

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETROLEOS

MAPEO Y DETERMINACIÓN DE PARÁMETROS FÍSICOS DE LAS CORRIENTES DE DENSIDAD PIROCLÁSTICAS PRODUCIDAS POR EL VOLCÁN TUNGURAHUA DESDE EL 2006

**PROYECTO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERO
GEOLOGO**

GARCÍA MORENO JOHNNY DAVID
johnnygm1990@hotmail.com

DIRECTOR: BERNARD BENJAMIN PIERRE THIBAUT
bbernard@igepn.edu.ec

Quito, Marzo de 2016

DECLARACIÓN

Yo, Johnny David García Moreno, declaro bajo juramento que el trabajo aquí descrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentada para ningún grado o calificación profesional; y, que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

A través de la presente declaración cedo mis derechos de propiedad intelectual correspondientes a este trabajo, a la Escuela Politécnica Nacional, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normatividad institucional vigente.

Johnny García

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Johnny David García Moreno, bajo mi supervisión.

Dr. Benjamin Bernard Pierre Thibaut
DIRECTOR DEL PROYECTO

AGRADECIMIENTO

A mi madre por su confianza, apoyo y amor incondicional que me ayudo en las etapas más difíciles de mi vida y que nunca dejo de guiarme y ser cariñosa conmigo y mis hermanos.

A mi padre por ser mi amigo el que me aconsejó y siempre estuvo pendiente de mi bienestar.

A mi hermana Estefanía por ser más que una hermana una amiga que nunca me ha fallado y es parte fundamental de mi vida y dio la vida a mi hermoso sobrino Juan Ignacio.

Al personal del Instituto Geofísico por todo el conocimiento que he adquirido y la amistad, al Doctor Benjamin Bernard por su paciencia y su guía durante esta etapa de mi proyecto de titulación.

A los encargados del laboratorio de Ing. Civil por brindarme un espacio en sus laboratorios y enseñarme como usar los equipos para mis ensayos, ya que sin ellos no hubiese culminado mi proyecto.

A mi novia Salo por hacerme crecer como hombre, novio y amigo; además fue importante en la culminación de mi carrera ya que me ayudó a realizar algunos ensayos y las palabras “Johnny escribe la tesis” fue crucial.

A mis amigos Cristian C., Juver J., Camilo Z., Josue G., Mateo V., Stefanie A., Ale E., Diego C. y R., Andrés E., Alejandro V., los viejos de geología, amigos del volley y facultad por la amistad y el apoyo brindado sin ningún favor a cambio.

A mis amigos del barrio Cristian C., Jorge V. que con ellos crecí y aprendí a hacer amigos que duran toda la vida.

DEDICATORIA

A mi madre, padre, hermanos(as) y sobrino

A mi encantadora novia Salome

ÍNDICE GENERAL

ÍNDICE GENERAL	I
INDICE DE FIGURAS	VI
ÍNDICE DE TABLAS	XIII
ÍNDICE DE ANEXOS	XVII
RESUMEN	1
ABSTRACT	2
1. INTRODUCCIÓN	3
1.1. ANTECEDENTES	3
1.2. JUSTIFICACIÓN	4
1.3. OBJETIVOS	5
1.3.1. OBJETIVO GENERAL	5
1.3.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	5
1.4. ALCANCE	5
1.5. METODOLOGÍA	6
1.6. ÁREA DE ESTUDIO.....	7
1.7. ESTUDIOS RELACIONADOS	8
1.8. DESARROLLO DE ESTE TRABAJO	10
2. HISTORIA ERUPTIVA Y PROCESOS VOLCÁNICOS DEL TUNGURAHUA	11
2.1. MARCO GEODINÁMICO DEL ECUADOR	11
2.2. EVOLUCIÓN DEL ECUADOR	12
2.2.1. CORDILLERA REAL	13
2.2.2. CORDILLERA OCCIDENTAL.....	14
2.2.3. VALLE INTERANDINO	15

2.3.	VOLCÁN TUNGURAHUA	16
2.3.1.	TUNGURAHUA I (CONO VIEJO).....	17
2.3.2.	TUNGURAHUA II (CONO INTERMEDIO).....	17
2.3.3.	TUNGURAHUA III (CONO ACTUAL)	17
3.	TEORÍAS DE FORMACIÓN, TRANSPORTE, SEDIMENTACIÓN DE LAS CORRIENTES DE DENSIDAD PIROCLÁSTICAS	19
3.1.	DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS	19
3.1.1.	CAÍDAS PIROCLÁSTICAS (Figura 3.1).....	20
3.1.2.	DEPOSITOS DE CORRIENTES DE DENSIDAD	22
3.1.3.	OLEADAS PIROCLÁSTICAS (Figura 3.1).....	38
4.	METODOLOGÍA	41
4.1.	RECOLECCIÓN DE MUESTRAS	41
4.2.	ENSAYOS DE GRANULOMETRÍA.....	43
4.2.1.	GRANULOMETRÍA POR TAMIZADO	43
4.3.	ANÁLISIS DE COMPONENTES	51
4.3.1.	COMPONENTES DENSOS.....	51
4.3.2.	ESCORIAS	52
4.3.3.	COMPONENTES OXIDADOS.....	55
4.3.4.	PÓMEZ.....	56
4.4.	ENSAYOS DE DENSIDAD	57
4.4.1.	PRINCIPIO DE ARQUÍMEDES	57
4.4.2.	MÉTODO DE LA PARAFINA.....	58
4.4.3.	CÁLCULOS PARA LA DETERMINACIÓN DE VOLUMEN, DENSIDAD Y POROSIDAD	61
4.5.	ENSAYOS DE GEOTECNIA.....	71
4.5.1.	COMPRESIÓN SIMPLE	71

