
1.2.1 Objetivo general	3
1.2.2 Objetivos específicos.....	3
1.3 POBLACIÓN	3

CAPITULO II REVISIÓN DE LITERATURA

2.1 MARCO TEÓRICO	5
2.1.1 Definición de un volcán.....	7
2.1.2 Tipos de volcanes.....	7
2.1.3 Productos volcánicos.....	10
2.1.4 Estilos de erupción	11
2.1.5 Depósitos de caída pliniana.....	15
2.2 ESTUDIOS GEOLÓGICOS PREVIOS	16
2.3 REPORTE HISTÓRICO	18
2.4 CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL Y LOCAL	20
2.4.1 Complejo basal de la costa.....	20
2.4.2 Formaciones del mesozoico	20

2.4.2.1	Formación Socosani	20
2.4.2.2	Grupo Yura	21
2.4.2.3	Formación Matalaque.....	23
2.4.2.4	Formación Sotillo	24
2.4.3	Rocas ígneas intrusivas.....	24
2.4.4	Formaciones del cenozoico	24
2.4.4.1	Formación Huaylillas	24
2.4.4.2	Formación Llallahui	24
2.5	MARCO TECTÓNICO REGIONAL Y LOCAL.....	25
2.5.1	Fracturas y fallas de extensión regional.....	26
2.5.2	Fracturas y fallas de extensión local	28
2.6	ESTRATO-VOLCÁN HUAYNAPUTINA.....	29
2.6.1	Domo de lava	32
2.6.2	Secuencia de depósitos de caídas piroclásticas	32
2.6.3	Secuencia de depósitos de flujos piroclásticos de bloques y ceniza	33
2.6.4	Depósito de caída de pómez	34
2.7	ESTRATIGRAFÍA DE LOS DEPÓSITOS PIROCLASTICOS DE LA ERUPCIÓN DEL AÑO 1600 D.C. DEL VOLCÁN HUAYNAPUTINA	34
2.7.1	Correlaciones de la estratigrafía con las crónicas	34

CAPITULO III

MATERIALES Y MÉTODOS

3.1	UBICACIÓN Y ACCESO	39
3.2	MATERIALES	42
3.2.1	Materiales para trabajos de campo.....	42
3.3	METODOLOGIA	42
3.3.1	Recopilación y estudio de material bibliográfico.....	43
3.3.2	Trabajo de campo.....	43
3.3.3	Trabajo de laboratorio.....	44
3.3.4	Análisis y discusión de los resultados	54

CAPITULO IV

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1	SECUENCIA ESTRATIGRÁFICA DE LOS DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS DE LA ERUPCIÓN DEL VOLCÁN HUAYNAPUTINA DEL AÑO 1600 D.C.	55
4.1.1	Unidad 1, depósito de caída pliniana	57
4.1.2	Unidad 2, depósito de capas de ceniza	63
4.1.3	Unidad 3, Corrientes de densidad piroclástica (CDP)	64
4.1.4	Unidad 4, depósito de caída de lapilli y ceniza conformada de cristales libres 67	
4.1.5	Unidad 5, depósito de flujo de ceniza	69
4.1.6	Interpretación de los depósitos	70
4.2	DISTRIBUCIÓN GRANULOMÉTRICA DEL DEPÓSITO DE CAÍDA PLINIANA	76
4.2.1	Resultados de los parámetros estadísticos del depósito de la caída pliniana por zonas	77
4.2.1.1	Interpretación de los parámetros estadísticos	83
4.2.1.2	Diagrama de Walker (1971)	88
4.3	CARACTERÍSTICAS LITOLÓGICAS DE LOS COMPONENTES	90
4.3.1	Análisis de los componentes del depósito de la caída pliniana	92
4.3.1.1	Características de los componentes litológicos en la zona proximal	93
4.3.1.2	Características de los componentes litológicos en la zona medial ..	98
4.3.2	Resumen de análisis de los componentes litológicos	102
4.4	CALCULO DE LA DENSIDAD DE TEFRAS.....	104
4.4.1	Estimación de la densidad con el “Principio de Arquímedes”	105
4.4.1.1	Datos obtenidos según el Principio de Arquímedes	107
4.4.2	Estimación de la densidad con el Picnómetro Mecánico.....	108
4.4.2.1	Datos obtenidos según con el Picnómetro Mecánico	109
4.1.1.	Análisis de la densidad en la zona proximal y medial	109
4.5	PARÁMETROS DE LA FUENTE DE ERUPCIÓN Y ANÁLISIS DE LA DISPERSIÓN DE LA CAÍDA PLINIANA.....	111
4.5.1	Mapa de isópacas	112
4.5.1.1	Estimación del volumen del depósito de caída pliniana.....	115
4.5.2	Mapa de isopleas de pómez y líticos	125
4.5.2.1	Mapa de isopleas de Pómez	125
4.5.2.2	Mapa de isopleas de líticos	128

4.5.2.3	Cálculo de la altura de la columna eruptiva	130
4.5.3	Dispersión de la caída pliniana	134
4.5.3.1	Diagrama de Walker (1971)	134
4.5.4	Cálculo de los parámetros físicos de la erupción	135
4.5.4.1	Densidad global del depósito de caída pliniana.....	135
4.5.4.2	Cálculo de la masa del depósito de caída pliniana	135
4.5.4.3	Cálculo del volumen de Roca Densa Equivalente (VDRE)	136
4.5.4.4	Cálculo de la tasa de descarga de masa.....	136
4.5.4.5	Duración de la erupción	137
4.5.5	Cálculo de la magnitud e intensidad de la caída pliniana.....	138
4.5.6	Índice de explosividad volcánica (IEV).....	139
CONCLUSIONES		141
RECOMENDACIONES.....		143
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS		144
ANEXOS.....		149

ÍNDICE DE FIGURAS

Nº	Descripción	Pág.
Figura 2.1.	Modelo teórico de un margen continental activo.....	5
Figura 2.2.	Zonas volcánicas en los Andes de Sudamérica.	6
Figura 2.3.	Estratovolcán o volcán compuesto.	7
Figura 2.4.	Volcán escudo.....	8
Figura 2.5	Caldera volcánica.....	8
Figura 2.6.	Volcán soma	8
Figura 2.7.	Cono de escoria	9
Figura 2.8.	Caldera volcánica.....	9
Figura 2.9.	Caldera volcánica.....	10
Figura 2.10.	Erupción Hawaiana en el volcán Kilauea.....	12
Figura 2.11.	Erupción estromboliana en el volcán Estromboli.	13
Figura 2.12.	Erupción Vulcaniana en el volcán de Fuego.....	13
Figura 2.13.	Erupción peleana en el volcán Sinabung.....	14
Figura 2.14.	Erupción pliniana del volcán Pinatubo.	14
Figura 2.15.	Erupción submarina.	15
Figura 2.16.	Erupción freática en el volcán Mt. St. Helens	15
Figura 2.17.	Afloramiento de rocas sedimentarias del Grupo Yura y Formación Socosani	21
Figura 2.18.	Afloramiento de rocas volcánicas de la formación Matalaque, rocas del Grupo Yura y Formación Soltillo.....	21
Figura 2.19.	Rocas volcánicas de la Formación Matalaque.....	23
Figura 2.20.	Afloramiento de rocas sedimentarias del Grupo Yura y rocas volcánicas de la Formación de Llallahui.	25
Figura 2.21.	Principales fallas circundantes trazadas en una stereonet. El volcán Huaynaputina (Hp) y Cerro volcán (CV) están delimitados por puntos suspendidos. b) Anfiteatro que alberga los tres cráteres del volcán Huaynaputina. Las líneas de contorno indican las seis fallas de subsidencia (F1 a F6).....	26
Figura 2.22.	Caldera de avalancha del volcán Huaynaputina observada del borde SO al NE.....	31
Figura 2.23.	Domo de lava ubicado en la pared norte de la cicatriz de colapso	32
Figura 2.24.	Pared sur de la cicatriz de colapso del volcán Huaynaputina.	33
Figura 2.25.	secuencias de depósitos piroclásticos pre 1600 d.C	34
Figura 2.26.	Pared occidental de la cicatriz de colapso del volcán Huaynaputina	34
Figura 3. 1.	Mapa de ubicación del volcán Huaynaputina.	41
Figura 3. 2.	a) Procedimiento y aplicación del Principio de Arquímedes b) instrumentos.	45
Figura 3. 3.	Plantilla mostrando los diámetros de los 5 émbolos.	46

Figura 3. 4. a) Cuatro émbolos de vidrio utilizados de diámetro 50.8, 38.1, 25.4, 19.1, 12.7 mm b) Picnómetro mecánico e instrumentos utilizados para el análisis de densidad.	46
Figura 4. 1. Zona de dispersión del depósito de caída pliniana	56
Figura 4. 2. Depósito de caída pliniana ubicado en el cráter del volcán Huaynaputina.	57
Figura 4. 3. Columna estratigráfica de los depósitos piroclásticos ubicado en la Quebrada de Calicanto a 14 km al sur del cráter.	58
Figura 4. 4. Columna estratigráfica de los depósitos piroclásticos, zona entre Jaguay Grande y Jaguay Chico al SO a 35 km del cráter.	59
Figura 4. 5. Depósito de caída pliniana ubicado al este a 9 km del cráter cerca del Paso Niño Mojo, contrario al eje de dispersión a) Depósito de caída pre-1600 d.C con 1 m de espesor.	60
Figura 4. 6. Correlación estratigráfica del depósito de caída pliniana de pómez entre el sector proximal y distal.	62
Figura 4. 7. Columna estratigráfica de los depósitos piroclásticos, en la Quebrada izquierda de Calicanto a 14 km al sur del cráter del volcán.	63
Figura 4. 8. Depósitos de la erupción del año 1600 d.C. ubicado al SO del cráter a la ribera del Rio Putina.	64
Figura 4. 9. Depósito de flujo piroclástico de pómez y ceniza, en la Quebrada Calicanto situado a 14 km al S del cráter.	65
Figura 4. 10. Columna estratigráfica de los depósitos piroclásticos Sector Campaya, ubicado a 20 km al sur del cráter.	66
Figura 4. 11. Depósitos de corrientes de densidad piroclástica (CDP). Ubicados a 12 km del cráter.	67
Figura 4. 12. Depósitos ubicados a 14 km del cráter en la zona de Calicanto.	68
Figura 4. 13. En la gráfica se observa la distribución granulométrica y variación de los parámetros estadísticos en la sección ubicada a 14 km al SO del cráter.	78
Figura 4. 14. En la gráfica se observa la distribución granulométrica y variación de los parámetros estadísticos en la sección ubicada a 38 km al SO del cráter.	80
Figura 4. 15. En la gráfica se observa la distribución granulométrica y variación de los parámetros estadísticos en la sección ubicada a 79 km al SO del cráter.	82
Figura 4. 16. En base a 126 muestras se realizó el gráfico de Asimetría (Sk1) vs Media (Mz).	85
Figura 4. 17. En base a 126 muestras se realizó el gráfico de Asimetría (Sk1) vs Kurtosis (KG).	86
Figura 4. 18. En base a 126 muestras se realizó el gráfico Desviación Estándar ($\sigma\emptyset$) vs Media (Mz).	87
Figura 4. 19. Características granulométricas del depósito de caída pliniana, ploteados en el diagrama de Walker (1971).	89

Figura 4. 20. Componente juvenil A) Pómez con alto contenido de fenocristales de plagioclasas, biotita y anfíbol. B) Pómez.	90
Figura 4. 21. Componentes líticos, A) Líticos accesorios y oxidados, B) Líticos co-genéticos.	91
Figura 4. 22 A) Cristales de plagioclasas, biotita B) cristales de plagioclasas, anfíboles y biotita.	91
Figura 4. 23. Los glomeroporfiríticos ubicado en la zona proximal.	92
Figura 4. 24. Ejemplo gráfico de la composición porcentual de los componentes litológicos por capas en la zona proximal (< 32km).	94
Figura 4. 25. Ejemplo gráfico de la composición porcentual de los componentes litológicos por capas en la zona proximal (< 32km).	95
Figura 4. 26. Ejemplo gráfico composición porcentual de los componenetes litológicos por capas en la zona proximal (< 32km).	96
Figura 4. 27. Ejemplo de la composición porcentual de los componentes litológicos por capas en la zona proximal (< 32km).	97
Figura 4. 28. Ejemplo gráfico de la composición porcentual de los componentes litológicos por capa en la zona medial (32 - 78 km).	99
Figura 4. 29. Ejemplo gráfico de la composición porcentual del conteo litológico por capas en la zona medial (32 - 78 km).	100
Figura 4. 30. Ejemplo gráfico de la composicion porcentual de los componentes litologicos por capas en la zona medial (32 - 78 km).	101
Figura 4. 31. Ejemplo gráfico de la composición porcentual de los componenetes litológicos por capas en la zona medial (32 - 78 km).	102
Figura 4. 32. Procedimiento de muestreo y mediciones de densidad, fuente.	106
Figura 4. 33. Histograma de densidad.	107
Figura 4. 34. Histograma de densidad de líticos.	108
Figura 4. 35. Picnómetro mecánico modelo GeoPyc 1360.	108
Figura 4. 36. Histograma de densidad con el picnómetro mecánico.	109
Figura 4. 37. a) Histograma de densidad de las pómez ubicadas en la zona proximal. b) Histogramas de densidad de las pómez ubicadas en la zona medial.	110
Figura 4. 38. Mapa de isópacas del depósito de caída pliniana, donde se muestra la variación del espesor (cm) con la distancia respecto al cráter.	114
Figura 4. 39. El diagrama de Pyle (1995).	119
Figura 4. 40. El diagrama de Pyle (1995) revisado por Fierstein and Nathenson (1992)	121
Figura 4. 41. El diagrama de Power Law (Bonadonna and Houghton 2005)	124
Figura 4. 42. Mapa de isopletas de pómez, se muestra pómez de 30 cm de diámetro que disminuye hasta 0.1cm en el depósito de caída pliniana.	127
Figura 4. 43. Mapa de isopletas de líticos, muestra líticos de 25 cm de diámetro que disminuye hasta los 0.1 cm en el depósito de caída pliniana.	129

Figura 4. 44. Frecuencia de las alturas diferentes de columnas de erupción entre 1975 a 1985 y alturas de tropopausa para latitudes ecuatoriales y altas).	130
Figura 4. 45. Rango de viento cruzado (xw= cross-wind) contra el rango de sotavento máximo (dw=down-wind) para clastos líticos de diámetro de 1, 2, 3 y 5 cm de diferentes erupciones (Carey and Sparks, 1986).	133
Figura 4. 46. Dispersión versus fragmentación según Walker et al (1971) para el depósito de caída pliniana de 1600 D.C.	135
Figura 4. 47. Altura de columna eruptiva versus la tasa de descarga de magma para algunas erupciones históricas. (Tomada de Sparks et al., 1997)	137

INDICE DE TABLAS

Nº	Descripción	Pág.
	Tabla 2. 1.Cronología de la erupción de 1600 d.C. Del volcán Huaynaputina basado en las crónicas (Modificado Davila, 1998; Jara et al 2000).....	38
	Tabla 3.1 Vías de acceso al volcán Huaynaputina	39
	Tabla 3.2. Poblados más cercanos e importantes al volcán Huaynaputina	40
	Tabla 3.3. Resultados de pesos parciales y porcentajes acumulados, para el análisis granulométrico de la caída pliniana en la zona proximal.	53
	Tabla 4. 1. Cuadro resumen de la secuencia estratigráfica de la erupción del año 1600 D.C. del volcán Huaynaputina.	72
	Tabla 4. 2. Resultado del conteo litológico en las cuatro fracciones, dentro de las tres zonas de dispersión	92
	Tabla 4. 3. Resultado del conteo litológico en las cuatro fracciones de la zona proximal.	93
	Tabla 4. 4. Resultado del conteo litológico en las cuatro fracciones de la zona Medial.	98
	Tabla 4. 5. Cuadro comparativo de componentes entre sectores según las fracciones.	104
	Tabla 4. 6. Área y espesor de las isópacas	113
	Tabla 4. 7. Parámetros para el cálculo del volumen acumulado con el método de diferencia de sectores.	116
	Tabla 4. 8. Parámetros para el cálculo del volumen con el método de Pyle (1989)	117
	Tabla 4. 9 Cálculos de parámetros y volumen para cada segmento	118
	Tabla 4. 10. Parámetros y cálculos de volumen con el método de la curva exponencial para los tres segmentos	120
	Tabla 4. 11. Parámetros para el cálculo de volumen con el método de power low (2005)	123
	Tabla 4. 12. Datos obtenidos para el cálculo de la altura de la columna eruptiva, xw =cross-wind rango de viento perpendicular, dw =down-wind rango de sotavento máximo (Carey y Sparks, 1986).	132
	Tabla 4. 13. Comparación de parámetros eruptivos con importantes erupciones plinianas históricas.....	139
	Tabla 4. 14. Tabla de Índice de Explosividad Volcánica (IEV).....	140
	Tabla 4.15. Lista de erupciones históricas comparando el IEV con la erupción del volcán Huaynaputina de la erupción del año 1600 d.C.....	140

ÍNDICE DE ACRÓNIMOS

a. C.	Antes de Cristo
B	Distancia del espesor máximo
b_t	Espesor de la mitad de la distancia
C	Distancia máxima alcanzada por la erupción
cm	Centímetro
CV	Cerro Volcán
D	Área encerrada por la isopaca de T_{max}
d.C.	Después de Cristo
DER	Roca densa equivalente
DEM	Modelo de Elevación Digital
DryFlo	Flujo seco
DW	Down Wind
E	Este (punto cardinal)
Ed	Tiempo de emisión o duración de la erupción
GeoPyc	Picnómetro mecánico
Hp	Volcán Huaynaputina
H_t	Altura total de la columna eruptiva
IEV	Índice de explosividad volcánica
INGEMMET	Instituto Geológico Minero y Metalúrgico
IRD	Instituto de Investigación para el Desarrollo
INEI	Instituto Nacional de Estadística e Informática
K/Ar	Datación potasio argón

k	Pendiente del logaritmo natural del espesor de la isópaca
KG	Curtosis
Ln	Logaritmo natural
m.s.n.m.	Metros sobre el nivel del mar
ML	Máximo líticos
MP	Máximo pómez
Md	Mediana (estadística)
Mz	Media (estadística)
m.	Coefficiente de ley de potencias
MDR	Tasa de descarga de masa
Mt	Masa total
N	Norte (punto cardinal)
O	Oeste (punto cardinal)
OVI	Observatorio Vulcanológico del INGEMMET
σ	Desviación Estándar
PICS	Proyecto Internacional de Cooperación Científica
PDC	Corriente de densidad piroclástica
Phi	Unidades fi (letras del alfabeto griego)
Q	Tasa de descarga volumétrica
S	Sur (punto cardinal)
SkG	Asimetría
SIG - ArcMap	Sistema de Información Geográfica
T₀	Espesor máximo extrapolado (Intersección)

UHTVG	Control estructural de Ubinas, Ticsani y Huaynaputina
USGS	Servicio Geológico de Estados Unidos
UTM	Universal Transversal Mercator
V	Volumen del depósito de caída pliniana
VDRE	Volumen de roca densa equivalente
WGS84	World Geodesic System 84
XW	Cross Wind
ZVC	Zona Volcánica de los Andes Centrales

RESUMEN

El volcán Huaynaputina está ubicado en la provincia Omate, en el extremo norte de la Región Moquegua. Es considerado un volcán activo del Sur del Perú, debido a la gran erupción explosiva (IEV 6) registrada en el año 1600 d.C. en los Andes. La erupción comenzó el 19 de febrero y se prolongó hasta el 6 o 15 de marzo del año 1600 d.C., causando graves daños al clima, población, agricultura, economía y geomorfología en el Perú y a nivel mundial. Por estas razones el presente trabajo tiene el objetivo principal de estudiar las características estratigráficas y sedimentológicas enfocada en la caída pliniana, para la reconstrucción de la dinámica eruptiva. Por ello se vinculó una serie de eventos inferidos de crónicas españolas, levantamiento de columnas estratigráficas y estudios anteriores, se identificaron 5 unidades estratigráficas conformadas por: unidad 1, depósito de caída pliniana; unidad 2, depósito de capas de ceniza; unidad 3, Corrientes de densidad piroclástica (CDP); unidad 4, depósito de caída de lapilli y ceniza conformada de cristales libres; unidad 5, depósito de flujo de ceniza. Los depósitos presentan una distribución granulométrica bimodal y unimodal en la zona proximal y distal, mientras que en la zona medial presenta una distribución únicamente unimodal. Los componentes litológicos del depósito indican una fase principalmente magmática esto es evidenciado por la gran cantidad de material juvenil. La pómez presenta una densidad de 0.7 g/cm^3 y para los líticos de 2.4 g/cm^3 . En base al mapa de isópacas se calculó un volumen eyectado de $8 \pm 1 \text{ km}^3$ con volumen de roca densa equivalente (DRE) de 3 km^3 , con una columna sostenida de $35 \pm 2 \text{ km}$, con vientos fuertes arrastraron ceniza fina hasta los 500 km del cráter en dirección NO. La tasa de descarga volumétrica esta entre 1.01×10^5 a $1.57 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{s}$ y la tasa de descarga de masa esta entre 2.20×10^8 a $4 \times 10^8 \text{ kg/s}$ con una duración de erupción mayor a 8 horas.

PALABRAS CLAVES

Huaynaputina, caída pliniana, pómez, granulometría, estratigrafía, densidad.

ABSTRACT

The Huaynaputina volcano is located in the Omate province, in the extreme north of the Moquegua Region. It is considered an active volcano in southern Peru, due to the large explosive eruption (IEV 6) recorded in 1600 AD. in the Andes. The eruption began on February 19 and lasted until March 6 or 15 of the year 1600 AD, causing serious damage to the climate, population, agriculture, economy and geomorphology in Peru and worldwide. For these reasons the present work has the main objective of studying the stratigraphic and sedimentological characteristics focused on the Plinian fall, for the reconstruction of the eruptive dynamics. For this reason, a series of events inferred from Spanish chronicles, stratigraphic columns and previous studies were linked. Five stratigraphic units were identified: unit 1, deposit of Plinian fall; unit 2, deposition of ash layers; Unit 3, Pyroclastic density currents (CDP); unit 4, lapilli drop deposit and ash formed of free crystals; Unit 5, deposit of ash flow. The deposits have a bimodal and unimodal granulometric distribution in the proximal and distal zone, while in the medial zone it has a unimodal distribution only. The lithological components of the deposit indicate a mainly magmatic phase that is evidenced by the large amount of juvenile material. The pumice has a density of 0.7 g / cm^3 and for the lithics of 2.4 g / cm^3 . Based on the map of isolates, an ejected volume of $8 + 1 \text{ km}^3$ was calculated with an equivalent dense rock volume (DRE) of 3 km^3 , with a sustained column of $35 + 2 \text{ km}$, with strong winds carrying fine ash up to 500 km from the crater in direction NO. The volumetric discharge rate is between 1.01×10^5 to $1.57 \times 10^5 \text{ m}^3 / \text{s}$ and the mass discharge rate is between 2.20×10^8 to $4 \times 10^8 \text{ kg / s}$ with a duration of eruption greater than 8 hours.

KEYWORDS

Huaynaputina, plinian fall, pumice, granulometry, stratigraphy, density.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

El estudio de los depósitos de caída de tefra son fundamentales para la vulcanología moderna, ya que preservan información importante sobre la dinámica de erupción (Cas y Wright, 1987; Sigurdsson et al., 2015; Bonadonna et al., 2016). Las características físicas de los depósitos, como el grosor, el tamaño del grano, los componentes y la densidad, se utilizan para estimar los parámetros críticos de la fuente de erupción, por ejemplo, volumen expulsado (por ejemplo, Pyle, 1989; Bonadonna y Houghton, 2005; Bonadonna y Costa, 2012), altura de la columna eruptiva (por ejemplo, Carey y Sparks, 1986) y tasa de erupción masiva (por ejemplo, Mastin et al., 2009; Degruyter y Bonadonna, 2012; Wilson y Walker, 1987). La determinación de estos parámetros es esencial para la evaluación de peligros volcánicos, ya que estos se utilizan como parámetros de entrada para realizar modelos de dispersión de tefra y clasificación de las erupciones.

En el año 1600 d.C. el volcán Huaynaputina (Moquegua), situado en el Sur del Perú, presentó una gran erupción de tipo Pliniana, con un Índice de Explosividad Volcánica (VEI) 6 (Thouret et al., 1999, 2002; Adams et al., 2001), eyectando un volumen total de la caída pliniana de 7.87 km³ (Thouret et al., 2002) a 26 km³ (Silva and Zielinski, 1998). Dicha erupción ocasionó la muerte de aproximadamente 1500 personas en los valles de Omate y Tambo (Navarro, 1994), y originó el descenso de la temperatura de -0.8 C° en el año 1601 d.C., provocando uno de los veranos más fríos de la historia en el hemisferio norte del planeta (Costa and Scaillet, 2003; Stoffel et al., 2015). Por ello es considerada una de las erupciones más voluminosas de los últimos 500 años (Fei et al., 2015; stoffel et al., 2015).

Por estas razones se ha realizado la re-evaluación del estudio tefro-estratigráfica de los productos emitidos por la erupción del volcán Huaynaputina del año 1600 d.C., con apoyo del convenio de cofinanciamiento N° 015-2017 FONDECYT enmarcado al

proyecto GA-17C denominado “Estudio de la erupción del volcán Huaynaputina del año 1600 d.C” del Observatorio Vulcanológico del INGEMMET. Así también en colaboración con un Proyecto Internacional de Cooperación Científica (PICS) y el Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD), quienes subvencionaron la estadía de 90 días en el Laboratorio de Magmas y Volcanes de la Universidad Blaise Pascal en Clermont Ferrand – Francia. En dicha estadía de investigación se estudiaron las características físicas de la pómez (densidad, permeabilidad, conectividad), para tener mejor conocimiento de la estratigrafía, sedimentología, dinámica eruptiva enfocada en la primera fase (caída pliniana) del volcán Huaynaputina del año 1600 d.C.

En el presente trabajo, primero se realizó una recopilación de estudios anteriores sobre la erupción del año 1600 d.C. del volcán Huaynaputina. Luego se describió los materiales y metodología que se utilizaron para trabajo de campo, de laboratorio y gabinete. Posteriormente se obtuvo resultados de los análisis para después discutir estos resultados y finalmente dar las conclusiones.

1.1 JUSTIFICACIÓN

Los depósitos de caída conservan información importante para reconstruir y clasificar la erupción de grandes eventos con índice de explosividad volcánica > 4 . La erupción del año 1600 d.C. del volcán Huaynaputina, del cual se tiene trabajos similares realizados por J. Dávila (1998), Thouret et al. (1997, 1998, 1999, 2002), Adams et al. (2001), que reconstruyeron de la dinámica eruptiva a través de parámetros eruptivos (volumen eyectado, altura de la columna, tasa de erupción de la masa). Sin embargo, hoy en día se han desarrollado nuevos métodos para el cálculo de parámetros; como por ejemplo el método de ley potencial (Bonadona and Houghton, 2005) para estimar del volumen. También se utilizó una base de datos más completa y se incluyó el análisis de densidad a la pómez que nos proporcionan información sobre los procesos que ocurren en el conducto. Para finalmente reconstruir la dinámica eruptiva y calcular la magnitud e intensidad de la erupción. Posteriormente estos valores son necesarios para la evaluación de riesgos volcánicos.

1.2 OBJETIVOS DEL ESTUDIO

La presente tesis tiene los siguientes objetivos:

1.2.1 Objetivo general

- Reevaluar de los parámetros eruptivos basándose en nuevos modelos y cálculos, para reconstruir la dinámica eruptiva de la erupción del año 1600 d.C. del volcán Huaynaputina.

1.2.2 Objetivos específicos

- Describir la estratigrafía del depósito de caída pliniana (unidad 1) de la erupción del año 1600 d.C. del volcán Huaynaputina.
- Determinar la distribución granulométrica del depósito de caída pliniana.
- Realizar el análisis de componentes litológicos del depósito de caída pliniana.
- Calculo de la densidad de tefras que nos permite analizar las características físicas de la pómez de la caída pliniana.
- Estimar los parámetros de la fuente de erupción.

1.3 POBLACIÓN

En un radio 15 km alrededor del volcán Huaynaputina se encuentran asentados 4 distritos con sus respectivos anexos. Según el censo del 2013 al 2015 realizado por el Instituto Nacional de Estadística e Informática INEI (Tablas 1.3 y 1.4) la población de los cuatro distritos era de 8199 pobladores.

DISTRITO	2013	2014	2015
	Total	Total	Total
Omate	4,365	4,422	4,477
Coalaque	1,183	1,154	1,125
Matalaque	1,157	1,171	1,187
Quinistaquillas	1,309	1,359	1,410

total	8,014	8,106	8,199
-------	-------	-------	-------

Tabla 1.1. Población urbana de la provincia General de Sanchez Cerro (Fuente: Instituto Nacional de Estadística e Informática INEI censo 2013 -2015).

Distrito	Centro poblado urbano	Población	Viviendas
Quinistaquillas	Tassata	10	1
	Chimpampa	120	50
	Pedregal	3	2
	San Francisco	6	4
	Santa Cruz	30	13
	Guadalupe	8	13
	Tojra	3	1
	Omate	Escobaya	95
Sabaya		30	23
Santa Cruz		8	7
San Francisco		100	58
San Juan de Dios		20	20
San Miguel		20	10
Chichilin Bajo		7	5
Chichilin Medio		12	10
Chichilin Alto		40	32
Paylogen		4	4
Quinistacas		200	200

Tabla 1.2. Población rural del distrito de Quinistaquillas y Omate. (Fuente: sistema de información Geográfica del INEI 2015.)

CAPITULO II

REVISIÓN DE LITERATURA

2.1 MARCO TEÓRICO

La Cordillera de los Andes Peruanos se encuentran localizados en el margen activo del Perú, el cual es generado por un proceso de subducción en la cual la placa de Nazca se mueve bajo la placa Sudamericana, proceso que se inició en el Jurásico Superior y continua actualmente. (Allmendinger et al., 1997). (Ramos and Aleman, 2000).

Para que se produzca volcanismo en un margen continental activo del sur del Perú, es necesario que la placa oceánica ingrese con un ángulo comprendido entre 25° y 30° , lo que permitiría que la placa oceánica se deshidrate a una determinada profundidad generando fluidos que fusionen la cuña del manto, originando así un arco volcánico (Figura 2.1).

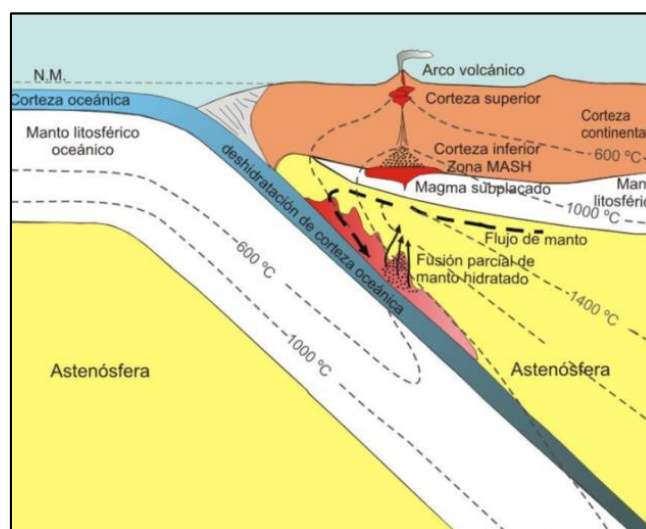


Figura 2. 1. Modelo teórico de un margen continental activo, caso de los Andes de Sudamérica (Winter, 2001).

Este mecanismo de subducción ha generado principalmente 4 zonas volcánicas distribuidas a lo largo de la Cordillera de los Andes: Zona Volcánica de los Andes del

Norte, Zona Volcánica de los Andes Centrales, Zona Volcánica de los Andes del Sur y Zona Volcánica de los Andes Australes (Figura 2.2).

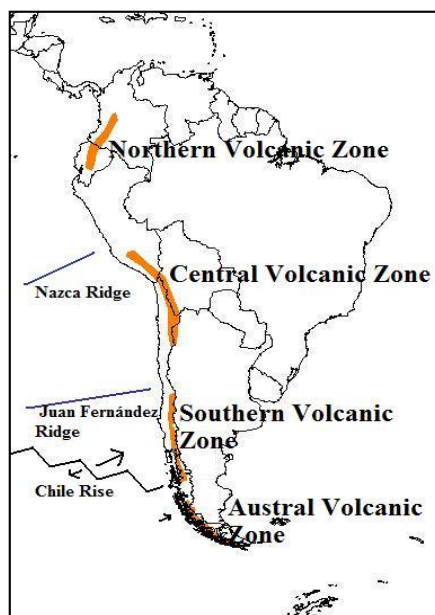


Figura 2. 2. Zonas volcánicas en los Andes de Sudamérica (Ramos y Alemán, 2000).

La Zona volcánica de los Andes Centrales está localizada entre las latitudes 15° a 28° Sur y se extiende desde el Sur de Perú, Oeste de Bolivia, Noroeste de Argentina y el Norte de Chile. Esta zona tiene una longitud aproximada de 1400 km y se caracteriza por presentar una franja de 44 volcanes activos orientados en dirección Noroeste-Sureste en el Sur de Perú y Norte-Sur, en el extremo Norte de Chile, con elevaciones comprendidas entre los 4,500 a 6,000 msnm.

Los volcanes Cuaternarios en el sur de Perú se ubican en la Cordillera Occidental de los Andes, formando parte de la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC, De Silva and Francis, 1991). Se ha identificado una docena de volcanes activos o potencialmente activos, que de NO a SE, son: Sara Sara, Solimana, Coropuna, Ampato-Sabancaya, Chachani, Misti, Ubinas, Ticsani, Huaynaputina, Tutupaca, Yucamane y Casiri (Simkin and Siebert, 1994).

Estos volcanes se emplazaron durante el Plio-Pleistoceno, dominado por emisiones de lava y productos piroclásticos, donde predominan las rocas de composición andesítica, aunque también se encuentran rocas de composición dacítica y riolítica,

mientras que las rocas de composición más básica (andesitas basálticas y basaltos) son raras o están ausentes. Algunos de estos volcanes actualmente muestran actividad fumarólica, caso del volcán Ubinas y en mayor intensidad el volcán Sabancaya.

2.1.1 Definición de un volcán

Los volcanes son estructuras situadas en la superficie terrestre, formado por la acumulación de materiales provenientes del interior de la tierra. Un volcán es el resultado de un complejo proceso que incluye la formación, ascenso, evolución, emisión de magma y depositación de los materiales volcánicos.

2.1.2 Tipos de volcanes

Los volcanes se distinguen dependiendo de su forma, del sistema de suministro de magma, lugares de su ocurrencia, forma de actividad y estado. A continuación, se presentan algunos ejemplos clasificados de acuerdo a su forma exterior:

a) Volcán compuesto o estratovolcán

Un estratovolcán o volcán compuesto tiene una forma exterior cónica con flancos empinados y se compone de capas de lavas y piroclastos (ceniza, bombas, etc.) alternándose. Son estructuras que pueden alcanzar 8000 metros de altura y generalmente tienen un cráter en la cima, el cual puede contener un conducto o varios (Figura 2.3).

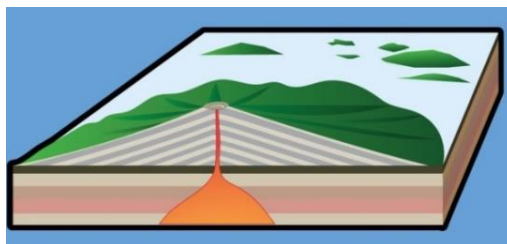


Figura 2. 3. Estratovolcán o volcán compuesto.

b) Volcán escudo

Un volcán escudo se construye sucesivamente de lavas fluidas que van formando un edificio con poca pendiente (máx. 7 Grados) en forma de escudo. Estos volcanes se construyen lentamente, cuando la lava sale del conducto central (o grupo) hacia todas

direcciones y luego se enfría para formar capas con ángulos suaves. De esta manera se pueden construir edificios de grandes dimensiones (Figura 2.4).

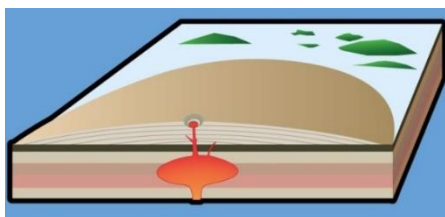


Figura 2. 4. Volcán escudo.

c) Caldera volcánica

Una caldera volcánica se puede formar por erupciones explosivas o por el colapso de cámaras magmáticas someras, las cuales han sido vaciadas durante erupciones anteriores (Figura 2.5).

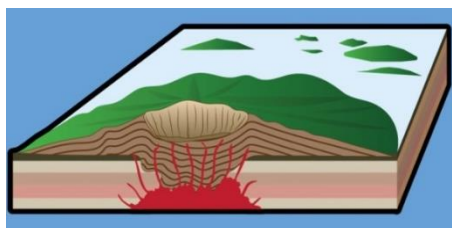


Figura 2. 5 Caldera volcánica

d) Volcán somma

El volcán somma es una caldera volcánica que ha sido ocupada por un nuevo cono central, es decir, se construye un nuevo edificio volcánico dentro de la caldera. El nombre proviene del Monte Somma, un estratovolcán en el sur de Italia (Figura 2.6).

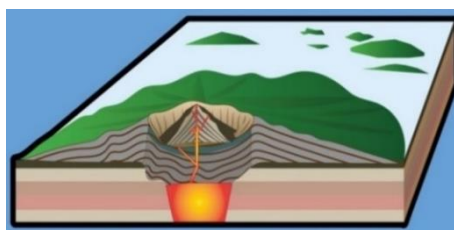


Figura 2. 6. Volcán soma

e) Cono de escoria

Los Conos de escoria se construyen a partir de fragmentos de lava eyectados por una sola chimenea volcánica, los cuales se acumulan para formar un cono de pequeñas dimensiones, normalmente no superan los 1000 metros (Figura 2.7).

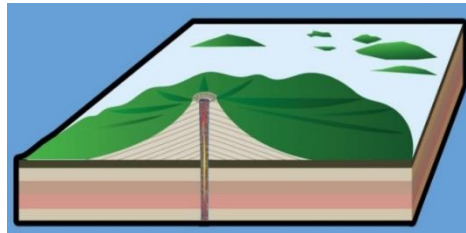


Figura 2. 7 Cono de escoria

f) Domo de lava

Los Domos de lava se forman a partir de pequeñas masas de lava, demasiado viscosa para fluir una distancia considerable; por ello, cuando sale del conducto, la lava se acumula alrededor y encima de la chimenea. La mayoría de los domos crecen a través de la expansión desde adentro. Los domos generalmente se encuentran dentro de los cráteres o en los flancos de estratovolcanes (Figura 2.8).

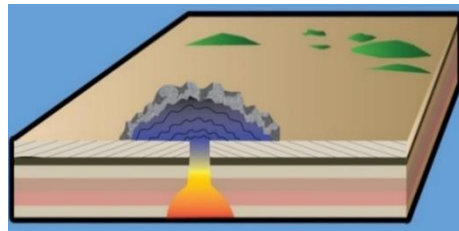


Figura 2. 8. Caldera volcánica

g) Maar o cráteres de explosión

Maars o cráteres de explosión (anillo de toba y cono de toba) son cráteres que se formaron durante una expansión violenta de vapor de agua, cuando se encuentran agua subterránea y magma (erupción freatomagmática). Los maars pueden ser circulares u ovaladas y tienen un borde bajo formado del material expulsado. Los cráteres se llenan generalmente con agua después de la erupción (Figura 2.9).

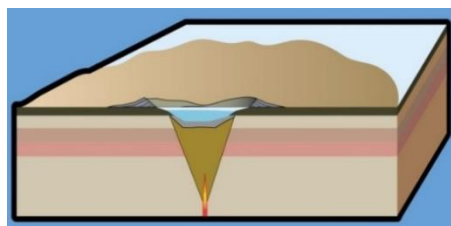


Figura 2. 9. Caldera volcánica

2.1.3 Productos volcánicos

a) Piroclasto

Los piroclastos son fragmentos que se forman durante la actividad volcánica explosiva por procesos de fragmentación o cristalización directa de material líquido o sólido. El material piroclástico se expulsa hacia el aire y al caer de vuelta a la superficie se va enfriando. Este material se clasifica según su tamaño (según la IUGS-International Unión of Geological Sciences) en: “bloques” y “bombas”, que son los clastos más grandes (>64 mm), “lapilli” que comprenden tamaños entre 2 y 64 mm y ceniza (el material más fino < 2mm).

b) Obsidiana

La obsidiana se forma cuando una lava muy ácida (mucho SiO₂) se enfría rápido para formar así un vidrio volcánico que no contiene cristales visibles. La obsidiana es muy dura y quebradiza y se rompe formando bordes afilados, por lo que se ha usado en tiempos prehispánicos para cortar y perforar.

c) Bloques y bombas

La diferencia entre bloques y bombas es su formación, ya que la forma exterior y la superficie de las bombas indican que este tipo de piroclasto estaba líquido durante su formación y transporte, mientras que la forma más angular del bloque sugiere que ya estaba en estado sólido cuando se formó. Bombas y bloques son expulsados por un volcán de manera balística y pueden tener un tamaño de hasta varios metros en diámetro.

d) Lapilli

Los lapilli son piroclastos de 2 a 64 mm. Cuando los lapilli son de composición basáltica (poco SiO₂) pueden enfriarse muy rápidamente estando en el aire, formando así lapilli en forma de gota (lágrimas de Pelee) y cuando son estirados por vientos fuertes se convierten en filamentos muy largos y finos (Cabello de Pelee).

e) Escoria

Comúnmente son de composición basáltica, de color gris a gris oscuro (o rojizo) con vesículas (cavidades de burbujas) relativamente grandes, comparado con reticulita ("pómez" basáltica). Las personas la conocen como "grava" o gravilla.

f) Pómez

La "pómez" o pumita son piroclastos de cualquier tamaño, que tienen composiciones ácidas (mayor contenido de sílice), colores claros y abundantes vesículas. Estas vesículas, cavidades de burbujas, abundantes provocan que la pómez sea tan ligera que flota en el agua.

g) Ceniza

Como ceniza se denominan los piroclastos muy pequeños (< 2mm) que, junto con bombas y lapilli se forman durante erupciones explosivas. La ceniza se compone de fragmentos de lava y vidrio, roca volcánica pulverizada y/o de cristales.

2.1.4 Estilos de erupción

Durante una fase de actividad volcánica, un volcán puede mostrar diferentes tipos de comportamiento. La mayoría de los nombres de los diferentes tipos de erupciones tienen su origen en volcanes que muestran cierto tipo de comportamiento predominantemente.

Existen otras maneras de clasificar las erupciones, como la altura de la columna eruptiva. Sin embargo, un volcán puede mostrar diferentes estilos de erupción durante su tiempo de vida, y hasta incluso durante una fase de actividad.

a) Erupción Hawaiana

Las erupciones hawaianas son erupciones tranquilas, poco explosivas, con producción continua de magma en pequeños volúmenes. Se caracteriza por erupciones efusivas de lavas basálticas muy fluidas con muy poco contenido de gas. Este tipo de erupciones no se centralizan en un solo cráter, sino que ocurre en cráteres alrededor de la cima y de fisuras (Figura 2.10).

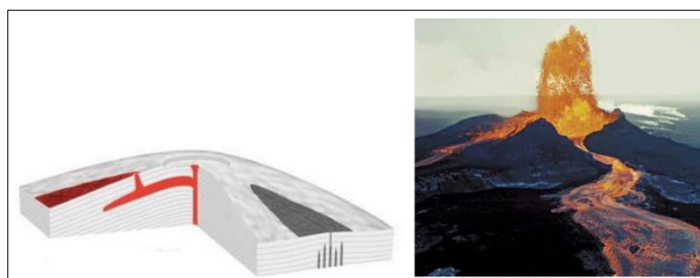


Figura 2. 10. Erupción Hawaiana en el volcán Kilauea (Hawai)

b) Erupción estromboliana

El término estromboliano se ha usado para una gran variedad de erupciones; sin embargo, las erupciones estrombolianas se caracterizan por erupciones explosivas de corta duración de lava con una viscosidad intermedia, muchas veces arrojada al aire (cientos de metros de altura de columnas eruptivas).

En el interior, las burbujas se acumulan, que se elevan dentro de la columna de lava hasta llegar a la superficie, donde estallan con un ruido, arrojando magma. Por la alta presión de gas, las erupciones de este tipo son explosivas y episódicas (minutos a minutos). No obstante, éstas no generan mucho daño, por lo que pertenecen a las erupciones menos peligrosas. Los fragmentos (bombas y lapilli) se arrojan al aire y caen en trayectorias parabólicas alrededor del cráter para formar un cono a través del tiempo (Figura 2.11).

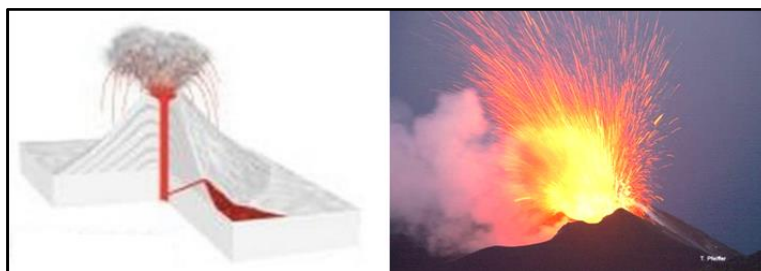


Figura 2. 11. Erupción estromboliana en el volcán Estromboli (2006).

c) Erupción vulcaniana

El nombre de las erupciones vulcanianas proviene del volcán “Vulcano”. Este tipo de erupciones son explosivas con columnas de 5-10 km. Una señal del comienzo de una actividad vulcaniana es la creación de un domo de lava, también formando flujos piroclásticos. Al crecer los depósitos cerca del cráter se componen de grandes bloques y bombas volcánicas, la mayoría de los depósitos son cenizas finas.

En su actividad inicial son explosiones de corta duración (minutos a horas) arrojando bombas y bloques. El magma es altamente viscoso y se desgasifica difícilmente, éste se acumula a presión hasta arrojar el tapón resultando en una erupción explosiva. Las bombas erosionan el domo de lava, después, la erupción cambia su estilo a más tranquilo y continuo (Figura 2.12).

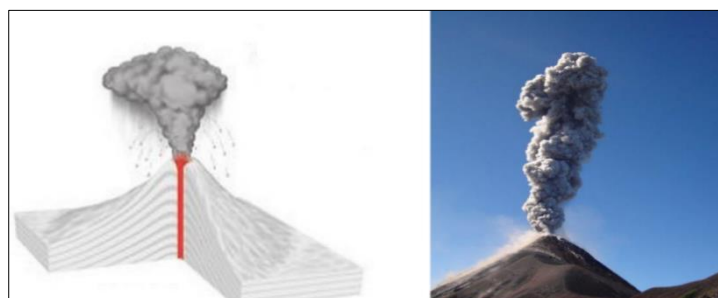


Figura 2. 12. Erupción Vulcaniana. Erupción del volcán de Fuego (Guatemala).

d) Erupción peleana

Las erupciones peleanas son denominadas así por el Monte Pelée (última erupción en 1902). Este tipo de erupciones crea columnas eruptivas enormes, arrojando gran cantidad de gas, polvo y fragmentos de lava por el cráter del volcán, generados por el colapso de domo de lava (riolita, dacita, andesita).

Antes del evento, un domo de lava crece y se colapsa generando flujos piroclásticos y ceniza que se mueven a más de 150 km/h. Son similares a las erupciones vulcanianas, pero la presión se acumula más y se libera durante una sola gran erupción en vez de varias (Figura 2.13).

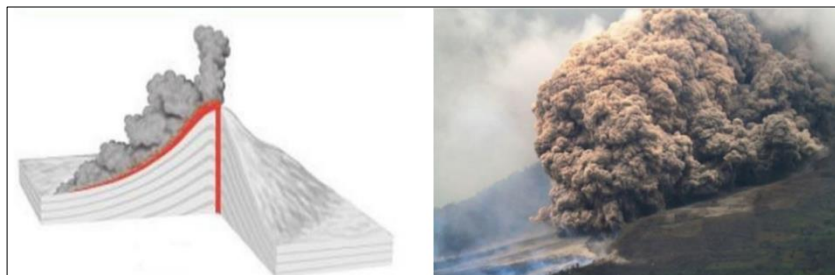


Figura 2. 13. Erupción peleana en el volcán Sinabung – Sumatra en el año 2014 (Indonesia).

a) Erupción pliniana

Las erupciones plinianas (o vesubianas) son llamadas así por la erupción del Monte Vesubio (79 d. C.) descrita por Plinio el Joven. El proceso inicia en la cámara magmática donde los gases vesiculares ascienden a través del conducto, cuando se alcanza un 75% del volumen explotan. La explosión lleva gas y magma a la superficie en una columna eruptiva. Estas columnas altas son una característica típica de erupciones plinianas (2-45 km), ya que alcanza la estratósfera. Los magmas son ricos en volátiles (dacitas y riolitas). Las regiones afectadas por este tipo de erupciones sufren de caída de pómez y de ceniza que puede cubrir áreas vastas (Figura 2.14).

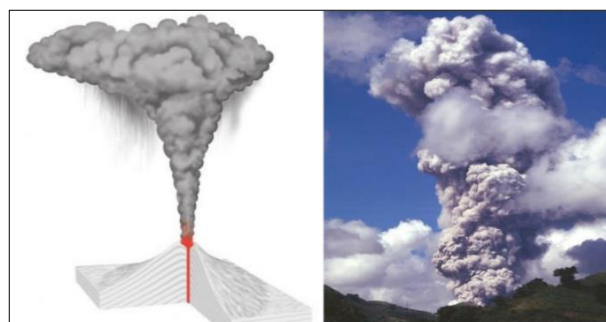


Figura 2. 14. Erupción pliniana del volcán Pinatubo en el año 1991 (Filipinas).

e) Erupción freatomagmática submarina

Las erupciones submarinas, como su nombre lo indica, ocurren bajo el agua. Éstas pueden producir seamounts para luego convertirse en islas volcánicas. Éstas son compuestas comúnmente de basalto, andesita, andesita basáltica e incluso de dacita. Hoy en día, existen más de 100,000 volcanes de éste tipo (Figura 2.15).



Figura 2. 15. Erupción submarina.

f) Erupción freática

Las erupciones freáticas ocurren cuando el magma se pone en contacto con agua subterránea o superficial, provocando una expansión de gas (vapor), agua, ceniza y piedras. La característica distintiva de este tipo de erupciones es que solo expulsa fragmentos de rocas pre-existentes del conducto volcánico (no magma).

En ocasiones, la actividad freática puede ser un precursor de erupciones, ya que debilitan la roca. También, este tipo de eventos son disparados por la actividad sísmica y pueden generar oleadas piroclásticas, lahares avalanchas, lluvia de bloques volcánicos, y liberar gases tóxicos (Figura 2.16).

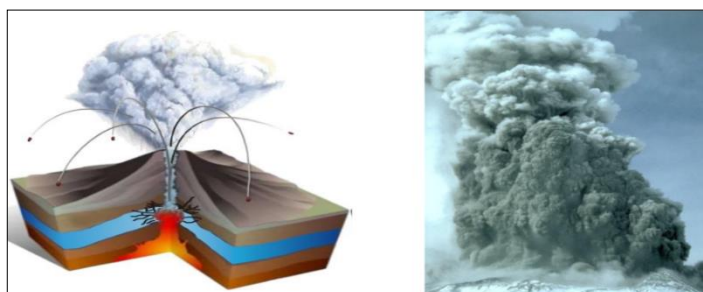


Figura 2. 16. Erupción freática en el volcán Mt. St. Helens (1980).

2.1.5 Depósitos de caída pliniana

los depósitos resultan de la actividad explosiva sostenida, caracterizada por la emisión de magma altamente fragmentada (pómez y ceniza), el cual da lugar a la formación de columnas eruptivas sostenidas, con una capacidad sustancial para transportar grandes volúmenes de partículas sólidas (Rosi, 1996).

Con base en su estratificación, los depósitos plinianos pueden clasificarse en: masivo, estratificado simple y múltiple, tal como lo propone Rosi (1996)

Depósitos masivos. Resultan de la acumulación de pómez, líticos y cristales libres cayendo de columnas eruptivas que permanecen estables por varias horas (Rosi, 1996). Los depósitos no están estratificados y comúnmente muestran gradación inversa. La dispersión de los depósitos está controlada por las plumas dinámicas y las condiciones de viento. Lejos de la fuente estos depósitos experimentan un adelgazamiento y las partículas se vuelven más finas, esto va acompañado por cambios significativos en la proporción de diferentes constituyentes (líticos, cristales, vidrio) como resultados del fraccionamiento eólico.

Depósitos plinianos simples estratificados. Consiste de diferentes capas de caída separadas por saltos granulométricos o la interposición de otros tipos de depósitos piroclásticos (oleadas o flujos). Algunas veces presentan gradación inversa o normal (Rosi, 1996).

Depósitos plinianos múltiples. Resultan de la yuxtapuesta de diferentes capas de caída producidas por erupciones discretas e intervalos de días a meses (Rosi, 1996). Cerca de la fuente, las capas son separadas a menudo por unidades volcánicas gruesas (oleadas o flujos).

Las capas de caída individuales se distinguen por saltos granulométricos, por la superposición de capas de ceniza y cambios en la proporción relativa de componentes. Una característica común observada en estos depósitos es el espesor limitado de las capas individuales, un hecho que hace difícil su seguimiento lateral.

2.2 ESTUDIOS GEOLÓGICOS PREVIOS

Los estudios previos realizados sobre el volcán Huaynaputina tomados como referencias para esta tesis son:

- Lavallée et al., 2009 - Structural control on volcanism at the Ubinas, Huaynaputina, and Ticsani Volcanic Group (UHTVG), southern Peru, realizó el estudio del control estructural del Arco Volcánico de los Andes Centrales (ZVC), resaltando los volcanes de la zona central Ubinas, Huaynaputina y Ticsani.

- Antayhua et al., 2013 - Monitoreo de los volcanes Ticsani, Sabancaya y Huaynaputina. INGEMMET), muestra resultados del monitoreo sísmico y geoquímico de los volcanes Ticsani, Sabancaya y Huaynaputina.

Los estudios referidos a la erupción del año 1600 d.C. son:

- Laharie R. and Derruau M., 1974 – La morphogenese des Andes du Sud du Perou, estudia la morfología del andes del sur del Perú.
- Thouret et al., 1997 - L' eruption explosive de 1600 au Huaynaputina (Pérou), la plus volumineuse de l'histoire dans les Andes Centrales, calculo un volumen total de 9 km³ eyectados por la erupción, cubriendo un área de 85000 km², por lo que se considera una de las erupciones más voluminosas de la historia en los Andes Centrales.
- Thouret et al., 1999 - Largest explosive eruption in historical times in the Andes at Huaynaputina Volcano, A.D. 1600, southern Peru, realizaron el estudio de la estratigrafía de los depósitos piroclásticos y calcularon un volumen de 10 a 13.1 km³ de material emitidos por el volcán.
- En el 1998 Dávila J., describió las características eruptivas, estratigrafía, petrografía, geoquímica y efectos provocados por la erupción.
- Adams et al., 2001 - the physical volcanology of the 1600 eruption of Huaynaputina southern Perú, describieron la estratigrafía, secuencias eruptivas, la granulometría y los parámetros de la erupción de del Huaynaputina del año 1600 d.C.
- Thouret et al., 2002 - Reconstruction of the AD 1600 Huaynaputina eruption based on the correlation of geologic evidence with early Spanish chronicles, desarrolló la reconstrucción geológica de la erupción del volcan Huaynaputina del año 1600 d.C., correlacionándola con las crónicas Españolas

- Lavallee et al., 2006 – Explosive volcanism (VEI 6) without caldera formation: insight from Huaynaputina volcano, southern Peru. Estudio de la formación de caldera y sus características tectónicas.
- Costa, F. and Scaillet, B. 2003 - Massive atmospheric sulfur loading of the AD 1600 Huaynaputina eruption and implications for petrologic sulfur estimates, estimaron la cantidad de azufre emitido, concluyendo que dicha erupción produjo 26 – 55 Tg de azufre inyectado a la atmosfera.
- Shanaka et al., 2008 - Triggering explosive eruptions the case for silic magma reacher at Huaynaputina, Souther Peru, realizaron estudios petrológicos y geoquímicos detallados de las plagioclasas y otros compuestos, donde se concluyó que hubo interacción de dos magmas dacíticos distintos en la erupción del año 1600 d.C. del volcán Huaynaputina.

2.3 REPORTE HISTÓRICO

Los reportes sobre la erupción del Huaynaputina en el año 1600 D.C., de los cuales tenemos:

- Padre Luis Leyva (1601).- Describió la erupción de febrero de 1600 y la consecuente repercusión por efecto de la caída de cenizas en la ciudad de Chuquiabo (Bolivia).
- Fray Diego de Ocaña (1603).- Religioso que recorrió el continente sudamericano, y en julio de 1603 llegó a Arequipa a constatar lo que había sucedido con la erupción del volcán Huaynaputina en 1600 d.C.
- Vásquez de Espinoza A. (1617).- Escribió la crónica el "Compendio y Descripción de las Indias Occidentales" donde narra la erupción de 1600 D.C. Esta crónica fue redactada en la primera mitad del siglo XVII y publicada por el Smithsonian Institution en 1948. Vásquez de Espinoza inició sus viajes en 1612, con el objeto de describir las costumbres de las provincias del Perú. En 1617 llegó al sur de Pisco;

en donde se asombró por los depósitos generados por la erupción del volcán Huaynaputina.

- Francisco Montalvo (1680).- Escribió la crónica "Sol del Nuevo Mundo" y fue publicada por Luis Valcarcel en: "Historia del Perú Antiguo", t. 1 cap. "Tahuantinsuyo", en 1964. Según Montalvo el nombre de Huayna Putina se traducía al español en Chiqui Putina que significa volcán de mal agüero,, porque "a poco echaba fuego" y constantemente daba muestras de actividad, por lo que tenía preocupados a los indios que habitaban en sus cercanías.
- Antonio Raimondi (1864).- Tuvo la oportunidad de explorar el volcán Huaynaputina el 9 de marzo de 1864 (264 años después de la erupción), al cual describió como el "borde de un precipicio en cuyo fondo se veían piedras coloradas como calcinadas por el fuego", esta noticia fue la que contribuyó a tener una ubicación exacta del volcán Huaynaputina. En años anteriores ningún poblador daba noticia exacta acerca de la ubicación y características del volcán: unos le decían que este volcán se encontraba lleno de agua"; otros que era "un gran hoyo que se alimentaba continuamente de arena y que algún día arrojaría todo mediante una fuerte erupción"
- Padre Víctor Barriga (1951).- Describió en su libro "Los Terremotos de Arequipa", gran parte de lo sucedido en dicha erupción y los efectos que se produjeron en la ciudad de Arequipa. La descripción es similar a lo narrado por Vásquez de Espinoza.
- Ventura Travada y Córdova (1958).- Describió al volcán Huaynaputina como "El Vesubio Indiano". Según Ventura el volcán tenía una "crestada cumbre", a donde concurrían los indios de los pueblos cercanos a ofrecerles ofrendas para aplacar la ira de su ídolo "Pichinique" (nombre del dios que adoraban).
- Roy Navarro (1994), en el libro "Antología del valle de Omate", narra el origen y la convivencia de los pobladores de los repartimientos de Omate y Quinistacas, hasta

el momento de la erupción, así también relata la evolución de la erupción y los daños causados en el contexto social y económico.

2.4 CONTEXTO GEOLOGICO REGIONAL Y LOCAL

La secuencia estratigráfica de la zona de estudio muestra una variedad de unidades sedimentarias volcánico - sedimentarias y volcánicas, las mismas que tienen edades de amplio rango (Quispesivana y Zapata, 2017).

2.4.1 Complejo basal de la costa

Inicialmente fue considerado como un cuerpo plutónico de composición granodiorítico-tonalítico (García, 1978).

Aflora en el lado noroccidental del cuadrángulo, cabeceras del río Omate sector de Quinistacas – Carabaya. Siguiendo una dirección sureste - noroeste. Los afloramientos se prolongan hasta los sectores del río Chahuarani y quebrada Seca. Conformada por gneis de diferente composición (metagranodiorita, gneis de esquisto y gneis horblendico).

Dataciones realizadas por el método K/Ar dieron una edad de 445.9 Ma (Sanchez et al., 1983), lo que permite asignarle una edad correspondiente al Paleoproterozoico.

2.4.2 Formaciones del mesozoico

Durante el Mesozoico, la actual cordillera del sur del Perú experimentó un hundimiento lento que motivó el avance del mar hacia el continente, el mismo que alcanzó su mayor profundidad durante el Bajociano (Guevara, 1969).

2.4.2.1 Formación Socosani

Corresponde a rocas sedimentarias de ambientes marino similares en litología, posición y contenido faunístico, con las secuencias descritas por Jenks (1948) en el sector de Arequipa. Esta formación presenta pocos afloramientos, localizándose al sur del volcán Huaynaputina (Figuras 2.17 y 2.20), al norte de Quinistaquillas y

alrededores de Agua Blanca, infrayeciendo a la Formación Puente. Litológicamente consiste de lutitas intercaladas con calcarenitas fosilíferas y calizas.

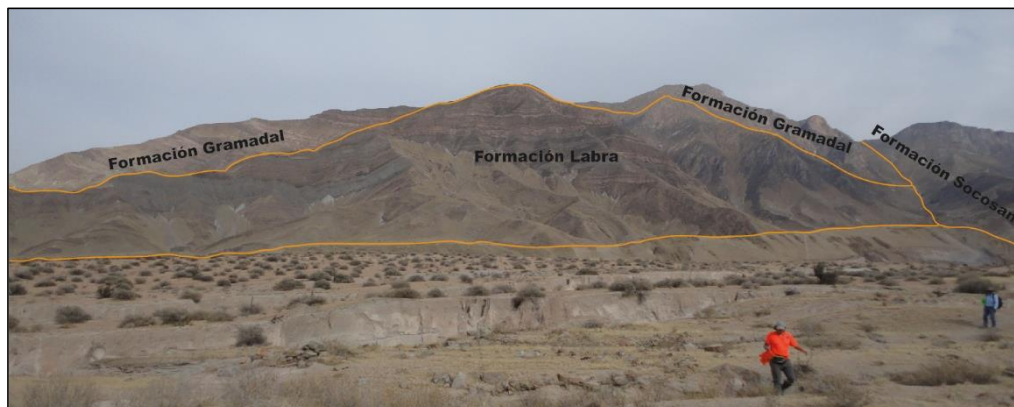


Figura 2. 17. Afloramiento de rocas sedimentarias, pertenecientes a la Formación Socosaní y Grupo Yura, ubicadas a 13 km al Sur del volcán Huaynaputina.

2.4.2.2 Grupo Yura

Esta secuencia aflora al sureste del área. Esta formación sedimentaria se expone al noroeste del poblado de Omate, en donde tiene un espesor total de 970 m. Durante el Cretáceo Medio-Superior se acumuló una serie estratificada de lutitas con areniscas cuarzosas, cuarcitas, calizas y bancos de derrames andesíticos (Figura 2.18)



Figura 2. 18. Afloramiento de rocas volcánicas de la Formación Matalaque, rocas del Grupo Yura y Formación Sotillo, ubicadas al Sur del volcán Huaynaputina

- **Formación Puente**

Encontramos afloramientos en los sectores sur - oeste del volcán Huaynaputina, San Francisco y Queanto Chico. Su litología corresponde a areniscas grises y pardas,

intercaladas con lutitas negras carbonosas, constituyendo secuencias turbidíticas; lo que hace posible asociarla a un ambiente de depositación de abanico submarino.

- **Formación Cachios**

Sus principales afloramientos se encuentran en ambos flancos de un anticlinal cuyo eje coincide con el eje del río Omate. También se observan al oeste de la zona de Calicanto (Figura 2.18), en las cabeceras de la quebrada Volcán y Cacucho al norte de Quinistaquillas. Así como en los sectores de Yaragua, El Molino y San Jose, margen izquierdo del río Tambo. Litológicamente corresponde a secuencias negativas de lutitas bituminosas negras, intercaladas con areniscas de grano fino y niveles de slupingsn en sus niveles intermedios (Quispesivana y Zapata, 2017).

- **Formación labra**

Sus afloramientos se localizan en los alrededores de Omate siguiendo su estratificación una dirección aproximada NNE-SSO entre los cerros de Chichilin, Santa Cruz, Chihues Grande y Santa Catalina. Sus afloramientos son observables también desde el sector de Quinistaquillas, aflorando en los cerros de Quinistaquillas en los cerros San Pedro y Pantin (Figuras 2.17, 2.18 y 2.20). Conformado por areniscas laminares de grano fino a medio intercaladas con lutitas en estratos medios a delgados.

- **Formación Gramadal**

Sus principales afloramientos se localizan entre Omate y Quinistaquillas (Figuras 2.17 y 2.20), Cerros Pucara, Juin, Chihues, Carumeño, Monton de trigo y Santa Rosa. Así mismo en el sector comprendido entre Yarahua y Patin Alto. También se localizan en las prolongaciones de los cerros Grande, San Pedro, Yarahua, Palomar con ligeros plegamientos de dirección NO-SE, continua hacia la quebrada de Pantin, en la cual son truncados por un fallamiento transversal de dirección NNO-SSE. Conformado por lutitas, areniscas y calizas.

- **Formación Hualhuani**

Sus afloramientos están ampliamente expuestos entre Omate y Quinistaquillas, morfológicamente están caracterizadas por su exposición a manera de farallones escarpados resistentes a la erosión. Estos afloramientos son observados en los cerros Chilcapampa, Junin, Carumeño y Santa Rosa. También se observan afloramientos en Yarahua y Carumas.

La litología consiste en areniscas cuarzosas en estratos gruesos con estratificación oblicua y sesgada, intercalada con areniscas laminares y algunos niveles lutáceos.

2.4.2.3 Formación Matalaque

Constituida por rocas volcánicas con un nivel intermedio sedimentario, de amplia exposición dentro del área. Sus afloramientos se expanden desde su localidad típica ubicada en el cuadrángulo de Ichuña (33-u) hasta el cuadrángulo de Putina (34-t), a ambos lados del río Tambo, quebrada Pachas y Río Carumas (Figuras 2.19 y 2.18) caracterizándose por su morfología abrupta, escarpada y encañonada. Conformada litológicamente por rocas volcánicas que corresponde a andesitas, dacitas, aglomerados y brechas volcánicas.



Figura 2. 19. Rocas volcánicas de la Formación Matalaque a 22 km al SE del volcán Huaynaputina.

2.4.2.4 Formación Sotillo

Corresponde a los afloramientos ubicados en la pampa Jaguay (Figura 2.18) caracterizados por su coloración rojiza, considerados por García (1978) como Formación Jaguay. Consiste de una secuencia silicoclastica con dos niveles bien diferenciados.

2.4.3 Rocas ígneas intrusivas

Las rocas ígneas intrusivas afloran a 8 y 40 km al este y oeste del volcán Huaynaputina; probablemente se prolongan por la parte baja del estrato-volcán Huaynaputina. Estas rocas ígneas están conformadas por dioritas, tonalitas porfíricas y granitos. Las rocas intrusivas han intruido a rocas sedimentarias y volcánicas de edad Mesozoica. A su vez se hallan cubiertos por rocas volcánicas del Terciario Medio a Superior y depósito del Cuaternario reciente (García, 1956).

2.4.4 Formaciones del cenozoico

Durante el Cenozoico se emplazaron las siguientes unidades estratigráficas.

2.4.4.1 Formación Huaylillas

Secuencia volcánica ampliamente expuesta en la parte sur del área, prolongándose desde el sector de Carumas hasta el cuadrángulo de Moquegua (33-u). Litológicamente consiste de ignimbritas riolíticas a riodacíticas blancas variando a rosadas y niveles de vulcarenitas e ignimbritas soldadas

Teniendo en consideración dataciones por el método K/Ar de 22.8 ± 0.7 Tala Coscori 17.6 ± 0.6 ; Cerro Piedra Labrada y Tala 18.4 ± 0.6 Ma (Tosdal et.al. 1981) en el cuadrángulo de Moquegua (35-u). Se le asigna a esta unidad una edad Miocénica.

2.4.4.2 Formación Llallahui

García (1978) inicialmente considera a esta unidad como volcánico Chila y Formación Huaylillas en los cerros Potosí, Posune, Pastillo, Pailogen y Jasa en las partes altas del sector de Omate (Figura 2.20). Litológicamente consiste de piroclastos de tipo riodacítico con intercalaciones de flujos lávicos porfíricos a afíricos de color gris

verdosos, aglomerados y brechas volcánicas. Las andesitas porfíricas, parcialmente fluidales.

Estratigráficamente sobreyace en discordancia erosional a las unidades Precambrianas (Complejo Basal de la Costa) y Mesozoicas (Grupo Yura y Formación Matalaque) infrayaciendo en la misma relación a la unidad litomorfoestructurales del Plioceno-Pleistoceno.

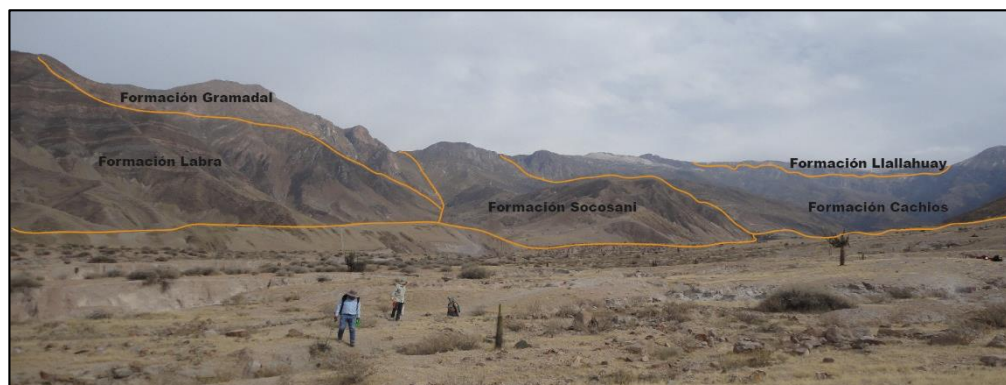


Figura 2. 20. Afloramiento de rocas sedimentarias del Grupo Yura y rocas volcánicas de la Formación de Llallahuay, ubicados al Sur del volcán Huaynaputina.

2.5 MARCO TECTÓNICO REGIONAL Y LOCAL

La influencia de las estructuras tectónicas y los regímenes de estrés en el magmatismos y vulcanismo, se ha establecido desde hace mucho tiempo por Galland et al., 2007; Hubbert y Willis, 1957; Hutton, 1982; 1988; Hutton y Reavy, 1992; Nakamura, 1977; Rosenberg, 2004; Stevens, 1911; Vignerese, 1995 (en Lavalle et al., 2006 - 2009). El vulcanismo tiene a asociarse con entornos extensivos porque ofrece vías de menor resistencia (fracturas y fallas) para que el magma ascienda y erupcione (Acocella et al., 1999, Bussell et al., 1976). Estudios recientes han demostrado que la actividad volcánica también tiene lugar en la tectónica de contracción; lo quizá ocurra en la Zona Volcánica Central de los Andes (Galland et al., 2007; Tibaldi, 2005).

El análisis estructural está basado en los trabajos Davila (1998), Lavalle et al. (2006 - 2009), Antayhua et al (2013) (Figura 2.21). Realizó en una zona comprendida entre el distrito de Qunistaquillas y Matalaque Para un mejor estudio se ha descrito a las estructuras dentro de dos categorías: regional y local.

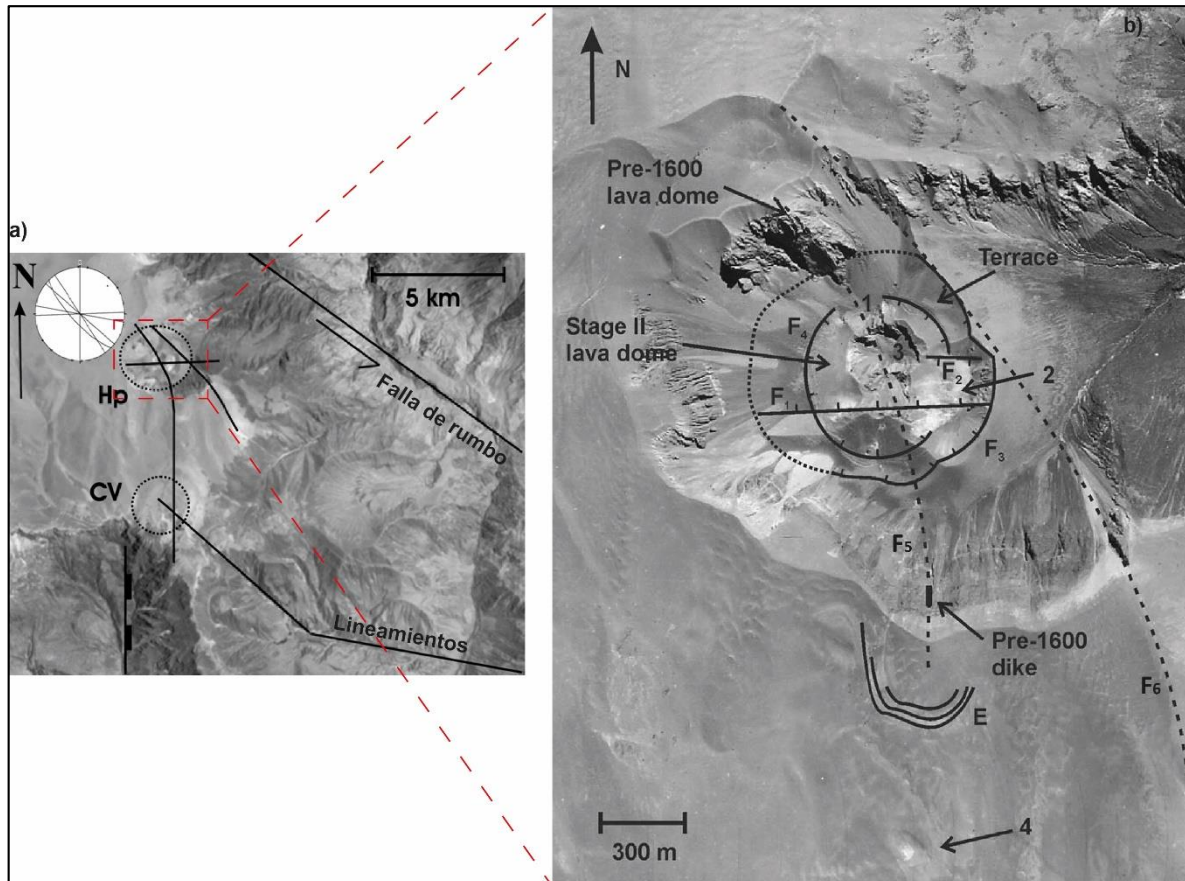


Figura 2. 21. a) imágenes Landsat TM, muestran las principales fallas circundantes trazadas en una stereonet. El volcán Huaynaputina (Hp) y Cerro volcán (CV) están delimitados por puntos suspendidos. b) Fotografía aérea del anfiteatro que alberga los tres cráteres del volcán Huaynaputina. Las líneas de contorno indican las seis fallas de subsidencia (F1 a F6).

2.5.1 Fracturas y fallas de extensión regional

Según Lavallee et al. (2009) El control estructural se caracteriza por cuatro conjuntos principales de lineamientos orientados NO-SE, N-S, E-O y NE-SO.

Estos lineamientos generalmente representan fallas, pero en algunos casos son simplemente fracturas asociadas. Los lineamientos N-S muestran un desplazamiento vertical significativo a lo largo del Río Tambo. Los lineamientos NE-SO son igualmente prominentes. Ambos conjuntos de lineamientos delinear el horst y el graben del Río

Tambo. Los lineamientos N-S y NE-SO se cruzan más y se compensan con fallas NO-SE que son parte del sistema activo. El graben también está cruzado por numerosas fallas y fracturas E-O que rara vez muestran desplazamiento. El desarrollo preferido de fallas NE-SO y N-S en el Grupo Yura más antiguos indica que estas fallas fueron principalmente activas durante el Mioceno superior cuando un régimen compresional orientado a N-S dominó el área (Mercier et al., 1992) y se activó fallas de deslizamiento siniéstral, NE-SO y fallas normales de N-S que forman la estructura de horst y graben observada.

Se distinguieron seis sistemas de fracturamiento predominantes:

- Fracturas verticales de rumbos predominantes N10°O, que siguen la dirección del río Tambo, se prolongan desde Chichilaque hasta la parte alta del río Para.
- Fracturas lineales de rumbo N10°E se encuentran al sur del volcán Huaynaputina en la quebrada el volcán. Paralela a ella se encuentra una Fracturas y fallas de extensión local y/o dentro de la estructura volcánica
- Fracturas y/o lineamientos con rumbos N24O, N33O, N74O que se encuentran al SE y E (cauce de río Tambo y quebrada Agua Blanca), las cuales cortan a rocas del cretáceo (Fm. Matalaque).
- Fallas antiguas existentes al SO y S del volcán Huaynaputina que afecta a rocas del Grupo Yura y Formación Socosani y Matalaque, las cuales se proyectan a la superficie como lineamientos.
- Las fracturas y los lineamientos que se observan al SE, NO y NE del volcán Huaynaputina cuya dirección es N36O.
- Una fractura de rumbo N36E° existente al este del volcán Huaynaputina (cauce de la quebrada Huaynaputina), la cual afecta a rocas que conforman los bordes de la

caldera de la avalancha y que probablemente ha dado lugar al debilitamiento del flanco este.

2.5.2 Fracturas y fallas de extensión local

Según Lavalle et al. (2006), en la zona de estudio se distinguen seis sistemas de fracturamiento (Figura 2.21), las cuales son:

- Dos fallas normales con tendencia E - O (F1 y F2), se encuentran intersectando los tres cráteres, ubicada de forma paralela a la dirección de colapso del antiguo anfiteatro. F1 es un desnivel que cruza el cráter 3 y se extiende desde el oeste de la pared del anfiteatro hasta el este de la pared del cráter 2. La falla F2 con tendencia de 80° que se encuentra dividiendo al cráter 2 en dos sectores (norte y sur), causando un desplazamiento variable del sector norte entre 20 a 70 m. Las fallas F1 y F2 están ligeramente cubiertas, lo que indica que el hundimiento, fue poco después que empezó la erupción.
- Falla 3 (F3), el desplazamiento es variable alrededor de F3. En el sector este tienen más de 70 m de subsidencia, mientras que los sectores noreste y sur muestran aproximadamente 3 y 20 m respectivamente. El plano de falla parcialmente enterrado, pero mejor expuesto en los sectores orientales. En el sector occidental. La primera estructura de subsidencia se estimó en aproximadamente 0.85 por 0.95 km.
- Falla F4, serie de crestas concéntricas que rodea al cráter 3 y encierran múltiples crestas complejionales (c). Se identificó otra falla concéntrica extensionales periféricos al cráter 3. Las fallas están bien conservadas tienen cortes transversales, no fueron enterrados ni erosionados. Las características de F4 define una estructura con un diámetro de aproximadamente 0.56 km. El desplazamiento fue ~35 m a lo largo del plano de falla, equivalente a hasta 14 m verticalmente. Las fallas concéntricas rodean una serie de crestas compresionales que surgen en el flanco sur del respiradero 3.

- Dos fallas de deslizamiento con tendencia NO – SE (F5 y F6), la falla F5 se encuentra intersectando los cráteres 1 y 3, tuvo influencia en el emplazamiento del domo y dique ubicados al N y S del anfiteatro respectivamente. La falla F6 pertenece al grupo volcánico Ubinas, Huaynaputina y Ticsani, es una falla de escalonamiento con tendencia NO-SE, estas asociadas con el volcanismo a lo largo del arco principal. La ubicación del cerro volcán parece estar controlada por la intersección de la falla F6 y una falla N-S asociada al río Tambo.

Según las estructuras podemos realizar la reconstrucción detallada de la evolución del respiradero.

La influencia de la fractura NO-SE en Huaynaputina se ve emplazamiento de un domo y un dique pre- 1600 d.C. dentro de las paredes norte y sur del anfiteatro, respectivamente. Los cráteres 1 y 3 también se encuentran a lo largo de la fractura. Los cráteres se ubican con intersección con una falla de tendencia E-O (F1) que es paralela a la dirección de colapso del anfiteatro. La falla asociada (F2) divide el sector central del respiradero 2 del sector norte por un desplazamiento variable de 20 - 70 m. Se identificó una segunda estructura de hundimiento que se define por un conjunto de fallas concéntricas extensionales (F4) periféricas al respiradero 3.

2.6 ESTRATO-VOLCÁN HUAYNAPUTINA

El volcán Huaynaputina se encuentra situado a 4860 msnm, es parte de la zona volcánica de los Andes Centrales (ZVAC). El volcán Huaynaputina pertenece al “Grupo Volcánico Ubinas – Huaynaputina - Ticsani” (UHTVG). Este grupo tiene en común (1) la ubicación, (2) un control tectónico complejo (3) composición geoquímica distinta (Lavalle et al., 2009)

El volcán Huaynaputina presenta 4 km de ancho y 600 m de altura, edificado al borde sureste de una meseta volcánica (4600 msnm) con 20 x 10 km de diámetro abarcando 50 km² de área, donde la topografía anterior ha sido cubierta por los depósitos piroclásticos (Thouret et al., 2002). Esta meseta presenta 500 m de altura y está constituido por una serie de flujos de lava e ignimbritas que sobreyacen a rocas intrusivas y sedimentarias del Mesozoico. El volcán Huaynaputina no presenta una

típica morfología de estratovolcán, el cual está constituido por una sucesión de lavas y depósitos piroclásticos emplazados en el Plesitoceno, Holoceno y reciente (Davila, 1998).

Este atípico estratovolcán presenta tres cráteres en forma de embudo alineados con dirección NO-SE, rodeados "rims" (Bullard, 1962). Los cráteres están localizados a 4200 msnm al oeste del volcán, dentro de una caldera de avalancha en forma de herradura de 2.5 x 1.5 km, formada anteriormente a la erupción de 1600 d.C (Thouret et al., 1997, 1999, 2002). Presenta paredes escarpadas y está abierta hacia el cañón del río Tambo, ubicado a 6 km al este.

Parte del edificio volcánico pre-existente fue destruido anteriormente a la erupción de 1600 d.C. en cuya etapa también se formó la caldera de avalancha. Hacia el N y NO de los cráteres existe una terraza craterica y resto de un domo de lava, que probablemente fue pulverizado en parte en la erupción del año 1600 d.C. Además 3 km al sur del volcán Huaynaputina existe un domo de lava (Cerro el Volcán) y un cráter freatomagmático. Además, hay presencia de depósitos de flujos de bloques y ceniza en la pared norte de la caldera. En el borde oeste de la caldera está conformado de flujos de bloques y ceniza (Figura 2.22).

El borde oeste de la caldera está conformado de flujos de lava en bloques y lavas de color gris, que mide 55 m de espesor. A estos flujos sobreyacen los flujos de pómez y ceniza que mide 15 m de espesor. Encima yacen flujos de lava en bloques que miden 40 m de espesor. En la parte superior hay un depósito de ceniza y líticos, al tope de estos depósitos se encuentra un suelo de 20 cm de espesor. Estas secuencias corresponden a varios eventos explosivos pre-1600 d.C. Posteriormente se encuentra el depósito de caída pliniana de 1600 d.C., seguida por depósitos de flujos piroclásticos de pómez y al tope un depósito de brechas piroclásticas constituida de lapilli, bloques de pómez y líticos, (todos los depósitos son de la erupción del año 1600 d.C.). Se encontró un depósito de caída de pómez a 35 km del cráter datado en 9700 ± 190 años que puede atribuirse al volcán Huaynaputina (Juvign'e et al., 1997), este depósito se encuentra debajo del suelo pre-1600 d.C (Figura 2.22).



Figura 2. 22. (E 302210 N 8162164 4200 msnm) Caldera de avalancha del volcán Huaynaputina observada desde el borde SO al NE del volcán. La línea roja muestra el rastro de falla ocasionada por el debilitamiento del flanco este, por esta razón se observa una escarpa de colapso (lado izquierdo). Las flechas negras muestran tres cráteres "rims". Al lado izquierdo de la foto se observan un dique pre -1600 d.C emplazado dentro de la fractura NO – SE. Al lado derecho de imagen se identificó depósitos de caída del año 1600 d.C.

+

2.6.1 Domo de lava

En la pared norte de la cicatriz de colapso del volcán Huaynaputina se identificaron domos que poseen alrededor de 250 m de ancho y 350 m de alto (Figuras. 2.23). Estos domos presentan paredes casi verticales, están bastante fracturados y algunos sectores ligeramente hidrotermalizados. Los domos presentan estructuras tipo “aguja” hacia el tope, que es típico en este tipo de estructuras. Finalmente, se encuentran cubiertos por depósitos piroclásticos emplazados durante la erupción del año 1600 d.C.

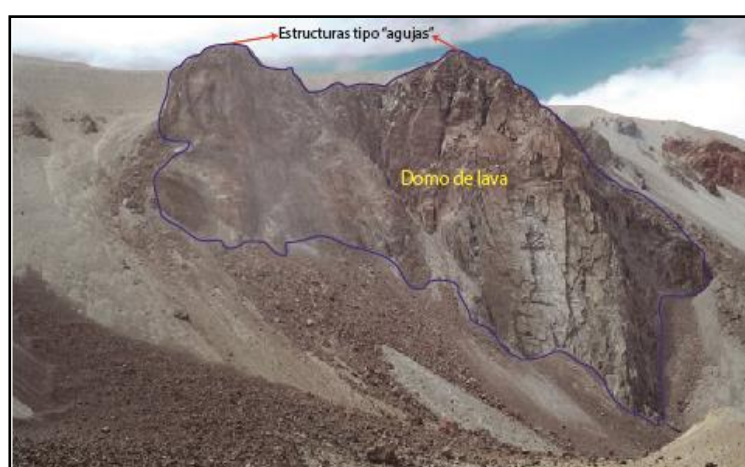


Figura 2. 23. (E 301896 N 8162465 4300 msnm) Domo de lava ubicado en la pared norte de la cicatriz de colapso del volcán Huaynaputina.

2.6.2 Secuencia de depósitos de caídas piroclásticas

En la base de la pared sur de la cicatriz de colapso (Figs. 2.24) se identificó una secuencia de depósitos piroclásticos de caída, que en conjunto posee alrededor de 5 m de espesor. Los depósitos tienen espesores centimétricos a métricos, son de color blanquecino y presentan estratificación sub-horizontal.

En el tope de la secuencia se identificó un depósito de caída de pómez, color blanquecino, que posee cerca de 1.5 m de espesor. Este depósito posiblemente esté asociado a la erupción pliniana del volcán Huaynaputina datado en 9.7 ka (Juvigné et al., 1997).

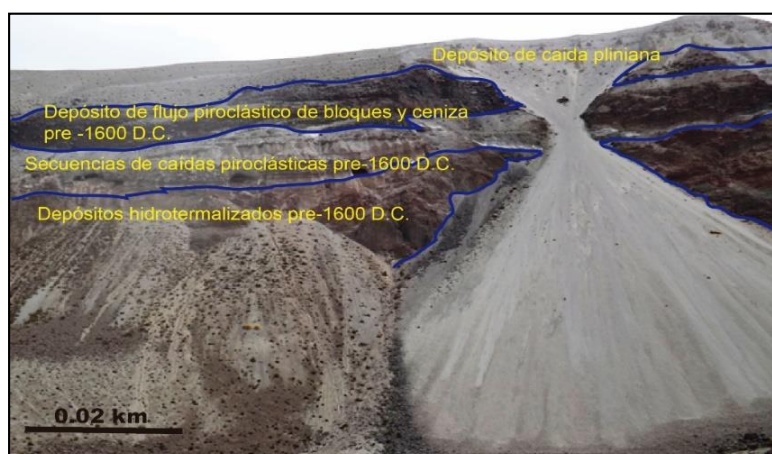


Figura 2. 24. (E 301845 N 8161501 4300 msnm) Pared sur de la cicatriz de colapso del cráter del volcán Huaynaputina.

2.6.3 Secuencia de depósitos de flujos piroclásticos de bloques y ceniza

En las paredes sur y suroeste de la cicatriz de colapso, aflora una secuencia de depósitos de flujos piroclásticos de bloques y ceniza de color marrón, infrayaciendo a los depósitos de caída de pómez de la erupción del volcán Huaynaputina del año 1600 d.C. (Figura 2.25).

Este depósito está conformado por 60 a 70% de bloques y de 30 a 40% de matriz. En algunos sectores el soporte es de bloques y en otros el soporte es de matriz. Los bloques poseen dimensiones centimétricas a métricas, algunos alcanzan incluso entre 0.5 a 0.7 m de diámetro. En total el depósito posee cerca de 4 m de espesor.

Estos depósitos están asociados a flujos producto de colapso de domos, anteriores a la erupción del año 1600 d.C.



Figura 2. 25. Secuencias de depósitos piroclásticos pre 1600 d.C. (Vista de acercamiento de la anterior).

2.6.4 Depósito de caída de pómez

Cubriendo todos los depósitos antes descritos, se encuentra los depósitos de caída de pómez de la erupción pliniana del volcán Huaynaputina del año 1600 d.C. En la zona del cráter el depósito posee un espesor ente 12 a 11 m. Una descripción detallada del depósito se presenta en los siguientes capítulos (Figuras 2.26).



Figura 2. 26. (E 301451 N 8161970 4300 msnm) Pared occidental de la cicatriz de colapso del cráter volcán Huaynaputina.

2.7 ESTRATIGRAFÍA DE LOS DEPÓSITOS PIROCLASTICOS DE LA ERUPCIÓN DEL AÑO 1600 D.C. DEL VOLCÁN HUAYNAPUTINA

2.7.1 Correlaciones de la estratigrafía con las crónicas

Los eventos producidos durante la erupción se establecieron en base de datos históricos, escritos por cronistas, sacerdotes Thouret et al., 2002; Jara et al., 2000) (Tabla 2.1).

El sábado 19 de febrero del año 1600 d.C. a las 5:00 pm se inició la erupción precedida por 5 sismos, acompañados por fuertes ruidos durante 5 días de intensa actividad. En Arequipa desde el 18 de febrero se sintieron temblores en forma continua que alerto a los pobladores. El 19 de febrero a la 6:00 pm se oscureció toda la región de Arequipa,

comenzó a caer ceniza y pómez en gran cantidad, prolongándose hasta el 20 de febrero.

El lunes 21 de marzo por la mañana continuó la caída de ceniza y se prolongaron los fuertes sonidos todo el día. En las zonas cercanas al volcán los gases y ceniza emitidos formaban grandes columnas eruptivas. En la cima del volcán se emitido grandes cantidades de ceniza y bloques de rocas, que cayeron al rio Tambo, saturando su caudal por espacio de 28 horas (Jara et al, 2000) formando dos lagunas temporales y posteriormente se generaron lahares que destruyeron los valles, cultivos, casas y matando ganado. Los cuales fueron transportados con dirección al mar.

Desde el 22 al 26 de marzo los días eran parcial o totalmente nublado debido a la abundante a caída de ceniza, igualmente los temblores eran continuos. El 28 de marzo hubo un temblor de fuerte intensidad, el día era nublado y se aclaró un poco al mediodía. A partir de ese día hasta el 6 marzo continuo la caída de ceniza.

FECHA 1600 d.C.	EVENTOS SISMICOS VOLCANICOS		EVENTOS ASOCIADOS		REFERENCIAS
	HORA DE INICIO/FINAL	CARACTERISTICAS	CARACTERISTICAS		
15 de febrero		empezaron ligeros movimientos sísmicos perceptibles al oeste de Arequipa			Barriga, 1951
17 de febrero	19:00	Se registraron movimientos sísmicos con mucha frecuencia.	Colapsaron algunas paredes en la ciudad de Arequipa		Ocaña, 1963; Barriga, 1951
	21:00	Continuaron fuertes movimientos sísmicos.			
18 de febrero	11:00 a 13:00	Fuertes movimientos sísmicos que en un día llegaron aproximadamente a 200.			Ocaña, 1603; Vásquez, 1942
	5:00 a 6:00 PM	La caída de ceniza aumentó.			
19 de febrero	6:00 PM	Comenzaron a caer pómez pequeña de color blanco en gran cantidad y pómez de color pardo. Los movimientos sísmicos continuaron.	Los movimientos sísmicos fueron más continuos. Hubo caída de lapilli con pómez de color blanco en poca cantidad, mientras que la caída de ceniza "granillos negros" fue en aumento. Cesó la caída de lapilli de pómez. Continúa la caída de ceniza. Durante el día se sintieron más de 150 movimientos sísmicos hubo caída de ceniza	<ul style="list-style-type: none"> Se vieron unos globos de fuego del tamaño de una cuadra La ciudad de Arequipa se oscureció. La tempestad fue en aumento. Colapsaron algunas casas en la ciudad de Arequipa Se escucharon espantosos truenos y relámpagos en Arequipa. Se terminaron la tempestad de truenos y relámpagos a las 2 pm. El cielo estaba nublado. Se oyeron truenos cuyos sonidos semejaban a piezas de artillería. Hubo tinieblas todo el día. Se vio globos de fuego en la ciudad de Arequipa. 	Barriga, 1951
	5:00 PM a 11:00 PM				
	2:00 AM				
20 de febrero	8:00 AM	Caída de ceniza.	<ul style="list-style-type: none"> En la mañana se oscurece (08:00). En la tarde se oscurece (13:00). La tarde se aclaró nuevamente (15:00). En la noche se produjeron grandes truenos y relámpagos. Se vio un globo de fuego de tamaño de una cuadra. 	Murúa, 1925	
	3:00 PM	Aumenta la proporción de caída de ceniza fina.			
		Continúa la caída de ceniza con más intensidad hasta el domingo por la mañana			

21 de febrero	6:00 AM	Disminuyó la caída de ceniza	<ul style="list-style-type: none"> En la mañana colapsaron las construcciones debido al peso de la ceniza. La tarde se oscureció (17:00). 	Barriga, 1951
	1:00 PM	Los movimientos sísmicos continuaron		
	5:00 PM	La caída de ceniza continúa.		
22 de febrero	4:00 PM	Continúan los movimientos sísmicos.	<ul style="list-style-type: none"> El día amaneció un poco más claro. Continuaron colapsando algunas construcciones. Amaneció claro, pero durante el día se oscureció hasta las 3 pm. 	Ocaña, 1603 Barriga, 1951 Vásquez, 1942 Murúa, 1925
	4:00 PM	Caída de ceniza más fina pero en forma continua		
	4:00 PM	Movimientos sísmicos por instantes		
23 de febrero	4:00 PM	Caída de ceniza hasta la noche.	<ul style="list-style-type: none"> Amaneció un poco más claro. Continuaron colapsando algunas construcciones. Amaneció claro, pero durante el día se oscureció hasta las 3 pm. 	Barriga, 1951 Vásquez, 1942 Murúa, 1925
	4:00 PM	Movimientos sísmicos por instantes.		
	4:00 PM	Se produjo caída de ceniza durante todo el día.		
24 de febrero	4:00 PM	Se produjeron varios movimientos sísmicos.	<ul style="list-style-type: none"> El día amaneció un poco más claro y así continuó durante el resto del día. Continuaron cayendo algunas construcciones en la ciudad de Arequipa. Amaneció algo oscuro, después aclaró un poco pero no se vio el sol. Colapsaron algunas casas. El río Tambo se secó y todas las quebradas aledañas al volcán se secaron. Disminuyó el caudal del río Tambo durante 3 días. Asoló todo el valle del río Tambo durante 12 días. El día se aclaró un poco, sin embargo no se vio el sol. 	Ocaña, 1969
	4:00 PM	Disminuye la caída de ceniza, la cual era más fina que al principio.		
	4:00 PM	Movimientos sísmicos intermitentes.		
25 de febrero	4:00 PM	No se observó caída de ceniza.	<ul style="list-style-type: none"> Continuaron cayendo algunas construcciones. Se observa la luna y las estrellas. El cielo se despejó más y se vio el sol. 	Barriga, 1951 Murúa, 1925
	4:00 PM	Se sintieron algunos movimientos sísmicos de 2 horas, depositó un palma de espero (15 m)		
	4:00 PM	Se sintieron algunos movimientos sísmicos de baja intensidad.		
25 de febrero	4:00 PM	Movimientos sísmicos intermitentes	<ul style="list-style-type: none"> Continuaron cayendo algunas construcciones. La mañana se oscureció El día continuó nublado y oscuro. 	Ocaña, 1969 Barriga, 1951 Murúa, 1925 Vásquez, 1942
	4:00 PM	Disminuyó la caída de ceniza		
	4:00 PM	Se sintieron algunos movimientos sísmicos de baja intensidad.		
25 de febrero	4:00 PM	Movimientos sísmicos intermitentes	<ul style="list-style-type: none"> Continuaron cayendo algunas construcciones. La mañana se oscureció El día continuó nublado y oscuro. 	Barriga, 1951 Murúa, 1925 Vásquez, 1942
	4:00 PM	Fuertes movimientos sísmicos y sigue la caída de ceniza		
	4:00 PM	Caída de ceniza en gran cantidad.		

		Caída de ceniza muy fina.			Ocaña, 1603
26 de febrero		Caída de ceniza en gran cantidad.		<ul style="list-style-type: none"> • No amaneció, oscuridad total. • La madrugada se aclaró y la mañana se vuelve a oscurecer más que nunca. • En la ciudad de Arequipa hubo oscuridad total. • Oscuridad total. 	Vásquez, 1942
		Caída de Ceniza de color pardo en gran cantidad la cual duró hasta el domingo a los 8 am.			Murúa, 1925
		Caída de ceniza.			Ocaña, 1969
		La caída de ceniza se depositó hasta en 2 varas			
27 de febrero	8:00 AM	Cesó la caída de ceniza.		<ul style="list-style-type: none"> • Se aclaró el día y terminó de caer ceniza (40 horas de oscuridad desde el viernes a las 6 pm). Hubo poca claridad. • Oscuridad total. • Colapso de construcciones 	Murúa, 1925
		Caída de ceniza en gran cantidad.			Barriga, 1951
	10:00 AM	Cesó la caída de ceniza.			Vásquez, 1942
28 de febrero		Hubo una fuerte explosión en el volcán Huaynaputina		<ul style="list-style-type: none"> • Amanece muy oscuro. • Se oscurece nuevamente por 2 horas. • Amanece claro • La tarde se oscurece. • La tarde se aclara por 2 horas. 	Vásquez, 1942
		Caída de ceniza y se sintió un fuerte movimiento sísmico.			Murúa, 1925
29 de febrero al 6 de marzo 1600		Continúa la caída de ceniza.		Se vio el sol, aunque cubierto de niebla.	Vásquez, 1942
15 de marzo		La caída de ceniza y los movimientos sísmicos se dejaron sentir hasta el jueves 15 de marzo.		Se vio el sol, aunque cubierto de niebla.	Vásquez, 1942

Tabla 2. 1. Cronología de la erupción de 1600 d.C. Del volcán Huaynaputina basado en las crónicas (Modificado Davila, 1998; Jara et al 2000).

CAPITULO III

MATERIALES Y METODOS

3.1 UBICACIÓN Y ACCESO

El volcán Huaynaputina es un estratovolcán que forma parte de la Zona Volcánica Central (ZVC) de la Cordillera de los Andes. Se encuentra en la Provincia de Omate, al extremo norte de la Región de Moquegua, cuyo cráter se encuentra en las coordenadas 8162195N, 302187E (UTM WGS8-Zona 19S) a una altura de 4200 msnm al borde occidental del valle del río Tambo (Figura 3.1.)

El acceso al volcán Huaynaputina se realiza a través de 3 vías principales, desde las ciudades de Arequipa y Moquegua, (tabla 3.1), desde las ciudades de Arequipa y Moquegua.

Carretera	Tiempo	Km
La carretera Arequipa-Omate-Quinistaquillas	4h.	141
La carretera Arequipa-Matalaque-Quinistaquillas	6h.	282
la carretera Moquegua-Torata-Jaguay Chico-Jaguay grande –Quinistaquillas	3h.	113

Tabla 3. 1 Vías de acceso al volcán Huaynaputina

Existen varios caminos de herradura para llegar al volcán Huaynaputina. La primera vía se extiende desde el pueblo de Omate, con una duración de 2 días de travesía. La segunda vía de acceso se inicia en la localidad de Matalaque (NE del volcán), el cual también se toma dos días de recorrido. Una tercera vía recorre desde la localidad de Quinistaquillas (Sur del volcán) bordeando la quebrada Volcán, se llega hasta la Pampa de San Bernabel donde se puede apreciar al volcán (Figura 3.2). Desde los distintos puntos de partida la travesía se desarrolla a pie o en acémilas.

Los pueblos más cercanos e importantes en un radio de 20 km al volcán Huaynaputina son:

Distrito	Distancia entre el volcán y poblado
Omate	15 km
Quinistaquillas	14 km
Quinistacas	13 km
Calacoa	16 km
Matalaque	10 km
Coalaque	20 km
Lolegon	14.71 km
Huarina	19.37 km
Escobaya	14.98 km
San Cristobal	20.95 km
Ulucan	19.25 km
Challahuayo	12.19 km
Santa Rosa de Tamaña	14.59 km
Coari	14.91 km
Muylaque	16.77 km
Cacahuara	10.47 km

Tabla 3. 2. Poblados más cercanos e importantes al volcán Huaynaputina

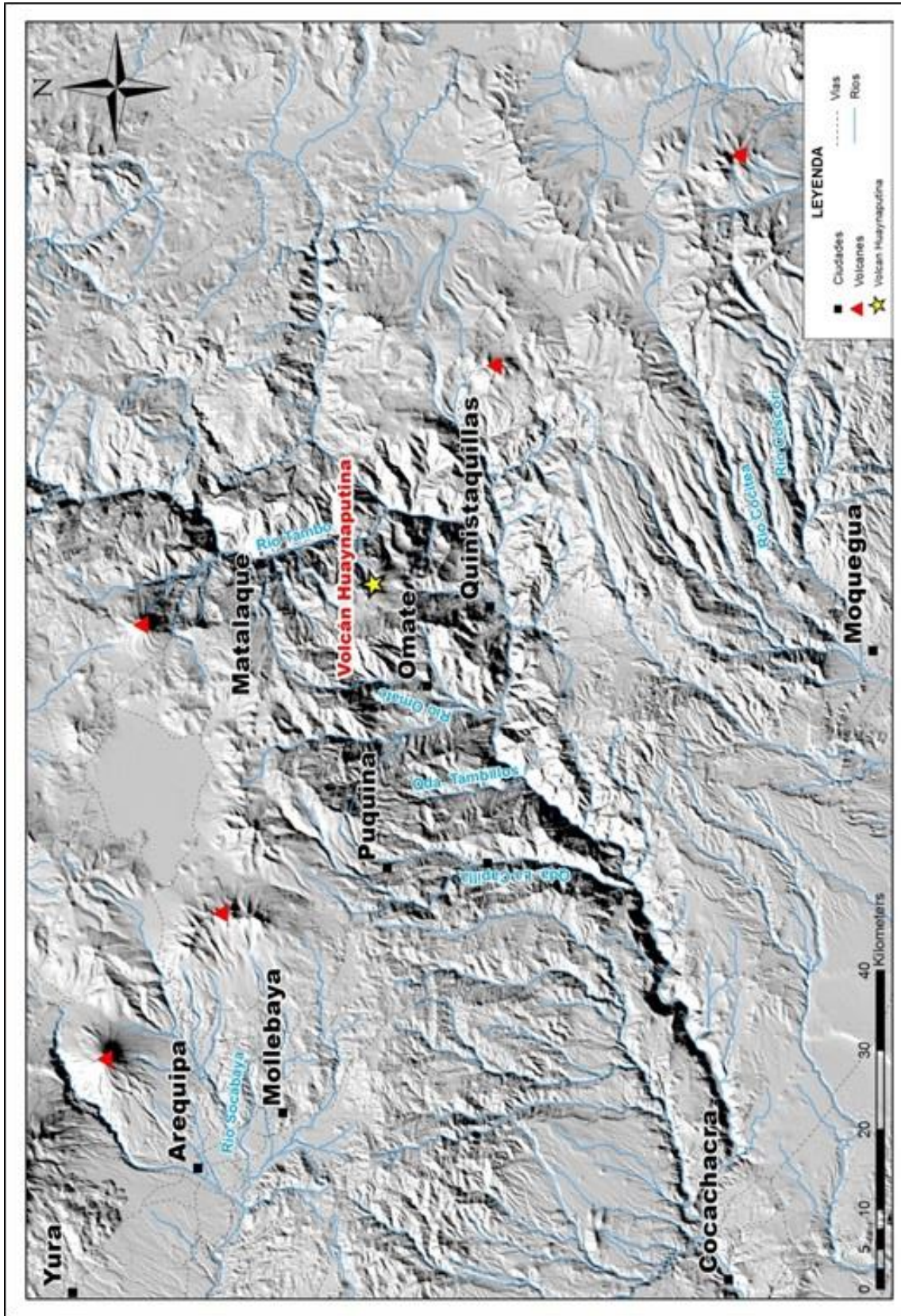


Figura 3. 1. Mapa de ubicación del volcán Huaynaputina.