4.5.2.	DESVITRIFICACIÓN	72
4.5.3.	PROCEDIMIENTO DEL ENSAYO DE GEOTECNIA.....	73
4.6.	VOLUMEN Y MASA DE LOS DEPÓSITOS DE LAS CDP	75
4.6.1.	VOLUMEN DE LAS CDP	75
4.6.2.	DENSIDAD Y MASA DE LAS CORREINTES DE DENSIDAD PIROCLÁSTICAS (CDP).....	77
5.	FENOMENOLOGÍA DEL VOLCÁN TUNGURAHUA.....	79
5.1.	FENOMENOLOGÍA DE 1999-2006	79
5.2.	SÍNTESIS DE LOS PERIODOS DE PAROXISMO DEL VOLCÁN TUNGURAHUA A PARTIR DEL 2006 HASTA SEPTIEMBRE DE 2014	79
5.3.	CORRIENTES DE DENSIDAD PIROCLÁSTICA EN EL VOLCÁN TUNGURAHUA	92
6.	ANÁLISIS Y RESULTADOS	93
6.1.	MAPEO DE LAS CDP	93
6.2.	ACTIVIDAD ERUPTIVA DE 16-17 DE AGOSTO DE 2006	93
6.2.1.	RESULTADOS DE GRANULOMETRÍA DE LAS CDP DE LA ERUPCIÓN DE 16-17 DE AGOSTO DE 2006	95
6.2.2.	ANÁLISIS DE COMPONENTES DE LAS CDP DE LA ERUPCIÓN DE 16-17 DE AGOSTO DE 2006.....	96
6.2.3.	DENSIDAD Y POROSIDAD DE LAS CDP DE 16-17 DE AGOSTO DE 2006	99
6.2.4.	ESTIMACIÓN DE LA MASA DE LAS CDP DE LA ERUPCIÓN DEL 16-17 DE AGOSTO DE 2006.....	101
6.3.	ACTIVIDAD ERUPTIVA DEL 28 DE MAYO DE 2010	102
6.3.1.	GRANULOMETRÍA DE LAS CDP DE LA ERUPCIÓN DEL 28 DE MAYO DE 2010.....	102

6.3.2.	ANÁLISIS DE COMPONENTES DE DE LAS CDP DE LA ERUPCIÓN DEL 28 DE MAYO DE 2010.....	104
6.3.3.	ESTIMACIÓN DEL VOLUMEN Y MASA DE LAS CDP DE LA ERUPCIÓN DEL 28 DE MAYO DE 2010.....	104
6.4.	ACTIVIDAD ERUPTIVA 14 JULIO DE 2013	108
6.4.1.	RESULTADOS DE GRANULOMETRÍA DE LAS CDP DE LA ERUPCIÓN DEL 14 DE JULIO DE 2013	109
6.4.2.	ANÁLISIS DE COMPONENTES DE LAS CDP DE LA ERUPCIÓN DE DEL 14 DE JULIO DE 2013	110
6.4.3.	RESULTADOS DE DENSIDAD Y POROSIDAD DE LAS CDP DE LA ERUPCIÓN DEL 14 DE JULIO DE 2013	112
6.4.4.	ESTIMACIÓN DE LA MASA DE LAS CDP DE LA ERUPCIÓN DEL 14 DE JULIO DE 2013.....	113
6.5.	ACTIVIDAD ERUPTIVA DEL 01 DE FEBRERO DE 2014	119
6.5.1.	RESULTADOS DE GRANULOMETRÍA DE LAS CDP DE LA ERUPCIÓN DEL 01 DE FEBRERO DE 2014	120
6.5.2.	ANÁLISIS DE COMPONENTES DE LAS CDP DE LA ERUPCIÓN DE DEL 01 DE FEBRERO DE 2014.....	122
6.5.3.	RESULTADOS DE DENSIDAD Y POROSIDAD DE LAS CDP DE LA ERUPCIÓN DEL 01 DE FEBRERO DE 2014	124
6.5.4.	ESTIMACIÓN DE LA MASA DE LAS CDP DE LA ERUPCIÓN DEL 01 DE FEBRERO DE 2014.....	126
7.	DISCUSIÓN	130
7.1.	GRANULOMETRÍA.....	130
7.2.	ANÁLISIS DE COMPONENTES	133
7.3.	DENSIDAD Y POROSIDAD	135
7.4.	ENSAYOS DE COMPRESIÓN SIMPLE	141

7.5. VOLUMEN Y MASA DE LAS CDP GENERADAS POR EL VOLCÁN TUNGURAHUA DESDE 2006 HASTA 2014	142
7.5.1. Índice de explosividad volcánica (IEV)	142
8. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	145
8.1. COLCLUSIONES	145
8.2. RECOMENDACIONES	147
9. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	148
ABREVIATURAS Y SIGLAS UTILIZADAS.....	159
ANEXOS	160

INDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Fotografía del volcán Tungurahua tomada desde el OVT (Fotografía: B. Bernard, IG-EPN).....	7
Figura 1.2. Mapa de los principales volcanes del Ecuador y de la localización del volcán Tungurahua (Tomada de Hall et al. 1999).	8
Figura 2.1. Esquema de las implicaciones del Ridge de Carnegie en la Geología del Ecuador (Tomada de Michaud et al., 2009).....	11
Figura 2.2. Esquema de las regiones morfodinámicas del Ecuador (Tomada de Pratt et al., 2005).....	13
Figura 2.3. Modelo de “Full Ramp” para la evolución de las cuencas intramontañosas del Norte del País-Alausí (Tomada de Winkler et al., 2005).	16
<i>Figura 2.4. Mapa geológico del Corredor Baños-Puyo, con la localización del Volcán Tungurahua y su Basamento (Tomado de (Spikings et al. 2014)......</i>	<i>16</i>
Figura 3.1. Relación de geometría de los tres tipos de depósitos piroclásticos, tomando como referencia la topografía (Wilson and Houghton, 2000).	19
Figura 3.2. Esquema de la formación de columnas eruptivas (Carey and Bursik, 2000).	21
Figura 3.3. A) Corte transversal de un flujo piroclástico. B) Flujo piroclástico en el sector de Juive grande. Nótese el levée entre línea punteada o parte lateral de un flujo piroclástico (Tomada de Hall et al., 2015).....	24
Figura 3.4. Variación lateral del promedio del máximo tamaño de clasto en el flujo piroclástico de Ito, Japón (Yokohama 1974) (Tomada de Cas and Wright, 1988). 25	25
Figura 3.5. Relación V_h (altura vertical descendida por el flujo) y H_h (distancia horizontal que recorrió el flujo piroclástico) (Tomada de Cas and Wright, 1988). .	26
Figura 3.6. Esquema de un flujo piroclástico en movimiento con su división en cabeza, cuerpo y cola (Modificada de Cas and Wright, 1988).	27
Figura 3.7. a) Colapso gravitacional de un domo. b) Colapso explosivo de un domo de lava (Tomada de Cas and Wright, 1988).....	28
Figura 3.8. Diagrama de una explosión lateral (Tipo Peleana) (Tomada de Macdonald, 1972).....	29

Figura 3.9. Avalancha seguida por un colapso explosivo de un criptodomo (Tomada de Cas and Wright, 1988).	30
Figura 3.10. a) Explosiones discretas que interrumpen la columna eruptiva produciendo un colapso de la misma. b) Continúo flujo de gas, interrumpen la columna eruptiva produciendo un colapso de columna (Tomada de Cas and Wright, 1988).....	31
Figura 3.11. Colapso instantáneo del domo. (Tomada de Cas and Wright, 1988).	31
Figura 3.12. Explosión vertical de una erupción de domo, con un posterior colapso de la columna eruptiva (Tomada de Cas and Wright, 1988).....	32
Figura 3.13. Continúo colapso de la columna eruptiva (Tomada de Cas and Wright, 1988).....	33
Figura 3.14. Modelo de la erupción ignimbrítica. a) Erupción Pliniana y b) formación de la ignimbrita (Tomada de Cas and Wright, 1988).	33
Figura 3.15: Sección idealizada de los tres principales tipos de flujos piroclásticos. a) Depósito de Flujos de bloques y ceniza, b) Depósito de flujo de escoria, c) flujo de pómez o depósito de ignimbrita (Tomada de Cas and Wright, 1988).....	34
Figura 3.16. Depósito de “bloques y ceniza” con una potencia de 52m. Localización canteras del Complejo Volcánico Pululahua (CVP). Fotografía de un depósito del “bloques y ceniza” del CVP, nótese la capa intermedia de color rosado corresponde a un flujo ignimbrítico (Tomada de Vásconez F., 2015).	35
Figura 3.17. Depósitos de flujo de escorias del volcán Tungurahua, Q. Achupashal, Año de Erupción 2013 (Fotografía: B. Bernard, IG-EPN).	36
Figura 3.18. Izquierda: Deposito de ignimbrita del CVP con materia orgánica carbonizada. Derecha: Afloramiento de ignimbrita localizada en el río Monjas (Tomadas de Vásconez F., 2015).	37
Figura 3.19. Depósito de una oleada piroclástica originada en la erupción del volcán Tungurahua en 2006 (Localización Q. Palmaurcu, Fotografía: J. García IG-EPN).....	38
Figura 3.20. Oleada Piroclástica de Base del volcán Cora Maar (Anatolia central, Turquía), 40m espesor (Tomada de Gençaliöglu-Kuşcu et al., 2007).	39

Figura 3.21. Diagrama de la formación de un flujo piroclástico y las oleadas piroclásticas relacionadas a este (Tomada de Cas and Wright, 1988).....	40
Figura 4.1. Toma de la muestra TUNG-JG-001, en la quebrada Palma Urco (782807, 9843722, PSAD 56, ZONA 17 M), fecha de la erupción: Febrero 2014 (Fotografía tomada por B. Bernard).....	41
Figura 4.2. Mapa de localización de las muestras y de los ensayos realizados a cada una de ellas.	42
Figura 4.3. Maquina tamizadora Retsch modelo AS-200.	45
Figura 4.4. Material retenido para el tamiz de abertura 4mm, en la muestra TUNG-JG-007-A.....	45
Figura 4.5. Programa STF, en el recuadro de la izquierda se ingresan los valores de peso para cada abertura de tamiz. El botón “Normalize” nos proporciona el porcentaje para cada fracción y el botón “Analice” procesa los datos.....	46
Figura 4.6. Programa STF donde se muestra la curva granulométrica y los parámetros estadísticos de cada gráfica.....	47
Figura 4.7. Distribución de las curvas en función de su simetría, a) Curva asimétrica hacia la derecha (partículas finas), positiva, b) Curva simétrica, c) curva asimétrica hacia la izquierda (partículas gruesas), negativa (Tomado de (Gorgas et al. 2009).	48
Figura 4.8. Curtosis de distribución (Tomada de la pagina http://ocw.innova.uned.es/ocwuniversia/psicologia/analisis-de-datos-en-Psico-I/Glosario.html/).	49
Figura 4.9. Componente denso tomado de los depósitos las CDP de la erupción de febrero de 2014. Coordenadas: 792524, 9843460, PSAD 56, ZONA 17M. En la figura se puede apreciar cristales de plagioclasa (Plg) en una matriz vítrea de color gris oscuro.....	51
Figura 4.10. Escoria juvenil tomada de los depósitos las CDP de la erupción de febrero de 2014. Coordenadas: 792524, 9843460, PSAD 56, ZONA 17M Presenta minerales de plagioclasa y matriz vítrea muy brillante.	52
Figura 4.11. Escoria juvenil con estructura de coliflor. Izquierda: sección transversal de una piroclasto con estructura de coliflor. Derecha: superficie	