3.2 MATERIALES

Para el desarrollo de este proyecto de investigación, se necesitó de diferentes materiales y equipos que fueron utilizados en la etapa de campo como en gabinete.

3.2.1 Materiales para trabajos de campo

Para realizar el trabajo de este proyecto de investigación, se necesitó contar con imágenes de satélite procesadas e impresas, modelo de elevación digital de terreno (DEM) mapas preliminares de geología, estructural, isópacas e isopletras. Así mismo, se usó los siguientes materiales y equipos:

- Picnómetro mecánico modelo GeoPyc 1360 de la marca MICROMERITICS.
- Microscopio binocular marca ZEISS con aumento 10x, 20x, 30x,40x.
- Balanza analítica Marca OHAUS con capacidad de 4 kg.
- GPS marca GARMIN
- Cámara fotográfica marca CANON
- Rascador para depósitos de tefra
- Parafina
- Brocha
- Protactor

Para el desplazamiento en el área de estudio, se contrató ayudantes de campo y se alquiló acémilas.

3.3 METODOLOGIA

El presente estudio se a desarrollado en cuatro etapas las cuales comprendieron:

3.3.1 Recopilación y estudio de material bibliográfico

Se recopiló la mayor cantidad de información existente sobre el área de estudio, tanto a nivel regional como local. Así también, todo aquello que se pudiera relacionar, ya sea directa o indirectamente, con la erupción del Huaynaputina. De esta manera, se recopiló información que involucra la dinámica de las erupciones plinianas y sobre modelos físicos que ayudan a reconstruir este tipo de eventos.

- A partir de las cartas topográficas se hizo un análisis para facilitar la identificación de los puntos clave a visitar. Esto consistió en localizar los bancos de materiales existentes, cortes de caminos y otros sitios en los cuales se pudieron realizar todas las secciones estratigráficas posibles.
- Se realizó la descarga de Modelos de elevación digital (DEM) de la página del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS), que alcanza un radio de 700 km del volcán Huaynaputina.
- Se ha recopilado información de espesores, granulometría, máximos pómez y máximo líticos de los archivos del Dr. Thouret de la Université Clermont Auvergne - Francia

3.3.2 Trabajo de campo

El trabajo de campo se dividió en 3 campañas de 8 días cada una. Las salidas al campo se realizaron en los meses de mayo y noviembre durante 2015, 2016 y 2017.

- Identificar los afloramientos preservados de caída pliniana que aparecen en cortes de quebradas y carreteras, así también se realizaron 26 calicatas alrededor del cráter del volcán Huaynaputina.
- Se realizaron levantamiento de columnas estratigráficas, donde se describieron espesores de cada capa de forma individual, las estructuras, gradación, selección, caracterización granulométrica, redondez, esfericidad de los clastos. Estas

características son anotadas en una libreta de campo para después pasarlas al programa Adobellustrator.

- Toma de muestras de los productos emitidos por la erupción en zonas faltantes, tomando en cuenta las áreas en blanco del mapa de isópacas de (Thouret et al., 2002). Se tomaron muestras por capa, las cuales fueron introducidas en bolsas de muestreo con su código correspondiente. se realizó las mediciones de sus dimensiones (largo, ancho y espesor) de 5 pómez y líticos más grande. También se tomaron de 5 a 10 pómez y 5 líticos para análisis de densidad.

3.3.3 Trabajo de laboratorio

El trabajo de laboratorio se desarrolló en dos etapas:

a) calculo de densidad en el “Laboratoire Magmas et Volcans” de la Université Clermont Auvergne – Francia.

- **Estimación de densidad con el principio de Arquímedes**

Para el cálculo de la densidad de las pómez incluyen: una balanza analítica, un balde de plástico, un soporte de madera para pesar las pómez, parafina, una brocha para limpiar las pómez, una regla digital con calibración electrónica, algunas pesas pequeñas, platos de aluminio, tijeras, lapiceros y una libreta.

Para estimar la densidad con este método se realizó el siguiente procedimiento (Figura 3.2): (1) se escogieron 5 pómez por muestra. (2) Las muestras son secadas en un horno de laboratorio a 100°C por 24 horas. (3) Se realiza la descripción macroscópica y se tomaron medidas de sus tres ejes (largo, ancho y espesor) usando la regla digital con calibración electrónica. (4) Se realiza el pesado de cada pómez con una balanza analítica. (5) Se cubre la pómez con parafina para evitar que se moje al momento de introducirlas a la cubera de agua. (6) Luego se introduce la pómez a la cubeta de agua utilizando pequeñas pesas para evitar que las muestras sobresalgan del nivel del agua, para no causar datos errados, luego se calcula el peso de la pómez mojada utilizando un soporte de madera para sostener a la pómez. En caso de tener muestra de gran

tamaño aumentar el peso para evitar que sobresalgan del nivel de agua (se tiene que restar el peso aumentado) (7) Finalmente se introduce los datos de peso mojado y seco a la fórmula (1) para calcular la densidad.



Figura 3. 2. a) Procedimiento y aplicación del Principio de Arquímedes b) instrumentos.

- **Estimación de densidad con el Picnómetro Mecánico**

Para calcular la densidad se utilizó un Picnómetro mecánico que realiza ciclos de consolidación por oscilación rotacional, que al final proporciona valores de densidad en g/cm^3 o kg/cm^3 . Para este método se utilizan otros instrumentos que son nombrados a continuación (Figura 3.3 y 3.4): 1) El teclado, 2) software, 3) DryFlo, 4) frasco de muestra / embolo (diámetros 50.8, 38.1, 25.4, 19.1, 12.7 mm), 5) un pincel o brochita, 6) un tamiz 75 mm de diámetro, 7) balanza analítica, 8) plantilla de diámetros de los émbolos.

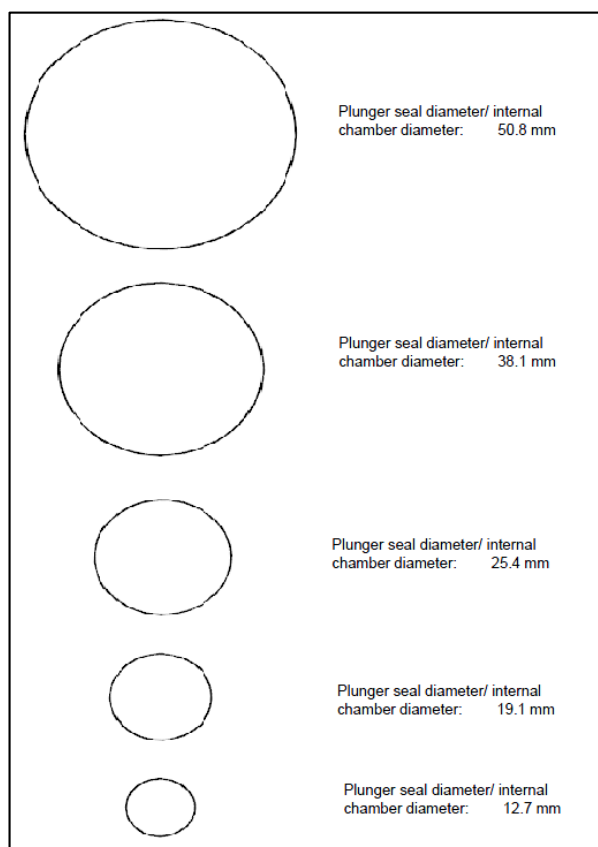


Figura 3. 3. Plantilla mostrando los diámetros de los 5 émbolos.



Figura 3. 4. a) Cuatro émbolos de vidrio utilizados de diámetro 50.8, 38.1, 25.4, 19.1, 12.7 mm b) Picnómetro mecánico e instrumentos utilizados para el análisis de densidad.

Para calcular la densidad con el Picnómetro mecánico se realiza los siguientes pasos:

- 1) se seleccionaron 5 pómez por punto de control, generalmente pómez pequeñas menores a 5.0 cm, ya que el embolo más grande tiene un diámetro de 5.08 cm.
- 2) Se coloca una cantidad de flujo seco (DryFlo) que fluye libremente en el frasco y por consiguiente se pone en funcionamiento el equipo, esto se denomina ensayo en blanco.
- 3) Secar las pómez a $T > 100^{\circ}\text{C}$ por 24 h, para luego ser pesadas en una

balanza analítica. 4) Se escoge el embolo que coincida con el diámetro de la pómez escogida. 5) Para el análisis necesitamos una cantidad de DryFlow la cual debe cubrir toda la muestra evitando que entre en contacto con el frasco (lo que ocasionaría valores errados). 6) Para medir el volumen del contenido del frasco, es necesario consolidar el DryFlo durante el análisis. Para ello el Picnómetro realiza un ciclo de consolidación por oscilación rotacional de la cámara mientras el embolo se desplaza hacia delante. El Picnómetro registra el volumen, luego retrae el embolo ligeramente. 7) Los ciclos posteriores producen resultados bastantes consistentes. Para obtener información estadística significativa se recomienda realizar al menos dos ciclos de preparación (el número predeterminado) y cinco ciclos subsiguientes en cada muestra, para un total de siete ciclos (GeoPyc 1360, 2013) Luego se obtiene la densidad de la pómez en g/cm^3 o kg/m^3 . 8) Luego se retira el contenido utilizando un pequeño pincel para eliminar las partículas de DryFlo de la superficie del émbolo, también se utilizó un tamiz de 75 mm para extraer cualquier tipo de impureza del DryFlo.

b) Laboratorio del Observatorio Vulcanológico del INGEMMET, Arequipa - Perú.

- **Espesor (mapa de isópacas)**

La medida del espesor máximo de un depósito de caída pliniana se utiliza para construir un mapa de isópacas, las cuales son indicadores significativos de: a) la superficie del depósito b) el eje mayor de dispersión y c) el volumen del depósito. La construcción de un mapa de isópacas consiste en interpolar curvas de igual espesor del depósito, a veces sobre grandes áreas. Un mapa de un depósito de caída piroclástica histórica, generalmente muestra su distribución original modificada ya que entre puntos el depósito podría estar erosionado o sobre acumulado. En efecto los depósitos de caída son susceptibles a erosión, ya sea por una oleada o un flujo piroclástico, lo que a veces es común con depósitos plinianos cercanos al cráter, o por erosión local posterior o procesos de formación de suelo o coluvión. Es preferible medir puntos de datos espaciados con estrechez razonable. Si bien el espacio finalmente depende de la magnitud de la erupción, para grandes depósitos de caída pliniana se recomienda localidades espaciadas por 5 a 10 km entre sí, para una mejor correlación.

A partir de los mapas de isópacas se ha calculado la superficie, eje de dispersión y el volumen de los depósitos.

- **Medidas de promedio del tamaño máximo pómez y líticos (mapa de isopletras)**

En secciones detalladas se mide la variación del tamaño de grano en las diferentes capas de un depósito. EL máximo diámetro de un seleccionado número de fragmentos de pómez y líticos, es una importante técnica de campo. La media aritmética de máximo pómez (MP) y máximo líticos (ML) de cada medida determinada puede ser graficada en un mapa de isopletras. El número de fragmentos medido por afloramientos varían desde 10 (Kuno et al, 1964; Susuki, 1973) a 5 (Minakami, 1942).

Como en los mapas de isópacas, los mapas de isopletras son importantes para comparar su dispersión a fin de caracterizar el tipo de erupción. Sin embargo, para depósitos de caída piroclástica, tales mapas de isopletras tienen ciertas ventajas sobre un mapa de isópacas, debido a que en algunas localidades puede que el espesor original del depósito no sea la que se está midiendo.

Las mediciones del diámetro máximo de los fragmentos líticos y pómez en depósitos de caída han sido medidas para inferir la energía volcánica relativa, inclinación de la columna de la erupción y vientos predominantes (Minakami, 1942; Fisher, 1964; Walker, 1971; Susuki et al, 1963; Schmincke, 1977 b; Walker, 1980 todo en Davila, 1998) esto es especial para bloques balísticos, clastos densos y pesados que siguen una trayectoria balística. La distancia del cráter o alcance a la cual caen los clastos balísticos se puede usar para determinar las velocidades iniciales de la energía de impulso desde el cráter o las velocidades iniciales de los balísticos desde el cráter.

- **Distribución del tamaño de grano (análisis granulométrico)**

El método utilizado para el análisis granulométrico, consiste en hacer pasar una muestra de caída piroclástica de 2 kg a través de una serie de mallas (tamices) con diferentes diámetros de apertura, que van desde - 5 phi (31.5 mm) hasta 5 phi (0.032 mm). El tamizado se realizado de forma manual, con un zarandeo suave para evitar fracturas en las tefras. Las proporciones retenidas en cada malla ("refus"), son pesadas

en una balanza de precisión 0.01 g y los resultados son anotados en una libreta (Tablas 3.3). Luego del tamizado, los tamices son limpiados cuidadosamente para evitar contaminaciones entre muestras. El análisis granulométrico ha sido realizado en base a 16 muestras ubicadas en el sector proximal.

- **Presentación gráfica del análisis granulométrico y parámetros estadísticos**

Se analizaron los parámetros estadísticos de 120 muestras tamizadas provenientes de la base de datos del J-C Thouret, incluyendo las 16 muestras tamizadas mencionadas anteriormente.

Para llevar a cabo el análisis estadístico, previamente se convierte los diámetros de las partículas expresadas en milímetros (mm) a unidades Phi (Φ). La escala phi, fue definida por Krumbein en 1934 como el Logaritmo negativo de base 2 del tamaño de grano en milímetros:

Phi (Φ). = $-\log_2 N$, donde: N = tamaño de grano en mm ó la apertura de cada malla en mm.

Los datos obtenidos son representados gráficamente en histogramas para visualizar de una manera simple la distribución granulométrica. En el eje Y van los diámetros de las partículas que están expresadas en unidades (Φ), mientras en que el eje X van los pesos en cada fracción retenida expresadas en porcentaje (%). Las partículas más grandes corresponden a valores negativos de Φ y estas se representan a la izquierda del diagrama. Para graficar los histogramas se utilizó el software SFT Kware de acuerdo con el método de fragmentación y transporte secuencial (Sequential Fragmentation SFT por su sigla en inglés). Esta teoría es aplicada a depósitos volcánicos y puede brindar desde el punto de vista físico información sobre procesos de fragmentación y transporte, permitiendo obtener una visión más clara del dinamismo y estilos eruptivos a partir de la granulometría (Wohletz et al., 1989).

Parámetros estadísticos

Los parámetros estadísticos según Folk (1965) e Imman (1952), incluyen la mediana (Md), media (Mz), desviación estándar ($\sigma\emptyset$), asimetría (SkG) y curtosis (KG).

Se calcularon los parámetros estadísticos para las 126 muestras ubicadas en el sector proximal, medial y distal.

Mediana (Md). Según Folk (1965), es el diámetro correspondiente al 50% de la población de granos observada en la curva acumulativa. Es el punto medio de la distribución o el tamaño de grano para el que el 50% de la muestra es más fina y el 50 % más gruesa.

$$Md \emptyset = \emptyset 50.$$

Media (Mz). Según Folk (1965), es el tamaño promedio-aritmético, de la distribución de granos. Para el cálculo de la media (de manera gráfica) se utiliza la siguiente fórmula:

$$Mz = (\emptyset 16 + \emptyset 50 + \emptyset 84) / 3$$

Desviación estándar gráfica ($\sigma\emptyset$). Según Folk (1965) tiene en cuenta la zona central y ambas colas de la curva. Corresponde al coeficiente de la dispersión o sorteo, refleja la variación del tamaño de grano adentro de la población. El índice de sorteo se define mediante la siguiente formula.

$$\sigma\emptyset = (\emptyset 84 - \emptyset 16) / 4 + (\emptyset 95 - \emptyset 5.5) / 6.6$$

El índice de sorteo se define mediante la siguiente escala:

Clasificación ($\sigma\emptyset$)	Depósito piroclástico
< 0,35	Muy bien sorteado
0,35 - 0,50	Bien sorteado
0,50 - 0,71	Moderadamente bien sorteado
0,71 - 1	Moderadamente sorteado
1,0 - 2,0	Mal sorteada
2,0 - 4,0	Muy mal sorteado
> 4	Extremadamente mal sorteado

Asimetría (SkI). Según Folk (1965) este parámetro mide la desigualdad de la curva de frecuencia, la cual se establece graficando tamaño de grano y frecuencia de

ocurrencia en la muestra. Un valor positivo indica el desvanecimiento de la curva a la derecha de la media, con un exceso de partículas finas. Un valor negativo indica un desvanecimiento de la curva a la izquierda de la media, con un exceso de gruesos. Para el cálculo de la desviación estándar se usa la siguiente formula:

$$(Sk) \phi = (\phi_{84} + \phi_{16} - 2 \phi_{50} / 2(\phi_{84} - \phi_{16})) + (\phi_5 - \phi_{95} - 2\phi_{50} / 2(\phi_{95} - \phi_5))$$

Los resultados se interpretan en base a los siguientes intervalos

Clasificación	Asimetría
-1.00 a -0.30	Asimetría muy negativa
-0.30 a -0.10	Asimetría negativa
-0.10 a 0.10	Cercanamente simetría
0.10 a 0.30	Asimetría positiva
0.30 a 1.00	Asimetría muy positiva

Kurtosis (KG). Mide la forma de la parte central de una curva Gausiana, es decir “peakedness”. Se establece haciendo una comparación entre el calibrado en las colas de la distribución y el calibrado en la porción central de la misma. Las curvas se denominan Leptocurticas o puntiaguda si la porción central de la curva es mejor seleccionada. Si ocurre lo contrario la curva es platicurtica o achatada. Una kurtosis con valor de 1 indica que la curva tiene distribución log normal; una aproximación a esta distribución da como resultado una curva mesocurtica (Figura 4.13).

$$kG = (\phi_5 - \phi_{95}) / 2.44 (\phi_{75} - \phi_{25})$$

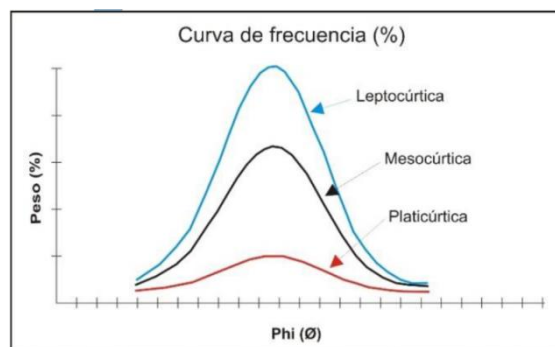


Figura 3. 5. Tipos de Kurtosis (KG) en las curvas de frecuencias.

Los siguientes valores son los descriptores propuestos por Folk and Ward (1957) para los diferentes grados de agudeza.

Clasificación	Kurtosis
< 0.67	Muy platicúrtica
0.67 - 0.90	Platicúrtica
0.90 - 1.11	Mesocúrtica
1.11 - 1.50	Leptocúrtica
1.50 – 3.00	Muy leptocúrtica
>3.00	Extremadamente leptocúrtica

- **Proporción de componentes litológicos**

Las proporciones relativas de los diferentes componentes en un depósito piroclásticos reflejan su modo de formación y fragmentos, detalles del proceso de transporte y emplazamiento. Se usan diferentes técnicas para separar pómez, cristales y líticos en las diferentes clases de tamaño. Para esto se escogieron cuatro fracciones después del tamizado (4, 2, 0.500, 0.125 mm). Luego se cuartea las muestras hasta llegar a los 100 o 500 granos, seguidamente se utiliza el microscopio binocular y una pinza para realizar el conteo litológico, separando en componentes juveniles; líticos co – genéticos; líticos no juveniles; cristales. Estos datos son apuntados en un cuadro Excel para determinar un factor de conversión para los componentes litológicos a fin de convertir el porcentaje contado de granos a porcentajes en peso equivalente.

Malla (mm)	Phi	HP-2015-01		HP-2015-02		HP-2015-03		HP-2015-04		HP-2015-06		HP-2015-07		HP-2015-09		HP-2015-10	
		Peso (gr)	Peso Acum. (%)	Peso (gr)	Peso Acum. (%)	Peso (gr)	Peso Acum. (%)	Peso (gr)	Peso Acum. (%)	Peso (gr)	Peso Acum. (%)	Peso (gr)	Peso Acum. (%)	Peso (gr)	Peso Acum. (%)	Peso (gr)	Peso Acum. (%)
31.5	-5.0	30.69	2.78	140.47	11.93	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
22.4	-4.5	32.77	5.76	104.56	20.82	20.74	1.99	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	18.48	2.69
16	-4.0	123.46	16.96	117.01	30.76	33.12	5.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	20.85	5.73
11.2	-3.5	101.30	26.15	154.21	43.86	51.76	10.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	59.88	14.47
8	-3.0	98.10	35.05	108.22	53.06	63.25	16.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.84	76.58	25.63
5.6	-2.5	112.84	45.28	101.38	61.67	79.37	23.85	0.16	0.04	0.11	0.02	0.02	0.00	0.64	0.31	97.12	39.80
4	-2.0	120.18	56.19	84.88	68.88	83.15	31.84	0.11	0.07	0.25	0.07	0.00	1.64	0.66	102.86	54.80	
2.8	-1.5	119.87	67.06	79.50	75.64	109.03	42.32	0.42	0.17	0.16	0.10	0.00	3.04	1.30	103.42	69.88	
2	-1.0	100.79	76.20	59.73	80.71	102.45	52.17	0.56	0.31	0.39	0.18	0.00	5.09	2.38	71.52	80.31	
1.4	-0.5	81.19	83.57	54.49	85.34	103.81	62.14	2.04	0.82	1.18	0.41	0.04	7.08	3.87	59.02	88.91	
1	0.0	62.21	89.21	42.68	88.97	95.84	71.35	4.52	1.95	2.59	0.93	0.27	14.68	6.97	39.11	94.82	
0.5	1.0	81.77	96.63	84.17	96.12	194.19	90.01	28.26	8.98	20.84	5.05	15.91	3.00	105.27	33.81	99.55	
0.355	1.5	13.08	97.82	20.84	97.89	60.26	95.80	26.99	15.70	44.66	13.90	76.51	17.12	104.57	51.26	1,37	99.75
0.25	2.0	5.68	98.33	8.29	98.59	29.07	98.59	43.77	26.60	68.26	27.42	166.25	47.82	125.38	77.72	0.45	99.81
0.18	2.5	4.06	98.70	2.73	98.82	7.09	99.28	59.63	41.45	65.95	40.47	93.46	65.07	67.75	92.02	0.44	99.88
0.125	3.0	0.67	98.76	2.24	99.01	1.68	99.44	58.21	55.95	57.48	51.86	50.11	74.33	20.04	96.25	0.34	99.93
0.09	3.5	1.00	98.85	1.16	99.11	0.65	99.50	40.23	65.96	33.17	58.43	33.23	80.46	3.79	97.05	0.18	99.95
0.063	4.0	0.38	98.89	1.51	99.24	0.78	99.57	33.34	74.27	40.95	66.53	39.34	87.73	2.93	97.67	0.32	100.00
0.032	5.0	12.25	100.00	8.92	100.00	4.43	100.00	103.34	100.00	169.00	100.00	100.00	100.00	11.05	100.00	0.00	100.00
total		1102,29		1176,99		1040,67		401,58		504,99		541,61		473,80		685,74	

Malla (mm)	Phi	HP-2015-13		HP-2015-14		HP-2015-15		HP-2015-16		HP-2015-18		HP-2015-19		HP-2017-01a		HP-2017-01	
		Peso (gr)	Peso Acum. (%)	Peso (gr)	Peso Acum. (%)	Peso (gr)	Peso Acum. (%)	Peso (gr)	Peso Acum. (%)	Peso (gr)	Peso Acum. (%)	Peso (gr)	Peso Acum. (%)	Peso (gr)	Peso Acum. (%)	Peso (gr)	Peso Acum. (%)
31.5	-5.0		0	55.35	6.59	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
22.4	-4.5	12.64	0.95	25.923	9.68	37.67	3.31	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
16	-4.0	61.45	5.54	47.9	15.39	36.98	6.57	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
11.2	-3.5	68.42	10.66	50.57	21.41	71.93	12.90	0	0	1.46	0.24	0	0	0	0	0	0
8	-3.0	103.22	18.38	50.58	27.44	81.82	20.10	0	0	0	0.24	0	0	0	0	0	0
5.6	-2.5	133.16	28.34	67.07	35.43	96.30	28.57	0.18	0.04	0.74	0.36	0	0	0	0	0	0
4	-2.0	146.22	39.28	62.86	42.92	93.93	36.84	1.28	0.29	2.64	0.78	0	0	0	0	0	0
2.8	-1.5	170.91	52.06	74.89	51.84	102.71	45.88	4.82	1.25	5.02	1.59	1.73	0.32	0	0	0	0
2	-1.0	123.06	61.27	73.81	60.63	87.11	53.54	10.03	3.25	8.97	3.04	6.17	1.46	0	0	0	0
1.4	-0.5	139.47	71.70	77.92	69.91	93.20	61.75	23.75	7.98	16.56	5.71	25.49	6.16	0	0	0	0
1	0.0	127.55	81.24	67.66	77.97	79.52	68.74	35.81	15.11	24.06	9.59	64.68	18.09	1.32	1.03	0	0
0.5	1.0	200.89	96.27	137.95	94.41	149.03	81.86	156.24	62.23	90.11	24.12	278.81	69.53	17.96	15.11	103.22	26.74
0.355	1.5	38.28	99.13	30.616	98.06	148.94	94.97	96.71	65.50	62.29	34.16	90.28	86.19	23.00	33.15	94.66	48.95
0.25	2.0	9.65	99.86	12.616	99.56	44.76	98.91	95.41	84.50	84.89	47.85	45.24	94.53	38.11	63.02	121.25	77.39
0.18	2.5	1.25	99.95	2.824	99.90	8.74	99.67	46.01	93.67	104.92	64.78	13.52	97.03	23.10	81.14	67.14	93.14
0.125	3.0	0.55	99.99	0.653	99.97	2.06	99.86	12.99	96.26	102.72	81.34	13.58	99.53	14.63	92.60	26.03	99.24
0.09	3.5	0.14	100.00	0.125	99.99	0.57	99.91	1.86	96.63	61.39	91.24	0.73	99.67	2.41	94.50	2.36	99.80
0.063	4.0		100.00	0.102	100.00	0.26	99.93	0.92	96.81	54.31	100.00	0.68	99.79	1.32	95.53	0.29	99.87
0.032	5.0		100.00			0.82	100.00	16.00	100.00		100.00	1.12	100.00	5.70	100.00	0.57	100.00
total		1336,86		839,42		1136,34		502,01		620,08		542,03		127,55		426,32	

Tabla 3. Cuadros mostrando los resultados de pesos parciales y porcentajes acumulados, para el análisis granulométrico del depósito de caída pliniana en la zona proximal.

3.3.4 Análisis y discusión de los resultados

- Caracterización de los componentes litológicos del depósito de caída pliniana, que permite definir el contenido litológico y su variación a través del depósito.
- Procesamiento de resultados de laboratorio.
- Elaboración de columnas estratigráficas.
- Análisis granulométricos para determinar las características, proceso de transporte y emplazamiento del depósito de caída.
- Elaboración de mapas de isópacas e isopletas para reconstruir la dinámica de la columna eruptiva (altura, velocidad de ascenso, los parámetros HT y HB, duración, descarga volumétrica y másica).
- Redacción de la tesis.

CAPITULO IV

RESULTADO Y DISCUSIÓN

4.1 SECUENCIA ESTRATIGRÁFICA DE LOS DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS DE LA ERUPCIÓN DEL VOLCÁN HUAYNAPUTINA DEL AÑO 1600 D.C.

En el trabajo de campo se realizaron 26 columnas estratigráficas, donde se identificaron 5 unidades: unidad 1, depósito de caída pliniana; unidad 2, depósito de capas de ceniza; unidad 3, Corrientes de densidad piroclástica (CDP); unidad 4, depósito de caída de lapilli y ceniza conformada de cristales libres; unidad 5, depósito de flujo de ceniza.

Utilizamos la definición de zonas propuesta por Pyle (1989) donde se distingue las zonas en base a inflexiones (cambios de pendiente) ya que esto nos indica cambios de decrecimiento exponencial (Figura 4.39). Se consideraron tres zonas de dispersión: zona proximal de 0 a 32 km con espesores de 0.4 a 12 m, zona medial de 32 a 78 km con espesores que van de 0.1 a 0.4 m y finalmente la zona distal, superior a 78 km con espesores entre 0.01 a 0.1 m (Figura 4.1).

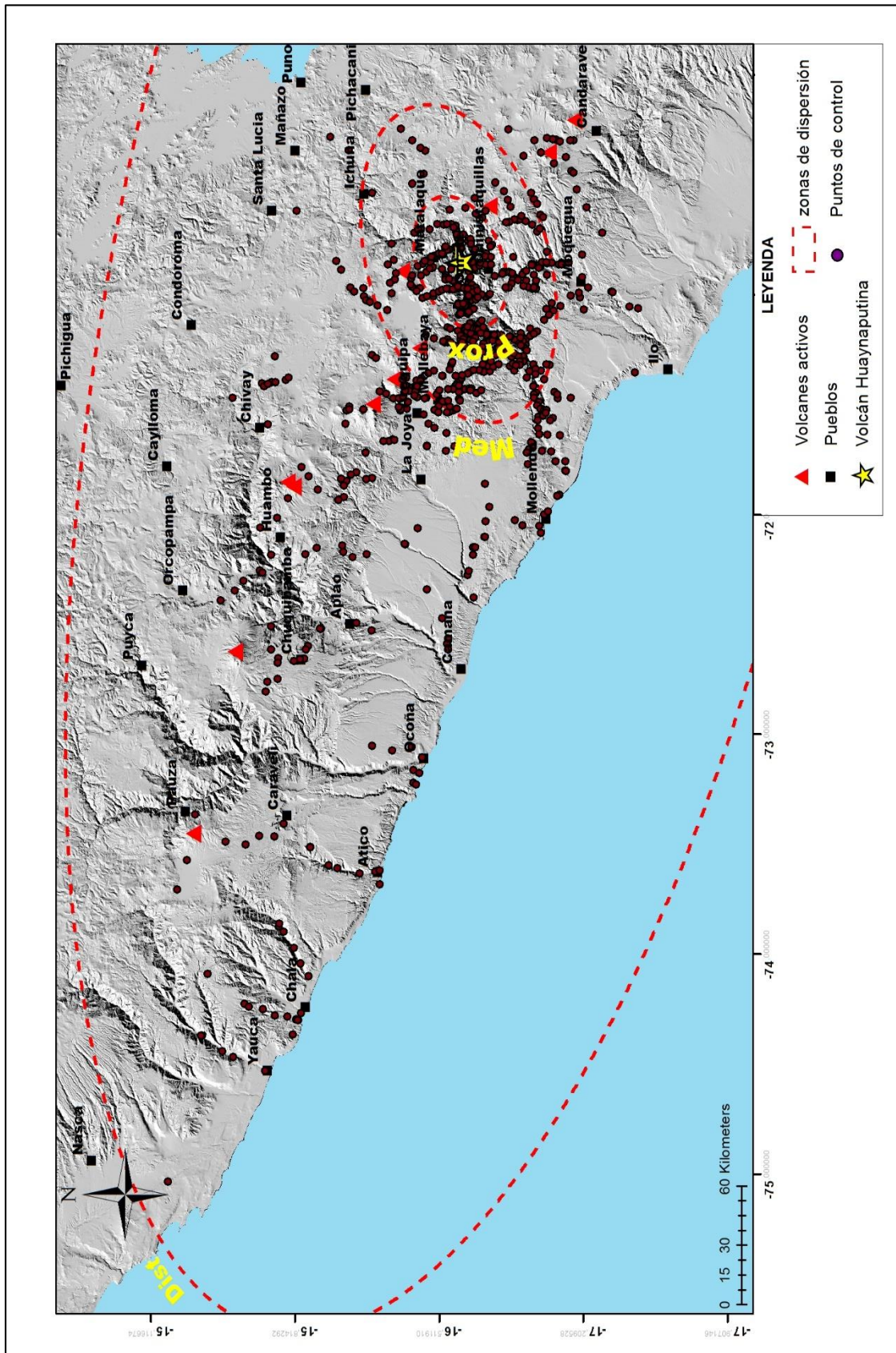


Figura 4. 1. Zona de dispersión del depósito de caída piniana

4.1.1 Unidad 1, depósito de caída pliniana

En la zona proximal (< 32 km), el depósito de caída pliniana está distribuido al ONO (sotavento) pero disminuye hacia el este. A una distancia de 1 km al NO del cráter el depósito es masivo con 12 m de espesor, donde se identificaron 7 capas. 1) La primera capa está constituido de pómez centimétricas con manchas de óxido y líticos oxidados en su mayoría con algunos líticos co - genéticos y accidentales de 5 a 10 cm de diámetro. 2) En la segunda capa las pómez aumentan de tamaño entre 10 a 15 cm, mientras que los líticos disminuyen en cantidad, pero aumenta en tamaño. 3) La tercera capa presenta estratificación, conformada de pómez con manchas de óxido, con diámetro de hasta 20 cm. Presencia de líticos oxidados, co - genéticos y accidentales de gran tamaño 4) la cuarta capa presenta pómez de hasta 30 cm de diámetro, posicionadas horizontalmente. Mientras que los líticos aumentan en cantidad y tamaño. 5) La quinta capa está conformada de pómez entre 10 a 12 cm de diámetro, rico en líticos accidentales y co - genéticos con pocos líticos oxidados. 6) La sexta capa, presenta pómez masiva de tamaños centimétricos y algunas capas de ceniza. Los líticos disminuyen en cantidad y tamaño 7) La séptima capa es rica en líticos co - genéticos y accidentales con algunos líticos oxidados de diámetros entre 30 a 35 cm (Figura 4.2).



Figura 4. 2. (N 8161211, E 301862, 4350 msnm) Depósito de caída pliniana ubicado en el cráter del volcán Huaynaputina.

A una distancia de 15 km del cráter al SO en dirección al eje de dispersión, el depósito de caída pliniana es masiva, varía entre 2 a 2.6 m de espesor (Figura 4.3). El depósito presenta una gradación variable de la base hasta el tope, donde se diferenciaron cuatro capas: 1) La primera capa presenta una gradación inversa hasta la parte media. Conformada por lapilli de pómez con presencia de muchos líticos oxidados y algunos líticos co -genéticos y accidentales, de tamaños milimétricos a centimétrico, entre 10 a 15 % en cantidad. 2) En la segunda capa las pómez aumentan de tamaño al igual que los líticos a tamaños centimétricos. 3) en la tercera capa la pómez es masiva aumentado de tamaño y se encuentran de forma alineada, mientras que los líticos aumentan de tamaño, pero disminuyen en cantidad de 5 a 3 %, 4) en la cuarta capa las pómez disminuyen de tamaño y los líticos son escasos 1%, 5) en la quinta capa está conformada por ceniza gruesa, 6) esta capa se observa en la zona proximal, es una capa de 1 a 2 cm delgada con pómez centimétricas y líticos milimétricos. Los líticos hidrotermalizados y oxidados se encuentran dispersos en todas las capas excepto en la quinta.

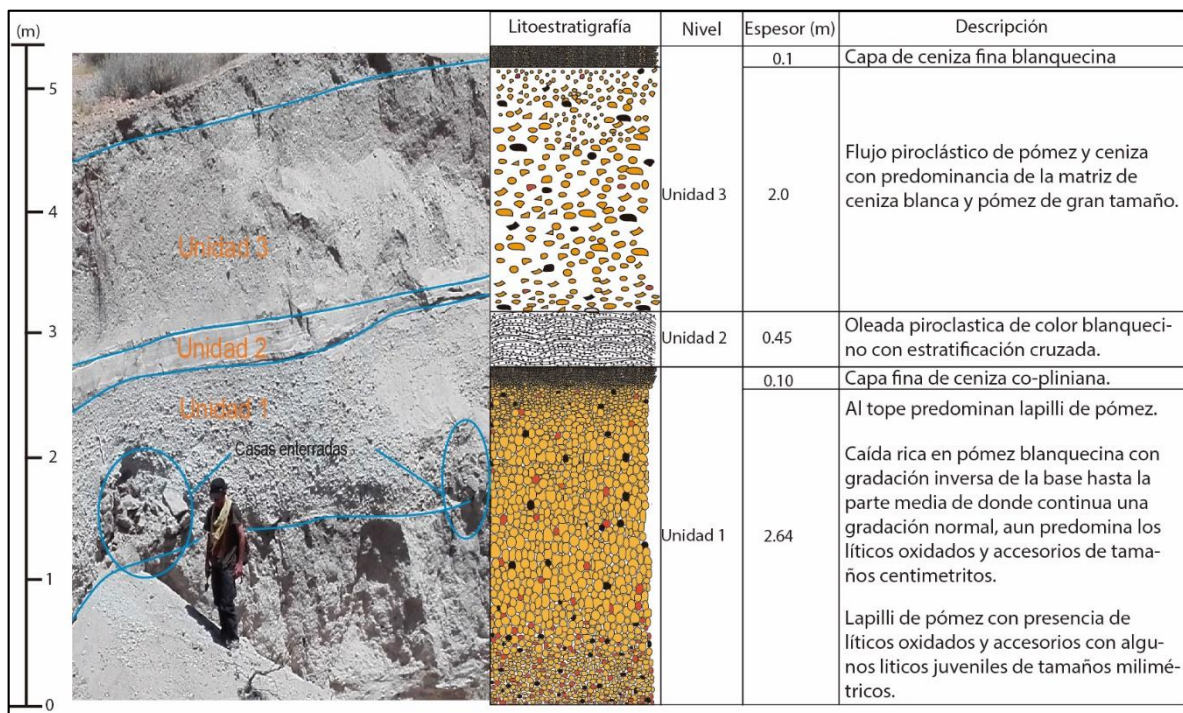


Figura 4. 3. (N 8148731, E 301658, 2090 msnm) Columna estratigráfica de los depósitos piroclásticos ubicado en la Quebrada de Calicanto a 14 km al sur del cráter.

En la zona medial (32 a 78 km), a 35 km del cráter entre Jaguay Grande y Jaguay Chico (Figura 4.4) el depósito de caída pliniana tiene un espesor de 0.26 a 0.32 m, se presenta en forma masiva y con gradación inversa de la base hacia la parte central seguida por una gradación normal hacia el tope. En el depósito se puede diferenciar cuatro capas, 1) en la base está conformada por lapilli de pómez con abundantes líticos, en especial los oxidados y co – genéticos. 2) La segunda capa está conformado por pómez de 1 a 4 cm de diámetro, y líticos de tamaño milimétrico pero en poca cantidad. 4) Hacia el tope existe un nivel delgado de lapilli de pómez con escasos líticos.

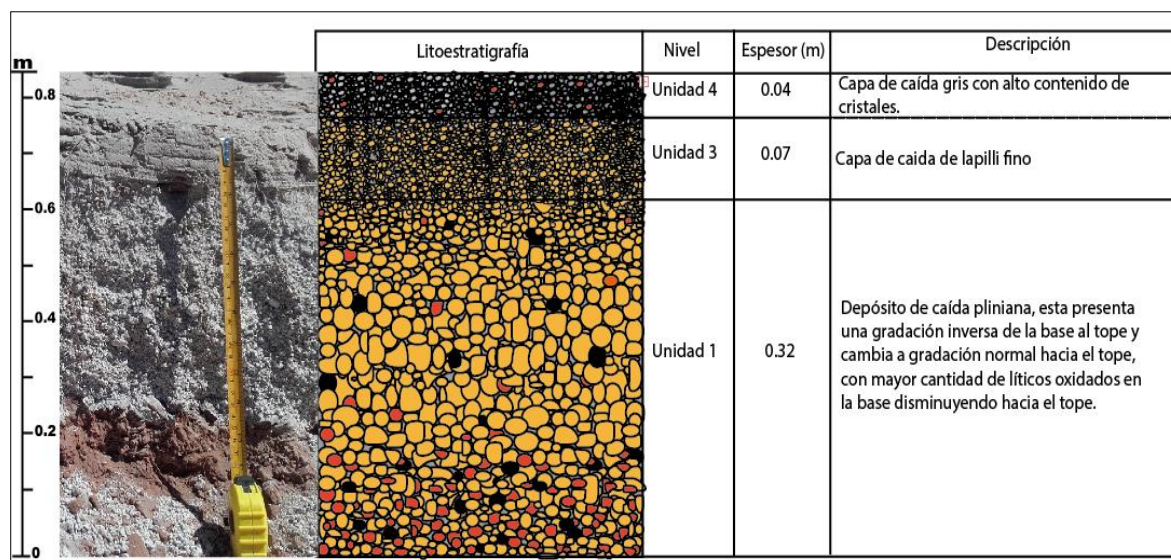


Figura 4. 4. (N 8132177 E 295816 2076 msnm) Columna estratigráfica de los depósitos piroclásticos, zona entre Jaguay Grande y Jaguay Chico al SO a 35 km del cráter.

En la zona distal (> 78 km) en dirección O - NO (sotavento) el deposito tiene menor espesor y en zonas ultra distales se encuentra mezclada con las unidades 1 y 2. EL Deposito de caída pliniana presenta una gradación normal de la base a la parte superior, esta conformados por lapilli de pómez y ceniza fina a gruesa rica en fragmentos de vidrio, pero pobre en cristales. A los 100 km en dirección NO (sotavento), el depósito tiene un espesor de 6 cm, conformado por 2 capas delgadas: 1) lapilli de pómez y 2) intercalación de ceniza gruesa y fina, rica en fragmentos de vidrio.

La estratigrafía de la zona contraria al eje de dispersión está conformada por: la caída pre - 1600 d.C datada por Juvigné et al (1997) en 9700 + 190 años. Luego hay una capa de suelo entre 40 a 50 cm de espesor, sobre este descansa los depósitos de la erupción del año 1600 d.C. del volcán Huaynaputina.

El depósito de caída pliniana se encuentra a una distancia de 9 km al NE del cráter tiene un espesor de 50 cm. Presenta una gradación normal de la base hasta el tope. El depósito tiene un sorteo pobre. Dentro de la caída pliniana se puede identificar un flujo piroclástico intrapliniano de color blanquecino. En el tope los líticos son abundantes, a diferencia de los depósitos que se encuentran en dirección al eje de dispersión (Figura 4.5).



Figura 4. 5. (N 8164268, E 309874, 2743 msnm) Depósito de caída pliniana ubicado al este a 9 km del cráter cerca del Paso Niño Mojo, contrario al eje de dispersión a) Depósito de caída pre-1600 d.C con 1 m de espesor.

Correlación estratigráfica de la caída pliniana

La ubicación de las secciones más representativas se encuentra en la figura 4.6, las que se localizan entre la zona proximal a distal. Las secciones permitieron realizar las correlaciones estratigráficas con mayor certidumbre sin embargo en la zona distal algunas unidades no se encuentran presentes.

Capa a: el depósito está conformado por pómez y líticos de tamaños milimétricos a centimétricos, con presencia de gran cantidad de líticos no juveniles (líticos oxidados y

accidentales) y algunos líticos co-genéticos. El depósito tiene un espesor de 0.20 m en la zona proximal, mientras en la zona medial tiene un espesor de 0.05 m y en la zona distal presenta un espesor de 0.06 m que conforma parte de las tres capas superiores b, c, d.

Capa b: el depósito está conformado por pómez de tamaños centimétrico, los líticos no juveniles disminuyen en cantidad, pero aumentan de tamaño. En la zona proximal el depósito tiene un espesor de 1.40 m, en la zona medial presenta un espesor de 0.17 m que conforma parte del depósito c, mientras que en la zona distal forma parte de los depósitos superiores a, b, c, d.

Capa c: el depósito es masivo, las pómez aumentan de tamaño mientras que los líticos disminuyen, pero aumentan de tamaño, el depósito presenta una ligera alineación. En la zona proximal el depósito tiene un espesor de 1.60 m, en la zona medial forma parte del depósito superior (c), la zona distal forma parte de los depósitos superiores a, b, d.

Capa d: el depósito presenta pómez de menor tamaño (centimétricos a milimétrico), mientras los líticos disminuyen de cantidad y tamaño. En la zona proximal el depósito tiene un espesor de 0.8 m, en la zona medial tiene un espesor de 0.15 m, mientras en la zona distal forma parte de los depósitos a, b, c.

Capa e: el depósito está conformado por ceniza gruesa y fina. En la zona proximal el depósito tiene un espesor de 0.08 m, en la zona medial 0.02 m y en la zona distal disminuye a 0.01 m de espesor.

Capa f: el depósito está conformado por pómez y algunos líticos en su mayoría no juveniles de tamaños centimétricos. Esta capa solo se presenta en la zona proximal con un espesor de 0.02 m.

4.1.2 Unidad 2, depósito de capas de ceniza

En las zonas proximales, el depósito mide entre 9 a 19 cm de espesor. A los 10 km (Quebrada Suto) del cráter con dirección de dispersión al SO, se presenta en capas alternadas de ceniza blanquecina con lapilli de pómez, con un espesor de 15 cm. A los 15 km del cráter con dirección al eje de dispersión SO el depósito tienen un espesor de 36 cm (Figura 4.7), compuesta por capas de ceniza con espesores milimétricos alternadas con pacas de ceniza gruesa y lapilli de pómez con espesores milimétricos que presentan ondulaciones y estratificación cruzada con presencia de algunos líticos oxidados y accidentales.

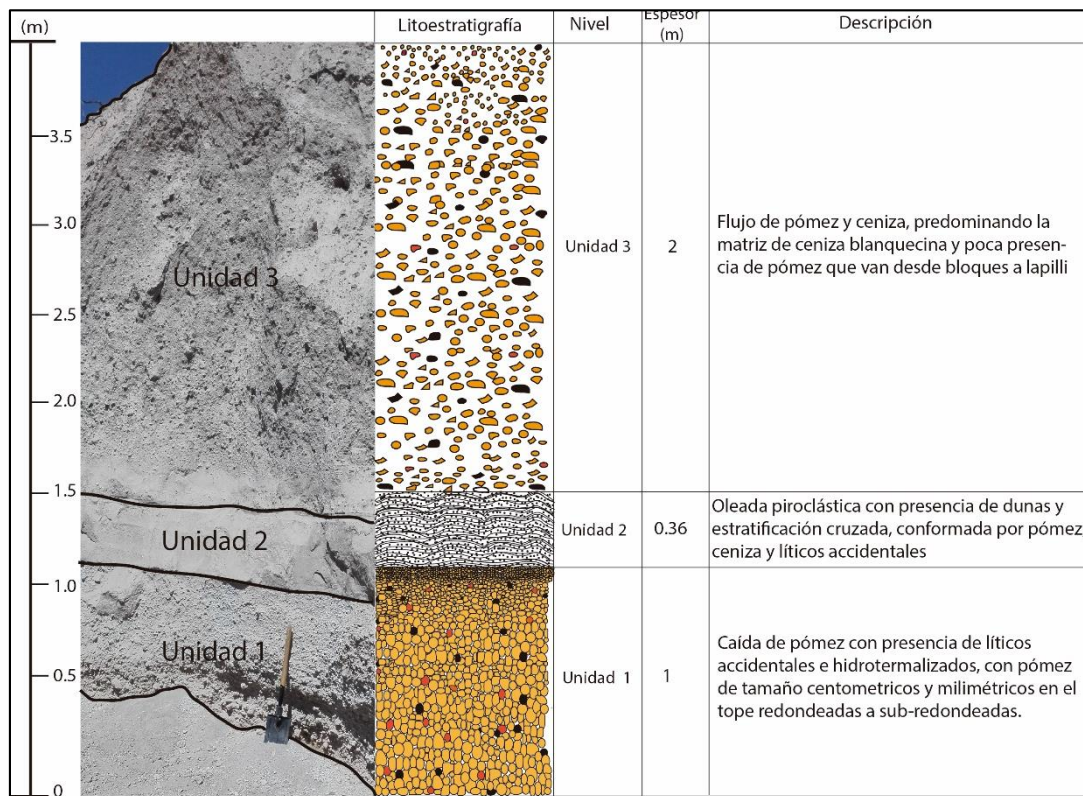


Figura 4. 7. (N 8148895, E 30156, 2050 msnm) Columna estratigráfica de los depósitos piroclásticos, en la Quebrada izquierda de Calicanto a 14 km al sur del cráter del volcán.

En la zona medial, a 35 km en la ribera derecha del Rio Putina en dirección SO, el depósito presenta espesores entre 3 a 6 cm conformada por capas alternadas de ceniza gruesa con espesor milimétrico y lapilli de espesor centimétrico (Figura 4.8) que yacen sobre la caída pliniana.

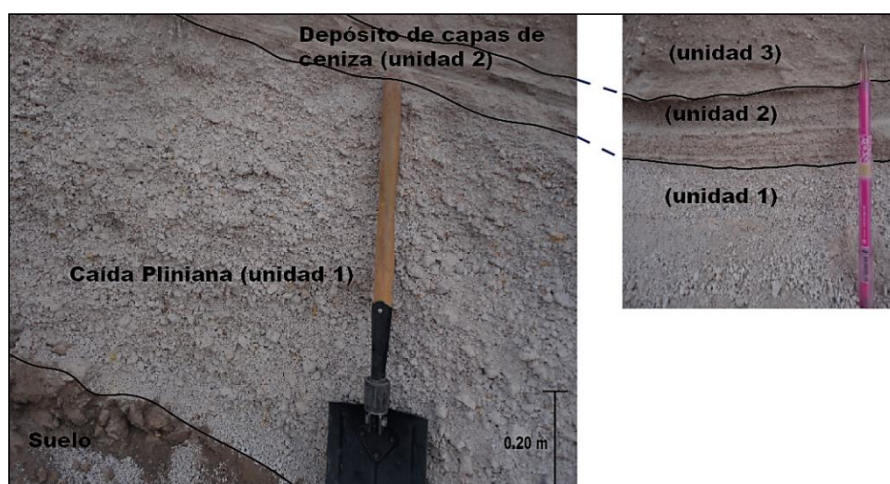


Figura 4. 8. (N 814281 E 297070 1819 msnm) Depósitos de la erupción del año 1600 d.C. ubicado al SO del cráter a la ribera del Rio Putina con un espesor de 36 cm.

En sentido contrario al eje de dispersión (sotavento), ligeramente oblicuo a 11 km en dirección NE (poblado de Cacahuara), el depósito de capas alternadas de lapilli y ceniza mide 8 cm de espesor

4.1.3 Unidad 3, Corrientes de densidad piroclástica (CDP)

Se diferenciaron dos tipos de flujos canalizados y no canalizados.

Flujos piroclásticos canalizados se extendieron hasta un radio de 40 km con direcciones al E, NE y SE del cráter, ubicados en los afluentes del rio Tambo. Al SE del cráter en la quebrada Agua Blanca el deposito presenta ocho capas. La primera y sexta capa tienen espesores entre 2 a 7 m, conformadas por pómez y ceniza, con presencia de líticos co - genéticos y accidentales con algunos bloques de gran tamaño. La segunda y quinta capa tienen espesores entre 1 a 1.5, conformada por pómez rico en líticos co - genéticos y accidentales. La tercera y séptima capa presentan espesores entre 2 a 2.5 m, constituido de una matriz de cenizas rica en líticos accidentales y co - genéticos. La cuarta y octava capa presentan 40 cm de espesor, conformada por capas alternada de lapilli y ceniza con presencia de líticos oxidados y co - genéticos con un espesor de 40 cm.