externa del piroclasto con estructura de coliflor. Tomada de los depósitos las CDP de la erupción de febrero de 2014. Coordenadas: 792524, 9843460, PSAD 56, ZONA 17M.	53
Figura 4.12. Escoria juvenil con estructura de corteza de pan. Izquierda: sección transversal de una piroclasto con estructura de corteza de pan. Derecha: superficie externa del piroclasto con corteza de pan. Tomada de los depósitos las CDP de la erupción de febrero de 2014. Coordenadas: 0782374, 9842579, WGS84, ZONA 17M.	54
Figura 4.13. Escoria accidentada o antigua. Tiene un color gris oscuro con microcristales de plagioclasa. En la superficie de la muestra se observa una capa de ceniza producida en el proceso de “ash venting”. Tomada de los depósitos las CDP de la erupción de febrero de 2014. Coordenadas: 792524, 9843460, PSAD 56, ZONA 17M.	55
Figura 4.14. Escoria oxidada. Tomada de los depósitos las CDP de la erupción de febrero de 2014. Coordenadas: 792524, 9843460, PSAD 56, ZONA 17M.	56
Figura 4.15. Pómez Tomada de los depósitos las CDP de la erupción de febrero de 2014. Coordenadas: 792524, 9843460, PSAD 56, ZONA 17M.	56
Figura 4.16. Representación esquemática del principio de Arquímedes (Modificado de la pagina http://www.teinteresasaber.com/2013/06/de-donde-procede-la-expresion-eureka.html).	57
Figura 4.17. Representación esquemática de los componentes de pómez cubiertos con una capa de plástico (izquierda), parafina (centro) y sumergidos en mercurio líquido (derecha). La línea negra indica las superficies de recubrimiento (Tomado de Rossotti, 2005).	59
Figura 4.18. Piroclastos de la muestra TUNG-JG-005-F, que tienen tamaño de grano entre 16 y 64mm.	60
Figura 4.19. Distribución de porosidad de 17 erupciones, agrupadas de acuerdo al comportamiento de fragmentación y estilo eruptivo (Tomado de Mueller et al., 2011).	67

Figura 4.20. Muestra de una escoria antigua cortada en forma de cubo de 5cm por lado. Piroclasto tomado de la muestra TUNG-JG-001-A, Coordenadas: 792524, 9843722, WGS 84, ZONA 17M.	73
Figura 4.21. Esquema del equipo de compresión simple: marca SUZPECAR, S. L., modelo CMH120, número de fabricación 1341, año de fabricación 1982, voltaje 220/380, frecuencia 50c/s.	74
Figura 4.22. Esquematación, de izquierda a derecha: nube de puntos, triangulación y triangulación de Delaunay. El método de Delaunay busca conseguir triángulos regulares (Tomado de Abellanas, 2014).	76
Figura 4.23. Representación de la interpolación por Polígonos de Voronoi (líneas rojas), los puntos rojos representan los circuncentros de los triángulos de Delaunay (líneas negras), los puntos negros representan un valor conocido (Tomado de https://es.wikipedia.org/wiki/Triangulaci%C3%B3n_de_Delaunay#/media/File:Delaunay_Voronoi.png).	76
Figura 4.24. Procedimiento para determinar la densidad de depósito mediante el método de Vásconez (2015).	78
Figura 5.1. Dirección de las CDP reportadas desde julio de 2006 hasta septiembre de 2014.	92
Figura 6.1. Registro sísmico de la estación BMAS para el día 16-08-2006.	93
Figura 6.2. Análisis de componentes de la muestra TUNG-JG-007-A. En la figura solo se muestran 48 componentes y se puede observar el único componente de pómez que equivale al 0.5% de la muestra total.	98
Figura 6.3. Afloramiento TUNG-JG-010 localizado en la cantera Viejo minero en el sector de Juive. Nótese las bombas que superan los 50cm de diámetro las cuales no fueron tomadas en cuenta para los análisis de este trabajo (Fotografía: J. García, IG-EPN).	99
Figura 6.4. Desviación estándar, curtosis y asimetría gráfica de la porosidad para las muestras de la erupción del 16-17 de Agosto del 2006.	100
Figura 6.5. Izquierda: Registro sísmico de la estación BMAS para el día 28 de Mayo de 2010. Derecha: Flujo piroclástico bajando hacia Cusúa (14h09,	

28/05/2010; Marion Bécouze IG-IRD) (Tomada del Informe semanal OVT 536).	102
Figura 6.6. a) Curvas granulométricas de las muestras de las CDP de 2010 realizadas en el trabajo de Tournigand P. et al., 2013. b) Curvas granulométricas de las muestras TUNG-JG-010 A, B, C, D (La Pampa) de la erupción del 16-17 de agosto de 2006.....	103
Figura 6.7. Mapa de las CDP de la Erupción del 28 de Mayo de 2010. Las CDP están divididas en parte superior y media.	105
Figura 6.8. Izquierda: Registro sísmico de la estación BMAS para el día 14 de julio de 2013. Derecha: Columna eruptiva en dirección al Noroccidente (Tomada del Informe semanal OVT 699).	108
Figura 6.9. Descenso de material incandescente hasta 800 m bnc (Foto: P. Ramón OVT/IG, 19-07-2013, Tomada del informe semanal OVT 700).....	109
Figura 6.10. Desviación estándar, curtosis gráfica y asimetría gráfica de la porosidad para las muestras del 14 de julio de 2013.	112
Figura 6.11. Esquema de la deposición de las CDP en las partes altas (4830-4000 msnm) y medios del volcán (4000-3000 msnm). hc: espesor en el borde de la CDP y hd: espesor en el drenaje o parte media de la CDP.	113
Figura 6.12. Esquema de la deposición de las CDP en las partes bajas (3000-2100 msnm) hc: espesor en el borde de la CDP y hd: espesor en el drenaje o parte media de la CDP.	114
Figura 6.13. Mapa de las CDP de la Erupción del 14 de Julio de 2013.	114
Figura 6.14. Extracción de nodos de los shapes tipo polígono (Límite de la CDP) y la línea de drenaje (QGIS).....	115
Figura 6.15. Comparación de volúmenes de los métodos de Voronoi y Delaunay con Hall et al., 2015 para los depósitos de las CDP del 14 de Julio de 2013.....	117
Figura 6.16. Izquierda: Columna eruptiva de 10 km snc producida el 01 de Febrero de 2014 (tomada del informe semanal OVT-728). Derecha: Registro sísmico de la estación BMAS para el día 01 de Febrero de 2014.....	119
Figura 6.17. Desviación estándar, curtosis gráfica y asimetría gráfica de la porosidad para las muestras del 01 de febrero de 2014.	125

Figura 6.18. Mapa de las CDP de la Erupción del 01 de Febrero de 2014. Las CDP están divididas en parte superior, media y baja.....	126
Figura 6.19. Comparación de volúmenes de los métodos de Voronoy y Delaunay con Hall et al., 2015 para los depósitos de las CDP del 01 de Febrero de 2014.	128
Figura 7.1. Análisis de los parámetros estadísticos gráficos de Folk y Ward (1957) de las muestras de las CDP), rojo (Erupción 2014), verde (Erupción 2006) amarillo (Erupción 2013), línea azul (Grupo I), línea anaranjada (Grupo III), triángulos (Kavanagh and Knepp 2014), círculos (este estudio).....	132
Figura 7.2. Asimetría curtosis y desviación estándar gráfica de la porosidad para las erupciones de 2006, 2013 y 2014.....	136
Figura 7.3. Asimetría curtosis y desviación estándar gráfica de la porosidad de los componentes juveniles para las erupciones del Tungurahua (2006, 2013 y 2014), Chachimburo (3640-3510 BC) y Unzen (1990-1995).	137
Figura 7.4. a) Histogramas de porosidad media obtenido del procesamiento de datos en el programa diseñado por Bernard et al., 2015 para las escorias juveniles de las erupciones de Agosto 2006, julio 2013 y febrero 2014. b) Curva de porosidad vs frecuencia de abundancia de una actividad sub-pliniana, pliniana y ultraplina propuesta por Mueller et al. (2011).	138
Figura 7.5. a) Histogramas de porosidad media obtenido del procesamiento de datos en el programa diseñado por Bernard et al., 2015 para las escorias juveniles y componentes densos de las erupciones de Agosto 2006, julio 2013 y febrero 2014. b) Curva de porosidad vs frecuencia de abundancia de erupciones de criptodomas y explosiones laterales.....	139
Figura 7.6. Diagrama de la porosidad vs esfuerzo para escorias antiguas y juveniles.	141

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Valores de las aberturas de los tamices y su numeración en Phi.	44
Tabla 2. Valores de desviación estándar, asimetría y curtosis para los depósitos piroclásticos. Tomado de (Blott and Pye 2001)	50
Tabla 3. Valores obtenidos en los ensayos para el cálculo de densidad, volumen y porosidad de materiales comprendidos en tamaños de 16-64mm en las CDP.	61
Tabla 4. Mediciones de la masa de la parafina, el agua desplazada, resultados de volumen y densidad para cada una de las muestras de parafina.....	62
Tabla 5. Error absoluto de las medidas de masa de la parafina.....	62
Tabla 6. Resultados de EA y ER para la medición de la masa de la parafina, la masa de agua desplazada y la densidad del agua.....	63
Tabla 7. Resultados de EA para el volumen de agua desplazada.	63
Tabla 8. Resultados de EA para la densidad de la parafina.....	64
Tabla 9. Resultados de ER para el volumen de agua desplazado y la densidad de la parafina.....	64
Tabla 10. Valores calculados con las formulas (1), (2), (3), (4), (5) y (6); para los piroclastos de la muestra TUNG-JG-005-F.	66
Tabla 11. Resultados de los ensayos de pícnometría.	68
Tabla 12. Valores obtenidos de porosidad para los diez primeros piroclastos de la muestra TUNG-JG-005-F.	69
Tabla 13. Tipos de roca y su resistencia a la compresión (Krynine and Judd, 1980)	72
Tabla 14. Descripción de las CDP generadas en el volcán Tungurahua el 16-17 de agosto de 2006 (Tomada de Barba et al. 2006).	94
Tabla 15. Resultados estadísticos gráficos de ensayos granulométricos para las CDP del 16-17 de Agosto de 2006.	95
Tabla 16. Conclusión de los resultados estadísticos gráficos de las muestras TUNG-JG-006-A y TUNG-JG-007 A, B, C para ensayos de granulometría.	96
Tabla 17. Conclusión de los resultados estadísticos gráficos de las muestras TUNG-JG-010 A, B, C, D para ensayos de granulometría.	96

Tabla 18. Resultados del análisis de componentes de las muestras TUNG-JG-007 A, B, C; recolectadas en la Q. Chontapamba.....	97
Tabla 19. Resultados estadísticos gráficos del procesamiento de datos de Porosidad para los depósitos de las muestras de la erupción del 14 de Julio de 2013.	99
Tabla 20. Resultados de ensayos de densidad de depósito para las CDP del Volcán Tungurahua de la erupción del 16-17 de Agosto de 2006.....	101
Tabla 21. Resultados de Volumen y Masa juveniles para la erupción de agosto de 2006.	102
Tabla 22. Resultados de análisis de componentes mediante fotografías de las CDP del 28 de mayo de 2013.	104
Tabla 23. Resultados de los cálculos de volumen de la erupción del 28 de mayo de 2010. También se indica los espesores de las CDP usados para estos cálculos. Cus (Q. Cusúa), Jui (Juive), Vaz (Q. Vazcún), Puc (Q. Pucayacu), Med (media), Sup (Superior).....	106
Tabla 24. Resultados de densidad de depósito para las CDP de la erupción del 28 de mayo de 2010 realizadas por Tournigand et al. 2013.	106
Tabla 25. Resultado de masa, volumen y densidad de depósito de las CDP de la erupción del 28 de mayo de 2010.	107
Tabla 26. Resultado de volumen y masa de depósito juveniles en base al análisis de componentes para las CDP de la erupción del 28 de mayo de 2010.....	107
Tabla 27. Resultados estadísticos gráficos de ensayos granulométricos para las CDP del 14 de Julio de 2013.....	109
Tabla 28. Conclusión de los resultados estadísticos gráficos de las muestras TUNG-JG-006-A y TUNG-JG-007 A, B, C para ensayos de granulometría.	110
Tabla 29. Resultados del análisis de componentes de las muestras TUNG-JG-002 A, B, C; recolectadas en la Q. Palmaurcu.	111
Tabla 30. Resultados estadísticos gráficos del procesamiento de datos de Porosidad para los depósitos de las muestras de la erupción del 14 de Julio de 2013.	112