Flujos piroclásticos no canalizados, se extendieron a más de 15 km del cráter con direcciones al O, SO, NO, ubicados en las laderas y principales afluentes del lado

oeste del río Tambo. A los 15 km al SO del cráter en la zona de Calicanto, el depósito tiene un espesor de 2 a 2.25 m, conformado por tres o cinco capas, compuesta de lapilli y líticos (oxidados, co - genético y accidentales) con algunas bombas freatomagmáticas (Figura 4.9). Las pómez presentan una estratificación inversa mientras que los líticos tienen una estratificación normal. 1) La primera capa presenta flujos de ceniza y pómez con algunos líticos, con un alto contenido de matriz (20 a 30%). 2) la segunda capa los líticos van aumentando en cantidad y tamaño dentro de una matriz de ceniza parda. 3) la última está conformado por bloques (co - genéticos y accidentales) con algunas bombas. Hacia el tope hay pequeños subniveles de lapilli de pómez dentro de una matriz de ceniza.

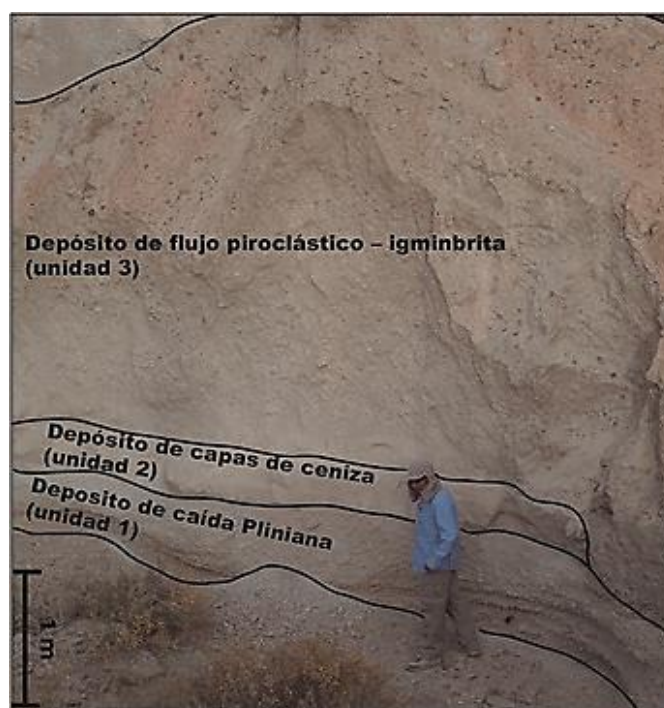


Figura 4. 9. (N 8148731 E 301658 2100 msnm) Depósito de flujo piroclástico de pómez y ceniza, en la Quebrada Calicanto situado a 14 km al S del cráter.

En la zona medial, el flujo piroclástico canalizados se depositan en ambos márgenes del río Tambo, en un tramo de 30 km del cráter, con dirección al E NE. El depósito varía de 1 a 3 m de espesor, Se diferenciaron dos capas: 1) en la base está conformada por capas lapilli de pómez de espesores milimétrico. 2) en la parte superior presenta flujos de pómez con líticos accidentales y co – genéticos (gradación inversa), y líticos oxidados (gradación normal) con lagunas bombas freatomagmáticas dentro

de una matriz de ceniza blanca con porcentaje entre 70 a 80%. Este depósito es interpretado como una subunidad 3a (Figura 4.10).

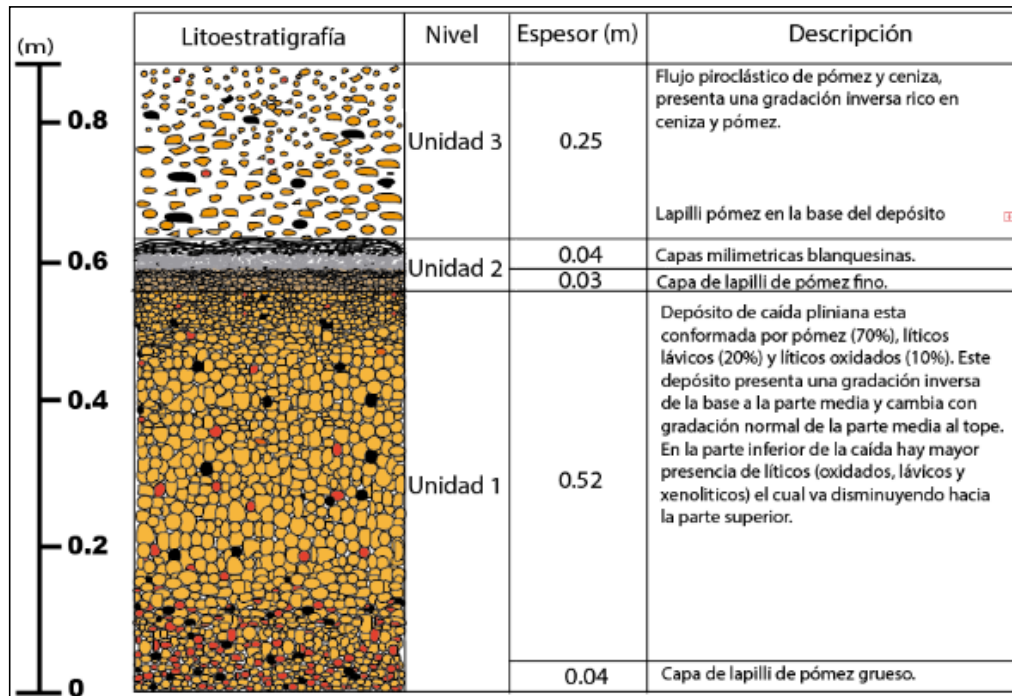


Figura 4. 10. (N 8144721 E 292280 1640 msnm) Columna estratigráfica de los depósitos piroclásticos Sector Campaya, ubicado a 20 km al sur del cráter.

En el sector distal el depósito se presenta en capas delgadas de ceniza fina de color gris, considerada como ceniza co-ignimbrita El deposito se halla hasta los 600 km al NO del y a 300 km al este y sur del cráter. A los 76 km del cráter en Arequipa al NO en dirección al eje de dispersión el depósito tiene un espesor de 5 cm y en algunos casos esta combinado con la unidad 2.

En el sentido contrario al eje de dispersión (barlovento), a 10.5 km al NE del volcán, el depósito de flujo de cenizas es masivo de color ocre y disminuye a 55 cm de espesor. Este depósito posee un bajo porcentaje de lapilli de pómez y líticos oxidados, que yacen al depósito de oleada piroclásticas.

- **Depósitos de oleadas basales intercalada con ignimbritas proximales (sub-unidad 3a)**, presenta estratificación cruzada, formando antidunas de 1 a 3 m espesor intercalada con ignimbritas de 10 m de espesor, extendidas hasta los 15

km del cráter. Conformada de lapilli acrecional, capas estratificadas de ceniza y lapilli con alto contenido de líticos oxidados (Figuras 4.11 y 4.12).

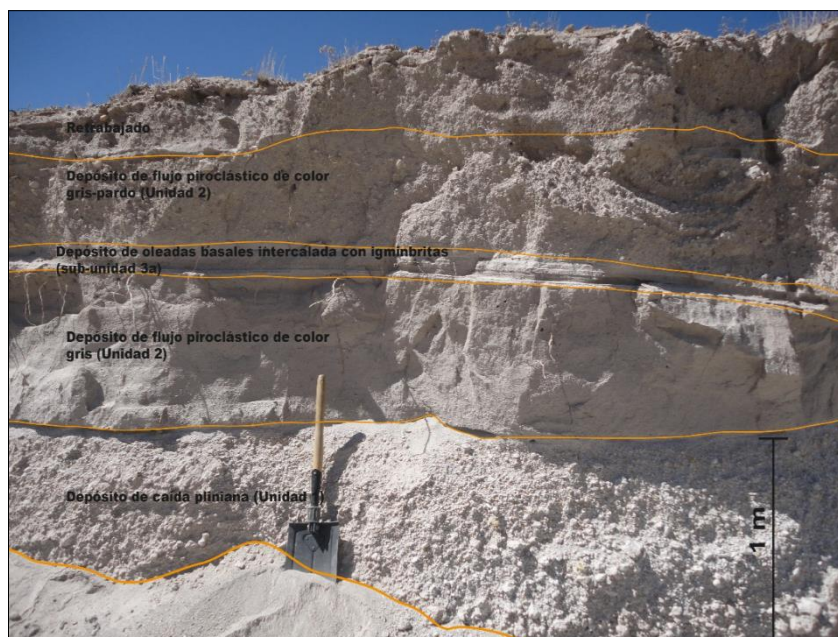


Figura 4. 11. (N 8150548 E 301287 2185 msnm) Depósitos de corrientes de densidad piroclástica (CDP). Ubicados a 12 km del cráter.

- **Depósito co-ignimbrítico (sub-unidad 3b)**, El depósito no muestra una disminución significativa en el espesor desde una distancia de 30 a 75 km. El depósito está conformado por capas de ceniza de color gris de 1 a 4 cm de espesor con presencia de algunos líticos lávicos y oxidados, visibles en secciones mediales.

4.1.4 Unidad 4, depósito de caída de lapilli y ceniza conformada de cristales libres

La unidad 4 rica en cristales se encuentra entre las unidades 3 y 5 en valles proximales, también entre las unidades 2 y 3 en secciones mediales y distales. La unidad 4 presenta espesores entre 1 a 40 cm, que se extiende hasta los 80 a 100 km del cráter en dirección al O y NO. Disminuye bruscamente de espesor hacia el S y SO. El depósito se presenta estratificación de capas alternadas de lapilli y ceniza rica en cristales, separadas por una delgada capa de ceniza parda. La capa inferior se presenta en forma masiva con gradación inversa, constituida por lapilli y ceniza fina.

La capa superior presenta estratificación conformada de ceniza gruesa. Estos depósitos están constituidos por alto contenido en cristales.

En la zona proximal, a 14.5 km al SO del eje de dispersión presenta un espesor que varía entre 4.5 a 20 cm de espesor. Ubicados sobre las capas alternadas de lapilli y ceniza, y entre los depósitos de flujos de ceniza y pómez (Figura 4.12). El espesor mayor se ha medido cerca del poblado de Quinistacas a 13 km del cráter (Chichilin) con un espesor de 35 a 40 cm. Al sur en la Quebrada Agua Blanca a 12 km del cráter, el espesor disminuye en 4.5 cm de espesor y se encuentra separado una capa delgada de ceniza fina.

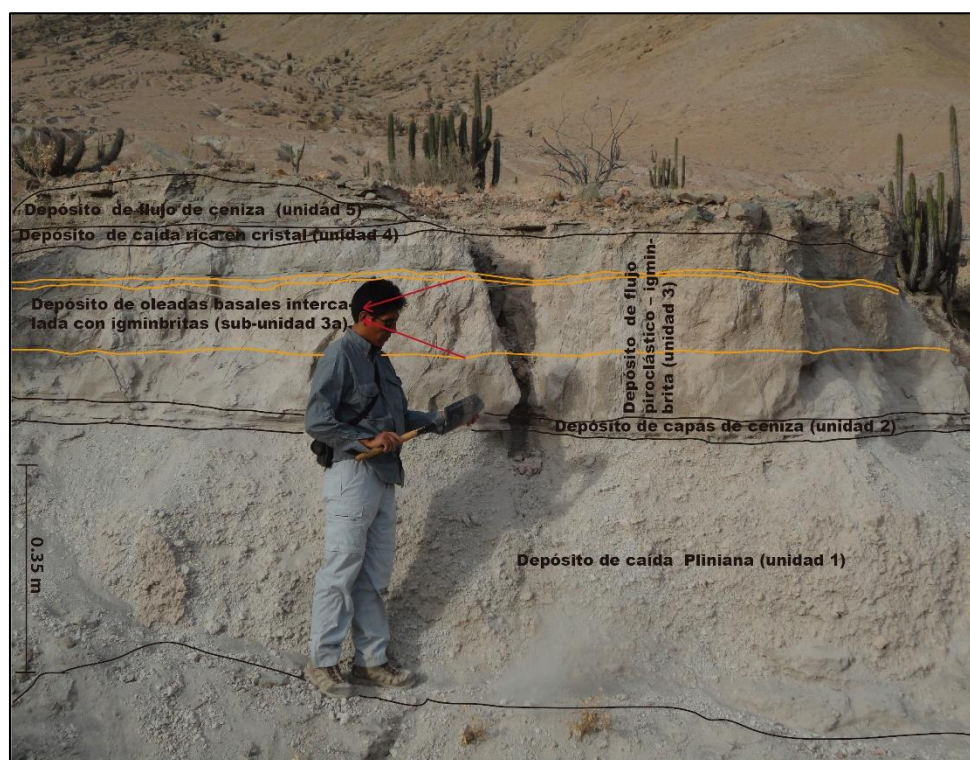


Figura 4. 12. (N 8148767 E 301677 2150 msnm) Depósitos ubicados a 14 km del cráter en la zona de Calicanto.

En la zona medial, a 42 km al NO del volcán el depósito rico en cristales, tiene un espesor entre 3.5 a 7 cm de espesor (Figura 3.13). A 51 km al SO del cráter (Santuario de Chapi) el depósito tiene un espesor de 4 a 5 cm compuesta por capas ricas en cristales de plagioclasa, biotita y minerales opacos (Thouret et al., 2002). A los 60 km en la carretera a Logen en dirección NNO del cráter el depósito caída de ceniza rica

en cristal tiene un espesor de 3 a 2 cm conformada por capas de ceniza vítrea enriquecida por cristales de plagioclasas, biotita y minerales opacos

En la zona distal, las capas de ceniza rica en cristal están cubiertas por una delgada capa de ceniza fina vítrea (subunidad 4), cuyo grosor aumenta con la distancia del cráter. A 100 km del cráter la unidad 4 tiene una dirección hacia el O y NO, pero disminuye en espesor hacia el S y SO.

4.1.5 Unidad 5, depósito de flujo de ceniza

La unidad 5 se ubica en las quebradas proximales extendiéndose hasta las zonas mediales y distales, con dirección al O y NO. En la en las laderas empinadas del anfiteatro el depósito está conformado por dos sub-unidades: 1) capas de lapilli y ceniza gruesa con estratificación cruzada 2) brecha conformada por mezcla de bloques, lapilli de pómez y ceniza gruesa. A 3 km del cráter los depósitos tienen espesor de 10 a 30 cm. Los flujos de ceniza y pómez en forma de dunas, con conformados por líticos (co-genéticos, accidentales y oxidados) con algunos bloques lávicos y bombas.

En la zona proximal, a 15 km del cráter al S en dirección al eje de dispersión en la zona de Calicanto (figura 3.9). El depósito está conformado por tres sub-unidades, con espesor de 2 a 50 cm. 1) intercalación de capas de lapilli y ceniza fina, con estratificación cruzada, 2) mezcla de bloques de lava con lapilli y ceniza gruesa, 3) flujo piroclástico masivo rico en ceniza, con estratificación cruzada.

En la zona medial, a 46 km del cráter SO (sotavento), ubicado en la zona de Cerro las Palomas. Presenta un espesor de 5 cm, conformado por capas delgadas de ceniza fina color gris y ceniza gruesa con muy poca cantidad de líticos co- genéticos. A los 60 km al NNO (sotavento), en la carretera de Logen, el depósito tiene un espesor de 2 a 3 cm.

En la zona distal, en dirección al eje de dispersión, la unidad 5 se puede identificada hasta los 90 km al NO del cráter. El depósito se identificó en la quebrada Huarancayo a 78 km al NO en dirección al eje, conformado por capas de ceniza fina de 2 a 2.5 cm

4.1.6 Interpretación de los depósitos

Se correlaciono las unidades estratigráficas con las series de eventos explosivos inferidos de las crónicas españolas, concluyendo que la erupción del año 1600 d.C. comenzó el 19 de febrero y duro posiblemente hasta el 6 o 15 de marzo (Travada y Córdoba, 1923; Vásquez de Espinosa, 1942; Mateos, 1944; Barriga, 1951, 1952; de Murua, 1964; de Ocaña, 1969; Jara et al, 2000; Thouret et al, 2002). Así también fue importante el relato proporcionado por testigos oculares de la ciudad de Arequipa, a 75 km del volcán, como, por ejemplo, el informe de Pedro de Vivar a Vásquez y el informe de Simón Pérez de Torres a Barriga.

En base a la estratigrafía y a las características sedimentológicas, volcánicas de los depósitos piroclásticos, se infiere que la erupción se habría iniciado con una fase pliniana, posteriormente se produjeron oleadas piroclásticas, flujos piroclásticos, capas alternadas de lapilli con ceniza rica en cristal y finalmente caída de ceniza blanca (Tabla 4.1).

UNIDADES (tiempo, espesor)		DIRECCIÓN DE DISPERSIÓN	CRITERIOS SEDIMENTARIO	TAMAÑOS Y DISTRIBUCIÓN DE GRANOS	OBSERVACIONES
UNIDAD N° 1 caída pliniana , en 19 - 20 de febrero Cerca al conducto (≤ 1 km) 12m	Borde el anfiteatro		Depósito de caída de pómez masiva. Presenta gradación inversa de la base a la parte media y cambia a gradación normal hasta el tope. En la parte superior presenta intercalación de capas de ceniza gruesa y lapilli de 5 a 10 cm de espesor	Pómez mal sorteada de 10 - 35 cm, con presencia de líticos mayores de 1m de espesor.	No hay depósitos precursores. Los líticos oxidados disminuyen de la parte media a la superior en las zonas proximales. La mitad superior es más gruesa en los depósitos mediales. El depósito intraplino se presenta en la zona proximal en dirección contraria al eje de dispersión.
	SO				
	O				
	NO				
Sudunidad 1a: ceniza co - pliniana 2 cm a 100 km	NO	Ceniza blanca	ceniza fina		
	SO	Se tiene intercalación de capas, con estratificación cruzada formando antidiunas, con una capa inferior de gran grosor.	Lapilli muy mal sorteado y ceniza gruesa mal sorteada. Intercalación de capas de ceniza gruesa y fina, con poca cantidad de lapilli.	Intervalo o calma: 22-24 de febrero; ruptura estratigráfica: flujos de ceniza.	
UNIDAD N° 3: Corrientes de densidad piroclástica, en 25 - 28 febrero, 5 - 20 m	E, NE y SE	Flujos canalizados, conformado por pómez con gradación inversa, líticos con gradación inversa y bloques cógenéticos y accidentales, dentro de un matriz de ceniza.	ceniza fin, lapilli y bloques muy mal sorteado	flujo piroclástico canalizadas en las laderas a los 15 - 40 km del Río Tambo y a 5 - 15 km en afluentes del este y sur, 5 km al oeste	
	O, SO y NO	Flujos no canalizados, conformado en su mayoría de pómez con gradación inversa y algunos líticos con gradación normal, dentro de un matriz de ceniza fina a gruesa	Las pómez y líticos presentan un mal sorteado.		

Subunidad 3a: oleadas de base intercaladas con ignimbritas 25-28 de febrero, 1 - 3 m		Conformado por lapilli acrecional, capas de ceniza gruesa y fina con estratificación cruzada formando antidunas con alto contenido de líticos oxidados	La ceniza fina y lapilli están relativamente bien sorteado.	intercalada con ignimbritas en afluentes
Subunidad 3b: ceniza de co-ignimbritas, < 4cm hasta 100 km		Capas masivas de ceniza fina	lapilli y ceniza fina bien sorteada	Ubicados en la zona medial y distal
UNIDAD N°4: caída de lapilli y ceniza conformada de cristal, 2 - 3 marzo, 5 a 100 cm	O y NO	Capas alternadas de lapilli y ceniza rica en cristales, separadas por una delgada capa de ceniza fina blanquecina Presenta una gradación inversa, lapilli y ceniza fina Estratificación de ceniza gruesa rica en cristales.	El lapilli y ceniza gruesa está bien sorteada en la zona proximal. La ceniza fina presenta un buen sorteo en la zona medial y distal.	Distinguibiles hasta los 100 km al oeste y más gruesas capas al ONO, pero más delgadas hacia al S y SO.
Subunidad inferior				
Subunidad superior				
UNIDAD N°5: flujo de ceniza, 2 - 6 ó 15de marzo, 0,1 - 3 m		Intercalación de capas de ceniza fina de color gris con ceniza gruesa y escasos líticos. Capas con estratificación cruzada, acuñaamiento	Relativamente mal sorteada compuesta de lapilli y ceniza fina	capas fina de ceniza hasta a los 25 km del conducto
Subunidad inferior	O y NO		Lapilli y ceniza gruesa.	Dunas asimétricas cerca del conducto.
Subunidad superior		Intercalación de capas, formando antidunas.	conformada por mescla de bloques, lapilli y ceniza gruesa	Brechas de 5 m de espesor, en el borde del anfiteatro.

Tabla 4. 1. Cuadro resumen de la secuencia estratigráfica de la erupción del año 1600 D.C. del volcán Huaynaputina.

a) Unidad 1, depósito de caída pliniana

El depósito de caída pliniana corresponde al primer evento producido por la erupción del 1600 d.C. La unidad 1 presenta diversas características sedimentológicas dentro de un lóbulo de dispersión conforme aumenta la distancia con respecto al volcán.

El depósito de caída pliniana descansa directamente sobre un suelo pre-1600 d.C., por esta razón se infiere que no hubo ningún evento explosivo precursor a la fase pliniana. Según los repositorios de datos de Navarro et al (2000), probablemente la actividad fumarolita fue leve durante decenas de años antes de la erupción de 1600 d.C. La poca presencia de líticos en todo el depósito indica que el cráter estaba semi abierto, lo que permitió que la columna eruptiva evolucione rápidamente.

La columna eruptiva creció rápidamente y se mantuvo elevada. Esto se aprecia en la base de la caída pliniana. La cual comienza siendo masiva, con gradación inversa y rica en líticos. La presencia de líticos oxidados y manchas fumarolitas en las pómez evidencia la interrupción de un sistema hidrotermal en el cráter.

El máximo desarrollo de la columna eruptiva y descarga de material, con un cambio de dirección de dispersión. Esto se aprecia en la parte intermedia del depósito de caída pliniana, como lo demuestra el aumento de tamaño de la pómez, pero disminuye la cantidad de líticos. Sin embargo, la columna eruptiva fue inestable por un corto tiempo en la segunda mitad de la fase pliniana, donde se observa un flujo intrapliniano dentro del depósito, ubicado a lo largo del cañón del río Tambo hasta los 13 km al este del cráter. El flujo intrapliniano está correlacionado con el aumento de líticos oxidados, esto a causa que la fragmentación alcance el lecho de roca hidrotermalizada debajo de los flujos de lava, cuando la erupción alcanza más intensidad.

La altura de la columna eruptiva empezó a descender. Esto se aprecia en la parte superior del depósito de caída pliniana, con la disminución del tamaño de las pómez. En los últimos centímetros de la fase pliniana la disminución es brusca presentando una capa fina de ceniza.

b) Unidad 2, depósito de capas de ceniza-oleadas piroclásticas

La mayor parte de la unidad 2 consiste en capas de ceniza de espesor milimétrico alternadas con capas de ceniza gruesa de espesor centimétricos y lapilli. La mayoría de las capas se interpretan como cenizas post-pliniana, proceden de columnas menguantes así también se infiere a partir de eventos discontinuos y pequeños. Las capas de ceniza son más ricas en cristales y fragmentos líticos, pero más pobres en lapilli que la ceniza co-pliniana. El resto de la unidad 2 ubicadas en pendientes empinadas, hasta 15 km del cráter hacia el sur y el este no están relacionadas con las cenizas de la unidad 2. Las capas de ceniza presentan estratificación cruzada y antidunas, con presencia de pómez, las cuales fueron incorporadas de la caída pliniana y están ubicadas en la base de la unidad 2.

c) Unidad 3, depósito de flujo piroclástico tipo PDC

Según Thouret et al (2002) las corrientes de densidad piroclástica se generaron por colapsos repetitivos de la columna o por el sobrecalentamiento del cráter. Debido a que las corrientes de densidad piroclástica no presenta la misma composición petrológica que la unidad 2.

Los flujos canalizados, son considerados flujos piroclásticos de pómez y ceniza no soldadas ricas en líticos. Los que se encuentra depositados del lado contrario al eje de dispersión. La gran cantidad de líticos reflejan la profundización en el cráter y desprendimiento de la base del anfiteatro. Por otro lado, la presencia de “gas pipe” y bombas de corteza de pan en la base del flujo indica un alto contenido de gas y enfriamiento rápido del magma.

Los flujos no canalizados, son consolidados en como flujos piroclásticos de pómez y ceniza no soldadas. Se encuentran depositadas en dirección al eje de dispersión, conformadas por 5 a 6 capas, compuestas por lapilli de pómez y líticos en una matriz de ceniza con pocas bombas freatomagmaticas.

- **Depósitos oleados basales intercalada con ignimbritas proximales (sub-unidad 3a)**

La sub-unidad 3a se encuentra intercalada con las unidades 3 y 4. El depósito presenta capas de lapilli y ceniza (gruesa y fina) con estructuras de deformación, con alto contenido fragmentos líticos oxidados que se encuentran intercaladas con ignimbritas. Según estos criterios la sub-unidad 3a es considerada de origen freatomagmático. En la zona más proximal el depósito es rico en bloques que indican explosiones y erosión en el interior del cráter. El agua necesaria para las explosiones freatomagmáticas podría haber procedido de acuíferos ubicados sobre el contacto de la pila volcánica con el lecho de roca erosionada. Los eventos hidromagmática probablemente abrieron nuevos cráteres en forma de embudo (Thouret et al., 2002).

- **Depósito co-ignimbrítico (sub-unidad 3b),**

Según Thouret et al. (2002) se ha identificado hasta los 120 km del cráter, conformada por una paca masiva de ceniza fina de color parda, intercalada entre las unidades 2 y 4, su espesor va disminuyendo mientras se aleja del centro de emisión, pero es visible en secciones distales.

La sub unidad 3b fue generada por los flujos piroclásticos canalizados en valles y afluentes del río Tambo. Así también los vientos transportaron la ceniza fina hacia el oeste, lo que representa la capa de ceniza fina que cubre la ceniza co-pliniana en Arequipa. Los componentes de la ceniza co-ignimbrita probablemente se derivaron por elutriación de las ignimbritas.

d) Unidad 4, depósito de caída de lapilli y ceniza conformada de cristales libres

La unidad 4, está compuesta de ceniza rica en cristales (plagioclasas, biotita, piroxeno y anfíboles) de color gris, se presenta en forma estratificada. Estos depósitos predominan hacia el O, NO, SO, siendo visibles hasta la zona distal. La disminución del espesor en zonas proximales se atribuye a la erosión por los flujos de ceniza (unidad 5) subsecuentes. Las características sedimentarias de la unidad 4 están relacionadas con el emplazamiento por sobrecarga.

En la zona medial y distal, se observa un aumento de cristales libres frente al lapilli de pómez y líticos, a comparación del sector proximal. Esto se atribuye a la segregación de densidad y elutriación de la ceniza fina vítrea que fue transportada por el viento hacia el O y NO.

La unidad 4, está conformada por dos capas: 1) la capa inferior es masiva con gradación inversa, 2) la capa superior conformada por ceniza gruesa, muestra variaciones en el espesor respecto a la distancia al cráter, esto debido a la redistribución por el viento.

e) Unidad 5, depósito de flujo de ceniza

Durante la quinta fase explosiva depositada encima de la unidad 4 con eje de dispersión al O y NO. Los flujos de ceniza dejaron depósitos y brechas piroclásticas cerca del cráter. En la zona proximal el depósito está conformado por capas de ceniza y lapilli. En las zonas medial y distal los depósitos se presentan capas de ceniza fina.

La unidad 5 fue remplazado por flujos que se diluyeron cada vez más antes de la sedimentación final. El flujo fue arrastrado por una serie de pendientes y valles lo que aumento la turbulencia del flujo.

4.2 DISTRIBUCIÓN GRANULOMÉTRICA DEL DEPÓSITO DE CAÍDA PLINIANA

El análisis granulométrico se usa como principal fuente de datos para caracterizar la población de granos y examinar las variaciones en el tamaño de grano en los depósitos piroclásticos no consolidados (Walker, 1971). El análisis granulométrico se realizó, en base a dos grupos de muestras. El primer bloque esta conformadas por 16 muestras tomadas en campañas de campo del 2015 y 2017 ubicadas en el sector proximal, analizadas en el Observatorio Vulcanológico del INGEMMET (OVI). El segundo grupo está constituido por 106 muestras tomadas en campañas anteriores desde el año 1992 a 2002, ubicadas en sectores proximal, medial y distal. Estas muestras fueron tamizadas en el laboratorio de Magmas y Volcanes de la Universidad de Clermont Ferrand, y fueron publicadas en los estudios de Davila (1998) y Thouret et al. (1997, 1999 y 2002).

Luego se realizó un análisis estadístico tomando los parámetros granulométricos según Folk and Ward (1957), con el fin de estudiar el modo de emplazamiento y sus relaciones con el dinamismo eruptivo pliniano, a partir de las características sedimentológicas del depósito de caída.

4.2.1 Resultados de los parámetros estadísticos del depósito de la caída pliniana por zonas

Mediante los resultados de los parámetros estadísticos obtenidos, se puede evaluar las características de generación y emplazamientos de 136 muestras dentro de los sectores proximal, medial y distal. Todas las gráficas de los histogramas y curvas de frecuencias se muestran en el anexo A.

- En la zona Proximal (menor de 32 km), se calcularon 5 parámetros estadísticos conformado por 53 muestras. Los resultados obtenidos muestran una distribución bimodal y unimodal del depósito. En la figura 4.13 se muestran ejemplos representativos.

El valor de la mediana (M_d) del depósito de caída pliniana muestran valores entre -3,14 a 2.92 \emptyset . El tamaño promedio de grano (M_z) se encuentra entre -2.95 a 2.98 \emptyset .

El depósito consiste de material muy mal sorteado a mal sorteado (σ), con curvas casi simétricas a asimetría positiva (Sk_l), que indica predominancia de partículas gruesas, pero con tendencia a de partículas finas.

La angulosidad gráfica (KG) en la zona proximal, presentan curvas con poca concentración de datos en la media, presentando una forma achatada (platicúrtica) a curvas con distribución normal (mesocúrtica).

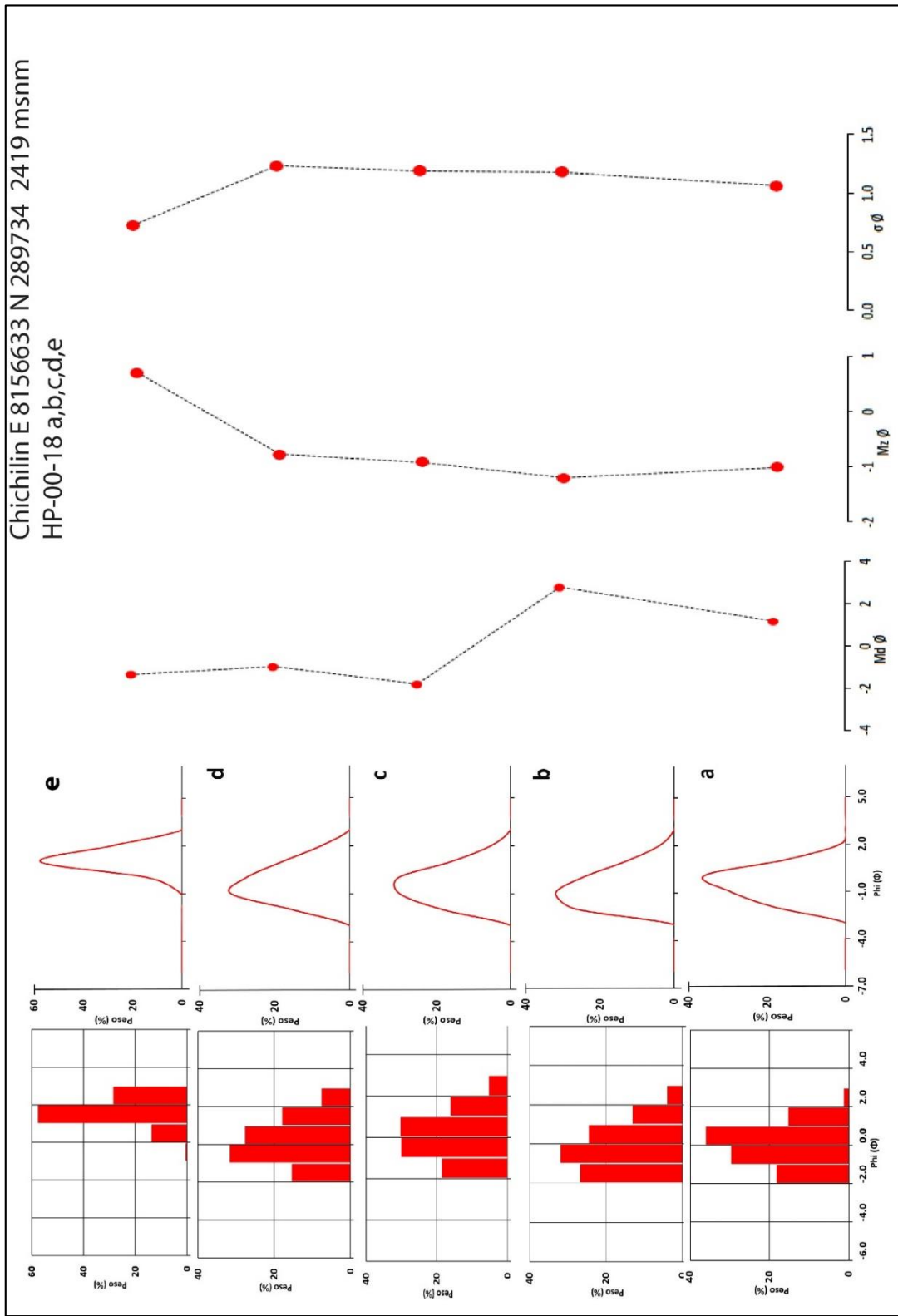


Figura 4. 13. En la gráfica se observa la distribución granulométrica y variación de los parámetros estadísticos en la sección ubicada a 14 km al SO del cráter.

- En la zona Medial (32 a 78 km), se calcularon 5 parámetros estadísticos para 24 muestras. Los resultados obtenidos muestran una distribución unimodal en el depósito. En la figura 4.14. muestran ejemplos representativos.

La mediana (M_d) el depósito de caída pliniana presentan valores entre -1.54 a 2.08 \emptyset . Mientras que el tamaño de promedio de grano (M_z) está entre -1.53 a 2.51 \emptyset .

El depósito es moderadamente sorteado a mal sorteado (σ). Con curvas en su mayoría casi simétricas (Sk_l), que indica un equilibrio entre partículas gruesas y finas.

La angulosidad grafica (KG) en la zona medial presentan curvas mayormente con una distribución normal (mesocúrtica)

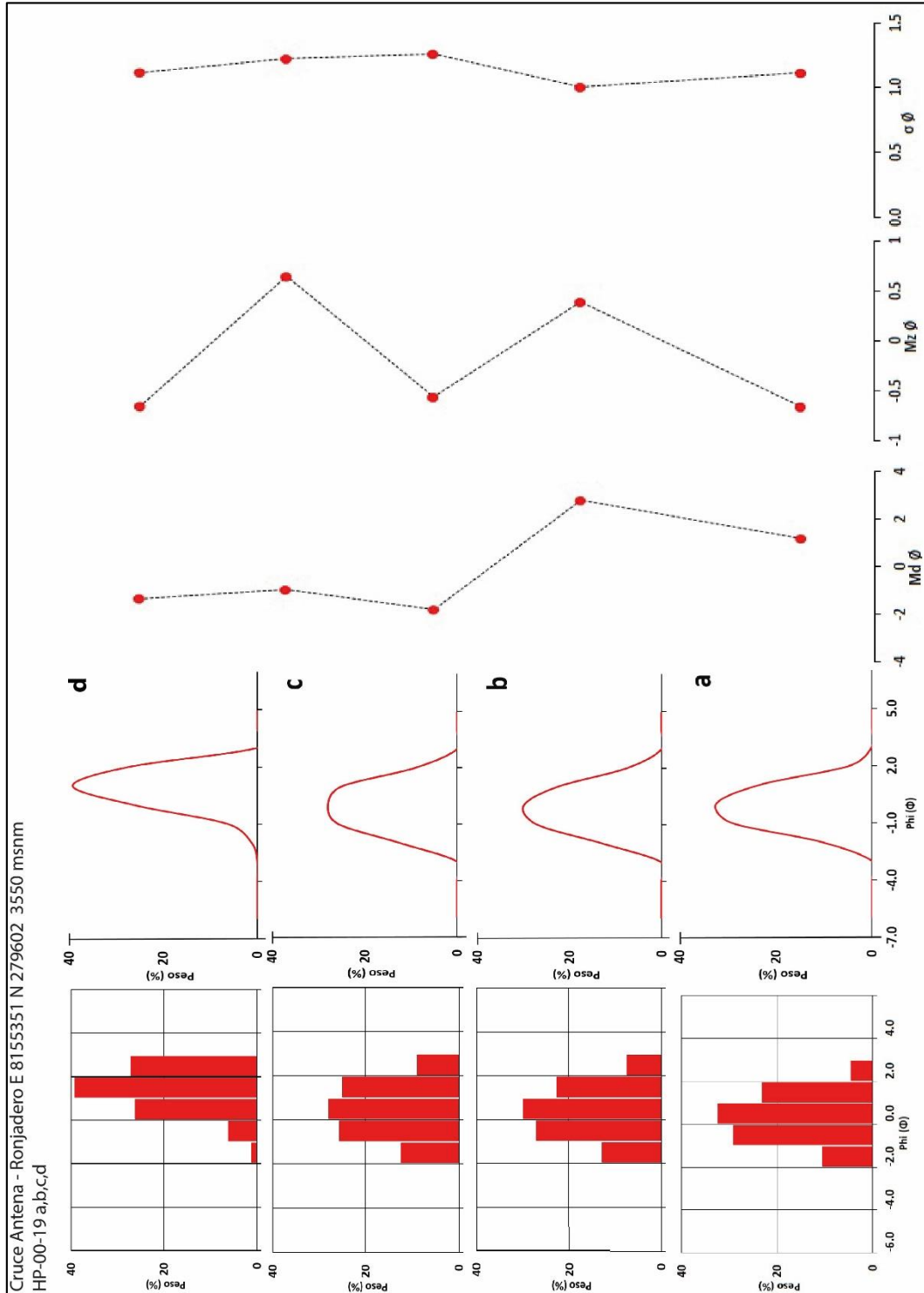


Figura 4. 14. En la gráfica se observa la distribución granulométrica y variación de los parámetros estadísticos en la sección ubicada a 38 km al SO del cráter.

- La zona Distal (mayor a 78 km), se calcularon 5 parámetros estadísticos para 24 muestras. Los resultados obtenidos muestran una distribución bimodal y unimodal del depósito. En la figura 4.15 se muestra ejemplos representativos.

La mediana (M_d) tiene valores de -1.05 a 4.25 \emptyset . La media (M_z), el tamaño de promedio de grano está entre -0.87 a 3.80 \emptyset .

El depósito es moderadamente sorteado a mal sorteo (σ), con curvas casi simétricas a asimetría muy negativa (Sk_l), que indica predominancia de partículas finas con tendencia a de partículas gruesas.

La angulosidad grafica (KG) en la zona distal presenta curvas con distribución normal (mesocúrtica) y poca concentración de datos en la media, presentando una forma achatada (platicúrtica)

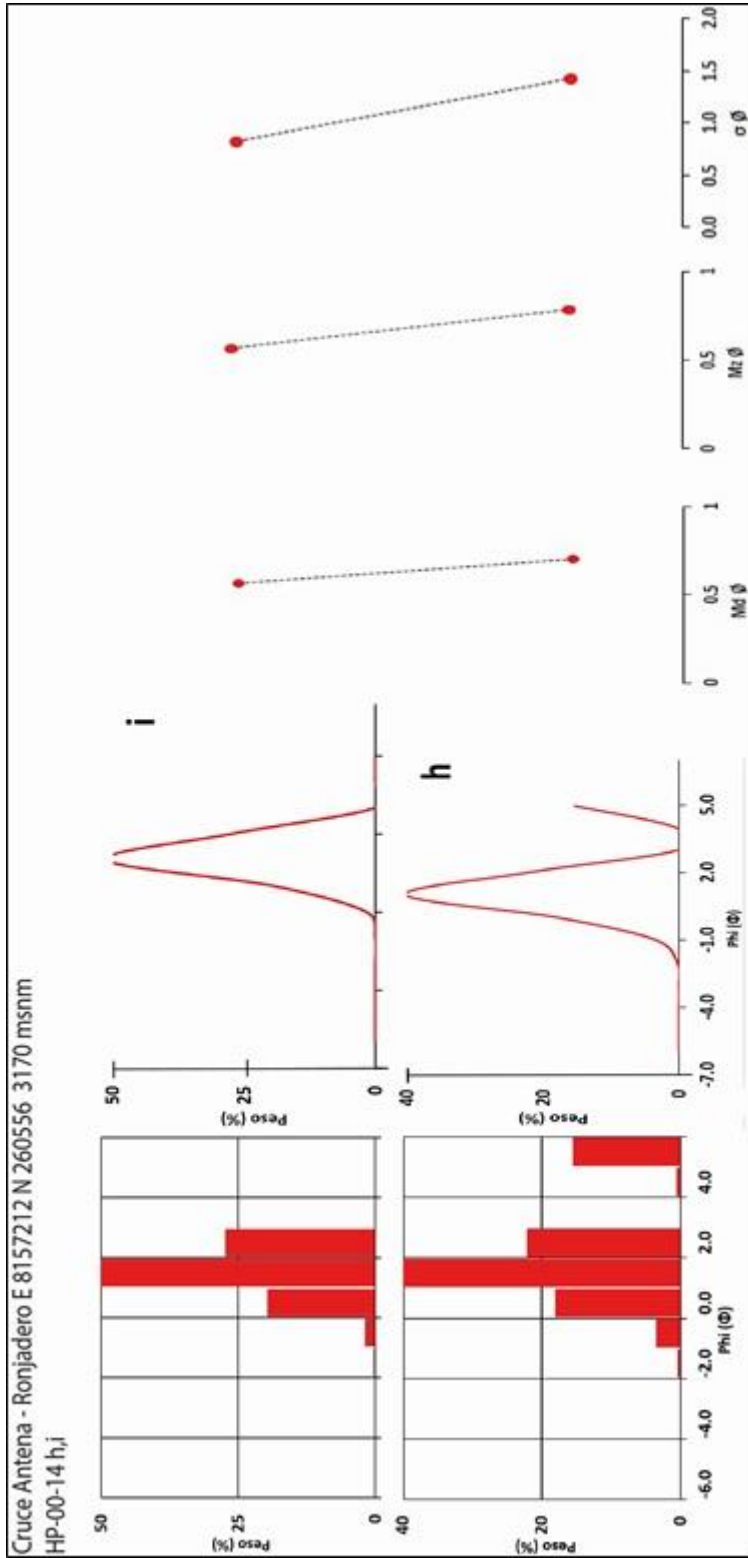


Figura 4. 15. En la gráfica se observa la distribución granulométrica y variación de los parámetros estadísticos en la sección ubicada a 79 km al SO del cráter.

4.2.1.1 Interpretación de los parámetros estadísticos

Los resultados del estudio granulométrico muestran que la distribución del depósito varía según las zonas. En la zona proximal el depósito de caída pliniana (< 32 km) presenta una distribución bimodal y unimodal a diferencia de la zona medial (32 – 78km) que presenta una distribución únicamente unimodal, en la zona distal (78 – 500 km) la distribución es unimodal y en las zonas muy distales (> 500 km) algunas muestras presentan una distribución bimodal. Esto indica que la sedimentación del tamaño de partículas es variable según la distancia al cráter, influenciada por la dirección del viento (sotavento). La agregación de partículas en el momento de la sedimentación da origen a distribuciones bimodales (Biss and Bonadonna, 2011).

La mediana (Md). Según el análisis granulométrico la mediana varía respecto a la distancia al cráter. En la zona proximal el depósito tiene valores de -3.14 a 2.92 \emptyset , mientras que en la zona medial se tiene -1.54 a 2.08 \emptyset y en la zona distal se tiene valores de -1.05 a 4.25 \emptyset . Esto indica que mientras más alejado se encuentre el depósito la mediana se acerca a los valores positivos (partículas finas), esto se debe a la dispersión de las partículas a causa de la dirección de viento (sotavento)

La media (Mz) del depósito varía según la distancia al cráter. En la zona proximal se tiene un rango entre -2.95 a 2.98 \emptyset , en caso de la zona medial se tiene una media entre -1.53 a 2.51 \emptyset (Figuras 4.16 y 4.18). Esto indica que los valores se acercan a las partículas finas (valores positivos), mientras la zona distal los valores de la media (-0.87 a 3.80 \emptyset) se aleja más del área de partículas gruesas. Esto se debe a la dispersión de las partículas según el eje de dispersión (sotavento).

El sorteo (σ), en la zona proximal el depósito está muy mal sorteado a mal sorteado, debido al flujo turbulento donde las partículas que se mueven de forma desordenada y forman pequeños remolinos en las zonas cercanas al cráter. Esto es conocido como el número de Reynolds que generalmente se presentan en zonas proximales con valores de 500 – 200000 (Biss and Bonadonna, 2011). En la zona medial y distal el depósito está moderadamente sorteado a mal sorteado, lo que indica un mejor ordenamiento de las partículas por acción del viento (sotavento) generando una

sedimentación de partículas de forma homogénea, así también influenciada por el cambio de dirección del viento ocurrida en zona distal (Figura 4.18).

La asimetría (Sk_l) en los depósitos proximales está conformada mayormente por partículas gruesas, mientras que en la zona medial las partículas presentan un ligero equilibrio entre partículas finas y gruesas. Finalmente, en las zonas distales las partículas presentan un equilibrio con tendencia hacia los finos (Figuras 4.16 y 4.17). Estos cambios son debido a la densidad de las partículas, fuerza e influencia seleccionadora del viento paralela al eje de dispersión.

Kurtosis (KG) En la zona proximal las curvas presentan una variación entre platicúrtica y mesocúrtica es decir hay una selección con una cierta dispersión de partículas finas. Mientras que en la zona medial y distal las curvas son mayormente mesocúrticas con algunas curvas platicúrtica indicando una mejor selección del depósito (Figura 4.17).

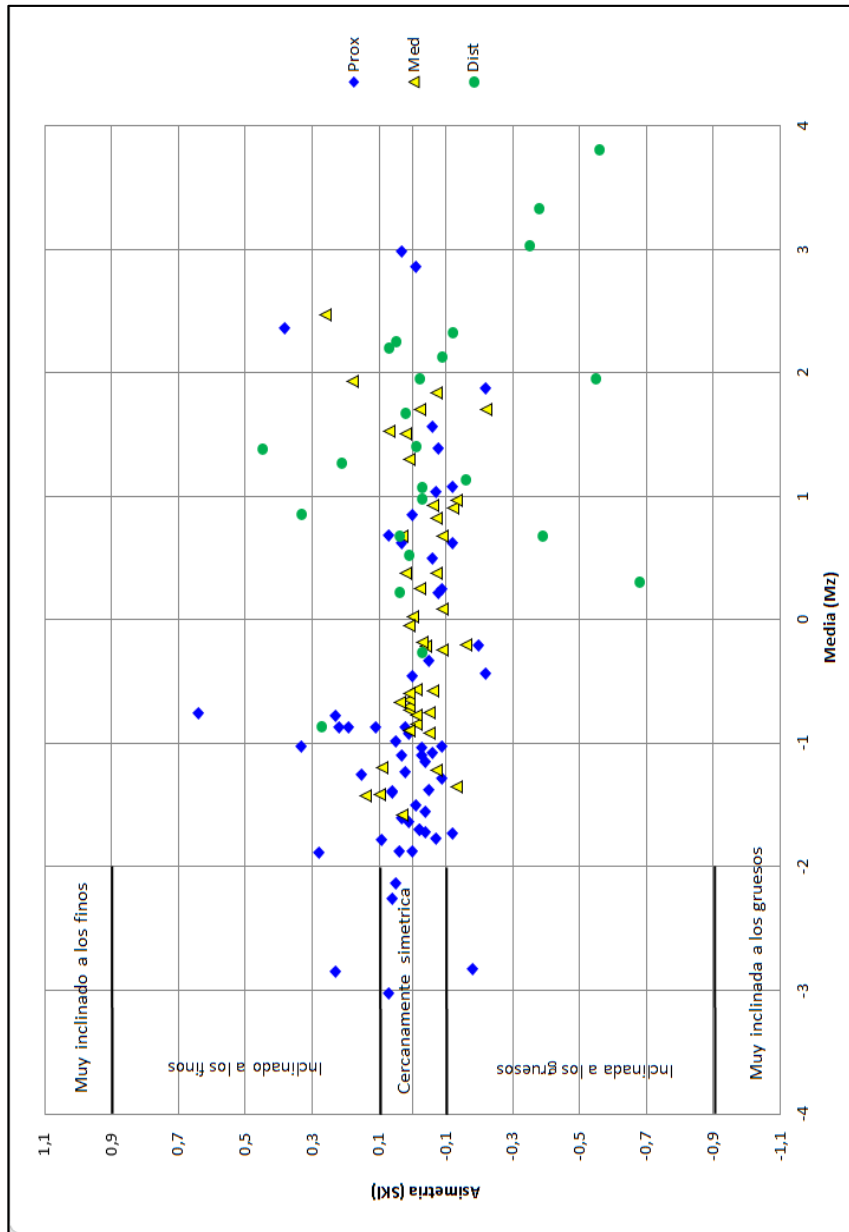


Figura 4. 16. En base a 126 muestras se realizó el gráfico de Asimetría (Sk) vs Media (Mz), que indica una acumulación de valores de los depósitos de la caída pliniana de la zona prox, med y dist en el área casi simétrica. También se observa dispersión de datos en su mayoría prox y dist en el área de las partículas fina y partículas gruesas. La acumulación de valores de la media para las tres zonas esta entre -3 a 3 Ø.

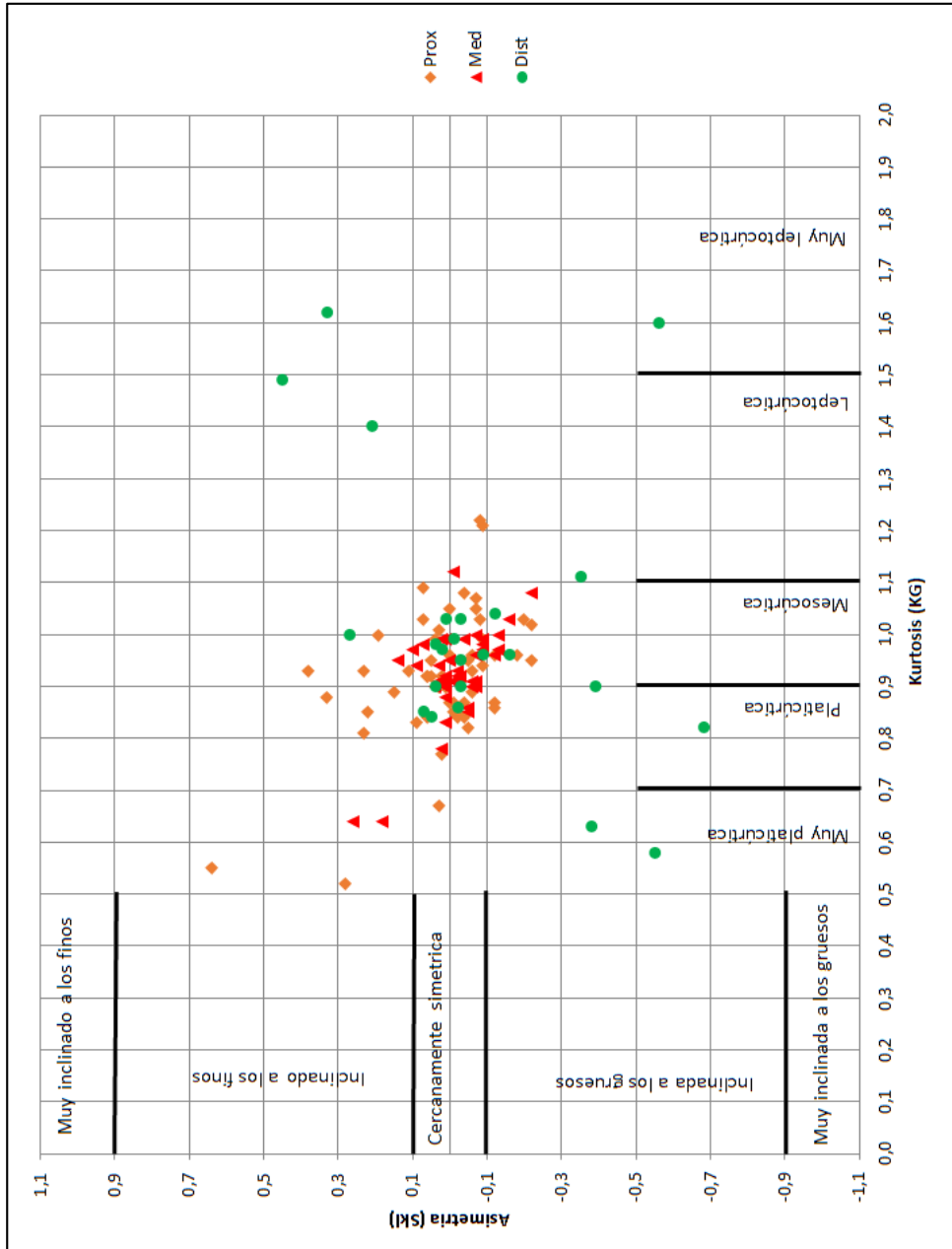


Figura 4. 17. En base a 126 muestras se realizó el grafico de Asimetría (Sk) vs Kurtosis (KG). El grafico muestra acumulación de valores de los depósitos de caída pliniana de la zona prox med y dist en el área de las curvas mesocúrticas, con inclinación de valores prox, med y dist en el área de las curvas platicúrticas.