Tabla 31. Resultados de los cálculos de volumen por los métodos de Delaunay y Voronoi descritos en el trabajo de Vasconez F. (2015). También se indica los espesores de drenaje y contacto usados para estos cálculos. Ach(Q. Achupahsal), Cus (Q. Cusúa), Hac (Q. La Hacienda), Jui (Juive), Man (Q. Madur), Pal (Q. Palmaurcu), Vaz (Rio Vazcún), Inf (inferior), Med (media). Los valores en gris corresponden a los valores calculados por Hall et al., 2015 y se repiten en los cálculos de este estudio ya que en las partes medias y superior de las CDP se considera que el espesor es constante a los largo del depósito.	116
Tabla 32. Resultados de ensayos de densidad de depósito para las CDP del Volcán Tungurahua de la erupción del 01 de Febrero de 2014 en la Q. Palmaurcu.	118
Tabla 33. Resultados de estimación de masa de las CDP del volcán Tungurahua para la erupción del 14 de Julio de 2013.....	118
Tabla 34. Resultados de masa y volumen magnaticos para la erupción del 14 de Julio de 2013.	118
Tabla 35. Resultados estadísticos gráficos de ensayos granulométricos para las CDP del 01 de Febrero de 2014.....	121
Tabla 36. Resultados del análisis de componentes de las muestras TUNG-JG-002 D, E Y TUNG-JG-005 E, F, G, H; recolectadas en la Q. Palmaurcu y el sector del mirador del Chontal.	123
Tabla 37. Resultados estadísticos gráficos del procesamiento de datos de Porosidad para los depósitos de las muestras de la erupción del 01 de Febrero de 2014.	124
Tabla 38. Resultados de los cálculos de volumen por los métodos de Delaunay y Voronoi descritos en el trabajo de Vasconez F. (2015). También se indica los espesores de drenaje y contacto usados para estos cálculos. Ach(Q. Achupahsal), Cus (Q. Cusúa), Hac (Q. La Hacienda), Jui (Juive), Man (Q. Madur), Pal (Q. Palmaurcu), Tob (Tobogán), Rea (Q. La Rea), Rom (Q. Romero)Vaz (Rio Vazcún), Inf (inferior), Med (media). Los valores en gris corresponden a los valores calculados por Hall et al., 2015 y se repiten en los cálculos de este estudio ya que	

en las partes medias y superior de las CDP se considera que el espesor es constante a los largo del depósito.	127
Tabla 39. Resultados de ensayos de densidad de depósito para las CDP del Volcán Tungurahua de la erupción del 01 de Febrero de 2014 en la Q. Palmaurcu.	129
Tabla 40. Resultados de estimación de masa de las CDP del volcán Tungurahua para la erupción del 01 de Febrero de 2014.....	128
Tabla 41. Resultados de masa y volumen magnaticos para la erupción del 01 de Febrero de 2014.....	129
Tabla 42. Resultados de porcentaje de componentes promedio para las erupciones de Agosto de 2006, julio de 2013 y febrero de 2014.....	133
Tabla 43. Resultados de la porosidad media ponderada obtenidos con el programa “R” diseñado por Bernard et al., 2015 para las escorias juveniles de las erupciones de Agosto 2006, julio 2013 y febrero 2014.....	136
Tabla 44. Esfuerzos promedios, máximos y mínimos para las escorias antiguas y juveniles.	141
Tabla 45. Resultados de los volúmenes y masas para las erupciones del 16-17 Agosto de 2006, 28 de Mayo de 2010, 14 de Julio de 2013 y 01 de Febrero de 2014.	142
Tabla 46. Calculo del volumen total y el IEV para las erupciones de del 16-17 Agosto de 2006, 28 de mayo de 2010, 14 de Julio de 2013 y 01 de Febrero de 2014.....	143

ÍNDICE DE ANEXOS

ANEXO I: MAPA GEOLÓGICO DE LAS CORRIENTES DE DENSIDAD PIROCLÁSTICAS (CDP) GENERADAS POR EL VOLCÁN TUNGURAHUA EL 16-17 AGOSTO DE 2006, 28 DE MAYO DE 2010, 14 DE JULIO DE 2013 Y 01 DE FEBRERO DE 2014.....	160
ANEXO II: LOCALIZACIÓN DE LAS MUESTRAS RECOLECTADAS Y LOS ENSAYOS REALIZADAS A CADA UNA DE ELLAS.....	161
ANEXO III: FOTOGRAFÍAS DE LOS AFLORAMIENTOS.....	162
ANEXO IV: GRÁFICAS DE LAS CURVAS DE GRANULOMETRÍA.....	166
ANEXO V: GRÁFICAS DE LOS ANÁLISIS DE COMPONENTES Y POROSIDAD.....	169
ANEXO VI: PORCENTAJE DE MASA DE LAS CDP.....	172
ANEXO VII: DATOS DE LOS ENSAYOS DE COMPRESION SIMPLE Y POROSIDAD.....	173

RESUMEN

Para determinar los dinamismos eruptivos de las erupciones más importantes del volcán Tungurahua generadas desde su reactivación en 1999, se recolectó muestras de las Corrientes de densidad piroclásticas (CDP) generadas el 16-17 de agosto de 2006, 14 de julio de 2013 y 01 de febrero de 2014.