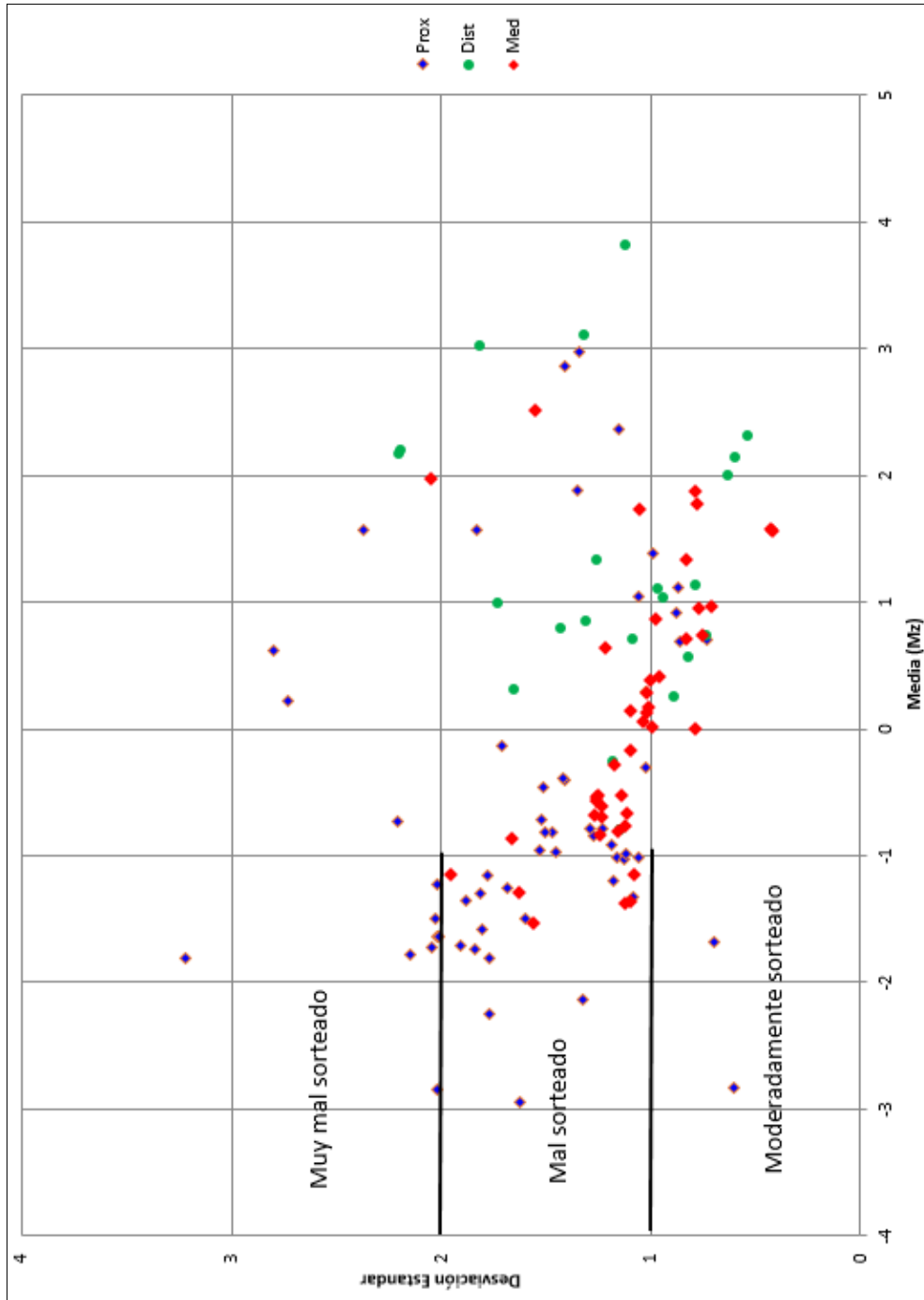


Figura 4. 18. En base a 126 muestras se realizó el grafico Desviación Estándar ($\sigma\emptyset$) vs Media (Mz). El grafico muestra acumulación de valores de los depósitos de caída pliniana de la zona prox, med y dist están mal sorteados, así también hay una acumulación de valores del depósito mayormente de la zona med y dist que son moderadamente sorteados.

4.2.1.2 Diagrama de Walker

Walker (1971) muestra la clasificación de los tipos de depósito piroclástico mediante dos parámetros estadísticos, como son la mediana (Md) y el índice de sorteo calculados en unidades phi. Según Inman (1952), esta combinación de Md versus el índice de sorteo, muestra el proceso por el cual depósitos bien sorteados, se pueden formar a partir de las caídas de tefras. En cambio, los depósitos poco sorteados pero pobres en fragmentos finos se pueden formar a partir de flujos y oleadas piroclásticas, lo que se aprecia en el diagrama.

En base a 125 muestras y resultados de los parámetros estadísticos del depósito de caída pliniana se plotearon las muestras en el diagrama de Walker (1971). Se introdujeron 53 muestras de la zona proximal, 43 muestras de la zona medial y 24 muestras de la zona distal. Se logró confirmar que las muestreas se localizan dentro del área de caídas. Las que se encuentra bien sorteadas, los índices de sorteo ($\sigma\emptyset$) y las medianas (Md) mejoran hacia las zonas distales en dirección del viento (Figura 4.19).

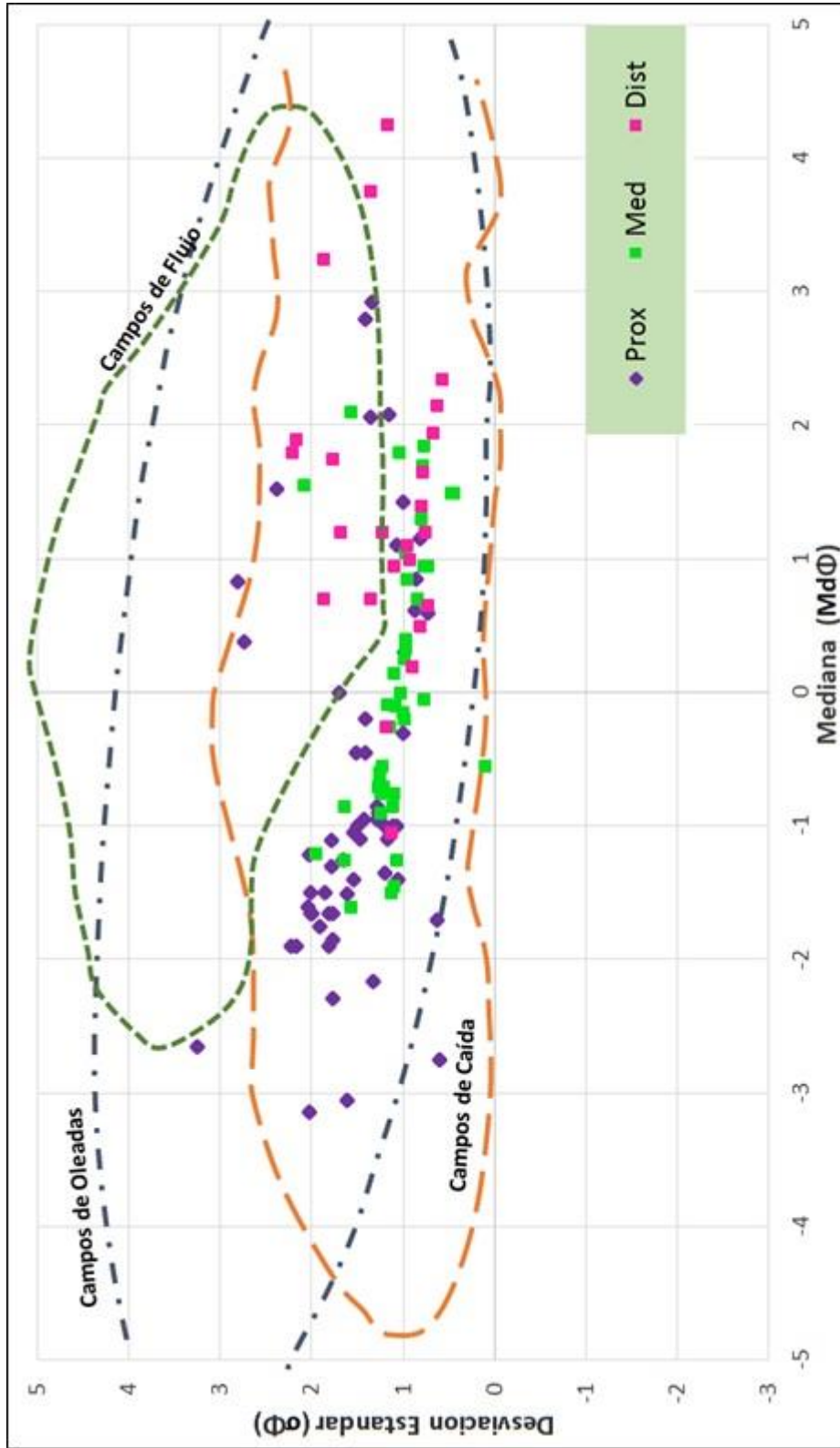


Figura 4. 19. Características granulométricas del depósito de caída pliniana, planteados en el diagrama de Walker (1971).

4.3 CARACTERÍSTICAS LITOLÓGICAS DE LOS COMPONENTES

Los componentes litológicos de los productos de la erupción de año 1600 d.C. han sido estudiados en base a 100 muestras (tabla completa en el Anexo B). El estudio litológico se realizó mediante un microscopio binocular, que permitió identificar, los diferentes tipos de componentes litológicos, tales como juveniles, líticos y cristales en fracciones 4, 2, 0.5, 0.125 mm. Esto para determinar la variación de los componentes litológicos en función del tamaño de grano, abarcando la zona proximal y medial. Se identificaron componentes juveniles, líticos y cristales

a) Componentes juveniles. - se identificaron, dos tipos de pómez y vidrio volcánico.

Las principales características de estos son:

- Pómez presenta vesículas de forma alargada con textura fibrosa conformado por cristales de plagioclasas, biotita, anfíbol. (Figura 4.20).
- El vidrio volcánico se presenta en colores claro y oscuro. Sin embargo, el color claro predomina.

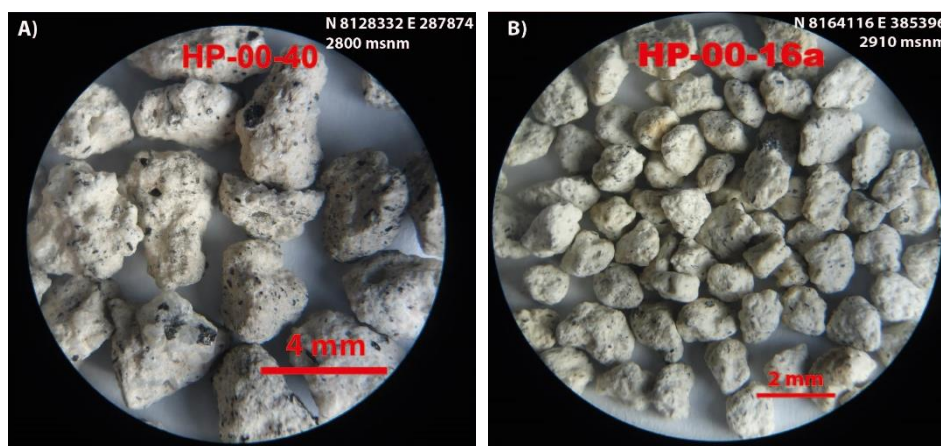


Figura 4. 20. *Componente juvenil A) Pómez con alto contenido de fenocristales de plagioclasas, biotita y anfíbol. B) Pómez.*

b) Líticos co-genéticos y no juveniles. - se reconocieron dos tipos de líticos: (Figura 4.21).

- Líticos (co- genéticos) provienen del mismo magma que formo la pómez de composición dacítica.
- Líticos no juveniles, están conformadas por tres tipos de líticos:

Líticos xenolitos, son fragmentos de rocas lávicas, sedimentarias y metamórficas que conforman en el sustrato del estróvolcán.

Líticos accesorios son fragmentos que provienen de las rocas que conformaron el cono volcánico de composición andesítica.

Líticos oxidados, son fragmentos lávicos oxidados o hidrotermalizados.

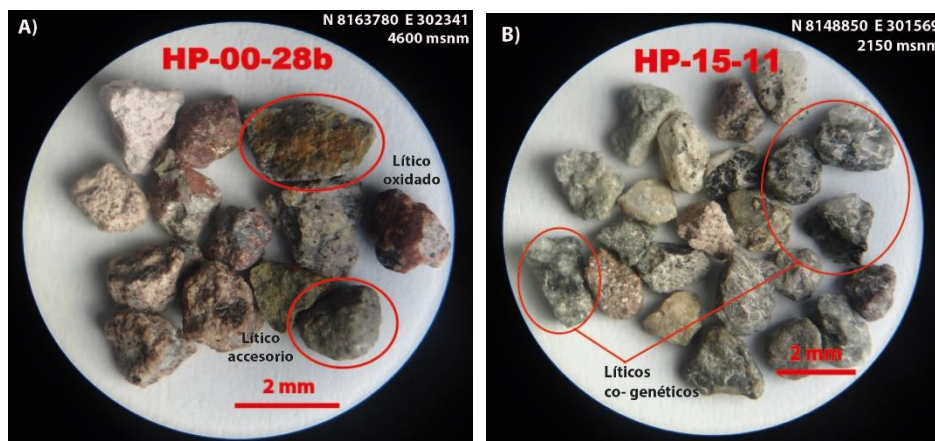


Figura 4. 21. Componentes líticos, A) Líticos accesorios y oxidados, B) Líticos co-genéticos.

c) Cristales. - son minerales libres que se producen por fragmentación durante erupciones explosivas de magma con alto contenido de sílice. Algunos cristales pueden derivar por la fragmentación de líticos co – genéticos o componentes juveniles. Los cristales de la caída de la erupción del año 1600 d.C. consisten principalmente de plagioclasa, biotita y anfíbol (Figura 4.22).

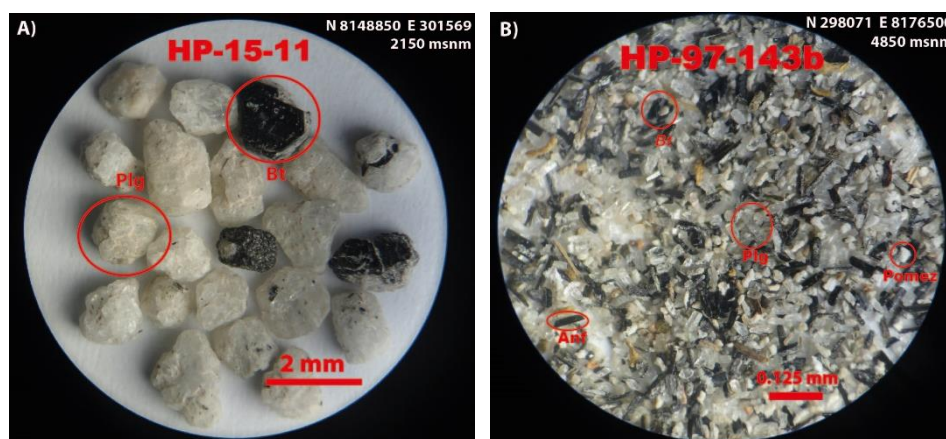


Figura 4. 22 A) Cristales de plagioclasas, biotita B) cristales de plagioclasas, anfíboles y biotita.

- o Glomeroporfíricos, es la agrupación de cristales dentro de una matriz finamente cristalina. Los glomeroporfíricos, presenta una matriz cristalina (Figura 4.23), que consiste principalmente de cristales de biotitas, plagioclasas y piroxenos.



Figura 4. 23. Los glomeroporfíricos en la zona proximal.

4.3.1 Análisis de los componentes del depósito de la caída pliniana

En general, el depósito de caída pliniana está compuesto en su mayoría por material juvenil pómez de composición dacítica de la serie calco-alcalina con alto contenido en potasio (SiO_2 $65,6 \pm 0,4\%$) (Gourgaud et al., 1995, Eissen y Thouret, 1999). En base a 100 muestras se observa una mayor proporción de pómez con el 65 %. En el presente estudio los fragmentos co – genéticos conforman el 4 %, los líticos no juveniles el 3 %, y los cristales libres (plagioclasas, biotita, anfíboles y minerales opacos) y glomeroporfíricos el 28% (Tabla 4.2).

Zona	componentes litológicos	4 mm (%)	2mm (%)	0,5 mm (%)	0,125 mm (%)
las zonas 3	C. Juveniles	91,69	87,59	65,76	16,73
	Líticos co – genéticos	4,54	5,92	1,99	3,66
	Líticos no juveniles	3,31	5,38	1,79	2,68
	Cristales	0,46	4,04	30,46	76,93

Tabla 4. 2. Resultado del conteo litológico en las cuatro fracciones (4mm, 2 mm, 0.5 mm y 0.125 mm) dentro de las tres zonas de dispersión (proximal, medial y distal).

4.3.1.1 Características de los componentes litológicos en la zona proximal

En base al análisis de conteos litológico de 64 muestras del sector proximal (< 32 km), el promedio de porcentaje de componentes litológicos varía según los niveles del depósito conformados por la base, intermedio y tope, así también según la fracción (4 mm, 2 mm, 0.5 mm, 0.125 mm) respecto a la zona proximal (tabla 4.3).

Zona proximal	Niveles	Juveniles (%)	Líticos co-genéticos (%)	Líticos no juveniles (%)	Cristales (%)
4 mm	Base	90.7	6.4	2.9	0.0
	Intermedio	94.8	1.2	3.8	0.2
	Tope	80.2	11.8	6.1	1.9
2 mm	Base	84.9	8,8	6.1	3.4
	Intermedio	87.8	6.1	7.5	1.7
	Tope	74.0	11.3	8.6	13.3
0,5 mm	Base	45.6	4.2	3.6	46.7
	Intermedio	54.2	1.5	1.3	43.1
	Tope	69.6	1.5	2.8	26.1
0,125 mm	Base	18.9	2.7	7.2	71.2
	Intermedio	15.7	1.8	2.4	80.0
	Tope	13.3	2.3	2.5	81.9

Tabla 4. 3. Resultado del conteo litológico de las cuatro fracciones (4 mm, 2 mm, 0.5 mm y 0.125 mm) de la zona proximal.

- o En la malla 4 mm: (Figura 4.24). Los componentes juveniles tienen un porcentaje de 90.7% en la base y aumenta levemente en la parte media del depósito con un porcentaje de 94.8 %, hacia el tope disminuye a 80.2%.

Los líticos co-genéticos en la base del depósito presentan un porcentaje de 6.4 % que disminuye en la parte intermedia a 1.2% y aumenta nuevamente hacia el tope % con 11.8%. Los lítico no juveniles aumentan de la base al tope, con un porcentaje de 2.9% en la base, 3.8% en la parte intermedia y 5% en el tope.

En el caso de los cristales está ausente en la base del depósito, mientras que en la parte intermedia presenta un porcentaje de 0.2% y hacia el tope aumenta a 1.9%.

Pampa Cojeaque E 8156045 N 292126
2742 msnm HP-00-13a, 14b, 15c, 16d.

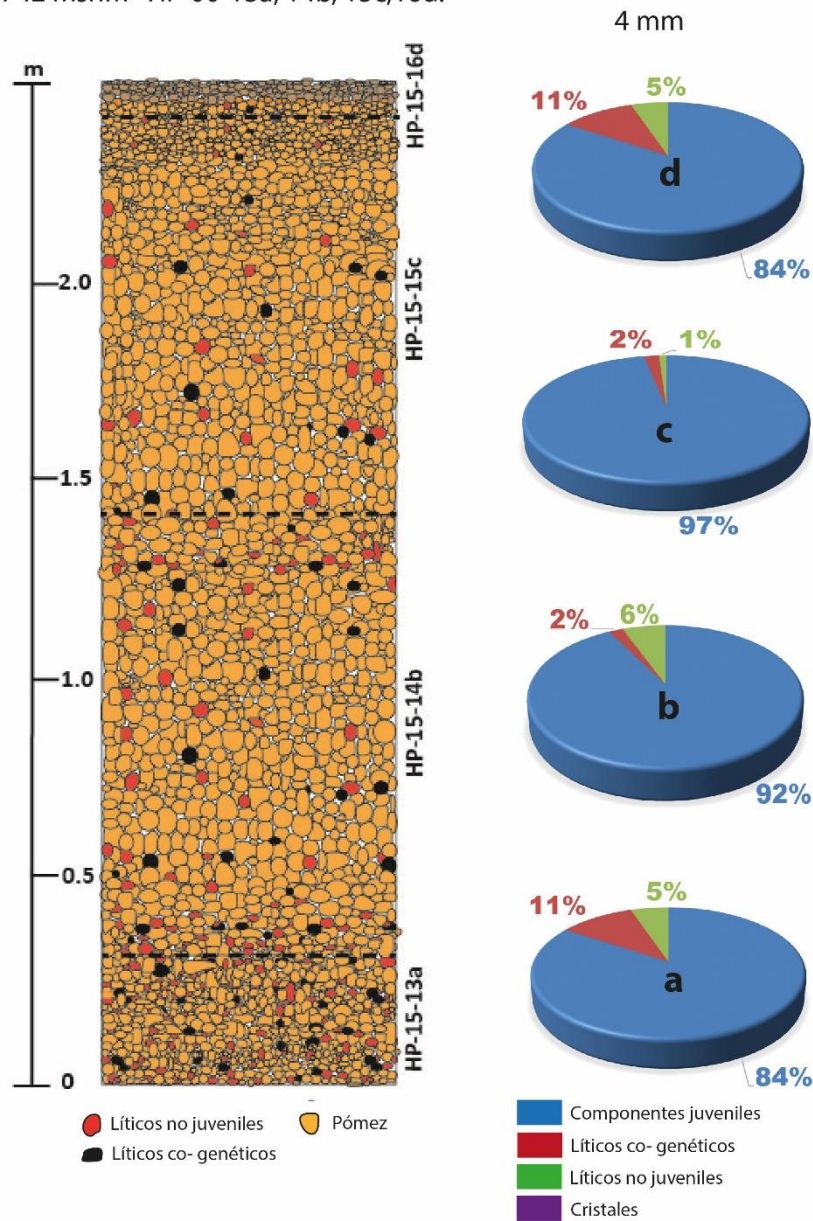


Figura 4. 24. Ejemplo gráfico de la composición porcentual de los componentes litológicos por capas en la zona proximal (< 32km).

- En la malla 2 mm: (Figura 4.25) en esta malla el contenido de componentes juveniles en la base tiene un porcentaje de 84%, que aumentan en la parte intermedia del depósito con 87.8% y disminuyen al tope con 74%. Los líticos co-genéticos presentan un porcentaje de 8.8%, en la parte media disminuyen con 6.1%, mientras que al tope aumentan hasta el 11.3%. Los líticos no

juveniles aumentan su porcentaje de la base al tope, presentan 6.1% en la base, 7.5% en la parte media y aumentan un 8.6% al tope.

Los cristales presentan un 3.4% en la base y disminuyen en la parte media en 1.7%, pero tienen un incremento significativo hacia el tope alcanzando un 13.3%.

Pampa Cojeaque E 8156045 N 292126
2742 msnm HP-00-13a, 14b, 15c, 16d.

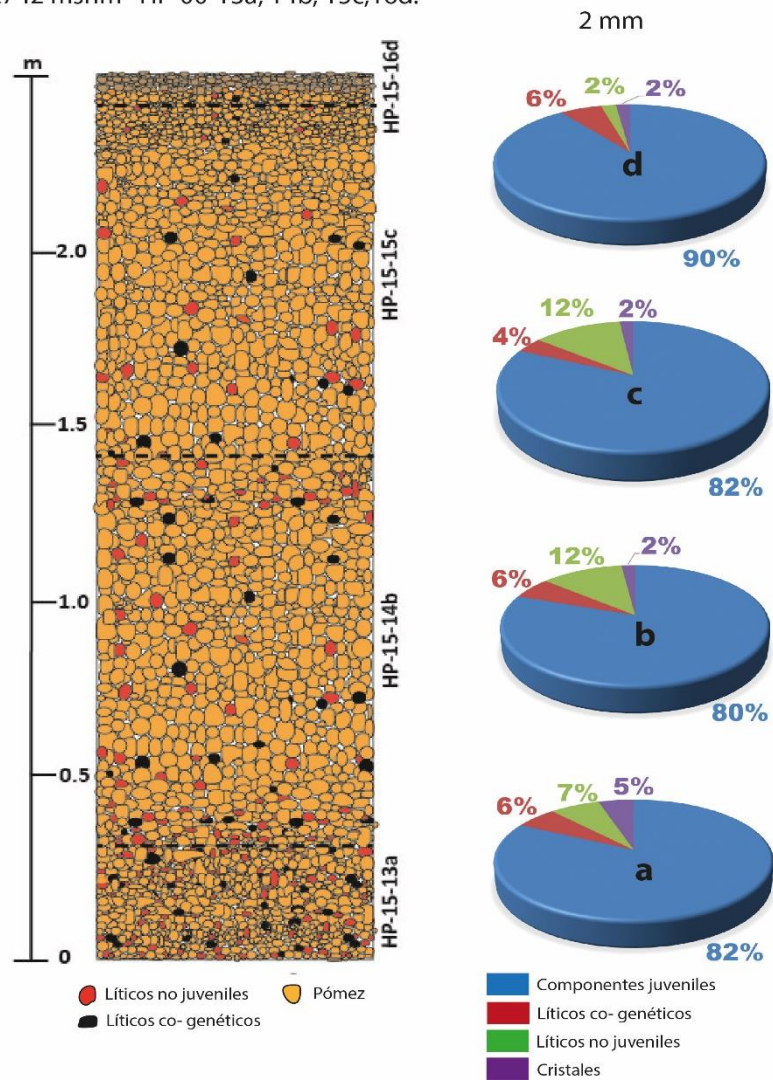


Figura 4. 25. Ejemplo gráfico de la composición porcentual de los componentes litológicos por capas en la zona proximal (< 32km).

- o En la malla 0.5 mm: (Figura 4.26) los componentes juveniles presentan 45.6% en la base del depósito y aumenta en la parte intermedia a un 54.2% y hacia el tope continúan incrementándose a un 69.6 %.

Los líticos co-genéticos tienen un porcentaje de 4.2% en la base y disminuyen en la parte intermedia con 1.5% y continúan en el tope con 1.5%. En caso de los líticos no juveniles es similar a los líticos co-genéticos, en la base tienen un porcentaje de 3.6% y en la parte intermedia presentan un 1.3% mientras que en el tope aumentan en un 2.8%.

Pampa Cojeaque E 8156045 N 292126
2742 msnm HP-00-13a, 14b, 15c, 16d.

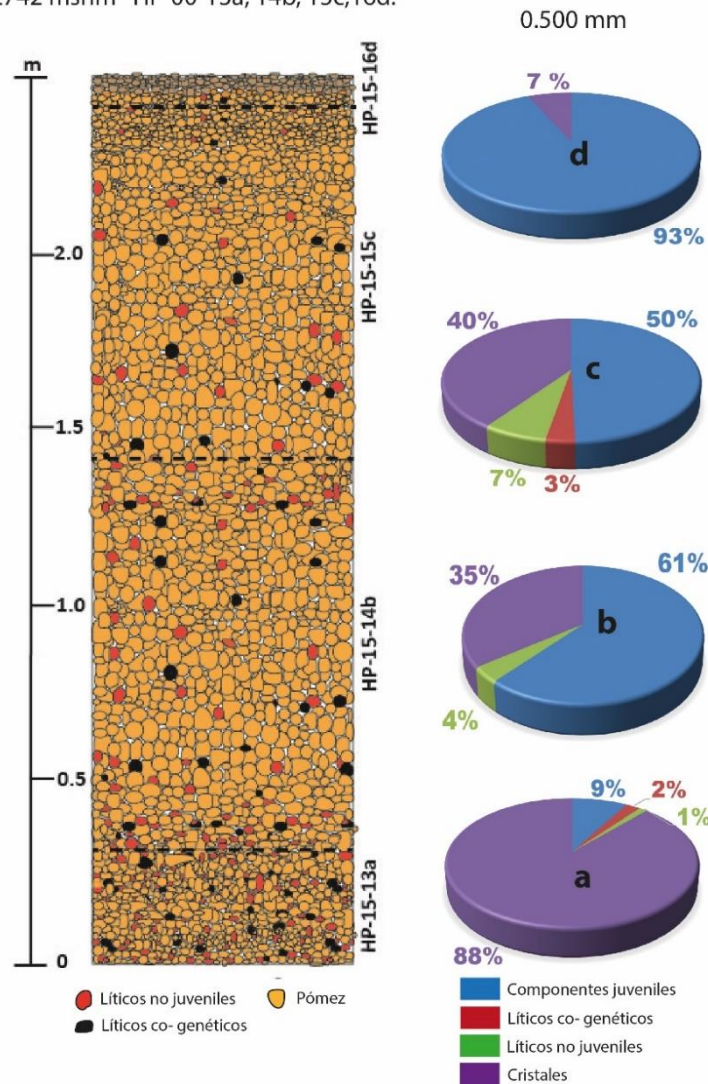


Figura 4. 26. Ejemplo gráfico composición porcentual de los componentes litológicos por capas en la zona proximal (< 32km).

- En la malla 0.5 mm: (Figura 4.27) los componentes juveniles presentan 45.6% en la base del depósito y aumenta en la parte intermedia a un 54.2% y hacia el tope continúan incrementándose a un 69.6 %.

Los líticos co-genéticos tienen un porcentaje de 4.2% en la base y disminuyen en la parte intermedia con 1.5% y continúan en el tope con 1.5%. En caso de los líticos no juveniles es similar a los líticos co-genéticos, en la base tienen un porcentaje de 3.6% y en la parte intermedia presentan un 1.3% mientras que en el tope aumentan en un 2.8%.

En cuanto a los cristales disminuye de la base al tope, en la base presenta 46.7% de porcentaje, en la parte intermedia disminuye a 43.1% y finalmente hacia el tope contiene un 26.1%.

Pampa Cojeaque E 8156045 N 292126
2742 msnm HP-00-13a, 14b, 15c,16d.

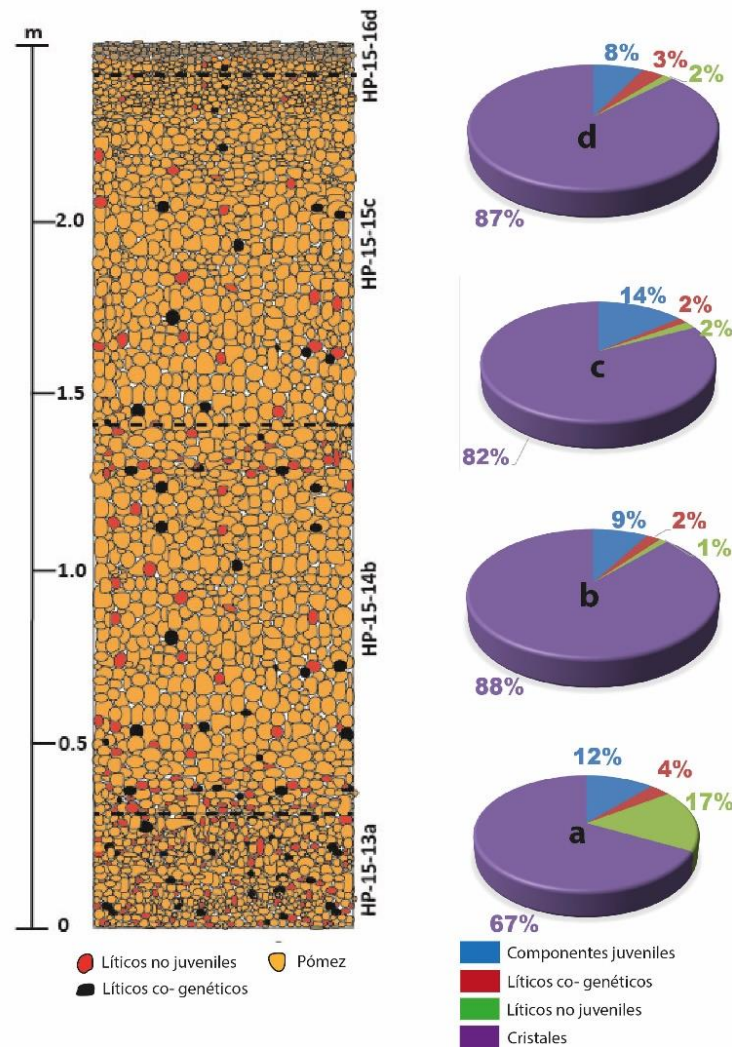


Figura 4. 27. Ejemplo de la composición porcentual de los componentes litológicos por capas en la zona proximal (< 32km).

4.3.1.2 Características de los componentes litológicos en la zona medial

En base al análisis de conteos litológico de 36 muestras del sector medial (< 32 km), el promedio de porcentaje de componentes litológicos varía según los niveles del depósito conformados por la base, intermedio y tope, así también según la fracción (4 mm, 2 mm, 0.5 mm, 0.125 mm) respecto a la zona medial (Tabla 4.4).

Zona medial	Niveles	Juveniles (%)	Líticos co - genéticos (%)	Líticos no juveniles (%)	Cristales (%)
4 mm	Base	99,5	0	0.5	0
	intermedio	94.8	1.2	3.8	0.2
2 mm	Base	99.7	0	0	0.3
	Medio	100	0	0	0
	Tope	92.5	2.0	4.1	2.5
0,5 mm	Base	77.0	1.2	0.6	21.2
	intermedio	82.7	1.3	1.3	14.7
	Tope	71.8	0.8	0.7	25.7
0,125 mm	Base	23.4	10.5	1.5	64.5
	intermedio	29.4	2.8	1.9	65.9
	Tope	15.9	2.5	1.4	80.2

Tabla 4. 4. Resultado del conteo litológico de las cuatro fracciones (4 mm, 2 mm, 0.5 mm y 0.125 mm) en la zona Medial.

- En la malla 4 mm (Figura 4.28), los componentes juveniles presentan un 99.5% en la base y disminuye a 94.8 % en el tope.
los líticos co-genéticos se ausentan en la base del depósito y aparecen en la parte intermedia con un 1.2%.
Los líticos no juveniles tienen un porcentaje de 0.5% en la base del depósito, que se incrementa en la parte intermedia a 3.8%.
Los cristales están ausentes en la base del depósito, pero tienen un leve incremento en la parte intermedia de 0.2%.

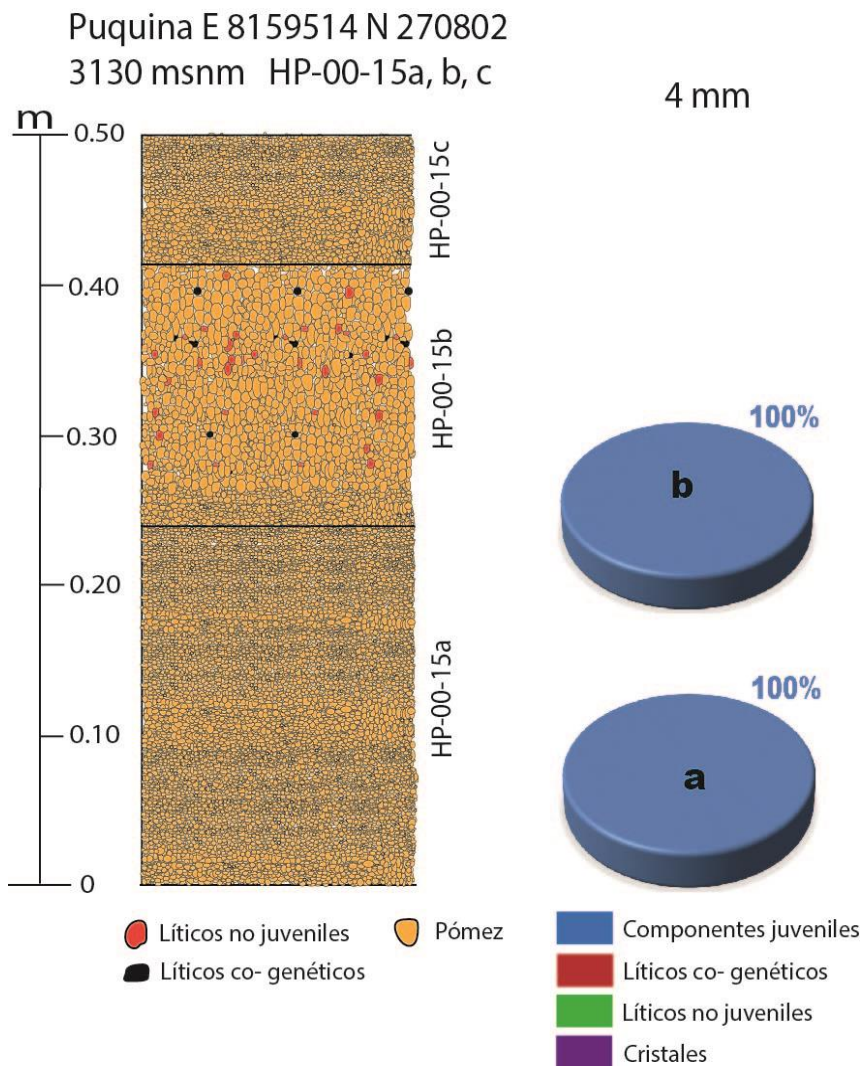


Figura 4. 28. Ejemplo gráfico de la composición porcentual de los componentes litológicos por capa en la zona medial (32 - 78 km).

- En la malla 2 mm, (Figura 4.29.) los componentes juveniles presentan un 99.7% en la base del depósito y un 100% en la parte intermedia, pero presenta una disminución leve hacia el tope a un 92.5%.
Los líticos co-genéticos solo se presentan en el tope del depósito con 2%. Los líticos no juveniles tienen un comportamiento similar a los co-genéticos, en la base y en la parte intermedia están ausentes, en el tope presenta 4.1%.
Los cristales presentan un 0.3% en la base, pero no se presenta en la parte intermedia y luego reaparecen con 2.5% en el tope

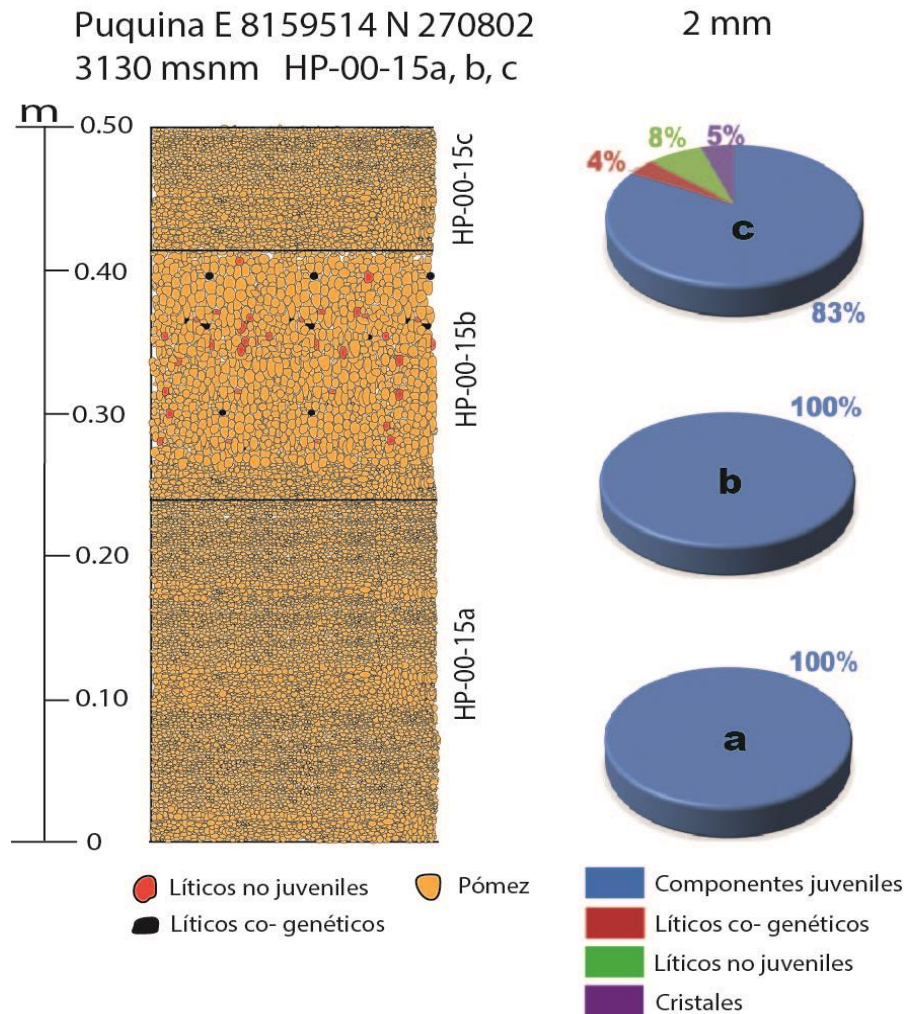


Figura 4. 29. Ejemplo gráfico de la composición porcentual del conteo litológico por capas en la zona medial (32 - 78 km).

○ En En la malla 0.50 mm, (Figura 4.30) los componentes juveniles tienen un porcentaje de 77% en la base del depósito, y se incrementa hacia la parte media del depósito a un 82.7%, pero disminuye hacia el tope a un 71.8%.

Los líticos co-genéticos presentan en la base del depósito un porcentaje de 1.2%, en la parte intermedia presenta un 1.1% y hacia el tope disminuye a 0.8%. Los líticos no juveniles presentan un porcentaje de 0.6% en la base, se incrementan en la parte intermedia del depósito a un 1.3% y continuá incrementándose hacia el tope a un 1.7%.

Los cristales presentan un porcentaje de 21.2% en la base, luego disminuye en la parte intermedia a un 14.7%, pero se incrementa considerables hacia el tope a 25.7%.

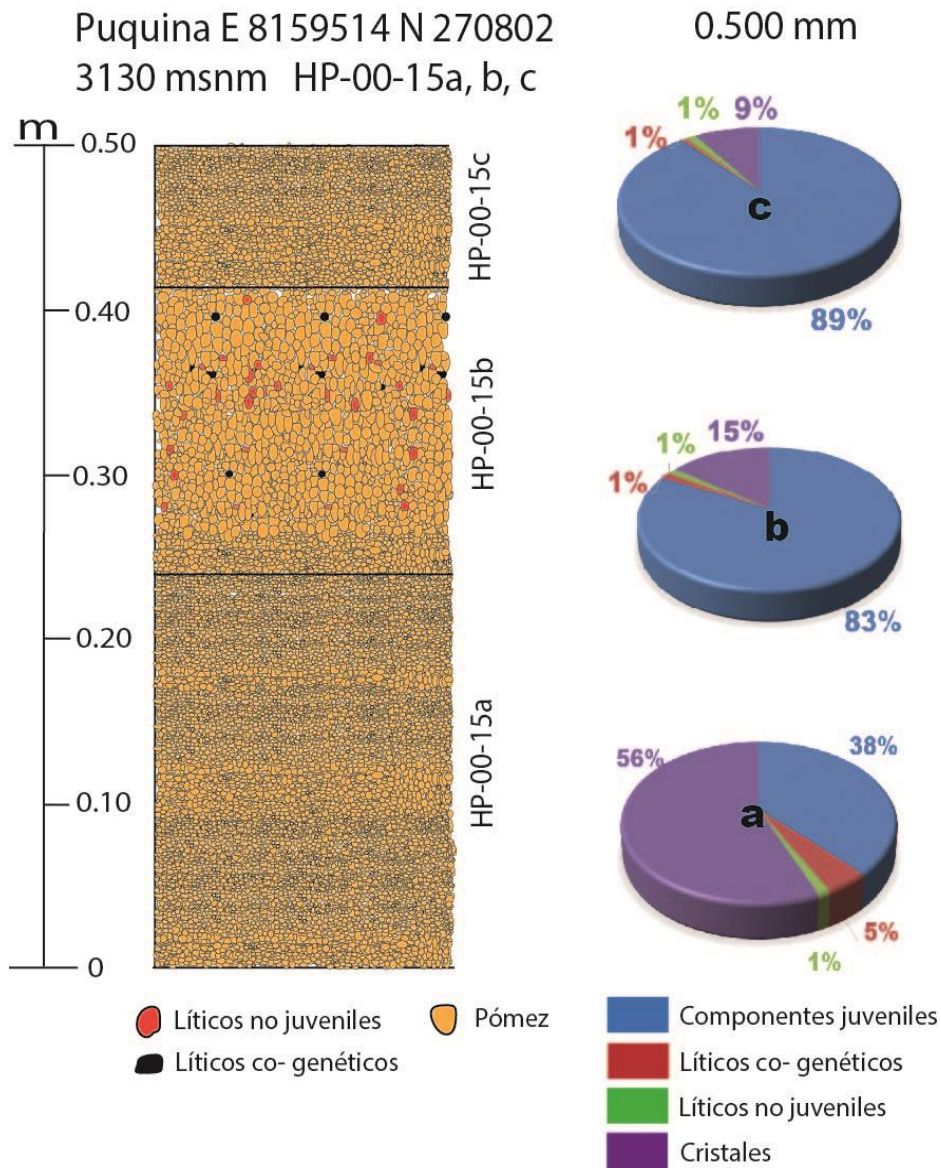


Figura 4. 30. Ejemplo grafico de la composicion porcentual de los componentes litologicos por capas en la zona medial (32 - 78 km).

- En En la malla 0.125 mm: (Figura 4.31), Los componentes juveniles presentan un 23.4% en la base, que se incrementan en un 29.4% en la parte intermedia, pero presentan una disminuci3n hacia el tope a un 15.9%. Los l3ticos co - gen3ticos tienen un porcentaje de 10.5 en la base que disminuyen en la parte intermedia a un 2.8%, pero presentan una leve disminuci3n hacia el tope a un 2.5%. En el caso de los l3ticos no juveniles, tienen un porcentaje de 1.5% en la

base, en la parte intermedia presenta un leve incremento a 1.9%, pero disminuyen a un 1.4% en el tope.

Los cristales presentan un incremento de la base al tope, con un 64.5% en la base, 65.9% en la parte intermedia y 80.2% hacia el tope.

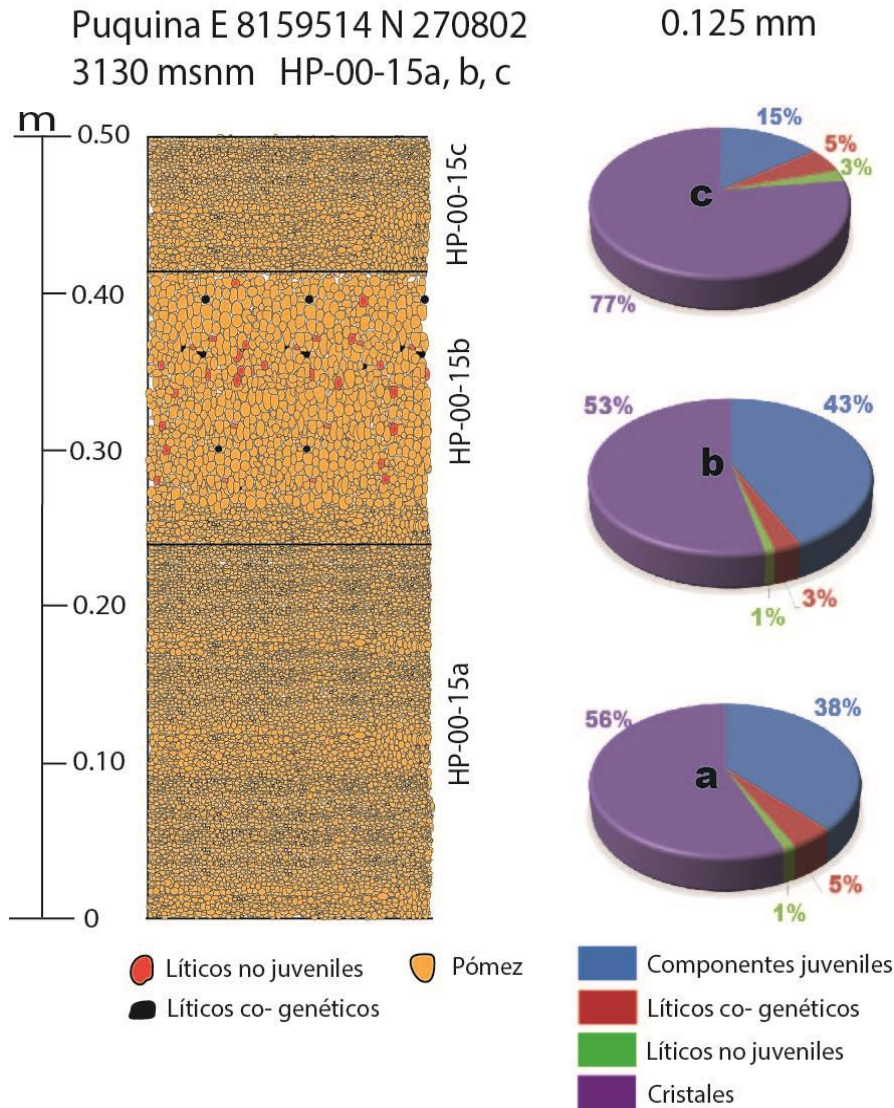


Figura 4. 31. Ejemplo gráfico de la composición porcentual de los componentes litológicos por capas en la zona medial (32 - 78 km).

4.3.2 Resumen de análisis de los componentes litológicos

El estudio de 100 muestras en las zonas proximal, medial y distal, los componentes litológicos muestran que el depósito de caída pliniana consiste principalmente de pómez y vidrio volcánico con un 67 %, seguida por cristales con 28 %, líticos co -

genéticos con 3 % y finalmente líticos no juveniles con 2 %, (Tabla 4.5) de los cuales se puede concluir:

Componentes juveniles: En la zona proximal en la fracción de 4 mm presentan un porcentaje de 90.9%, mientras en la fracción de 2 mm disminuyen a un 83.5%. En la fracción 0.5 mm continúan disminuyendo hasta un 52.9%, en la fracción 0.125 mm presentan una disminución considerable de 16.9%.

Así mismo en la zona distal, en la fracción de 4 mm se tienen un porcentaje de 99.8%, en la fracción de 2 mm presentan una leve disminución de 94.6%. Mientras que en la fracción de 0.5 mm disminuyen hasta los 78.9%, en la fracción 0.125 mm presentan una disminución abrupta de 18.1%.

Los componentes juveniles presentan una disminución en el porcentaje con forme se alejan del cráter.

Líticos co-genéticos: en la zona proximal presentan un porcentaje de 4.7% en la fracción de 4 mm, se incrementan hasta los 8.3% en la fracción de 2 mm disminuyen en 2.7% y en la fracción de 0.125 mm se incrementan en 4.2%.

En la zona medial el porcentaje en la fracción de 4 mm es nula, mientras que en la fracción de 2 y 4 mm tienen de 1.4 %, finalmente en la fracción 0.125 mm se incrementan a un 4.3%.

Como se puede observar en la zona proximal se tiene mayor porcentaje de líticos co - genéticos, mientras que en la zona medial el porcentaje es menor, debido a su mayor densidad que la pómez. Los líticos co - genéticos nos indican un ensanchamiento del cráter y erosión del conducto desde inicio de la erupción.