Cada una de las muestras fue tamizada, una vez tamizada la muestra se realizó un riguroso análisis petrográfico para determinar el porcentaje de componentes en los piroclastos de diámetro mayor a 16 mm. En el análisis de componentes se determinó 4 clases de piroclastos como: componentes densos, escorias antiguas, escorias juveniles o magmática y componentes oxidados (producto de la erosión del conducto).

Después de realizar el análisis de componentes se determinó el volumen, densidad y porosidad de cada piroclasto.

La porosidad es un buen indicador de dinamismos eruptivos, para esto se analizó las escorias juveniles las cuales son producidas en la erupción.

Las escorias antiguas y juveniles presentan diferentes grados de desvitrificación la cual dificulta la ruptura de ellas. Mediante ensayos uniaxiales se comprobó que las escorias antiguas sufrieron mayor desvitrificación y tienen mayor resistencia a la ruptura que las escorias juveniles, las cuales no sufrieron ningún proceso de desvitrificación.

Con la ayuda del personal técnico del IG-EPN se realizó un mapa de las CDP el cual fue modificado y usado para el cálculo de los volúmenes de las CDP de cada erupción. Con el método de Vásconez, 2015 se determinó la densidad de depósito para cada erupción la cual nos sirve para determinar la masa total de las CDP.

ABSTRACT

Since 1999 the Tungurahua volcano has had a lot of eruptions. Being the eruption of 16-17th of August 2006, 28th of May 2010, 14th of July 2013 and 1st of February 2014 the most important eruptions.

In this work it has collected some Pyroclastic Current Density (PDC) samples in some ravines of the Tungurahua volcano. This PDC samples will be sieved for understanding the transport and deposition of each of them.

After of the grain size distribution, the piroclastyc components between 16-32mm of diameter will be analyzed and divided in four classes. In base on a petrological analysis the classes are dense lithic, juvenile scoria, ancient scoria and accidental or oxidized components.

The porosity is an indicator of eruptive dynamics, where the porosity of the juvenile scoria helped to differentiate each eruption.

The juvenile and ancient scoria have different grade of devitrification, this effect increases the break resistance. To prove this effect both juvenile and ancient scoria will be submitted to trials uniaxial compression.

Technicians from the IG-EPN created a map of the PDC of the Tungurahua and collected some information about thickness in some places for each eruption. This information helps to calculate the PDC volume produced in each eruption. With Vásconez F., (2015) method the mean density and total mass of the PDC deposits can be measure.

All of these data help to evaluate the hazards from the Tungurahua volcano and improve the old maps

1. INTRODUCCIÓN

1.1. ANTECEDENTES

El Ecuador es una zona de intenso volcanismo producido por la subducción de la placas tectónica Nazca debajo de Suramericana, formando un arco volcánico continental.

El volcán Tungurahua (5023 m snm, sobre el nivel del mar), es un volcán netamente de composición principal andesítica con contenidos de 58–59 wt.% SiO₂ y eventos con composición dacítica 65–66 wt.% SiO₂, como en la gran erupción de 1886 (Hall et al. 1999; Samaniego et al. 2011). Estas diferentes erupciones produjeron grandes flujos piroclásticos, los cuales descendieron principalmente por los flancos NW, W y SW; afectando en ocasiones a la ciudad de Baños, localizada al norte del volcán (Informes semanales del volcán Tungurahua, www.igepn.edu.ec).

Las Corrientes de Densidad Piroclásticas (CDP) son fenómenos volcánicos que producen grandes catástrofes como durante la erupción del Mt. Pelée. Esta erupción afectó a la ciudad de Saint-Pierre, localizada al 7 km al suroeste del volcán en la Isla Martinica (Caribe), con una población de 28 000 habitantes. La catástrofe sucedió 30 de Mayo de 1902, en donde todos los habitantes de la ciudad de St. Pierre menos dos perecieron en minutos por el descenso de CDP (Nakada, 2000).

Por lo tanto los flujos piroclásticos son una amenaza importante para las poblaciones aledañas al volcán, las cuales pueden llegar a tener velocidades de decenas de km/h y volúmenes de millones de m³ como en el flujo piroclástico PDC-I producido en agosto del 2006 (Hall et al., 2013).

El motivo de este trabajo es mejorar el conocimiento de este fenómeno con un trabajo en detalle sobre los depósitos generados por el volcán desde el año 2006. Y la obtención de datos como densimetría, granulometría, mapeo geológico, volúmenes.

1.2. JUSTIFICACIÓN

Desde la reactivación del volcán Tungurahua en 1999, los fenómenos volcánicos asociados a la erupción han sido las caídas de ceniza y los lahares. Sin embargo desde 2006 la generación de flujos piroclásticos, los cuales descendieron por las quebradas del volcán, ha sido un fenómeno recurrente. En base a los estudios de los depósitos volcánicos se intenta determinar los dinamismos de las erupciones.

Para el presente proyecto de titulación se propone diferenciar los depósitos de las erupciones del volcán Tungurahua desde el 2006, con los métodos de granulometría, densidad de componentes, separación de componentes mayores a un diámetro de 1.6 cm y estudio de la resistencia a la compresión de los componentes vesiculados.

Esta investigación se realiza para tener un conocimiento más profundo acerca del origen y la dinámica de los CDP.

Al nivel metodológico esta investigación aportará una nueva técnica para diferenciar escorias desvitrificadas, las cuales son producto de una erosión del conducto volcánico, y las escorias juveniles que tienen vidrio fresco y son producto de la erupción. Esto se realizará con la ayuda de ensayos uniaxiales.

Los resultados obtenidos en esta investigación serán un gran aporte en estudios de amenazas en el volcán Tungurahua.

1.3. OBJETIVOS

1.3.1. OBJETIVO GENERAL

1. Caracterización de los dinamismos eruptivos del volcán Tungurahua, mediante la obtención de parámetros físicos en los depósitos de corrientes de densidad piroclásticas (CDP); con el fin de generar nuevos estudios de amenazas volcánicas.