Líticos no juveniles: en la zona proximal presentan un porcentaje de 3.9% en la fracción de 4 mm, mientras que en la fracción de 2 mm se incrementa a un 7.8% pero disminuye en la fracción de 0.5 mm a un 2.7% y finalmente en la fracción de 0.125 mm disminuye a un 2%. En la zona medial, la fracción de 4mm tiene un porcentaje 0.2 % que se incrementa en la fracción de 2 mm a un 2.8%, pero luego disminuye a un 1.1%

y en la fracción 0.125 mm tiene un incremento leve de 1.3%. Los líticos accidentales presentan una variación similar a los líticos lávicos, en la zona proximal se tiene mayor cantidad de líticos accidentales mientras que en la zona medial el porcentaje disminuye.

Cristales: en la zona proximal, la fracción de 4 mm presentan un porcentaje de 0.5%, en la fracción de 2 mm se incrementan a 4.9%, luego en la fracción de 0.5 mm tiene porcentaje de 41.7%, en la fracción 0.125 mm el porcentaje continúa incrementándose a un 76.9%.

En la zona medial, la fracción de 4 mm el porcentaje es nula. En la fracción de 2 mm tiene un porcentaje de 2% que va incrementando en la fracción de 0.5 mm a un 18.6% y finalmente en la fracción de 0.125 mm tiene un incremento considerable de 76.4%.

En conclusión, se puede ver mayor porcentaje de cristales en las fracciones finas y con un incremento en la zona medial debido a que los cristales viajan a mayor distancia. Estas variaciones se pueden interpretar como un alto grado de fragmentación de material juvenil.

Zonas	Fracción	Juveniles	líticos co- genéticos	líticos no juveniles	cristales
Zona Proximal	4 mm	90,92	4,71	3,91	0,45
	2 mm	83,51	8,28	7,17	4,94
	0,5 mm	52,90	2,72	2,68	41,70
	0,125 mm	16,94	4,19	1,98	76,89
Zona medial	4 mm	99,83	0	0,165	0
	2 mm	94,58	1,42	2,75	2,00
	0,5 mm	78,87	1,45	1,09	18,60
	0,125 mm	18,05	4,30	1,28	76,37
promedio		66,95	3,38	2,63	27,61

Tabla 4. 5. Cuadro comparativo de componentes entre sectores según las fracciones.

4.4 CALCULO DE LA DENSIDAD DE TEFRAS

Las erupciones volcánicas explosivas se pueden clasificar en base a un análisis detallado de los depósitos. La densidad componentes juveniles es una característica

física de la tefra, es una de las utilizadas para reconstruir la dinámica eruptiva y utilizar como parámetro en modelos numéricos de dispersión de tefras (Bernard et al., 2015). En el capítulo se calculó los valores de densidad utilizando dos métodos, así también se analizará los diferentes valores de estos. Los resultados pueden estar limitados por la selección de clastos, para esto se utilizarán herramientas estadísticas, las cuales servirán para describir las distribuciones de la densidad. Este enfoque ayuda con la interpretación de los depósitos volcánicos (Bernard et al., 2014).

La densidad; es la cantidad de masa por unidad de volumen. Usualmente la densidad se describe con ρ (el símbolo matemático es la letra griega).

$$\rho = \frac{m}{V}$$

La masa de los piroclásticos (m) se mide fácilmente usando una balanza. El cálculo de volumen de cada piroclasto (v) es difícil, ya que los piroclastos tienen formas irregulares. Según el principio de Arquímedes el volumen puede calcularse utilizando el volumen de agua desplazada por el piroclástico al ser introducida a una cubeta de agua.

En campañas de campo realizadas en el año 2015 y 2016 se tomaron 116 pómez ubicadas en el área proximal y medial para luego realizar el análisis de densidad en las pómez. Se aplicó el principio de Arquímedes a 95 pómez y 18 líticos, así también se utilizó el Picnómetro mecánico para 21 pómez pequeñas (en el Anexo C esta la base de datos). Estos dos métodos utilizaron para determinar la densidad de las pómez de la erupción del año 1600 d.C. El análisis de densidad fue realizado en el Laboratoire Magmas et Volcans de la Universidad de Clermont Auvergne de Clermont Ferrand – Francia.

4.4.1 Estimación de la densidad con el “Principio de Arquímedes”

El principio de Arquímedes, es un principio físico que afirma que: «Un cuerpo total o parcialmente sumergido en un fluido en reposo, recibe un empuje de abajo hacia arriba igual al peso del volumen del fluido que desaloja» (Torre, 2001)

$$E = m g = \rho_f g V$$

Donde E es el empuje, ρ_f es la densidad del fluido, V el «volumen de fluido desplazado» por algún cuerpo sumergido parcial o totalmente en el mismo, g la aceleración de la gravedad y m la masa, de este modo, el empuje depende de la densidad del fluido, del volumen del cuerpo y de la gravedad existente en ese lugar. Este ensayo fue aplicado a 95 muestras de pómez de zonas proximales. Para la aplicación del principio de Arquímedes se siguieron las siguientes etapas:

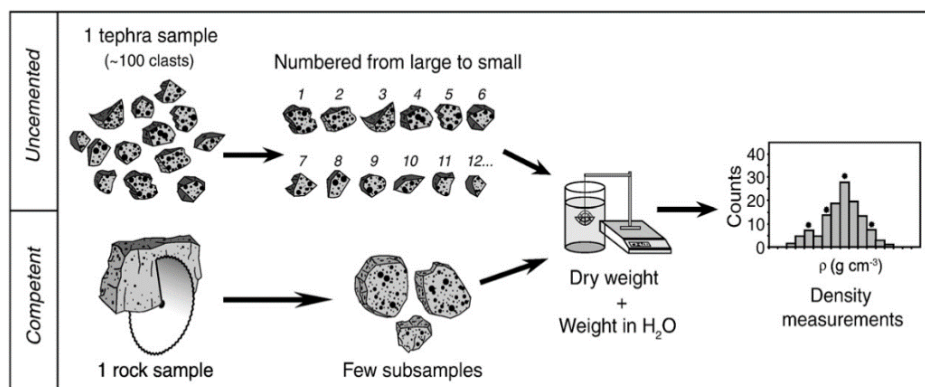


Figura 4. 32. Procedimiento de muestreo y las mediciones de densidad, fuente: Shea et al., 2010.

Previamente a realizar las mediciones de densidad, las muestras recogidas en campo son secadas a $T < 100^{\circ}\text{C}$ por 24 h. Luego se seleccionan 5 muestras representativas de cada punto de control, y en caso que haya pómez grandes están se cortan por la mitad. Los métodos de medición de densidad descritos aquí derivan de Houghton y Wilson (1989) (Figura 4.32). Las pómez secadas (peso seco W_{air}) se pesan en una balanza analítica, para luego ser envueltas utilizando ciertos números de parafina, para evitar que las pómez se mojen ($W_{\text{filmwater}}$). La parafina tiene un peso 0.04 g por retazo ($0.04 \times W_{\text{filmwater}}$). A continuación, se pesan los clastos sumergidos en agua (peso sumergido W_{water}). Por lo tanto, la densidad, se expresa en la formula (1):

$$\rho = \frac{W_{\text{air}}}{W_{\text{air}} - (W_{\text{water}} - (0.04 \times W_{\text{filmwater}}))} \tag{1}$$

Para las partículas que sobresalen del agua, son forzadas hacia abajo usando un peso extra (se debe restar el peso extra). Finalmente se puede hallar la densidad de la roca

densa (DRE). Esta técnica es rápida y produce grandes conjuntos de datos, los cuales son representados en histogramas (Figura 4.33).

4.4.1.1 Datos obtenidos según el Principio de Arquímedes

En base al Principio de Arquímedes se analizaron la densidad de 95 pómez y 18 líticos.

A. Análisis de la densidad de pómez

Se analizaron 95 pómez ubicadas en la zona proximal y medial con respecto al cráter. Las pómez presentan gran porosidad visible macroscópicamente con presencia de fenocristales de biotita, horblenda y plagioclasa.

La distribución de densidad es estrecha, con un 78 % de población de pómez dentro del intervalo de 0.6 a 0.8 g/cm³. Existe una ligera correlación entre el tamaño y densidad. Las pómez que presentan tamaños entre 20 a 45 mm alcanzan mayor densidad de 0.37 a 1.01 g/cm³, mientras las pómez con tamaños mayores entre 49 a 71 mm alcanzan una densidad menor de 0.52 a 0.86 g/cm³ (Figura 4.33).

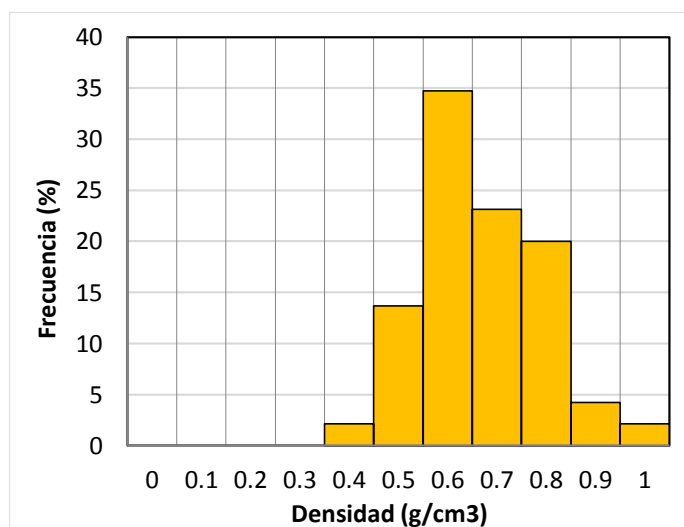


Figura 4. 33. Histograma de densidad.

B. Análisis de la densidad de líticos

Se analizó la densidad de 18 líticos ubicados en la zona proximal. Primeramente, se realizó una descripción macroscópica de donde se diferenciaron tres tipos de líticos, que incluyen 8 líticos no juveniles 10 líticos co - genéticos.

Un 70% de población de líticos co - genéticos se encuentra en las densidades 2.1, 2.2 y 2.5 g/cm³. En el caso de los líticos no juveniles la concentración de población es 25% en la densidad 2.2 g/cm³ (Figura 4.34).

Si analizamos los datos en conjunto, la mayor población de líticos se concentra en los intervalos de densidad entre 2.1 a 2.3 g/cm³

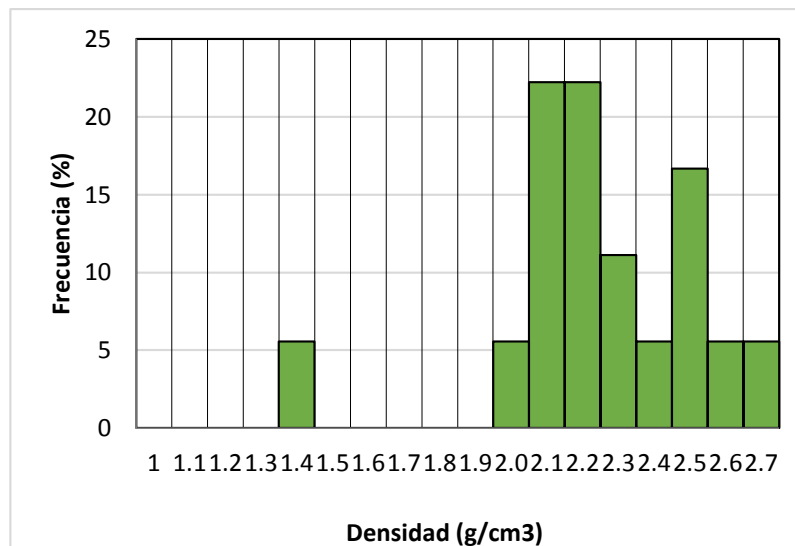


Figura 4. 34. Histograma de densidad de líticos.

4.4.2 Estimación de la densidad con el Picnómetro Mecánico

Para el cálculo de la densidad de una manera más rápida, se usa el Picnómetro Mecánico la cual fue diseñada únicamente para analizar cualquier material que haya sido verificada con anterioridad (Figura 4.35) (Manual GeoPyc, 2013).



Figura 4. 35. Picnómetro mecánico modelo GeoPyc 1360

El Picnómetro mecánico es un equipo que contiene un analizador, microprocesador interno y un teclado con pantalla de cristal líquido (LCD). El picnómetro es utilizado para realizar análisis de densidad. Para realizar el cálculo, se requiere un flujo seco

(DryFlu). La densidad es la masa de un objeto dividida por su volumen, donde el volumen incluye sus poros y cavidades pequeñas. La densidad del objeto poroso se calcula midiendo el volumen del flujo seco dentro del contenedor.

A diferencia de otros métodos, este no destruye la muestra, es fácil de realizar. Las muestras irregulares e incluso múltiples muestras son analizadas con precisión porque el Picnómetro mecánico se ajusta básicamente a los contornos de las superficies. Sin embargo, ningún medio fluido seco puede adaptarse a un objeto tan perfectamente como un líquido no humectante. El equipo compensa las irregularidades en la consolidación del flujo seco al permitir la calibración con un objeto de propiedades conocidas que es similar a la muestra en tamaño y forma.

4.4.2.1 Datos obtenidos según con el Picnómetro Mecánico

Se analizaron 21 pómez pequeñas de 19 a 38 mm de diámetro ubicadas en las zonas proximal y medial del cráter. Se identificó fenocristales de biotita, horblenda y plagioclasas en las pómez.

La distribución de la densidad presenta valores variables entre 0.5 a 1.5 g/cm³, con mayor concentración de la población de pómez con densidad de 0.8 g/cm³. Las 21 pómez analizadas presentan un promedio de densidad de 0.9 g/cm³ (Figura 4.36).

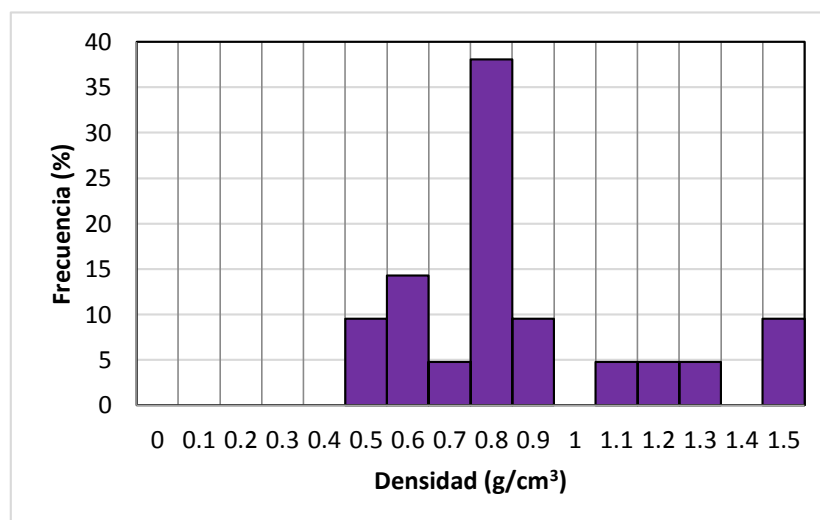


Figura 4. 36. Histograma de densidad con el picnómetro mecánico

4.1.1. Análisis de la densidad en la zona proximal y medial

Se analizaron los datos en conjuntos, uniendo los dos métodos para trabajar por zonas.

La zona proximal presenta algunos valores atípicos con densidades entre 1.2 a 1.5 g/cm³. El 74% de población de pómez está dentro del intervalo de 0.6 a 0.8 g/cm³. La zona medial presenta valores atípicos de 1.1 g/cm³, con 94% de la población de pómez dentro del intervalo de 0.5 a 0.9 g/cm³ (Figura 4.37).

Los valores de densidad entre la zona proximal y medial son similares. En el caso de la zona medial la población de pómez alcanza valores ligeramente mayores a la zona proximal. La zona proximal y medial presenta similar promedio de densidad de 0.7g/cm³.

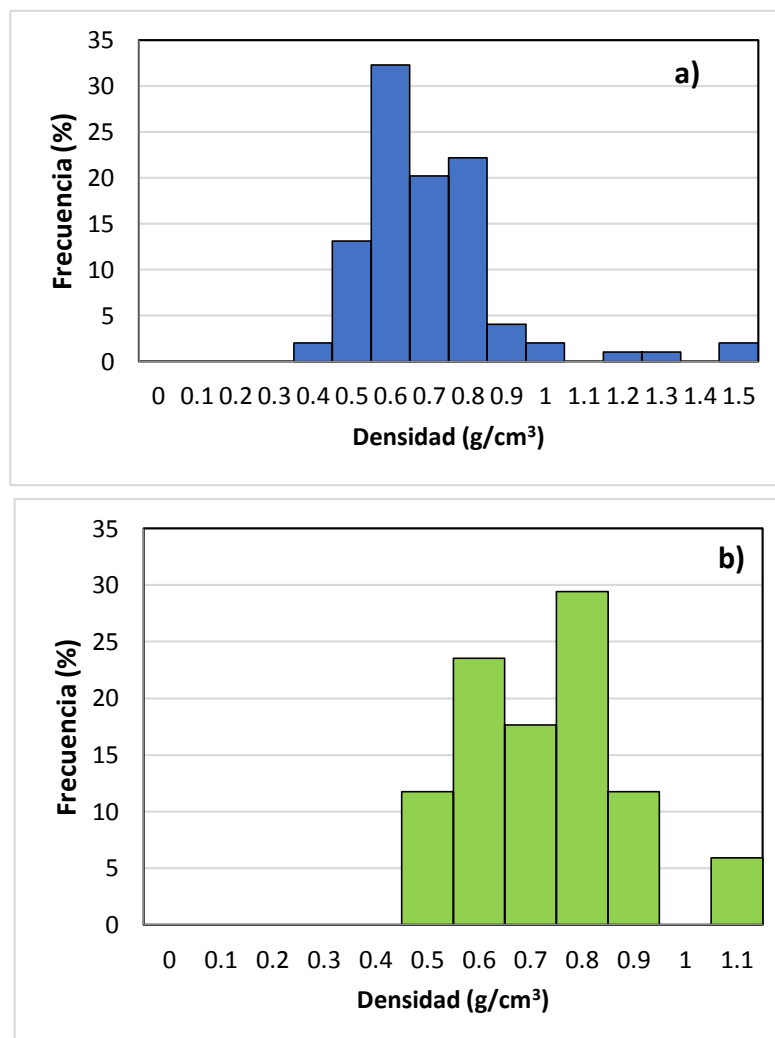


Figura 4. 37. a) Histograma de densidad de las pómez ubicadas en la zona proximal. b) Histogramas de densidad de las pómez ubicadas en la zona medial.

4.5 PARÁMETROS DE LA FUENTE DE ERUPCIÓN Y ANÁLISIS DE LA DISPERSIÓN DE LA CAÍDA PLINIANA

Varios estudios previos de las erupciones históricas ayudaron a definir varios parámetros para caracterizar cualitativa y cuantitativamente una erupción, tales como: (1) el volumen expulsado, (2) altura de la columna eruptiva, (3) dispersión de la tefra, (4) parámetros físicos, (5) índice de magnitud e intensidad, (6) Índice de Explosividad Volcánica (IEV). parámetros de la fuente de erupción

El espesor, dispersión de los depósitos depende principalmente de la altura de la columna de eruptiva, así como la velocidad y dirección de los vientos que desplazan la nube o columna eruptiva (Carey and Sparks, 1986). Las columnas bajas están asociadas comúnmente a erupciones estrombolianas, las columnas intermedias corresponden a erupciones vulcanianas y las columnas altas a erupciones de tipo subpliniano, pliniano o ultrapliniano.

Los depósitos de caída pliniana y sub-pliniana se originan durante erupciones explosivas, donde tiene lugar una fuerte fragmentación de magma, y luego una expulsión violenta de los productos (Rosi et al., 1999). Los cuales pueden alcanzar varios kilómetros de altura y luego ser transportados por vientos y cubrir extensas áreas (Tilling, 1999).

Una erupción sin viento predominante produciría un depósito de caída con una dispersión simétrica y circular, con isópacas concéntricas alrededor del punto de emisión. Sin embargo, es común que el viento sople en una dirección preferencial, confiriéndole al depósito una configuración elíptica cuyo eje de dispersión mayor es paralelo a la dirección principal del viento sople, por ejemplo. Fogo-Cabo Verde, Walker y Croasdale, 1971; la caldera Pululahua-Ecuador, Papale y

El depósito de caída pliniana del volcán Huaynaputina del año 1600 d.C. fue emplazado por una erupción explosiva. La granulometría y dispersión de los materiales piroclásticos estuvieron controladas por la influencia del viento sobre la columna

eruptiva. Por esta razón se elaboró mapas de isópacas e isopletas para conocer parámetros dinámicos de la columna eruptiva.

4.5.1 Mapa de isópacas

El mapa de isópacas consiste en líneas que une puntos de igual espesor de un depósito

El mapa de isópacas se elaboró en base a 676 puntos de control. Parte de los datos fueron tomados entre el 2015 al 2017 donde se realizaron 26 calicatas ubicados en la zona proximal. Se adicionaron 650 puntos de control, obtenidas en campañas anteriores (Davila. 1998, Thouret et al., 1999, 2002), ubicadas en las zonas proximal, medial y distal Estos puntos de control son las medidas de espesores del depósito de caída pliniana.

Estos datos fueron introducidos y trabajados en un sistema de información geográfica (Arc Map) donde se interpolaron en curvas de igual espesor. Luego los mismos fueron procesados y mostrados sobre un modelo de elevación digital (DEM). El programa calculó el área de cada isópaca y raíz cuadrada del área (Tabla 4.6) para después calcular el volumen.

N° isópaca (cm)	N° Isópacas (km)	Área acumulada (km ²)	Área medida
1200	0,012	6	6
900	0,009	14	8
500	0,005	85	77
200	0,002	266	189
100	0,001	573	384
50	0,0005	1021	637
40	0,0004	1432	795
30	0,0003	1916	1121
20	0,0002	2747	1626
10	0,0001	4715	3089
8	0,00008	7519	4430
7	0,00007	12558	8128
6	0,00006	15809	7681

5	0,00005	22780	15099
4	0,00004	34237	19138
3	0,00003	53273	34135
2	0,00002	83017	48882
1	0,00001	128072	79190

Tabla 4. 6. Área y espesor de las isópacas

Las isópacas proximales (menor a 32 km), posee un lóbulo de dispersión de forma elíptica con un eje de dispersión mayor orientada en dirección SO. Están conformados por las isópaca 1200 cm a 40 cm. La isópaca 1200 cm de espesor, se encuentra de 0.5 m del cráter y la isópaca 40 cm se encuentra a 37 km del cráter, cerca al poblado de Puquina (Figura 4.38).

Las isópacas en área medial (32 a 78 km) presentan forma elíptica con dirección de dispersión (sotavento) al oeste. Está conformada por las isópacas de 40 cm a 10 cm. La isópaca de 10 cm está ubicada a 78 km del cráter, cerca del distrito de Mollebaya (Figura 4.38).

En áreas distales (mayor a 500 km) las isópacas presentan forma elíptica con un eje de dispersión al NO. Está conformada por las isópacas de 10 a 1 cm. La isópaca de 1 cm de espesor se encuentra a 500 km, cerca del distrito de Yauca (Figura 4.38).

Según Thouret (2002) en base a 260 puntos de control, la isópaca de 1 cm alcanza una distancia de 400 km del cráter abarcando un área 95 000 km² con dirección de dispersión al NO y SO. Mientras que Adams et al., 2001, con 117 puntos de control, la isópaca de 5 cm se encuentra a 140 km del cráter con un eje de dispersión hacia el SO. En el presente estudio la isopaca de 1 cm alcanza una distancia de 500 km del cráter abarcando un área de 128 072 km² con dirección de dispersión al O - NO (Figura 4.38).

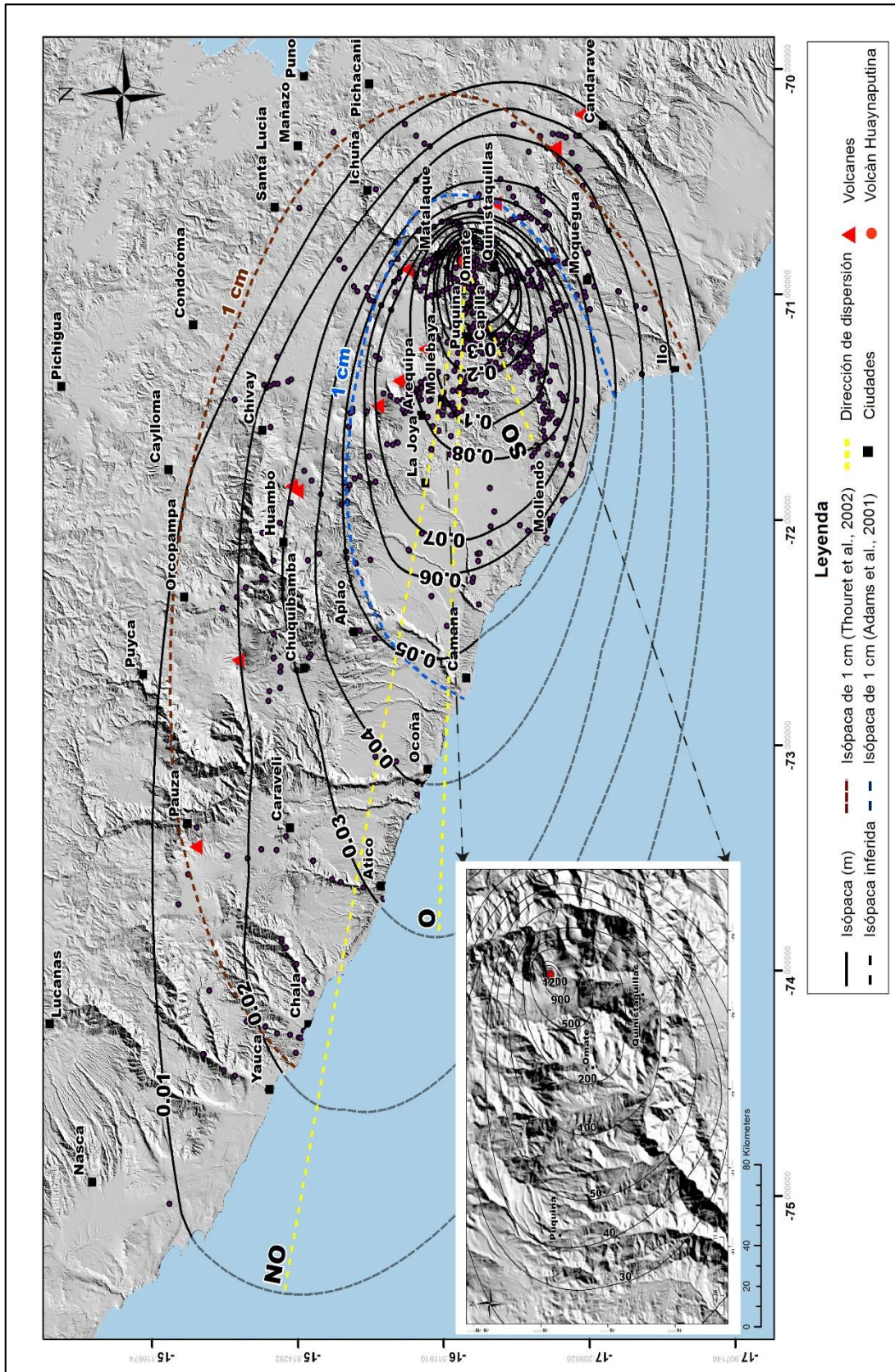


Figura 4. 38. Mapa de isópacas del depósito de caída pliniana, donde se muestra la variación del espesor (cm) con la distancia respecto al cráter.

4.5.1.1 Estimación del volumen del depósito de caída pliniana

Para estimar el volumen del depósito de caída, se utilizaron varios métodos de cálculo. Todos estos métodos determinan el volumen mediante la integración de la función que representa el espesor de acuerdo con el área del depósito. Algunos modelos están basados en la hipótesis de disminución exponencial del depósito, respecto a la distancia de la fuente (Pyle, 1989, 1995; Fierstein y Nathenson, 1992, Bonnadona et al., 1998, 2003, 2005).

Según Walker (1971), el volumen de los depósitos plinianos varían entre 0.17 y 50 km³. Para calcular el volumen del depósito de caída se utilizó cuatro métodos, referidos a la diferencia de sectores, adelgazamiento exponencial y la ley de potencia. En los cuatro métodos se consideran el área cubierta y el área acumulada por cada isópaca respecto la distancia del punto de emisión

A. Primer método- diferencia de sectores

Este método consiste en calcular áreas encerradas para cada isópaca en forma de elipse. Luego el área encerrada por la isópaca de mayor espesor se resta al área encerrada por la isópaca de espesor decreciente (diferencia por sectores), resultando un área medida. Luego podemos calcular el volumen, multiplicando el espesor de la isópaca por el área medida, luego sumamos el volumen de la isópaca mayor con la isópaca menor en respectivo orden.

El área encerrada se calculó usando la fórmula de área en el software Arc Map con la fórmula:

```
Dim Area as Double
Dim pArea as IArea
Set pArea = (Shape)
Area=pArea.Area
```

Según la tabla 4.7 se calculó un área de 128072 km² perteneciente en la isópaca de 1 cm y el volumen calculado alcanza los ~8.60 km³.

Nº isópaca (km)	Área encerrada (km 2)	Área medida (km 2)	Volumen (km3)	Volumen acumulado (km3)
0,012	6	6	0,07	0,07
0,009	14	8	0,07	0,14
0,005	85	77	0,39	0,53
0,002	266	189	0,38	0,91
0,001	573	384	0,38	1,29
0,0005	1021	637	0,32	1,61
0,0004	1432	795	0,32	1,93
0,0003	1916	1121	0,34	2,26
0,0002	2747	1626	0,33	2,59
0,0001	4715	3089	0,31	2,90
0,00008	7519	4430	0,35	3,25
0,00007	12558	8128	0,57	3,82
0,00006	15809	7681	0,46	4,28
0,00005	22780	15099	0,75	5,04
0,00004	34237	19138	0,77	5,80
0,00003	53273	34135	1,02	6,83
0,00002	83017	48882	0,98	7,80
0,00001	128072	79190	0,79	8,60

Tabla 4. 7. Parámetros para el cálculo del volumen acumulado con el método de diferencia de sectores.

B. Segundo método – Pyle (1989)

Los mapas de isópacas, en la mayoría de los casos, describen en simples términos un decaimiento exponencial lejos del punto máximo de espesor. Esta relación se usa como base para el cálculo de volumen del depósito, que generalmente se calculan integrando el área bajo la curva en una gráfica \ln (grosor) - \ln (área) (Rose et al., 1973).

Los volúmenes calculados de esta manera son insatisfactorios ya que se requiere una extrapolación extensiva de espesores arbitrarios (Rose et al., 1973). Estas curvas son difíciles de interpretar y extrapolar ya que el diagrama no tiene una base física. La integración del cono exponencial simple, proporciona un medio confiable para estimar los volúmenes de caída de tefra. El volumen del depósito se calcula según las formulas (2) y (3):

$$V = 13.08T_0b_t^2 \quad (2)$$

$$b_t = \frac{\ln 2}{k\sqrt{\pi}} \tag{3}$$

Dónde: el valor 13,08 es una constante, (T_o) es el espesor máximo extrapolado, (b_t) es el espesor de la mitad de la distancia y k es igual a la pendiente del logaritmo natural del espesor de la isópaca.

Se elaboró una tabla 4.8 conformada por los siguientes datos: espesor de isópacas en m, área acumulada en km², raíz cuadrada del área y logaritmo natural del espesor.

isópaca (m)	Área acumulada (km 2)	(Área)1/2	Ln (espesor)
12	6	2,45	2,5
9	14	3,74	2,2
5	85	9,22	1,6
2	266	16,31	0,7
1	573	23,94	0,0
0,5	1021	31,95	-0,7
0,4	1432	37,84	-0,9
0,3	1916	43,77	-1,2
0,2	2747	52,41	-1,6
0,1	4715	68,67	-2,3
0,08	7519	86,71	-2,5
0,07	12558	112,06	-2,7
0,06	15809	125,73	-2,8
0,05	22780	150,93	-3,0
0,04	34237	185,03	-3,2
0,03	53273	230,81	-3,5
0,02	83017	288,13	-3,9
0,01	128072	357,87	-4,6

Tabla 4. 8. Parámetros para el cálculo del volumen con el método de Pyle (1989)

En la gráfica de Pyle (1989) se introduce los datos. En el eje X se ubican los valores de raíz cuadrada del área de cada isópaca, en el eje Y están los valores de logaritmo natural del espesor de la isópacas (Figura 4.39).

Al introducir los datos en la figura 4.40, se ha identificado tres segmentos principales, las que nos ayuda a diferenciar los sectores proximales, mediales y distales de la

erupción. La zona proximal se ubica hasta la isópaca de 0,5 m ubicada dentro de los 32 km, la zona medial está ubicada a partir de la isópaca de 0,1 m a una distancia entre 32 a 78 km, finalmente la zona distal se encuentra desde la isópaca de 0,01 m con una distancia mayor a 500 km. Los tres segmentos se trabajaron por separado, donde se calculó la ecuación de la recta para cada segmento (Tabla 4.9) utilizando la ecuación (4):

$$y = kx + T_0 \tag{4}$$

Dónde: $K: \ln 2/bt \sqrt{\pi}$ es pendiente del logaritmo natural del espesor de la isópaca. y T_0 es el espesor máximo extrapolado (intersección).

Después de reemplazar los datos de la tabla 4.9 usando la formula (2) por segmento (el segmento 1 = 2,2 km³, el segmento 2 = 2,12 km³ y el segmento 3 = 5,61 km³ .Al adicionar el volumen de los tres segmentos nos da un total de ~9.93 km³.

Segmento 1		Segmento 2		Segmento 3	
Datos	Valores	Datos	Valores	Datos	Valores
K	-0,115	K	-0,0444	K	-0,0075
Ln(To)	2,6767	Ln(To)	0,7379	Ln(To)	-1,8463
To	0,014537	To	0,0020915	To	0,0001578
ln2	0,6931472	ln2	0,6931472	ln2	0,6931472
π	3,1415927	π	3,1415927	π	3,1415927
$\pi^{1/2}$	1,7724539	$\pi^{1/2}$	1,7724539	$\pi^{1/2}$	1,7724539
bt	-3,4005776	bt	-8,8078022	bt	-52,142189
bt ²	11,563928	bt ²	77,57738	bt ²	2718,8079
c.f.	13,08	c.f.	13,08	c.f.	13,08
V	2,1988	V	2,1223	V	5,6124

Tabla 4. 9 Cálculos de parámetros y volumen para cada segmento

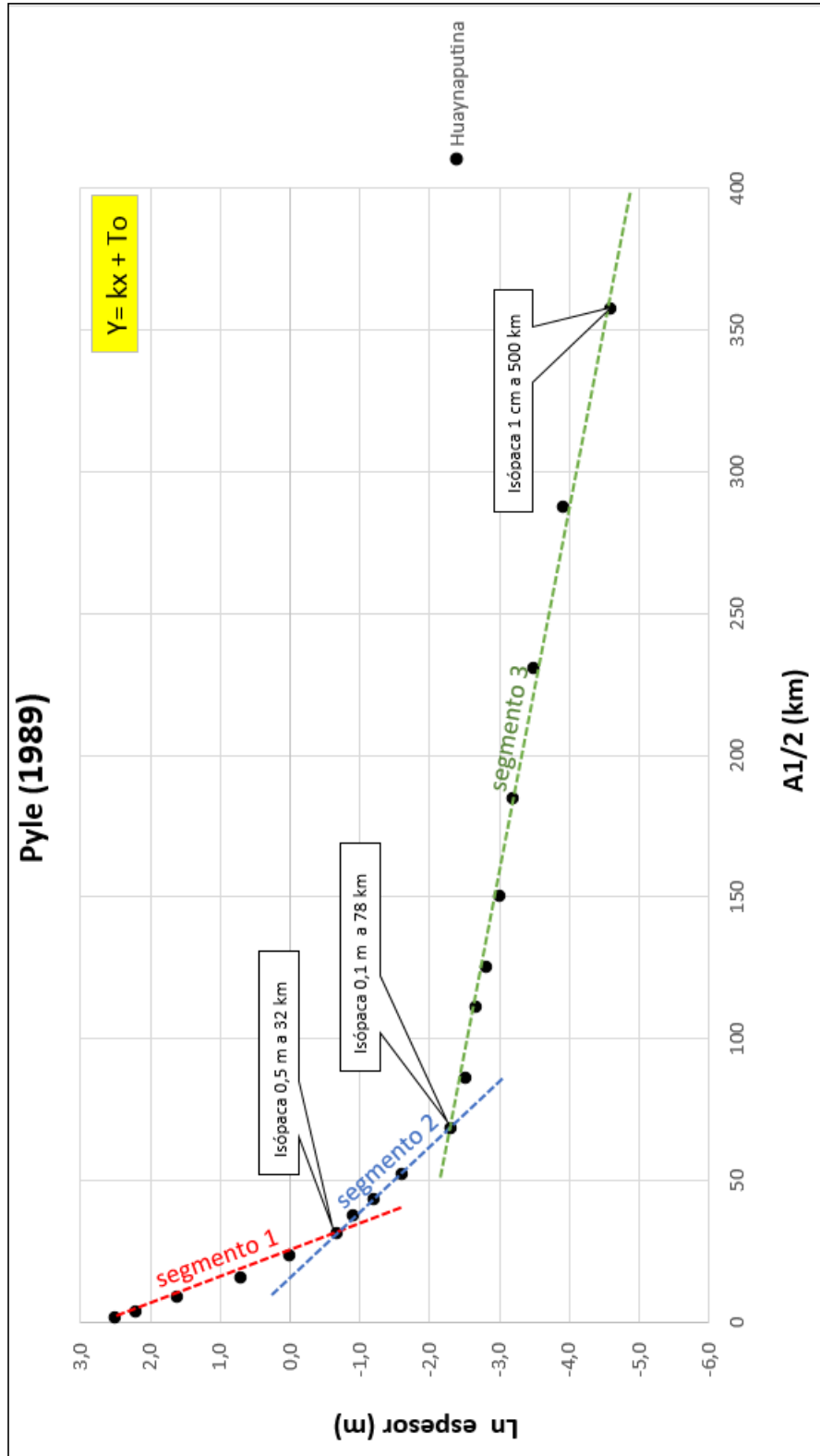


Figura 4. 39. El diagrama de Pyle (1995) muestra el ln espesor vs la raíz cuadrada del área de cada isópaca, basada en la disminución exponencial del espesor respecto a la distancia de la fuente.

C. Tercer método - Adelgazamiento Exponencial

El método de Pyle (1989) revisado por Fierstein and Nathenson (1992), basada en la integración de segmentos lineales donde el espesor del depósito disminuye exponencialmente respecto la distancia de la fuente. La representación gráfica resultante es el logaritmo del espesor de una isópaca en función de la raíz cuadrada del área de la misma, que se muestra mediante una o varios segmentos de línea recta. El segmento lineal está dado por la siguiente ecuación (5).

$$T = T_0 \exp(-kA^{1/2}) \tag{5}$$

Dónde: A es el área del contorno de la isópaca, T₀ es el espesor máximo extrapolado y K: es la pendiente de la recta. Pyle (1989) integro la ecuación (5) para calcular el volumen asumiendo la forma elíptica de la isópaca, mientras que Fiersten and Nathenson (1992) mejoraron el método haciéndola independiente a la forma de la isópaca. El volumen está dado por la formula (6).

$$V = 2T_0/K^2 \tag{6}$$

Se utiliza el mismo cuadro que el método de Pyle (1989) (Tabla 4.8) para introducir los datos a la gráfica donde se muestra la raíz cuadrada del área de las isópacas Vs el logaritmo natural del espesor. Se identificaron 3 segmentos (Figura 4.40), para luego se halla el valor de T₀ y K en la ecuación de la curva exponencial, para cada segmento (Tabla 4.10). Reemplazando los datos en la formula (6) lo que nos da un volumen total de ~9.65 km³.

Segmento 1		Segmento 3		Segmento 2	
Parámetros	cálculos	Parámetros	cálculos	Parámetros	cálculos
To	13,67	To	0,16	To	1,29
K	-0,11	K	-0,01	K	-0,03
2To	0,03	2To	0,00	2To	0,00
K	0,01	K	0,00	K	0,00
V(km3)	2,39	V(km3)	5,04	V(km3)	2,22

Tabla 4. 10. Parámetros y cálculos de volumen con el método de la curva exponencial para los tres segmentos

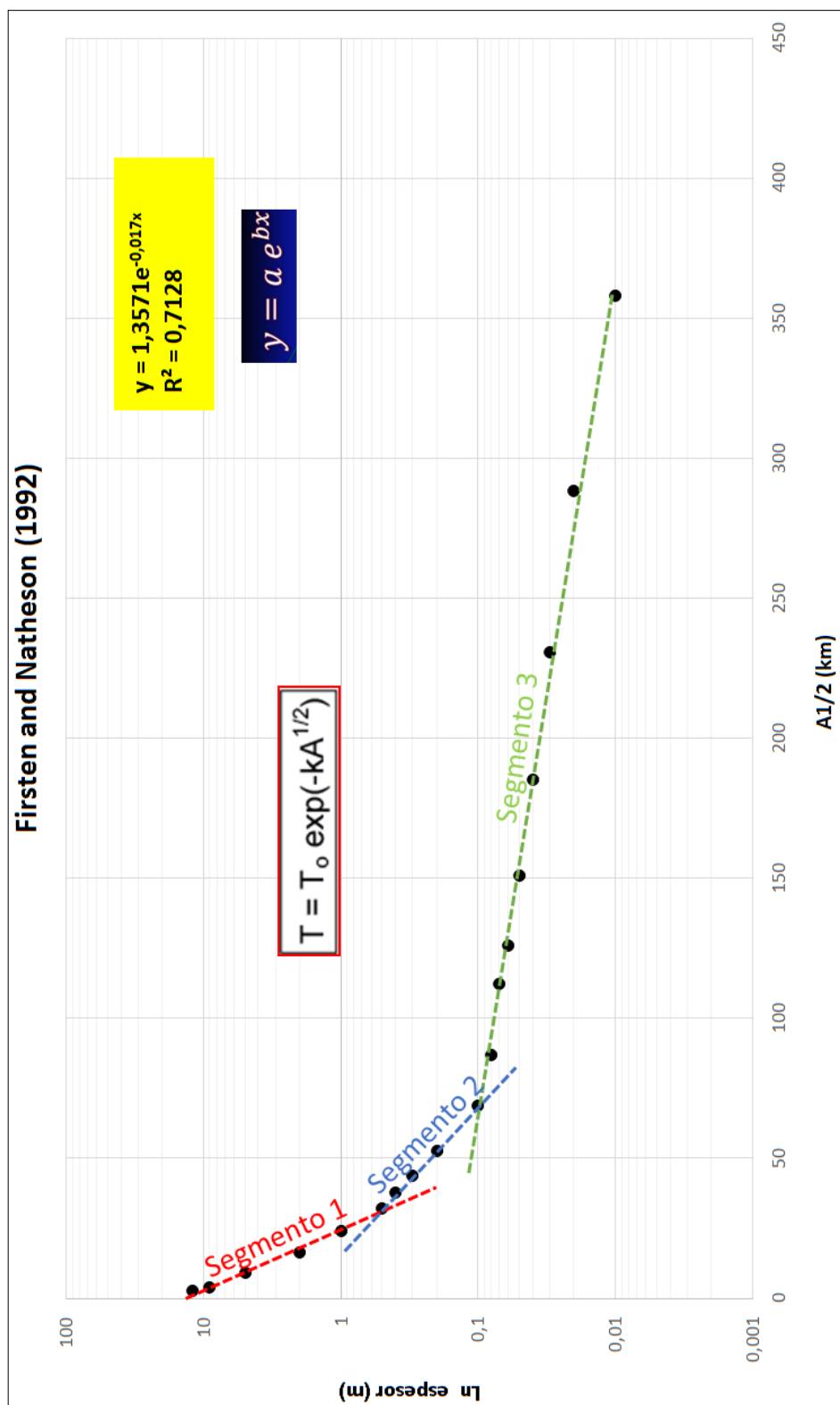


Figura 4. 40. El diagrama de Pyle (1995) revisado por Fierstein and Nathenson (1992) está representada por el In espesor en el eje y versus la raíz cuadrada del área en el eje x, donde se realiza el ajuste de la curva exponencial.

D. Cuarto método – Power Law (Bonadonna and Houghton 2005)

Este método utiliza la curva de ley de potencia, donde la gráfica presenta la relación de \ln de espesor versus la raíz cuadrada del área, representada por la siguiente formula:

$$T = T_{pl}\sqrt{A}^{(-m)} \quad (7)$$

Donde T_{pl} es una constante y m es el coeficiente de ley de potencias donde combinan las dos ecuaciones (7) y (8)

$$V = \int_0^{\infty} T dA \quad (8)$$

$$V = \left[2T_{pl} \frac{\sqrt{A}^{(2-m)}}{2-m} \right]_0^{\infty} \quad (9)$$

Para evitar los valores de la ecuación (9) llegando a ser infinito cuando $\sqrt{A} = 0$ y $\sqrt{A} = \infty$ dos límites arbitrarios de integración B y C necesitan ser definidos. Por lo tanto, la ecuación (9) se convierte en:

$$V = \frac{2T_{pl}}{2-m} \left(C^{(2-m)} - B^{(2-m)} \right) \quad (10)$$

Para el depósito de caída pliniana, el valor de C es la distancia máxima alcanzada por la isópaca de 0.5 cm la cual se extiende hasta los 600 km del cráter. El espesor máximo (T) igual a T_0 (Figura 4.41). B es designada como la distancia del espesor máximo dada por la siguiente formula:

$$B = \left(\frac{T_0}{T_{pl}} \right)^{\left(-\frac{1}{m} \right)} \quad (11)$$

Para introducir los datos en el diagrama Power law utilizamos el valor de T_0 de la tabla (4.11), donde el eje X corresponde a la raíz cuadrada del área que cubre las isópacas y el eje Y se ubica el logaritmo natural del espesor de las isópacas (Figura 4.42). Luego

hallamos la ecuación de la curva power law (ecuación 1) seguidamente reemplazamos los parámetros en la fórmula de (10) y (11).

Parámetros	cálculo
Tmax	15,11
Tpl	76,02
m	1,47
B (km)	3,00
C (km)	600,00
Volumen (km ³)	8,00

Tabla 4. 11. *Parámetros para el cálculo de volumen con el método de power low (2005)*

Reemplazando los parámetros en la fórmula (11) el valor de (*B*) nos resulta 3 km. Por lo tanto, utilizamos los datos obtenidos anteriormente en la fórmula (10) dando un volumen aproximado de 8.00 km³ (Tabla 4.11).

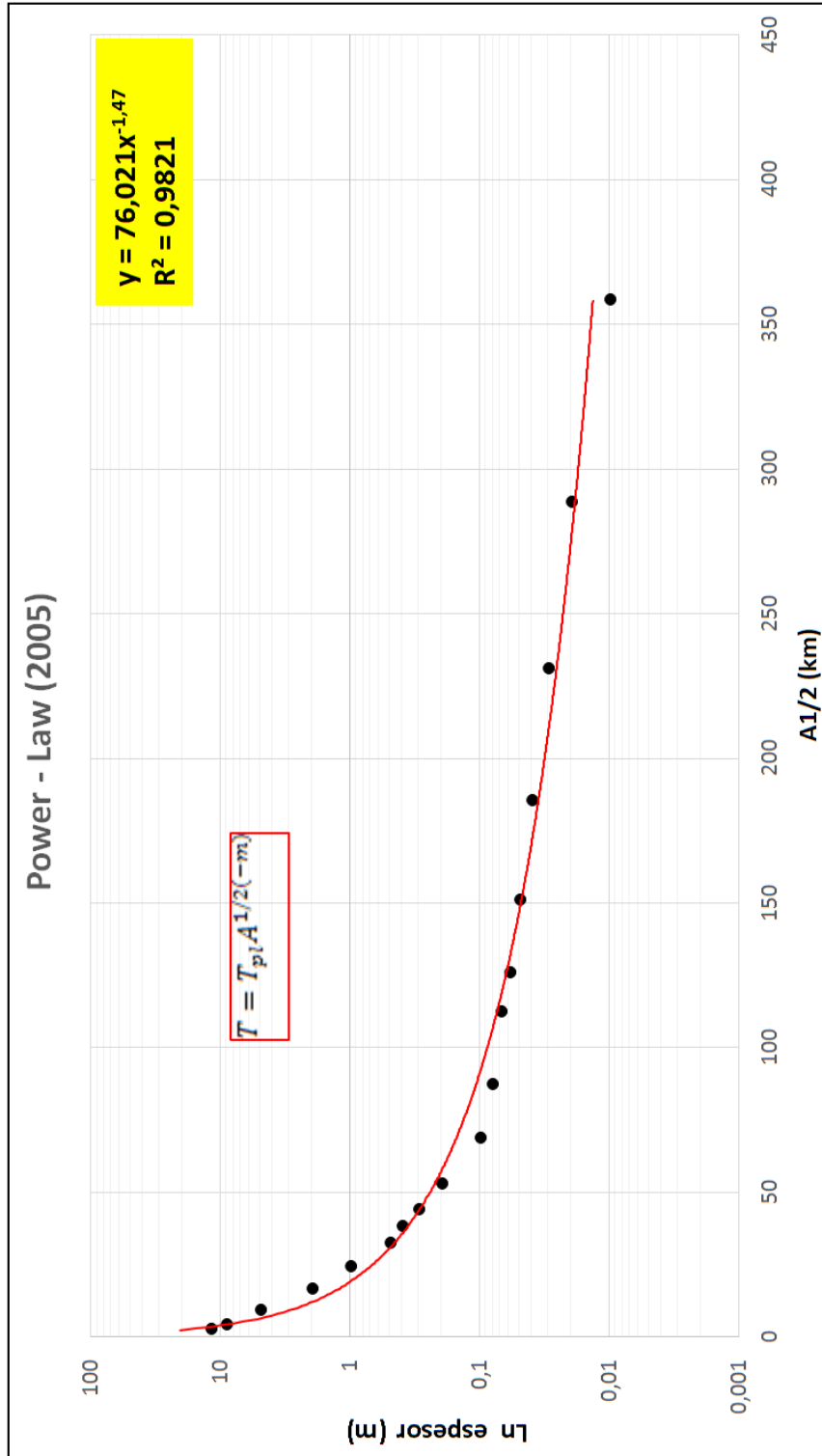


Figura 4. 41. El diagrama de Power Law (Bonadonna and Houghton 2005) realiza el ajuste de la curva power law que se adapta mejor que los segmentos en base a la ley de potencia.

4.5.2 Mapa de isopletras de pómez y líticos

Una línea de isopletras es una curva de puntos con un mismo valor de dimensiones de los fragmentos más grandes del depósito, ya sea de pómez o líticos (Carey and Sparks, 1986)

Se realizaron dos mapas de isopletras, uno para líticos y otro para pómez. Se construyeron a partir de los valores tomados en las calicatas y afloramientos. En cada afloramiento se escogieron las 5 pómez más grandes (MP) y 5 líticos más grandes (ML). Posteriormente se calculó el valor promedio de las tres dimensiones (ancho, largo y espesor), luego los valores fueron ploteados en los mapas de isopletras de pómez y líticos

Los mapas de isopletras, permiten inferir la altura de la columna eruptiva, la dirección y la velocidad predominante del viento durante la erupción. También se puede comparar con el mapa de isópacas y tener mejor conocimiento de la dispersión del depósito.

4.5.2.1 Mapa de isopletras de Pómez

El mapa de isópacas se elaboró en base a 300 mediciones de máximo pómez (MP) tomadas en campañas anteriores (Thouret et al., 1999, 2002) que están ubicadas hasta los 103 km del cráter.

En el mapa de isopletras de pómez el lóbulo de dispersión tiene forma elíptica, donde predominan dos ejes de dispersión SO y O. La primera tiene una dirección al SO (sotavento), se extiende hasta los 33 km del cráter, en la isopletra de 3 cm. Luego se tiene un cambio al oeste (sotavento) a partir de la isopletra de 2 cm hasta la isopletra de 0.1 cm (103 km).

En la dirección del eje mayor de dispersión SO, las pómez muestran una contribución de bomba de 35 a 30 cm de diámetro entre 1.5 a 4 km del cráter, cerca del cerro Apacheta. A 20 km del cráter, cerca del distrito de Omate se determinaron que las isopletras tienen diámetros entre 10 a 12 cm. Cerca del distrito de Puquina, a 41 km del

cráter, la isopleta de pómez tiene diámetros de 2 a 3 cm. Entre Arequipa y la Joya las pómez disminuyen en un diámetro de 0.1 cm con un eje de dispersión al oeste.

En áreas laterales en los ejes norte y sur del volcán, las isopletas presentan un área de distribución más reducida con respecto a las áreas que forman parte del eje de dispersión mayor. Al norte del volcán mide 10 cm de diámetro a 17 km de distancia del cráter y 0.1 cm de diámetro a 34 km del volcán. Al sur del volcán la dispersión es más amplia, la isopleta de líticos disminuye a 10 cm a 6 km del volcán, y 0.1 cm a 70 km del cráter.

A diferencia de estudios anteriores el mapa de isopletas de pómez varía en su forma, área y distancia que abarcan. Por ejemplo, según Adams et al (2001) en base a 89 puntos de control, la isopleta de pómez de 0.1 cm alcanza una distancia de 84 km del cráter, con un eje de dispersión al SO. Mientras Thouret et al (2002) en base a 300 puntos de control, la isopleta de 0.1 cm alcanza una distancia de 66 km con eje de dispersión al SO. En el presente trabajo la isopleta de 0.1 cm alcanza una distancia mayor de 103 km con un eje de dispersión al oeste (Figura 4.42).

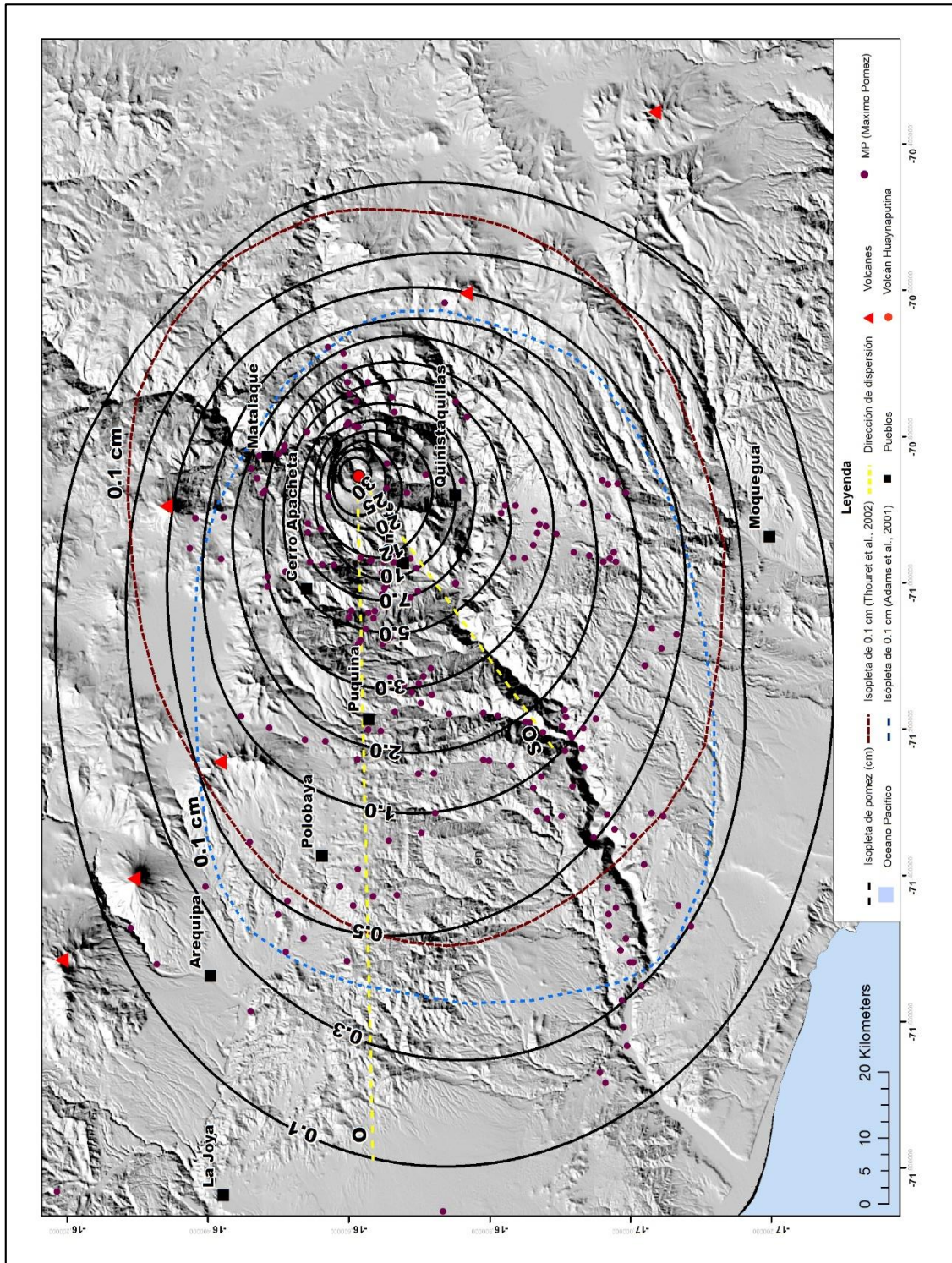


Figura 4. 42. Mapa de isopletas de pómez de 30 cm de diámetro que disminuye hasta 0.1cm en el depósito de caída pliniana.

4.5.2.2 Mapa de isopletas de líticos

El mapa de isopletas de líticos se elaboró en base a 247 mediciones de máximo líticos (ML) tomadas en campañas anteriores (Thouret et al., 1999, 2002), que están ubicadas hasta los 100 km del cráter.

En el mapa de isopletas de líticos el lóbulo de dispersión tiene forma elíptica, donde predominan dos ejes de dispersión OSO y O. La primera tiene una dirección al OSO (sotavento), se extiende hasta los 42 km del cráter, en la isopleta de 1 cm. Luego se tiene un cambio de orientación al oeste (sotavento) a partir de la isopleta de 1 cm hasta la isopleta de 0.1 cm (100 km) (Figura 4.43).

En la dirección del eje mayor de dispersión OSO, las isopletas de líticos presentan contribución balística con diámetros de 25 y 20 cm, hasta los 7 km del cráter. A los 17 km del cráter, cerca al distrito de Omate la isopleta tiene entre 3 a 5 cm de diámetro. En el distrito de Puquina a 36 km del cráter se identificaron isopletas de 0.5 cm de diámetro con dirección de dispersión al OSO. En la ciudad de Arequipa las isopletas de líticos van disminuyendo a 0.1 cm de diámetro que se encuentra a 92 km del cráter, el eje de dispersión cambia al oeste.

En áreas laterales del eje mayor de dispersión, hacia al sur y norte del volcán, los líticos presentan un área de distribución menor. A 7 km al norte se halla la isopleta de 5 cm y al sur 10 cm. A los 43 km del cráter, al norte la isopleta presenta 0.1 cm de diámetro, mientras que al sur tiene un diámetro de 0.5 cm.

A diferencia de estudios anteriores el mapa de isopletas de líticos varía en su forma y área. Según los estudios realizados por Adams et al (2001) en base a 26 puntos de control, la isopleta de líticos de 0.1 cm está ubicada a 38 km del cráter, con un eje de dispersión al NO. En el caso de Thouret et al (2002) la isopleta de 0.1 cm alcanza una distancia de 53 km con un eje de dispersión al OSO. Mientras que nosotros trabajamos en base a 247 puntos de control y la isopleta de 0.1 cm alcanzo una distancia de 100 km con un eje de dispersión al oeste (Figura 4.43).

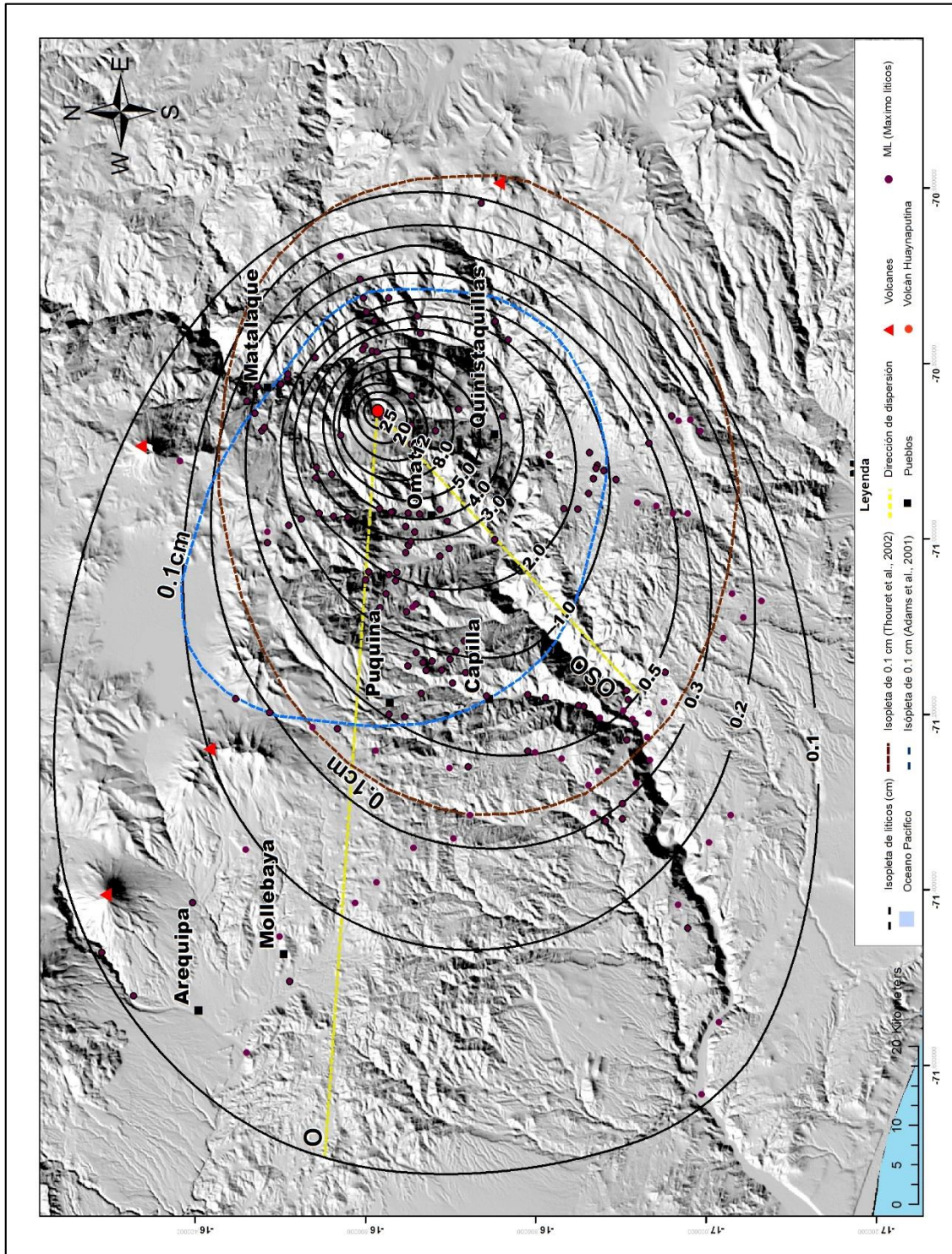


Figura 4. 43. Mapa de isopletas de líticos, muestra líticos de 25 cm de diámetro que disminuye hasta los 0.1 cm en el depósito de caída pliniana.

4.5.2.3 Cálculo de la altura de la columna eruptiva

El conocimiento de este parámetro puede llevar a un mejor entendimiento de la fase eruptiva en estudio. El radio del cráter, la velocidad de salida y el contenido volátiles magmático, juntos controlan la velocidad de la descarga de la erupción, el cual es el principal determinante de la altura de la columna (Wilson et. al., 1980; Wilson and Walker, 1987). A su vez la altura de la columna, junto con los patrones de vientos, influyen fuertemente la geometría de la columna eruptiva, expansión y dispersión de los clastos (Sparks 1986, Carey and Sparks 1986).

Independientemente que la erupción sea clasificada como pliniana o subpliniana, es importante determinar si la columna eruptiva llegó hasta la estratósfera, ya que esta diferencia tendría importantes implicaciones en la distribución espacial de los depósitos de caída. Entonces las corrientes de chorro que se forman arriba de la tropopausa podrían transportar con facilidad las partículas y llevarlas alrededor de la Tierra (Blong, 1984; Tilling and Punongbayan, 1993) lo cual puede afectar incluso el clima global.

Una columna eruptiva puede exceder los 30 km hasta alcanzar una densidad igual a la del aire, este equilibrio neutro se denomina *Level Neutral Buoyancy* (LNB). Entonces la columna se ampliará lateralmente en la región de la umbrellita, y se formará también la nube en forma de hongo (figura 4.44), la parte central por su mayor aceleración alcanza mayor altura y las partes laterales desciendan en la región denominada paraguas (Schmincke, 2004).

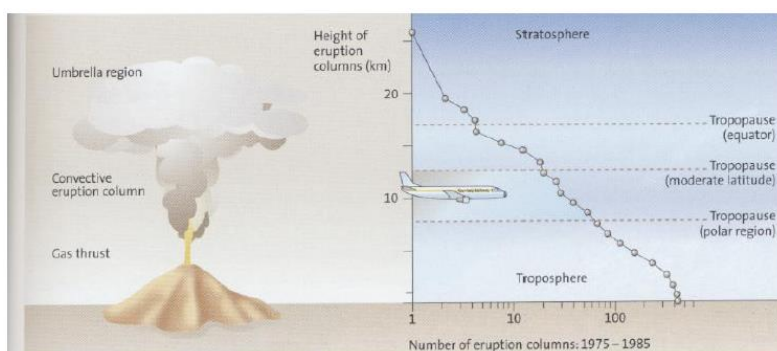


Figura 4. 44. Frecuencia de las alturas diferentes de columnas de erupción entre 1975 a 1985 y alturas de tropopausa para latitudes ecuatoriales y altas (Schmincke, 2004).

Existen varios métodos en la literatura que describen el cálculo de la altura de la columna eruptiva. El diagrama de Carey and Sparks (1986), relaciona áreas de isopletras de pómez y líticos versus diámetros máximos de pómez y líticos respectivamente.

A. Modelo de Carey and Sparks (1986)

El método de los clastos máximos, permite determinar la altura de la columna eruptiva, al considerar la fuerza de viento a través del análisis de la forma de las isopletras de los líticos.

En este sentido, el método de Carey and Sparks (1986) es un método relativamente simple ya que evita el uso de parámetros difíciles de cuantificar y que pueden producir mayores incertidumbres. A continuación, se describirá este método, el cual se aplicará para el caso de ML. Se utilizaron preferencialmente datos de líticos ya que los clastos de pómez provocan complicaciones porque su densidad varía con el tamaño o porque son susceptibles de fracturarse al impactar con el terreno durante el proceso de caída.

El método de Carey and Sparks muestra una gráfica de tamaño/densidad de la partícula versus la relación entre el rango de tamaño, máximo sotavento (down wind) y viento cruzado o transversal (cross wind) para cada velocidad de viento. El diagrama permite inferir alturas de columna entre 7 y 43 km, a velocidades predominantes de viento de 10, 20 y 30 m/s.

Los resultados se muestran en una gráfica de tamaño/densidad de la partícula vs la relación entre el rango de tamaño máximo sotavento (down-wind) y viento perpendicular o transversal (cross-wind) para cada velocidad de viento. (Tabla 4.12 y Figura 4.45).

De acuerdo a Carey and Sparks (1986), se tomó en cuenta el modelo con los máximos líticos de 0.8, 1.6, 3.2 y 5 cm, con una densidad de 2500 kg/m^3 . Para la aplicación de este modelo, utilizamos la información del mapa de isopletras de líticos de 1, 2, 3 y 5 cm porque son los datos más aproximados con el que se cuenta (Tabla 4.12.).

Según la gráfica 4.46 la altura calculada es de 35 ± 2 km, con una velocidad de viento entre 20 y 30 m/s.

Isopleta líticos (cm)	Max Downwind (km)	Crosswind range (km)
1	34,54	20,195
2	27,8	15,985
3	19,63	12,895
5	14,08	8,345

Tabla 4. 12. Datos obtenidos para el cálculo de la altura de la columna eruptiva, xw = cross-wind rango de viento perpendicular, dw =down-wind rango de sotavento máximo (Carey and Sparks, 1986).

De acuerdo a Carey and Sparks (1986), se tomó en cuenta el modelo con los máximos líticos de 0.8, 1.6, 3.2 y 5 cm, con una densidad de 2500 kg/m^3 . Para la aplicación de este modelo, utilizamos la información del mapa de isopletas de líticos de 1, 2, 3 y 5 cm porque son los datos más aproximados con el que se cuenta (Tabla 4.12.).

Según la gráfica 4.46 la altura calculada es de 35 ± 2 km, con una velocidad de viento entre 20 y 30 m/s.

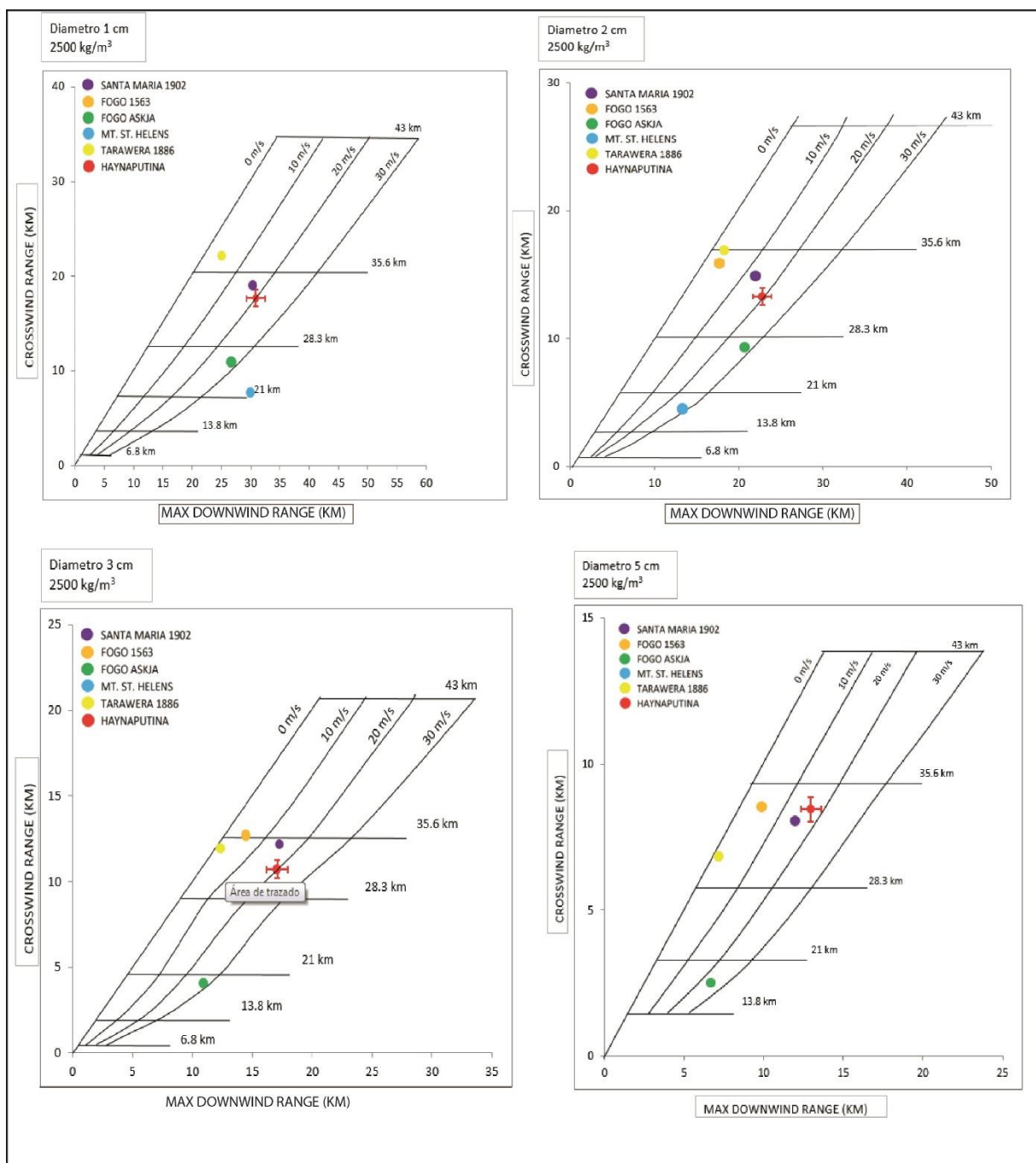


Figura 4. 45. Rango de viento cruzado (xw = cross-wind) contra el rango de sotavento máximo (dw =down-wind) para clastos líticos de diámetro de 1, 2, 3 y 5 cm de diferentes erupciones (Carey and Sparks, 1986).

4.5.3 Dispersión de la caída pliniana

La dispersión de los productos de caída pliniana depende del mecanismo eruptivo y fundamentalmente de la altura de la columna, así como de la dirección y velocidad de los vientos.

Walker (1971) propuso el índice de dispersión “D” como un parámetro discriminante para distinguir entre varios tipos de erupción, siendo igual al área de la isópaca de espesor igual a 1 % del máximo espesor ($0.01 T_{max}$). Por otro lado, Rossotti (2005) escogió límites arbitrariamente de los valores de dispersión D de la siguiente manera: 5 km^2 como límite entre erupciones estromboliana y subpliniana, y 500 km^2 como límite entre sub-pliniana y pliniana.

4.5.3.1 Diagrama de Walker (1971)

Se ha propuesto un esquema de clasificación de erupciones en base a las mediciones físicas (geométricas y granulométricas) realizadas sobre los resultados de los depósitos de caída. Los parámetros el área de dispersión (D en km^2) y el grado de fragmentación (F en %) del depósito de caída (Walker, 1971). El área encerrada (D) por la isópaca de $T_{max} 0.01$ (donde T_{max} es el espesor máximo del depósito) y (F) es el porcentaje de peso de la muestra en la fracción menor a 1 mm del depósito donde la isópaca $T_{max} 0.01$ cruza el eje de dispersión.

En el caso de la caída, el valor de (D) que es el área que cubre la isópaca de $T_{max} 0.01$ que corresponde a la isópaca de 12 cm la que presenta un área de 4103 km^2 y el porcentaje de fragmentación (F) que intercepta con la isópaca de 12 cm en dirección al eje de dispersión del depósito, es igual a 62.45 % (muestra HP-96-07). El valor de D/F en la figura 5.8, muestra una alta fragmentación y dispersión del depósito de caída de 1600 D.C., el cual se encuentra en los campos de erupciones altamente explosivas de tipo pliniano (Figura 4.46). El depósito cubrió un área en forma de lóbulo orientado hacia el SO en la zona proximal, al oeste en la zona medial y NO en la zona distal que cubre un área de aproximadamente 128072 km^2 (isópaca de 1 cm).

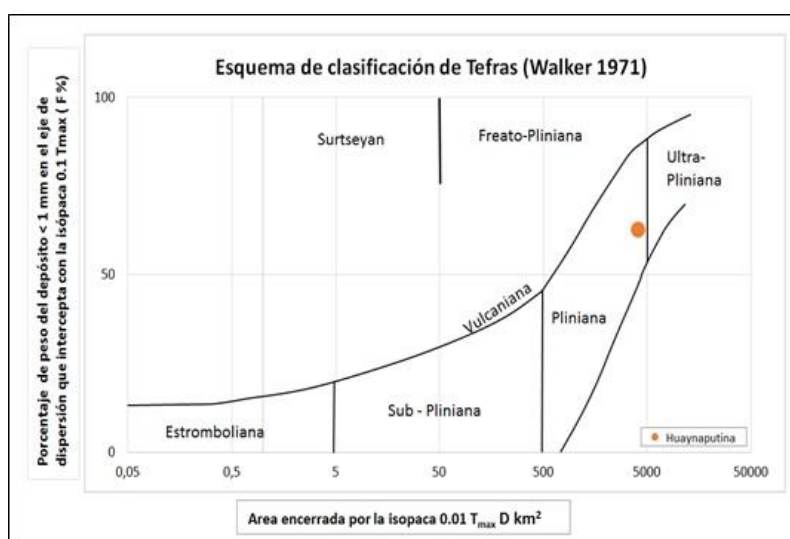


Figura 4. 46. Dispersión versus fragmentación) según Walker et al (1971) para el depósito de caída pliniana de 1600 D.C.

4.5.4 Cálculo de los parámetros físicos de la erupción

Conformado por los siguientes parámetros:

4.5.4.1 Densidad global del depósito de caída pliniana

Para calcular la densidad global (D_{tot}) de la caída pliniana se utilizaron 27 muestras (Prival, 2017). Esta se obtuvo forzando una cantidad muestra del afloramiento de caída en un tubo PVC cuyas medidas son conocidas (diámetro y longitud), de acuerdo con lo propuesto por Rodríguez et al. (2002). Luego se mide el peso húmedo contenido por el tubo, después se seca la muestra y se toma el peso seco, para luego calcular la densidad. Los resultados obtenidos dieron un promedio de densidad de 0,67 g/cm³ para el depósito.

4.5.4.2 Cálculo de la masa del depósito de caída pliniana

Para el cálculo de la masa del depósito es necesario contar con los valores de volumen y densidad. El valor del volumen del depósito ha sido calculado en base a cuatro métodos empíricos (diferenciación de sectores, exponencial, ley de potencia) (9 ± 1 km³). La densidad del depósito se calculó en base a métodos de tubos PVC (0.67 g/cm³). La masa se obtuvo convirtiendo el volumen en masa eyectada en función a la densidad promedio del depósito, para este cálculo se utilizó un rango de volumen de

8 y 10 km³. De esta manera se calculó una masa que va de 5.04x10¹² a 6.30x10¹² kg. La masa calculada incluye la masa del material juvenil y de los líticos no juveniles y co-genéticos.

$$\text{Masa} = (\text{Densidad} \times \text{Volumen}) \dots\dots\dots(12)$$

Volumen del depósito = 9±1km³

Densidad del depósito = 0,67 g/cm³

Aplicando la formula

Masa del depósito con 8 km³ = 8x10⁹ m³ x 670 kg/m³= 5.36x10¹²kg

Masa del depósito con 10 km³ = 1x10¹⁰ m³ x 670 kg/m³= 6.70x10¹²kg

4.5.4.3 Cálculo del volumen de Roca Densa Equivalente (VDRE)

El DRE es la masa del depósito en función a la densidad del magma expulsado durante la erupción. La masa del depósito con valores de 8 y 10 km³ dividido por la roca densa equivalente con un valor de 2.6 g/cm³, calculado con el picnómetro de Helio (Thouret et al., 2002). Según la formula (13) se estimó un V(DRE) entre 2 a 3 km³.

A continuación, se describen los pasos seguidos para determinar el valor VRDE.

$$\text{Volumen magma RDE: masa del depósito/densidad magma RDE}\dots\dots\dots(13)$$

Datos requeridos para el cálculo del VRDE

Masa del depósito = 5.36x10¹²kg y 6.70x10¹²kg

Densidad del magma = 2.6 g/cm³

Aplicando las formulas

V(RDE) del magma para 8 km³ = 2 km³

V(RDE) del magma para 10 km³ = 3 km³

4.5.4.4 Cálculo de la tasa de descarga de masa (mass discharge rate MDR)

La tasa de descarga de masa (mass flux rate) o conocida como intensidad de la erupción (Carey and Bursik 2000) es uno de los parámetros fundamentales para la determinación directa de la altura de la columna (Wilson and Walker 1987; Sparks 1986, Wilson and Hildreth, 1997). Se define como la masa (kg) arrojada a través del cráter durante una unidad de tiempo (s). Dicho parámetro puede ser obtenido extrapolando valores de descarga de volumen en la figura 4.47. El cálculo de la tasa

de descarga de volumen emplea el valor de la altura de la columna que va desde 33 a 37 km, la que se reemplaza en la siguiente ecuación:

$$Ht = 1.67Q^{0.259} \text{ (Sparks et al., 1997).....(14)}$$

$$Q = (Ht/1.67)^{1/0.259}$$

En donde:

Ht es la máxima altura de la columna

Q es la tasa descarga de volumen en m³/s

1.67 es una constante relacionada a la estratificación de la atmosfera

El cálculo obtenido del valor de Q para el depósito de caída pliniana varía de 1.01x10⁵ a 1.57x10⁵ m³/s. Por lo tanto, extrapolando el valor de Ht y Q en la gráfica de la figura 4.48 se obtiene una tasa de descarga de masa que va de 2.20x10⁸ a 4 x10⁸ kg/s.

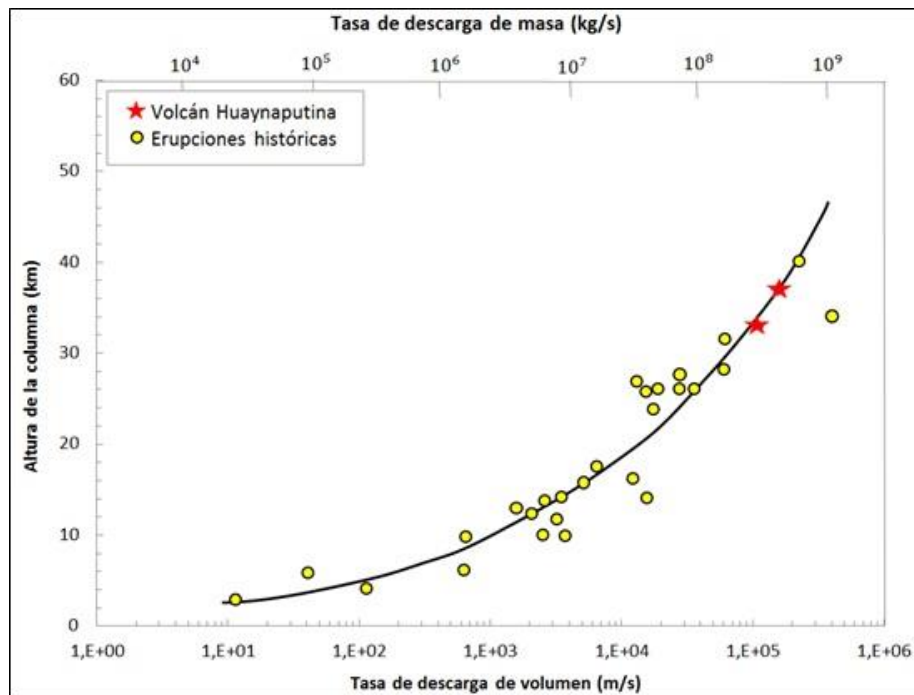


Figura 4. 47. Altura de columna eruptiva versus la tasa de descarga de magma para algunas erupciones históricas (círculos amarillos). La línea continua representa la relación predicha en la ecuación de $Q = (Ht/1.67)^{1/0.259}$. (Tomada de Sparks et al., 1997).

4.5.4.5 Duración de la erupción

La duración es el parámetro que define el tiempo de emisión de los productos de caída. Por lo tanto, el volumen de magma producido por una erupción es directamente proporcional al tiempo e inversamente proporcional a la tasa de emisión del magma, según la ecuación propuesta por Walker (1980).

$$Ed = Mt/MDR.....(15)$$

Donde Ed = tiempo de emisión o duración de la erupción (s), Mt= masa total de productos de caída emitidos en ese lapso de tiempo (kg), MDR = tasa de descarga de la masa (kg/s). Utilizando los datos calculados anteriormente para hallar la duración de la erupción. El resultado indica un tiempo entre 4 a 8 horas.

Promedio de masa total = 6.03×10^{12} kg

Tasa de descarga de masa = 2.2×10^8 y $4. \times 10^8$ kg/s

$Ed = 6.03 \times 10^{12}$ kg / 2.2×10^8 kg/s = 27409 s (8 horas)

$Ed = 6.03 \times 10^{12}$ kg / 4×10^8 kg/s = 15075 s (4 horas)

4.5.5 Cálculo de la magnitud e intensidad de la caída pliniana (masa del depósito)

Para determinar el tamaño de la erupción se realiza una estimación del índice de magnitud (masa del depósito en kg) e intensidad (velocidad del flujo de masa en kg/s). Para estos cálculos es necesario contar con valores de masa del depósito y flujo de masa, obtenidos a partir del volumen, altura y densidad del depósito. Aplicando la fórmula de magnitud se calculó valores entre 5.8 kg, en el caso de la intensidad se calculó 11 kg/s.

Calculo de la magnitud

$$M = \log_{10}(\text{masa en kg}) - 7.....(16)$$

Calculo de intensidad

$$M = \log_{10}(\text{masa en kg}) - 7.....(17)$$

Los datos de parámetros eruptivos obtenidos los cuales se compararon con diferentes erupciones históricas, comparando altura de la columna, tasa de descarga de masa

(MDR), volumen de densidad de roca equivalente V(RDE), duración de la erupción (tiempo y masa total, los cuales se puede ver en la siguiente tabla 4.13.

Erupción	Altura de columna (km)	MDR (kg/s)	V(RDE) (km ³)	Tiempo (h)	Masa total (kg)
El Chicón A 1982	27	8.0X10 ⁷	0.30	2.6	7,5X10 ¹¹
El Chicón B 1982	32	1,5X10 ⁸	0.40	1.8	1,3X10 ¹²
El Chicón C 1982	29	8,5X10 ⁷	0.40	3.3	1,0X10 ¹²
Santa Maria 1902	34	1,8X10 ⁸	8.60	35.1	2,2X10 ¹³
Mount Saint. Helena May 18, 1980	19	1,9X10 ⁸	0.30	9.1	7,1X10 ¹¹
Novarupta IA 1912	23 - 26	0,7 - 1 X10 ⁸	2.10	< 11	4,8X10 ¹²
Novarupta II 1912	22 - 25	0,6 - 2X10 ⁸	1.99	26	4,8X10 ¹²
Novarupta III 1912	17 - 23	2 - 4 X10 ⁷	1.66	10	4,0X10 ¹²
Vesuvio 79 AD	32	1,5X10 ⁸	2.10	9.5	6,10X10 ¹²
Tambora 1815 (upper)	44	3,8X10 ⁸	1.20	2.2	1,20X10 ¹⁴
Tambora 1815 (lower)	33	1,5 X10 ⁸	0.50	2.1	1,20X10 ¹²
Quizapu 1932	25 - 32	1,5 X10 ⁸	4.05	18-25	
Huaynaputina 1600 d.C.	33 - 37	2.8 - 4.5 X10 ⁸	2 - 3	8	5.4 - 6.7 X10 ¹²

Tabla 4. 13. Comparación de parámetros eruptivos con importantes erupciones plinianas históricas.

4.5.6 Índice de explosividad volcánica (IEV)

Para cuantificar las erupciones explosivas se usa el Índice de Explosividad Volcánica (VEI) (Newhall and Self., 1982). Es una escala compuesta en la que se toman en cuenta diversas características de una erupción como son el volumen de tefra emitido, la altura de la columna eruptiva y la duración de la erupción (Tabla 5.11). El VEI tiene una escala de 0 a 8 proporcional al incremento de explosividad.

Para estimar el IEV de la caída pliniana, se calculó los siguientes parámetros: el volumen estimado del depósito de caída pliniana según los 4 métodos nombrados anteriormente es de 9 ± 1 km³, adicionando el volumen de los 4 depósitos restantes, unidad 2 (0.2 - 0.25 km³), unidad 3 (3.0506 - 3.8106 km³), unidad 4 (0.15 - 0.25 km³),

unidad 5 (0.15 - 0.2) (Thouret et al., 2002), hacen un total ~14 km³. La altura de la columna eruptiva estimada según Carey and Sparks (1986) es 35±2 km, con una duración > 8 horas. En base a dichos datos, el IEV para la erupción del año 1600 d. C. es de 6 (Tabla 4.14).

VIE	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Descripción	No explosiva	Pequeña	Moderada	Moderada a grande	Grande	Muy grande			
Volumen estimado (m ³)	< 10 000	<10 000 - 1 000 000		Diez a cien millones	cien a mil millones	Uno a diez km ³	Diez a cien km ³	Cien a mil km ³	Más de 1000 km ³
Altura de la columna (km)	0,1	0,1 a 1	1 a 5	3 a 15	10 a 25	Más de 25			
Duración en horas	-1	-1	1 a 6	1 a 6	1a 12	6 a 12	Más de 12		

Tabla 4. 14. Tabla de Índice de Explosividad Volcánica (IEV). Adaptado por Newhall y Self (1982).

Los límites entre la erupción estromboliana, subpliniana y pliniana, en la tabla 6.9 se muestra una recopilación hecha a partir de Cioni et al. (2000); Carey and Bursik (2000); Newhall and Self et al. (1982). Así entonces el depósito de caída pliniana fue emplazado por una erupción pliniana de IEV 6 (Tabla 4.15).

Volcán	IEV
Tambora (1815)	7
Huaynaputina (1600)	6
Santa María (1902)	6
Krakatoa (1883)	6
Novarupta (1912)	6
Pinatubo (1991)	6
St Helens (1480 D)	5
Fuji (1707)	5
El Chichon (1982)	5
Quizapu (1932)	5
Vesubio 79 AD	4
Cotopaxi (1877)	4
Colima (1818)	4
El Nevado del Ruiz	4

Tabla 4.15. Lista de erupciones históricas comparando el IEV con la erupción del volcán Huaynaputina de la erupción del año 1600 d.C. Modificado de Palmer et al (2001), Gervais B. and MacDonald G (2001), Adams et al (2001)

CONCLUSIONES

El estudio realizado de la gran erupción (IEV 6) del año 1600 d.C. del volcán Huaynaputina se ha centrado en la primera fase eruptiva (unidad 1) que comenzó el 19 de febrero del mismo año. Se ha considerado un conjunto de datos anteriores y nuevos del depósito de caída pliniana, se ha aplicado nuevas técnicas y equipos para caracterizar la erupción y calcular los parámetros de la erupción. Esto nos ha permitido descubrir nuevas características del depósito. En términos de dinámica eruptiva, podemos concluir que:

- La estratigrafía del depósito de caída pliniana presenta 5 capas las cuales varían en cantidad según se alejan del cráter. a) la primera capa se encuentra en contacto con el suelo pre -1600 d.C., que hace suponer que la erupción comenzó de forma abrupta sin un evento precursor. La gran presencia de líticos no juveniles en la base sugiere una limpieza del conducto, b) la segunda capa presenta una gradación inversa, indicando un incremento en el régimen eruptivo, c) en la tercera capa el tamaño de las pómez va aumentando, esto nos muestra un crecimiento rápido de la altura de la columna eruptiva. Los líticos disminuyen lo que hace suponer que el conducto se encuentra más limpio que el comienzo de la erupción, d) en la cuarta capa el depósito presenta una gradación normal que indica un descenso en el régimen eruptivo con una columna con baja intensidad, e) la quinta capa muestra una disminución de la intensidad de la columna eruptiva. f) la sexta capa solo se observa en zonas proximales que representa la última fase de la caída pliniana hacia tope del depósito.
- Según los estudios granulométricos: la media y mediana presentan valores positivos mientras más se alejan del cráter, esto debido a la dispersión de partículas según el eje de dispersión. El sorteo, la asimetría y la kurtosis presentan un mal ordenamiento de partículas en la zona proximal y mientras se alejan del volcán (zona medial y distal) va mejorando.

- Según el análisis de los componentes litológicos se concluye que: los componentes juveniles presentan una disminución en el porcentaje conforme se alejan del cráter. esta disminución de porcentaje se ve también en los líticos co-genéticos que nos indica un ensanchamiento del cráter y erosión del conducto desde el inicio de la erupción. En el caso de los líticos no juveniles disminuyen en porcentaje mientras se alejan del cráter. los cristales se incrementan en porcentaje mientras se alejan de cráter, esta variación se interpreta como un alto grado de fragmentación de material juvenil.
- Según los análisis de densidad utilizando el picnómetro mecánico y el método de Arquímedes la densidad de la zona proximal y zona medial no varían, Esto indica que la composición litológica y la vesicularidad no varía según la distancia al cráter. lo que nos haría suponer que no hubo inyección de magma dentro de esta fase pliniana.
- Usando cinco métodos basados en el método exponencial se calculó un volumen de 8.60 a 9.93 km³, cubriendo un área de 128072 km² en la isópaca de 1cm, Este volumen es mayor entre 10 a 25% de los trabajos anteriores de 7 a 8 km³ de Adams et al. (2001) y Thouret et al. (2002a) basado en el método exponencial (Pyle, 1989). A partir de datos de los mapas de isopletas (pómez y líticos) y utilizando el modelo Carey and Sparks (1986) se estimó una altura de columna eruptiva entre 35 + 2 km, con una velocidad de viento entre 10 a 30 m/s, con dirección al oeste, esta estimación se encuentra dentro del rango de las estimaciones anteriores (~ 33 km por Thouret et al., 2002a, ~ 34 km por Adam et al., 2001).
En base al valor de la altura podemos calcular la tasa de descarga volumétrica 1.01x10⁵ a 1.57x10⁵ m³/s y seguidamente calcular la tasa de descarga másica 2.20 x10⁸ a 4x10⁸ kg/s. En base a la masa total y la tasa de descarga másica se calculó una duración de erupción entre 4 a 8 horas. Los datos de la masa total de la caída y el flujo de masa nos permitieron definir el índice de magnitud de 5.8 kg e índice de intensidad de 11 kg/s. Todos estos parámetros nos permiten refinar la caracterización del tamaño de la erupción VIE 6.

RECOMENDACIONES

- Es recomendable realizar estudios de geoquímica y petrografía de los productos emitidos. así también estudios texturales, densidad del depósito y análisis de componentes litológicos de la fracción más fina del depósito de caída pliniana.
- Utilizar los parámetros hallados para realizar modelos numéricos de dispersión de tefra empleando softwares como, por ejemplo; Tefrapro o Thefra2. Esto nos permitirá la elaboración de mapas de peligros por dispersión de tefra.
- Elaborar un mapa de peligros volcánicos para que sea utilizado como medida preventiva por los distritos y pueblos que se encuentra alrededores de este volcán.
- Realizar monitoreo volcánico, que consiste en la vigilancia sísmica, geoquímica y geodésica para comprobar el estado actual o evolutivo de la actividad del volcán. Con esta vigilancia, se obtendrá información de posible ascenso de magma y se podrá predecir cualquier evento volcánico. Estas técnicas deben ser permanente en el tiempo, ya que ayudarán a predecir posibles eventos de mayor magnitud que permitan alertar a la población.
- En caso de reactivación del volcán, se recomienda a la población permanecer en zonas alejadas del volcán y evitar contacto con las cenizas, ya que estas causan efectos graves en el sistema respiratorio y visual. Además, se recomienda proteger las fuentes de agua de consumo humano ante la ocurrencia de caída de cenizas.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Acocella, V., Salvini, F., Funicello, R., Faccenna, C., (1999) - The role of transfer structures on volcanic activity at Campi Flegrei (Southern Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 91 (2–4), 123–139.

Adams, N.K., de Silva, S., Self, S., Salas, G., Schubring, S., Permenter, J.L., Arbesman, K., 2001. - The physical volcanology of the 1600 eruption of Huaynaputina, southern Peru. *Bull. Volcanol.* 62, 493–518.

Antayhua, Y.; Masias, P. y Ramos, D. (2013) - Monitoreo de los volcanes Ticsani, Sabancaya y Huaynaputina. *INGEMMET, Boletín, Serie C: Geología Ambiental y Riesgo Geológico*, 53, p. 64-123.

Biass S, Bonadonna C, Connor L, Connor C (2016) - TephraProb: a Matlab package for probabilistic hazard assessments of tephra fallout. *Journal of Applied Volcanology*, 5(1). doi:10.1186/s13617-016-0050-5.

Bonadonna C. and Houghton B.F (2005) - Total grain-size distribution and volume of tephra-fall deposit. *Bull Volcano* 67: 441 – 456.

Bonadonna C. and Costa A. (2012) - Estimating the volume of tephra deposit: A new simple strategy. *Geological Society of America* p. 415-418.

Bussell, M.A., Pitcher, W.S., Wilson, P.A., (1976) - Ring complexes of Peruvian coastal batholith – long-standing sub-volcanic regime. *Canadian Journal of Earth Sciences* 13 (8), 1020–1030.

Degruyter W, Bonadonna C (2012) - Improving on mass flow rate estimates of volcanic eruptions. *Geophys Res Lett* 39, L16308. doi:10.1029/2012GL052566.

Carey, S. and Sparks, R. (1986) - Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruptions columns. *Bulletin of Volcanology*, v. 48. p. 109-126.

Carey, S. and Sigurdsson, H. (1989) - The intensity of plinian eruptions. *Bulletin of Volcanology* Volume 51, Issue 1, pp 28–40.

Chavez A. 1982 - *Estratigrafía y Tectónica del sector de Chapi (departamentos de Arequipa y Moquegua)*. Tesis UNSA, Arequipa.

Costa, F. and Scaillet, B. (2003) - Massive atmospheric sulfur loading of the AD 1600 Huaynaputina eruption and implications for petrologic sulfur estimates. *Geophysical Research Letters*, 30 (2): 1068.

Davila, J. (1998) - Estudio Tefro estratigráfico de los depósitos Pirobalísticas de la Erupción de 1600 d.C. Lima. 180 h. (Tesis de Ingeniero). Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geografica. Universidad Nacional Mayor de San Marcos

De Silva, S.; Salas, G. and Schubring, S. (2009) - Triggering explosive eruptions the case for silicic magma recharge at Huaynaputina, southern Peru. *The Geological Society of America*, 36: 387-390

Fei, J.; Zhang, D. and Lee, H. (2015) - 1600 AD Huaynaputina Eruption (Peru), Abrupt Cooling, and Epidemics in China and Korea. *Hindawi Publishing Corporation Advances in Meteorology Article ID 958295*, p. 13.

Fisher, R. and Schmincke, H. (1984) - "Pyroclastic rocks. Springer, Berlin Heidelberg New York, 472 p.

Fierstein, J. and Hildreth, W. (1992) - The plinian eruptions of 1912 at Novarupta, Katmai National Park, Alaska. *Bulletin of Volcanology*, 54, 646-684 p.

Fisher, R. V. (1964) – Maximun size, median diameter, and sorting of tephra. *J. Geophys. Res.* 69, 341 – 355 p.

Fisher, R. (1990) - Transport and deposition of a pyroclastic surge across an area of high relief: The 18 May 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington. *Bull. geol. Soc. Amer.* 102, 1038-1054 p.

Fierstein, J. and Nathenson, M. (1992). "Another look at the calculation of fallout tephra volumes" *Bulletin of Volcanology*, 54, 156-167.

Folk, R. L. (1966) - A review of grain size parameters. *sedimentology* 6, 73 - 93 p.

Folk, R. L. and Ward, W. C. (1957) - Brazos river bar in the significance of grain size parameters. *Jour. Sed. Petr.*, Vol – 27, 3 – 26 p.

Folk, R. L. (1966) - A review of grain size parameters. *sedimentology* 6, 73 – 93 p.

Galland, O., d'Ars, J.D., Cobbold, P.R., Hallot, E., (2003) - Physical models of magmatic intrusion during thrusting. *Terra Nova* 15 (6), 405–409.

Galland, O., Cobbold, P.R., de Bremond d'Ars, J., Hallot, E., (2007) - Rise and emplacement of magma during horizontal shortening of the brittle crust: insights from experimental modeling. *Journal of Geophysical Research–Solid Earth* 112.

García, W. (1978) - Geología de los cuadrángulos de Puquina, Omate, Huaitiri, Mazo Cruz y Pizacoma. *Instituto de Geología y Minería, Boletín*, 29, 64 p.

Guevara, R. (1969).- Geología del cuadrángulo de Characato. *Bol.* 23, 53 pp.

Guillen C.L. (1983) - Estratigrafía y Paleoambiente del Área Coalaque – Omate – Moquegua. Tesis UNSA, Arequipa.

Hildret and Drake (1992). - Volcán Quizapú, Chilean Andes. Bulletin of Volcanology, vol. 54, 93-125 p.

Houghton, B. and Wilson C. (1989) - A vesicularity index for pyroclastic deposits. Bulletin of Volcanology Volume 51, Issue 6, pp 451–462.

Inman, D. L. (1952) - Measures of describing the size distribution of sediments. Jour. Sed. Petrol, 22, 125 – 145 p.

Inman D. L. (1957) - Wave generated ripples in size distribution of sediment. Jour. Sed. Petrol. Vol 22, 125 – 145 p.

Jean-Claude Thouret, Jasmine Davila, and Jean-Philippe Eissen. (1999) - Largest Explosive D. L. (1952) eruption in historical times in the Andes at Huaynaputina Volcano, A.D. 1600, southern Peru. Geology. v. 27; no. 5; p. 435-438.

Juvigné E, Thouret J-C, Gilot E, Gourgaud A, Graf K, Leclercq L, Legros F, Uribe M (1997) - Etude téphrostratigraphique et bio-climatique du Tardiglaciaire et de l'Holocène de la Laguna Salinas, Pérou méridional. Géographie physique et Quaternaire, 51(2):221. doi:10.7202/033120ar.

Kuno, H.; Ishikawa, T.; Katsui, Y.; Yagi, K.; Yamasaki, M. and Taneda, S. (1964) – Sorting of pumice and lithic fragments as a key to eruptive and emplacement mechanics. Jap J. Geol. Geog. 35, 223 – 238.

Krumbein W. C. (1934) - Size frequency distribution of sediments. Jour Sedim. Petrol. Vol-1, 65 - 77p.

Lavallée, Y.; De Silva, S.; Salas, G. and Bymes, J.M. (2009) - Structural control on volcanism at the Ubinas, Huaynaputina, and Ticsani Volcanic Group (UHTVG), southern Peru. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 186 (3-4):253-264.

Mastin LG, Guffanti M, Servranckx R, Webley P, Barsotti S, Dean K, Durant A, Ewert JW, Neri A, Rose WI, Schneider D, Siebert L, Stunder B, Swanson G, Tupper A, Volentik A, Waythomas CF (2009) - A multidisciplinary effort to assign realistic source parameters to models of volcanic ash-cloud transport and dispersion during eruptions. J Volcanol Geotherm Res 186(1-2):10–21. doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.01.008

Miamaki, T. (1942) – On the distribution of volcanic ejecta, II. The distribution of Mt. Asama pumice in 1783. Tokio Univ. Earthq. Res Inst. Bull. 20, 93 – 106.

Montalvo, F. (1680) - Publicada por Luis Valcárcel en: "Historia del Perú Antiguo", T. 1 cap. "Tahuantinsuyo", publicado en 1964. Edit Juan Mejia Vaca. Buenos Aires (1964), 263 p.

Murua, M. (1949) - Historia General del Peru, Madrid, Viena, 533 – 546 p.

Navarro, R. (1994) - Antología del Valle de Omate. Centro de Publicaciones de la Facultad de Cs. Biologicas Y Agropecuarias UNSA, p. 72

Ocaña D. (1969) - Un Viaje fascinante por la América Hispana del siglo XVI, Madrid Studium, 20 p.

Pilco E. (2017) – Eruptive dynamics and physical characteristics of the 1600 CE Huaynaputina Plinian tephra. Repositorio de la Universidad Nacional del Altiplano, 25 – 40 p.

Pyle, D. (1989) - The thickness, volume and grainsize of tephra fall deposits. Papers 51: 1-15 p.

Pyle, D. (1995) - Assessment of the minimum volume of tephra fall deposits. Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 69, 379-382 p.

Prival, J-M (2017) – Modelo geomorfológico fluvial para los planes de ordenamiento territorial y prevención de desastres en la ciudad de Iquitos (Master 2). Laboratoire Magmas et Volcans, 1 – 47 P.

Quispesivana, L. and Zapata, A. (2000) –Memoria explicativa de la geología del cuadrángulo de Omate (34-u), Escala 1:50 000, informe inédito. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 23 p.

Rose, W.; Bonis, S.; Stoiber, R; Keller, M; Bickford, T. (1973). Studies of volcanic ash from two recent Central America eruptions. Bulletin of Volcanology, v. 37, p. 338-364.

Rossotti A. (2005). - Reconstrucción de la Historia Eruptiva de la "Pómez Citlaltépetl" (Volcán Pico De Orizaba). Tesis Doct. UNAM. p.230

Sparks, R. (1986) - The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns. Bull Volcanol, 48: 3-15 p.

Susuki, T. Katsui, Y. and Nakamura, T. (1973) – Size distribution of the Tamurai Ta-b Pumice - fall deposi bull. Volcanol. Soc. Japan 18, 47 – 64.

SCHMINCKE H. (2004) - Volcanism – (Pyroclastic Flow, block and Ash flows, surges and the leacheer see eruption) p. 155 – 176.

Tilling, R. (1999) – Short course in geology: Vol I, Volcanic Hazards – Short Course, 28 ht International Geological Congress, Washington D.C., 107 p.

Thouret, J-C.; Davila, J.; Rivera, M.; Gourgaud, A.; Eissen J-P.; Le Pennec, J-L. et Juvigne E. (1997) – L' eruption explosive de 1600 au Huaynaputina (Pérou), la plus volumineuse de l'histoire dans les Andes Centrales. *Comp Rend Acad. Sci.Paris Géomatér.* 325:931 – 938

Thouret, J.-C.; Juvigné, E.; Gourgaud, A. and Boivin, P. and Dávila, J. (2002) - Reconstruction of the AD 1600 explosive eruption at Huaynaputina volcano, Peru, based on geologic evidence and spanish chronicles. *Journal of Volcanology and*

Travada y Cordova, V. (1958) - Reventazón del volcán Huaynaputina. *Historia General de Arequipa*, 15 p.

Tibaldi, A., (2005) - Volcanism in compressional tectonic settings: is it possible? *Geophysical Research Letters* 32 (6), L06309.

Vásquez de Espinoza A. (1942) - Compendium and description of the west Indies (translated by C. U. Clark). *Smithsonian Inst Coll*, 862 p.

Walker G.P.L., 1980 "The Taupo Pumice: product of the most powerful known (ultraplinian) eruption?" *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 8, p. 69-94.

Walker, G. (1971) - Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. *J. Geol.*, 79, 696-714 p.

Walker, G and Croasdale, R. (1971) - Two plinian-type eruptions in the Azores. *J Geol Soc London*, 127:17-55 p.

Wilson L, Walker GPL (1987) - Explosive volcanic eruptions - VI. Ejecta dispersal in plinian eruptions: the control of eruption conditions and atmospheric properties. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 89(2):657–679. doi:10.1111/j.1365-246X.1987.tb05186.x.

Wilson, L.; Sparks, R.; Walker, G. (1980) - Explosive Volcanic Eruptions IV. The control of magma properties and conduit geometry on eruption column behaviour. *Geophys J R Astr Soc* 63:117-148.

Wohletz,K.; Sheridan,M. and Brown,W. (1989) - Particle size distributions and the sequential fragmentation/transport theory applied to volcanic ash, *J. Geophys. Res.*, 94(B11), 15,703–15,721, doi:10.1029/JB094iB11p15703.

ANEXOS
Anexo A

Localización	Ref	Mediana (Md) Inman	Media (Mz) Folk	Desviación Estandar (σ) folk	Descripción	Asimetría (Sk) Folk	Descripción	Kurtosis (KG) Folk	Descripción
U-Prox	HP00-30b	-1,04	-0,81	1,47	Mal sorteado	0,21	Asimetría positiva	0,87	Platicúrtica
U-Prox	HP00-29b	-1,01	-0,72	1,52	Mal sorteado	0,24	Asimetría positiva	0,81	Platicúrtica
U-Prox	HP00-28b	-1,32	-0,96	1,53	Mal sorteado	0,33	Asimetría muy positiva	0,87	Platicúrtica
Prox	HP98-264a	-1,11	-2,83	0,60	Moderadamente bien sorteado	-0,27	Asimetría negativa	0,89	Platicúrtica
Prox	HP96-75	-2,01	-1,68	0,70	Moderadamente bien sorteado	-0,04	Cercanamente simétrica	1,41	Leptocúrtica
Prox	HP00-18f	-1,35	0,7	0,73	Moderadamente sorteado	0,06	Cercanamente simétrica	1,10	Leptocúrtica
Prox	HP-2015-19	0,34	0,69	0,86	Moderadamente sorteado	0,07	Cercanamente simétrica	1,09	Mesocúrtica
Prox	HP98-108g	-1,44	1,11	0,87	Moderadamente sorteado	-0,11	Asimetría negativa	1,04	Mesocúrtica
Prox	HP98-264f	-0,8	0,92	0,88	Moderadamente sorteado	0,03	Cercanamente simétrica	1,00	Mesocúrtica
Prox	HP-2015-09	-0,42	1,39	0,99	Moderadamente sorteado	-0,08	Cercanamente simétrica	1,22	Leptocúrtica
Prox	HP96-111	-1,85	0,29	1,02	Mal sorteado	-0,10	Cercanamente simétrica	1,03	Mesocúrtica
Prox	HP96-20	-1,61	-0,3	1,02	Mal sorteado	-0,02	Cercanamente simétrica	0,96	Mesocúrtica
Prox	HP-2015-16	-1,21	1,04	1,06	Mal sorteado	-0,07	Cercanamente simétrica	1,07	Mesocúrtica
Prox	HP00-18a	1,19	-1,01	1,06	Mal sorteado	-0,07	Cercanamente simétrica	0,93	Mesocúrtica
Prox	HP95-14	-0,82	-1,33	1,08	Mal sorteado	0,10	Asimetría positiva	0,91	Mesocúrtica

Prox	HP96-108	-2,72	-0,98	1,12	Mal sorteado	-0,02	Cercanamente simétrica	0,92	Mesocúrtiva
Prox	HP96-41	-1,59	-1,03	1,13	Mal sorteado	-0,04	Cercanamente simétrica	0,90	Mesocúrtiva
Prox	HP-2015-07	-0,17	2,36	1,15	Mal sorteado	0,38	Asimetría muy positiva	0,93	Mesocúrtiva
Prox	HP96-8	-1,62	-1,02	1,16	Mal sorteado	0,01	Cercanamente simétrica	0,91	Mesocúrtiva
Prox	HP00-18b	2,8	-1,2	1,18	Mal sorteado	0,13	Asimetría positiva	0,88	Platicúrtica
Prox	HP00-18c	-1,81	-0,92	1,19	Mal sorteado	0,05	Cercanamente simétrica	0,93	Mesocúrtiva
Prox	HP00-18d	-0,97	-0,78	1,23	Mal sorteado	0,12	Asimetría positiva	0,96	Mesocúrtiva
Prox	HP96-43	-0,42	-0,85	1,27	Mal sorteado	0,00	Cercanamente simétrica	0,90	Mesocúrtiva
Prox	HP96-110	-1,43	-0,79	1,29	Mal sorteado	0,04	Cercanamente simétrica	0,96	Mesocúrtiva
Prox	HP-2015-10	-0,94	-2,13	1,32	Mal sorteado	0,05	Cercanamente simétrica	0,95	Mesocúrtiva
Prox	HP-2015-06	0,83	2,98	1,34	Mal sorteado	0,03	Cercanamente simétrica	0,67	Platicúrtica
Prox	HP-2015-18	-1,01	1,88	1,35	Mal sorteado	-0,22	Asimetría negativa	1,02	Mesocúrtiva
Prox	HP95-10	-1,82	-0,4	1,41	Mal sorteado	0,02	Cercanamente simétrica	1,01	Mesocúrtiva
Prox	HP-2015-04	2,92	2,86	1,41	Mal sorteado	-0,01	Cercanamente simétrica	0,85	Platicúrtica
Prox	HP95-21	-0,28	-0,39	1,42	Mal sorteado	-0,20	Asimetría negativa	0,95	Mesocúrtiva
Prox	HP98-108a	-0,94	-0,97	1,45	Mal sorteado	-0,11	Asimetría negativa	0,96	Mesocúrtiva
Prox	HP96-37	-1,67	-0,81	1,50	Mal sorteado	0,18	Asimetría positiva	1,01	Mesocúrtiva
Prox	HP98-108f	2,08	-0,46	1,51	Mal sorteado	-0,04	Cercanamente simétrica	0,88	Platicúrtica

Prox	HP-2015-13	-1,6	-1,5	1,60	Mal sorteado	-0,01	Cercanamente simétrica	0,87	Platicúrtica
Prox	HP98-271a	-0,95	-2,95	1,62	Mal sorteado	0,07	Cercanamente simétrica	1,06	Mesocúrtica
Prox	HP96-109	0,06	-1,25	1,68	Mal sorteado	-0,08	Cercanamente simétrica	1,27	Leptocúrtica
Prox	HP95-15	-1,24	-0,13	1,71	Mal sorteado	-0,20	Asimetría negativa	1,04	Mesocúrtica
Prox	HP-2015-01	-1,27	-2,25	1,77	Mal sorteado	0,06	Cercanamente simétrica	0,92	Mesocúrtica
Prox	HP98-264b	2,06	-1,81	1,77	Mal sorteado	0,00	Cercanamente simétrica	0,85	Platicúrtica
Prox	HP-2015-03	0,38	-1,15	1,78	Mal sorteado	-0,04	Cercanamente simétrica	0,87	Platicúrtica
Prox	HP98-264c	-1,62	-1,58	1,80	Mal sorteado	0,00	Cercanamente simétrica	0,91	Mesocúrtica
Prox	HP96-13	-2,16	-1,3	1,81	Mal sorteado	-0,05	Cercanamente simétrica	0,83	Platicúrtica
Prox	HP98-108c	0,88	1,57	1,83	Mal sorteado	0,03	Cercanamente simétrica	0,91	Mesocúrtica
Prox	HP98-108b	0,62	-1,74	1,84	Mal sorteado	0,08	Cercanamente simétrica	0,84	Platicúrtica
Prox	HP98-108e	1,53	-1,35	1,88	Mal sorteado	0,05	Cercanamente simétrica	0,85	Platicúrtica
Prox	HP96-42	-2,99	-1,71	1,91	Mal sorteado	-0,09	Cercanamente simétrica	1,05	Mesocúrtica
Prox	HP98-264e	1,1	-1,64	2,01	Muy mal sorteado	-0,01	Cercanamente simétrica	0,86	Platicúrtica
Prox	HP-2015-02	-1,61	-2,84	2,02	Muy mal sorteado	0,23	Asimetría positiva	0,93	Mesocúrtica
Prox	HP-2015-15	1,43	-1,23	2,02	Muy mal sorteado	0,02	Cercanamente simétrica	0,77	Platicúrtica
Prox	HP98-264d	-1,21	-1,64	2,02	Muy mal sorteado	0,00	Cercanamente simétrica	0,86	Platicúrtica

Prox	HP96-9	-1,51	-1,49	2,03	Muy mal sorteado	-0,03	Cercanamente simétrica	0,85	Platicúrtica
Prox	HP-2015-14	-3,14	-1,73	2,04	Muy mal sorteado	-0,12	Asimetría negativa	0,86	Platicúrtica
Prox	HP98-108d	-2,54	-1,78	2,15	Muy mal sorteado	0,04	Cercanamente simétrica	0,98	Mesocúrtica
Prox	HP95-20b	-0,89	-0,73	2,21	Muy mal sorteado	0,72	Asimetría muy positiva	0,54	Muy Platicúrtica
Prox	HP-2015-11	-0,95	1,57	2,37	Muy mal sorteado	-0,06	Cercanamente simétrica	0,96	Mesocúrtica
Prox	HP-2015-08	-0,89	0,22	2,73	Muy mal sorteado	-0,08	Cercanamente simétrica	1,03	Mesocúrtica
Prox	HP-2015-05	-2,29	0,62	2,80	Muy mal sorteado	-0,12	Asimetría negativa	0,87	Platicúrtica
Prox	HP98-271b	0,62	-1,81	3,22	Muy mal sorteado	0,27	Asimetría positiva	0,51	Muy Platicúrtica

Localización	Ref	Mediana (Md) Inman	Media (Mz) Folk	Desviación Estandar (σ) folk	Descripción	Asimetría (Sk) Flok	Descripción	Kurtosis (KG) Flok	Descripción
Prox-Med	HP00-20a	-0,77	-0,76	1,12	Mal sorteado	-0,02	Cercanamente simétrica	0,90	Mesocúrtica
Prox-Med	HP00-20b	-0,86	-0,81	1,16	Mal sorteado	0,03	Cercanamente simétrica	0,91	Mesocúrtica
Prox-Med	HP00-20c	-0,71	-0,7	1,23	Mal sorteado	0,01	Cercanamente simétrica	0,91	Mesocúrtica
Prox-Med	HP00-20d	-0,65	-0,61	1,23	Mal sorteado	0,04	Cercanamente simétrica	0,90	Mesocúrtica
Prox-Med	HP00-20e	-0,55	-0,54	1,26	Mal sorteado	0,01	Cercanamente simétrica	0,91	Mesocúrtica
Prox-Med	HP00-20f	0,68	0,74	0,75	Moderadamente sorteado	0,03	Cercanamente simétrica	1,02	Mesocúrtica
Prox-Med	HP00-38a	-1,17	-1,15	1,08	Mal sorteado	0,06	Cercanamente simétrica	0,95	Mesocúrtica

Prox-Med	HP00-38b	-0,86	-0,84	1,24	Mal sorteado	0,01	Cercanamente simétrica	0,82	Platicúrtica
Prox-Med	HP00-38c	0,7	0,71	0,83	Moderadamente sorteado	-0,06	Cercanamente simétrica	0,96	Mesocúrtica
Med	HP96-67	-1,54	-1,53	1,56	Mal sorteado	0,02	Cercanamente simétrica	0,89	Platicúrtica
Med	HP97-148d	-1,13	-1,15	1,95	Mal sorteado	-0,07	Cercanamente simétrica	0,90	Mesocúrtica
Med	HP96-6	-0,77	-0,86	1,66	Mal sorteado	-0,07	Cercanamente simétrica	0,87	Platicúrtica
Med	HP00-19a	-0,69	-0,66	1,11	Mal sorteado	-0,01	Cercanamente simétrica	0,88	Platicúrtica
Med	HP00-19b	-0,66	0,64	1,22	Mal sorteado	0,02	Cercanamente simétrica	0,91	Mesocúrtica
Med	HP00-40(a)	-0,64	-0,68	1,27	Mal sorteado	-0,04	Cercanamente simétrica	0,84	Platicúrtica
Med	HP96-4	-0,52	-0,52	1,14	Mal sorteado	0,00	Cercanamente simétrica	1,14	Leptocúrtica
Med	HP98-285a	-0,49	-0,53	1,25	Mal sorteado	-0,05	Cercanamente simétrica	0,94	Mesocúrtica
Med	HP96-91	-0,23	-0,28	1,17	Mal sorteado	-0,07	Cercanamente simétrica	1,03	Mesocúrtica
Med	HP96-92	-0,18	0,17	1,01	Mal sorteado	0,00	Cercanamente simétrica	1,00	Mesocúrtica
Med	HP97-241a	-0,09	0,13	1,02	Mal sorteado	-0,02	Cercanamente simétrica	0,97	Mesocúrtica
Med	HP96-73	0	0	0,79	Moderadamente sorteado	0,00	Cercanamente simétrica	0,92	Mesocúrtica
Med	HP96-72	0,04	0,06	1,04	Mal sorteado	0,00	Cercanamente simétrica	0,98	Mesocúrtica
Med	HP97-148a	0,21	0,15	1,10	Mal sorteado	-0,09	Cercanamente simétrica	0,97	Mesocúrtica
Med	HP96-5	0,3	0,29	1,02	Mal sorteado	-0,05	Cercanamente simétrica	0,96	Mesocúrtica

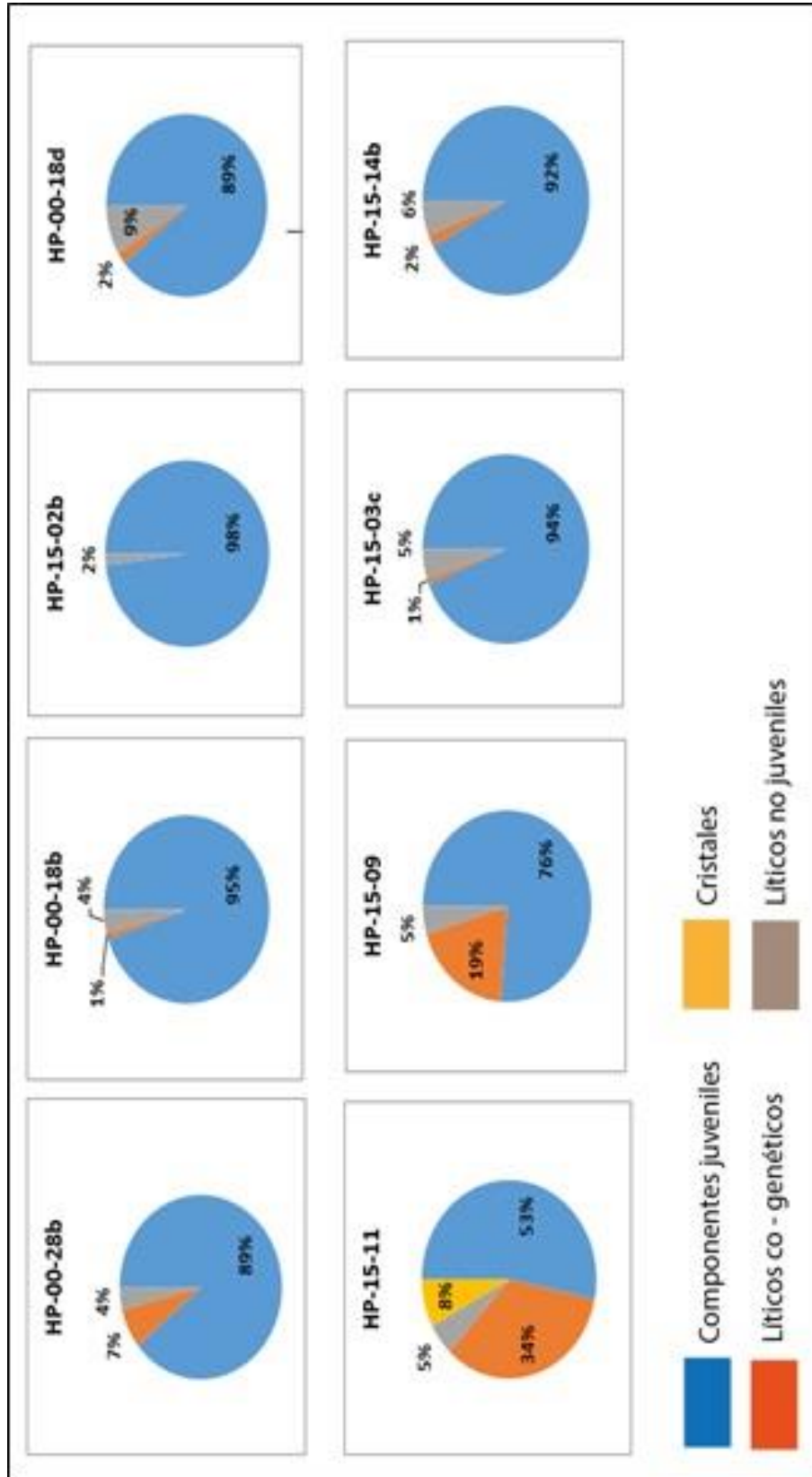
Med	HP96-21	0,37	0,41	0,96	Moderadamente sorteado	0,05	Cercanamente simétrica	0,78	Platicúrtica
Med	HP00-19d	0,42	0,39	1,00	Moderadamente sorteado	-0,09	Cercanamente simétrica	0,93	Mesocúrtica
Med	HP00-19c	0,57	-0,57	1,26	Mal sorteado	0,00	Cercanamente simétrica	0,89	Platicúrtica
Med	HP97-148e	0,87	0,87	0,98	Moderadamente sorteado	-0,01	Cercanamente simétrica	1,01	Mesocúrtica
Med	HP96-90	0,97	0,97	0,71	Moderadamente bien sorteado	-0,04	Cercanamente simétrica	0,81	Platicúrtica
Med	HP97-251i	1,38	1,34	0,83	Moderadamente sorteado	-0,01	Cercanamente simétrica	1,00	Mesocúrtica
Med	HP97-258a	1,71	1,77	0,78	Moderadamente sorteado	0,02	Cercanamente simétrica	0,97	Mesocúrtica
Med	HP97-249a	1,86	1,88	0,79	Moderadamente sorteado	-0,07	Cercanamente simétrica	0,95	Mesocúrtica
Med	HP00-22b	-1,45	-1,38	1,12	Mal sorteado	0,16	Asimetría positiva	0,92	Mesocúrtica
Med	HP00-22a	-1,4	-1,36	1,10	Mal sorteado	0,13	Asimetría positiva	0,95	Mesocúrtica
Med	HP00-15	1,56	1,56	0,42	Bien sorteado	0,16	Asimetría positiva	1,08	Mesocúrtica
Med	HP00-16	1,58	1,58	0,43	Bien sorteado	0,17	Asimetría positiva	1,11	Leptocúrtica
Med	HP97-251h	1,61	1,98	2,05	Muy mal sorteado	0,17	Asimetría positiva	0,61	Muy Platicúrtica
Med	HP97-250a	2,08	2,51	1,55	Mal sorteado	0,29	Asimetría positiva	0,65	Muy Platicúrtica
Med	HP97-146a	-1,21	-1,29	1,63	Mal sorteado	-0,13	Asimetría negativa	0,98	Mesocúrtica
Med	HP00-22c	-0,08	-0,17	1,10	Mal sorteado	-0,14	Asimetría negativa	1,05	Mesocúrtica
Med	HP96-74	1,03	0,96	0,77	Moderadamente sorteado	-0,20	Asimetría negativa	0,90	Mesocúrtica

Med	HP98-289a	1,09	0,01	0,99	Moderadamente sorteado	-0,11	Asimetría negativa	1,01	Mesocúrtiva
Med	HP96-7	1,84	1,73	1,05	Mal sorteado	-0,25	Asimetría negativa	1,06	Mesocúrtiva
Localización	Ref	Mediana (Md) Inman	Media (Mz) Folk	Desviación Estandar (σ) folk	Descripción	Asimetría (Sk) Flok	Descripción	Kurtosis (KG) Flok	Descripción
Dist	HP97-253	3,2	3,03	1,82	Mal sorteado	-0,31	Asimetría muy negativa	1,10	Leptocúrtica
Dist	HP00-53	4,28	3,82	1,12	Mal sorteado	-0,61	Asimetría muy negativa	1,20	Leptocúrtica
Dist	HP97-254	2,38	2,32	0,54	Moderadamente bien sorteado	-0,24	Asimetría negativa	1,07	Mesocúrtiva
Dist	HP96-1	1,25	1,14	0,79	Moderadamente sorteado	-0,17	Asimetría negativa	1,01	Mesocúrtiva
F-Dist	HP00-56	-1,01	-0,8	1,15	Mal sorteado	0,27	Asimetría positiva	1,04	Mesocúrtiva
Dist	HP00-41	-0,21	-0,26	1,18	Mal sorteado	-0,03	Cercanamente simétrica	0,92	Mesocúrtiva
Dist	HP97-152b	1,07	1,04	0,94	Moderadamente sorteado	-0,05	Cercanamente simétrica	1,01	Mesocúrtiva
Dist	HP97-179	0,66	0,74	0,74	Moderadamente sorteado	0,07	Cercanamente simétrica	1,04	Mesocúrtiva
Dist	HP97-231	1,18	1,11	0,97	Moderadamente sorteado	-0,07	Cercanamente simétrica	1,05	Mesocúrtiva
Dist	HP00-14i	0,56	0,57	0,82	Moderadamente sorteado	-0,02	Cercanamente simétrica	1,07	Mesocúrtiva
F-Dist	HP-2017-01a	1,68	1,76	0,80	Moderadamente sorteado	0,04	Cercanamente simétrica	0,99	Mesocúrtiva

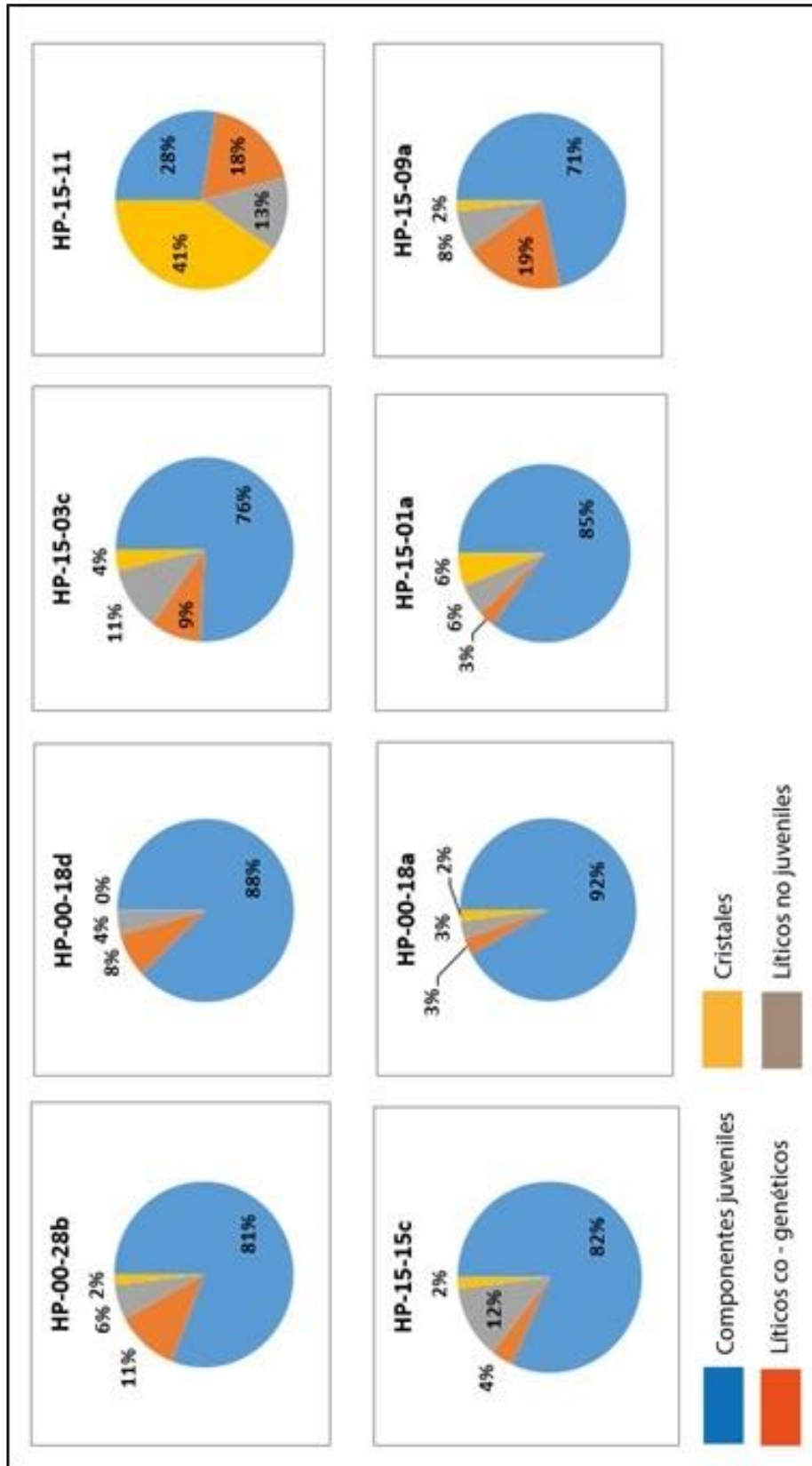
F-Dist	HP-2017-01	1,47	1,44	0,84	Moderadamente sorteado	-0,02	Cercanamente simétrica	1,08	Mesocúrtiva
Dist	HP00-13a	0,73	0,85	1,31	Mal sorteado	0,31	Asimetría muy positiva	1,64	Muy Leptocúrtiva
Dist	HP00-14h	0,7	0,79	1,43	Mal sorteado	0,27	Asimetría positiva	1,52	Muy Leptocúrtiva
F-Dist	HP00-55	1,79	1	1,73	Mal sorteado	-0,56	Asimetría muy negativa	0,55	Muy Platicúrtiva
Dist	HP96-25a	1,28	1,34	1,26	Mal sorteado	0,19	Asimetría positiva	0,37	Muy Platicúrtiva
F-Dist	HP00-54	3	3,11	1,32	Mal sorteado	0,07	Cercanamente simétrica	0,61	Muy Platicúrtiva
Dist	HP00-42	1,25	0,32	1,65	Mal sorteado	-0,72	Asimetría muy negativa	0,78	Platicúrtiva
F-Dist	HP00-10	1,04	0,71	1,09	Mal sorteado	-0,46	Asimetría muy negativa	0,88	Platicúrtiva
Dist	HP97-257a	2,23	2,14	0,60	Moderadamente bien sorteado	-0,20	Asimetría negativa	0,8	Platicúrtiva
F-Dist	HP00-11	2,02	2	0,63	Moderadamente bien sorteado	-0,05	Cercanamente simétrica	0,74	Platicúrtiva
Dist	HP96-3	0,25	0,26	0,89	Moderadamente sorteado	0,06	Cercanamente simétrica	0,86	Platicúrtiva
Dist	HP00-43	1,84	2,2	2,19	muy mal sorteado	0,05	Cercanamente simétrica	0,85	Platicúrtiva
Dist	HP00-44	1,77	2,18	2,20	muy mal sorteado	0,07	Cercanamente simétrica	0,84	Platicúrtiva

Anexo B

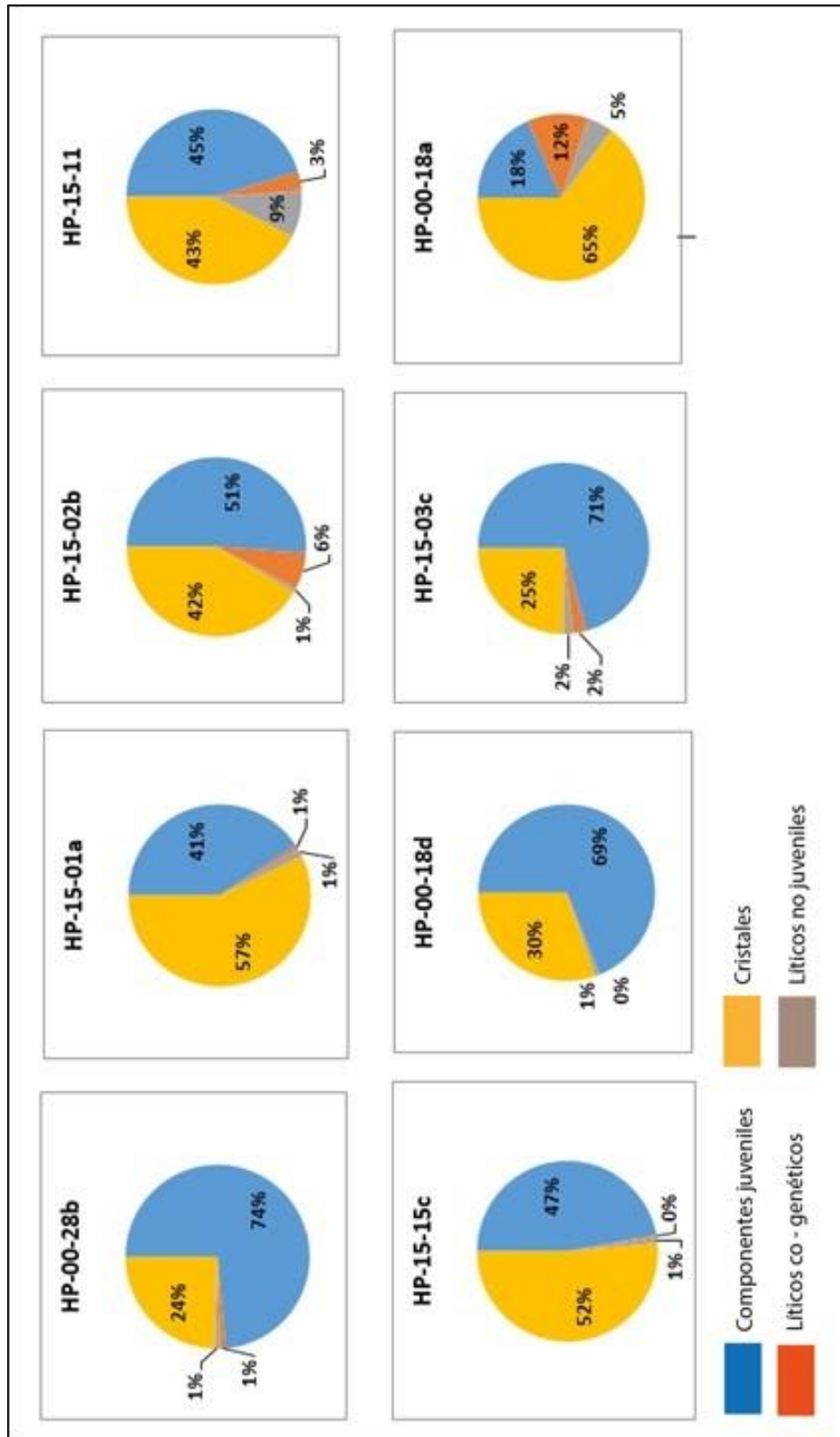
Composición porcentual de los fragmentos en el sector proximal para la malla 4 mm



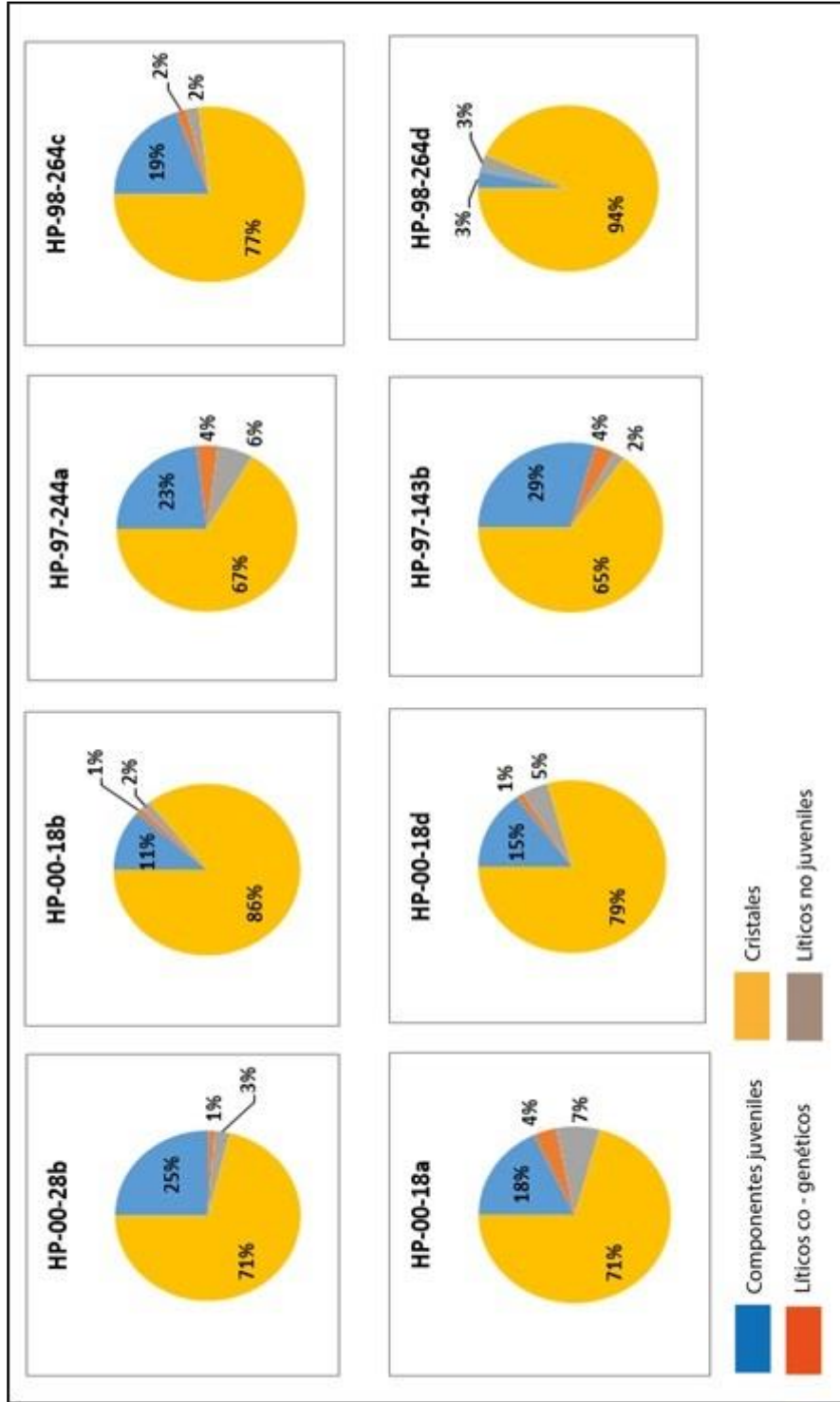
Composición porcentual de los fragmentos en el sector proximal para la malla 2 mm



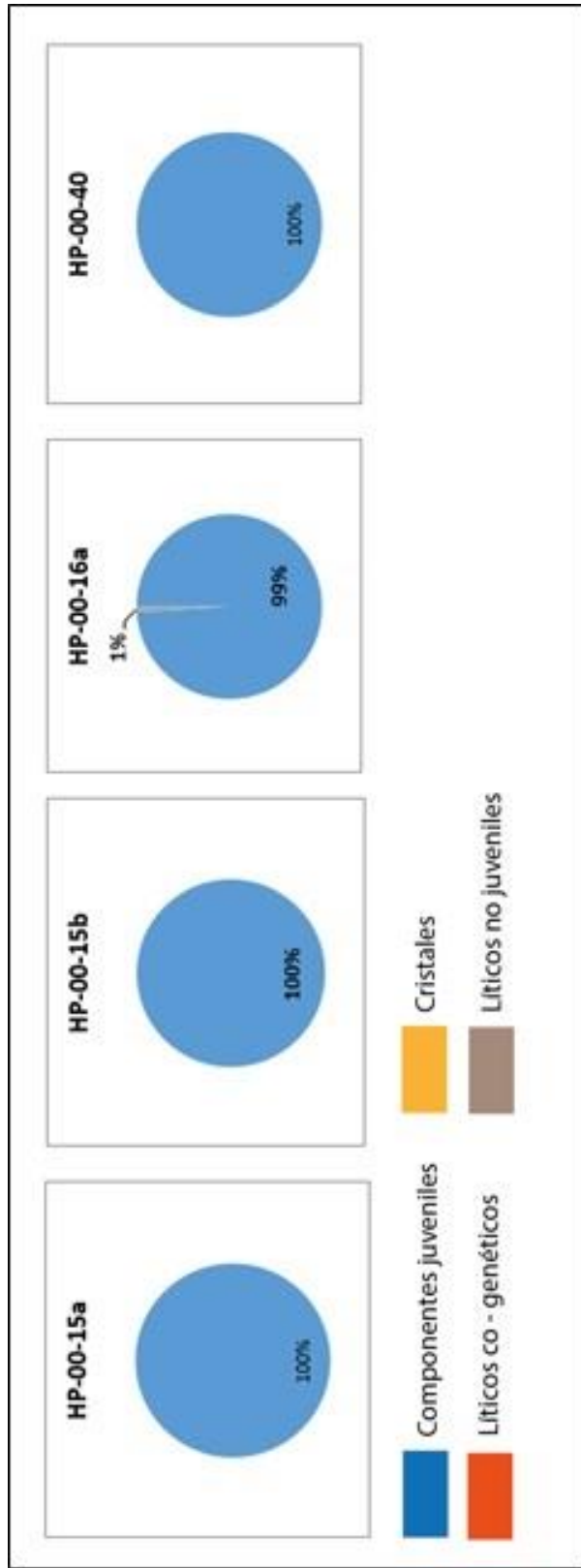
Composición porcentual de los fragmentos en el sector proximal para la malla 0.500 mm



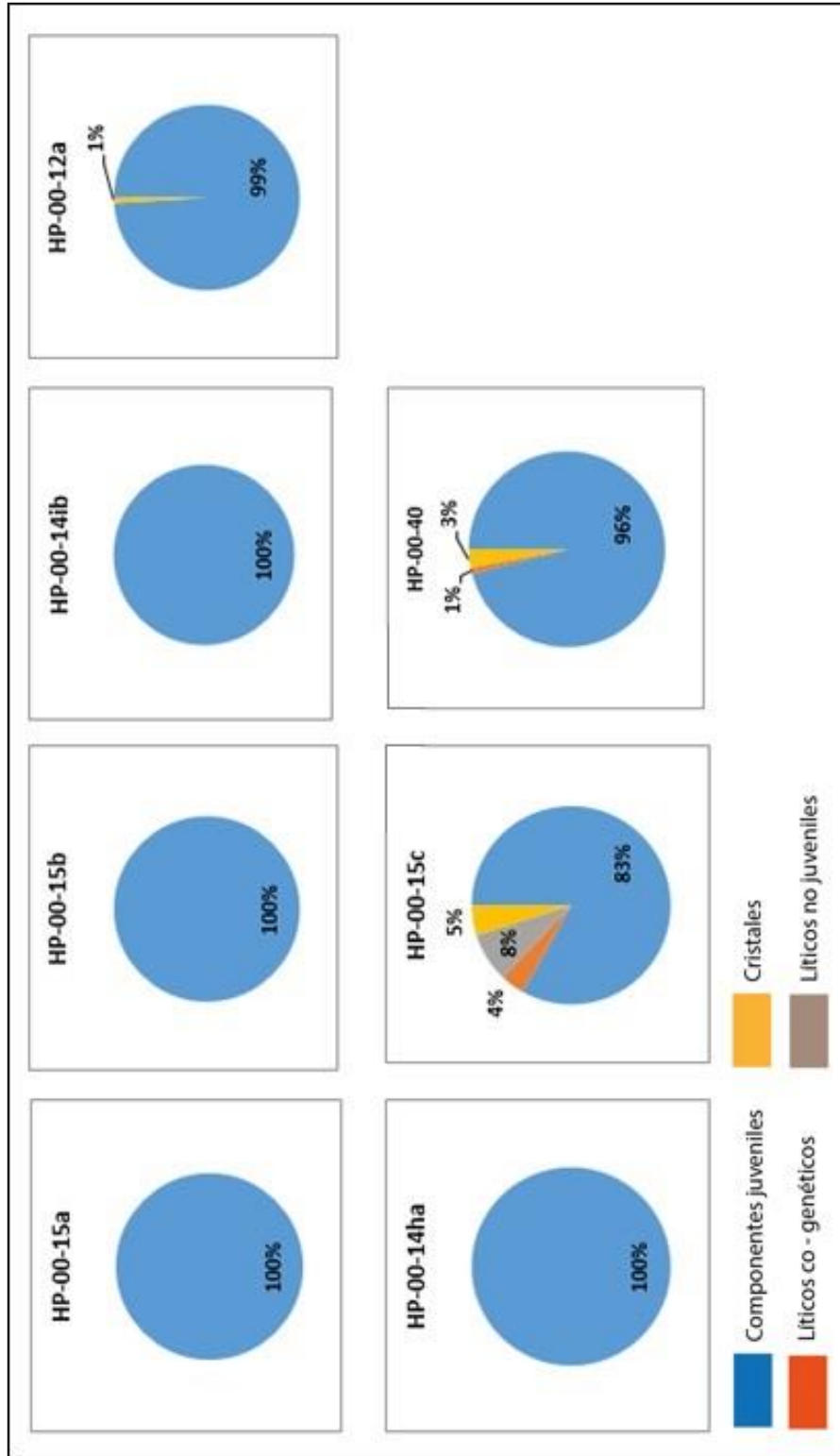
Composición porcentual de los fragmentos en el sector proximal para la malla 0.125 mm



Composición porcentual de los fragmentos en el sector medial para la malla 4 mm



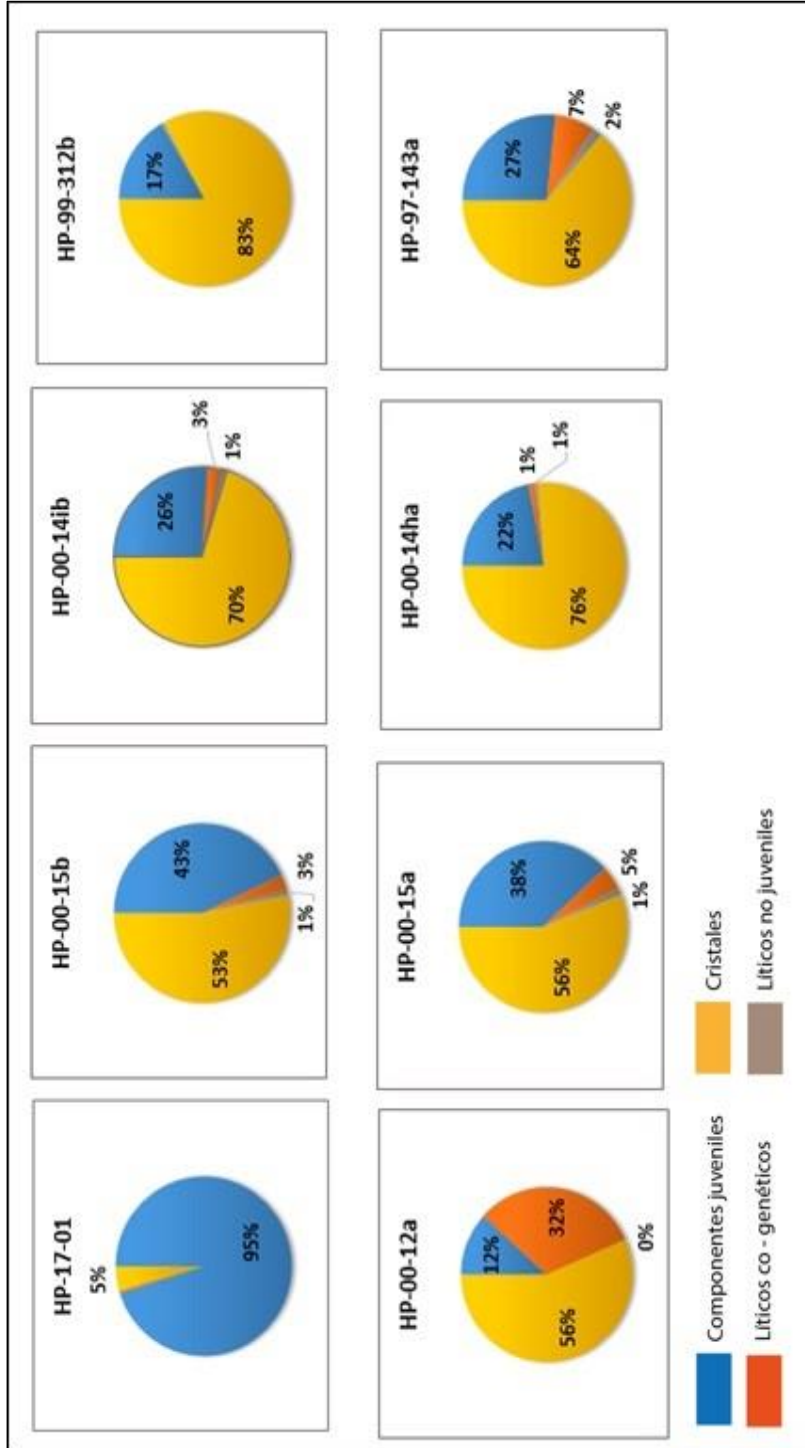
Composición porcentual de los fragmentos en el sector medial para la malla 2 mm



Composición porcentual de los fragmentos en el sector medial para la malla 0.500 mm



Composición porcentual de los fragmentos en el sector medial para la malla 0.125 mm



Anexo C
Densidad de las pómez halladas con el Método de Arquímedes

Muestra	Zona	densidad (g/cm ³)	Muestra	Zona	densidad (g/cm ³)	Muestra	Zona	densidad (g/cm ³)
HP-16-11a	P	0.4	HP-15-17b	P	0.6	HP-16-1Da	M	0.7
HP_15_01a	P	0.4	HP-15-17d	P	0.6	HP-16-05e	M	0.7
HP-16-11h	P	0.5	HP-00-30e	P	0.6	HP-16-1Dc	M	0.7
HP-16-11f	P	0.5	HP-15-02a	P	0.6	HP-16-06c	M	0.7
HP-99-Da	P	0.5	HP-99-Fb	P	0.6	HP-16-04a	P	0.6
HP-15-17e	P	0.5	HP-16-03c	P	0.6	HP_15_01b	P	0.6
HP-15-14a	P	0.5	HP-16-11b	P	0.6	HP-00-30d	P	0.6
HP-16-07e	P	0.5	HP-16-03i	P	0.6	HP-00-30a	P	0.6
HP-16-11d	P	0.5	HP-99-Ea	P	0.6	HP-16-03j	P	0.6
HP-16-11e	P	0.5	HP-16-03h	P	0.6	HP-16-07c	P	0.6
HP-16-07b	P	0.5	HP-16-03k	P	0.6	HP-00-30g	P	0.7
HP-16-06e	P	0.5	HP-16-07d	P	0.6	HP-99-Eb	P	0.7
HP-16-03g	P	0.6	HP-16-03b	P	0.6	HP-16-06d	P	0.7
HP-15-02c	P	0.6	HP-15-17c	P	0.6	HP-16-03e	P	0.7
HP-16-11g	P	0.6	HP-16-04d	P	0.6	HP-15-17a	P	0.7
HP-16-11c	P	0.6	HP-16-2Db	M	0.5	HP-16-07a	P	0.7
HP-16-03d	P	0.6	HP-16-2Dd	M	0.5	HP-00-30f	P	0.7
HP-16-07b	P	0.6	HP-16-1Dd	M	0.5	HP-99-Cc	P	0.7
HP-16-07d	P	0.6	HP-16-1Db	M	0.6	HP-16-05a	P	0.7
HP-16-03a	P	0.6	HP-16-05d	M	0.6	HP-99-Ca	P	0.7
HP-16-04e	P	0.6	HP-16-2De	M	0.6	HP-15-14b	P	0.7

Muestra	Zona	densidad (g/cm3)	Muestra	Zona	densidad (g/cm3)
HP-00-29d	P	0.7	HP-16-04c	P	0.8
HP-16-06b	M	0.7	HP-99-Ga	P	0.8
HP-16-1De	M	0.7	HP-99-Gb	P	0.8
HP-16-06a	M	0.8	HP-15-02b	P	0.8
HP-16-2Da	M	0.8	HP-16-04b	P	0.8
HP-16-05c	M	0.8	HP-99-Gc	P	0.9
HP-16-2Dc	M	0.8	HP-99-Ba	P	0.9
HP-16-07a	P	0.7	HP-00-29b	P	0.9
HP-00-29a	P	0.7	HP-99-Bb	P	0.9
HP-16-07c	P	0.7	HP-99-Aa	P	1.0
HP-99-Cb	P	0.7	HP-99-Ab	P	1.0
HP-99-Fc	P	0.8	HP-00-30b	P	0.8
HP-99-Fa	P	0.8	HP-16-03f	P	0.8
HP-99-Db	P	0.8	HP-16-05b	P	0.8
HP-16-07e	P	0.8	HP-00-29c	P	0.8
HP-00-29e	P	0.8	HP-00-30c	P	0.8

Densidad de las pómez halladas con el picnómetro mecánico

Muestra	Zona	código	Densidad (g/cm ³)
HP-99-06	P	a	1.2
		b	0.5
		c	0.7
HP-99-A	P	a	1.3
		b	1.5
		c	1.5
HP-15-08	P	a	0.8
		b	0.8
		c	0.8
HP-16-08B	M	a	0.6
		b	0.6
		c	0.9
HP-16-9	M	a	0.8
		b	0.9
		c	0.5
HP-16-1D	M	a	0.6
		b	0.8
		c	0.8
HP-16-12	M	a	0.8
		b	1.1
		c	0.8

Densidad de líticos hallada con el picnómetro mecánico

Muestra	Densidad (g/cm ³)	Tipo	Muestra	Densidad (g/cm ³)	Tipo
HP-16-07a	2.1	Oxidado	HP-16-04c	2.5	Xenolito
HP-16-07b	2.0	Lávico	HP-16-8a	2.7	Lávico
HP-16-07c	2.4	Xenolito	HP-16-8b	2.3	lávico
HP-16-07d	2.1	Lávico	HP-15-17a	2.2	Oxidado
HP-16-04a	2.3	Oxidado	HP-15-17b	2.1	Lávico
HP-16-04b	2.2	Lávico	HP-15-17c	2.5	Lávico
HP-16-5Ca	1.4	Oxidado	HP-16-5Cd	2.2	Lávico
HP-16-5Cb	2.1	Lávico	HP-15-05a	2.5	Lávico
HP-16-5Cc	2.2	Xenolito	HP-15-05b	2.6	Xenolito