1.3.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Compilar información existente sobre las CDP en el Tungurahua desde el 2006.
 - Complementar la cartografía existente de los depósitos de CDP, en base al mapeo de campo, imágenes térmicas y visuales.
2. Caracterizar los depósitos de CDP, recolectar muestras en los diferentes depósitos, para ensayos granulométricos, de densidad, porcentaje de los tipos de fragmentos, ensayos uniaxiales; para entender la dinámica eruptiva asociada a la formación de estos eventos.

1.4. ALCANCE

El alcance de este trabajo es determinar la dinámica de las erupciones que generaron los diferentes CDP, en base a la granulometría, densidad de componentes, porcentaje de componentes de cada uno de los depósitos y ensayos uniaxiales. En base a estos estudios se propone:

- I. Realizar un mapa de las CDP del Tungurahua desde el 2006 a escala 1:25 000.
- II. Establecer diferencias entre cada uno de los depósitos, con estudios de granulometría, densidad; en la cabecera, mitad y pies de cada uno de las quebradas donde se encuentran los depósitos.
- III. Obtención de datos para posteriores estudios de la evaluación de la amenaza volcánica.

1.5. METODOLOGÍA

Para la elaboración del proyecto, a continuación se presenta la siguiente metodología:

1. Recopilación bibliográfica como informes del OVT, publicaciones científicas relacionadas al volcán Tungurahua y CDP, cartografía, imágenes visuales y térmicas de la zona de interés.
2. Trabajo de campo como: cartografía, recolección de muestras y ensayos de densidad de depósito.
3. Pruebas de la laboratorio: se hizo la preparación de muestras para los siguientes ensayos:
 - Granulometría
 - Componentes de los depósitos.
 - Densidad.
 - Ensayos uniaxiales.
4. Análisis de los resultados.
5. Discusión de los dinamismos eruptivos asociados a la formación de CDP.
6. Redacción del proyecto de titulación.

1.6. ÁREA DE ESTUDIO

El volcán Tungurahua (5023 m snm) localizado en la Cordillera Real de los Andes Ecuatorianos, a 120 km al sur de Quito, y a 33 km al Sureste de Ambato, la capital de la Provincia de Tungurahua (Hall et al., 1999) (Figura 1.2).

El volcán Tungurahua junto con otros grandes volcanes, como el Cotopaxi, Antisana, Sangay y Cayambe; comprenden una fila volcánica en la Cordillera Oriental en Ecuador, estos están a 35 km detrás del frente volcánico que corresponde a la Cordillera Occidental (Hall et al., 1999) (Figura 1.2).

El cono volcánico del Tungurahua tiene un relieve de 3200 m, diámetro basal de 14 km aproximadamente y un cráter con 300 m de diámetro con una profundidad de 100 m (Le Pennec et al., 2005).



Figura 1.1. Fotografía del volcán Tungurahua tomada desde el OVT (Fotografía: B. Bernard, IG-EPN)

El cono es drenado por numerosas quebradas que desembocan en los ríos Puela al sur y sureste, Chambo al occidente y Pastaza al Norte y Noroeste. Los valles de los ríos Vazcún y Ulba descienden directamente de la cumbre del volcán, hasta desembocar en el Rio Pastaza- Las principales quebradas por donde descienden

lahares y CDP son Achupashal, Juive, Palmaurcu, Vazcún, La Rea, Romero, Chontapamba (Le Pennec et al., 2005).

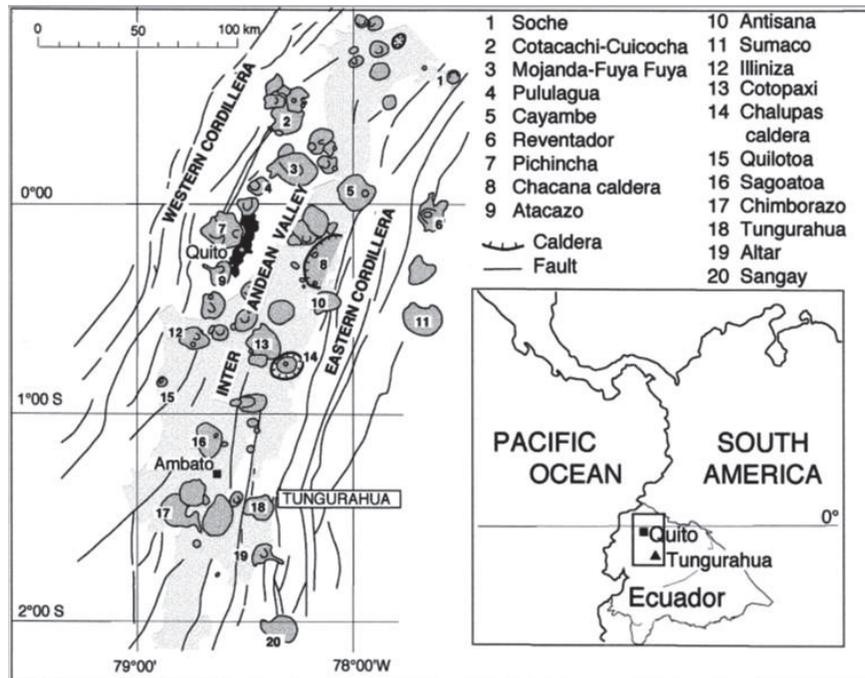


Figura 1.2. Mapa de los principales volcanes del Ecuador y de la localización del volcán Tungurahua (Tomada de Hall et al. 1999).

1.7. ESTUDIOS RELACIONADOS

Según Hall et al., 1999 el volcán Tungurahua está conformado por tres edificios volcánicos, donde el Tungurahua I y II colapsaron hace 30 000 y 3 000 años antes del pasado. El cono actual (Tungurahua III) está conformado por flujos de lava y CDP, las CDP historias se produjeron en 1773, 1886 y 1916-1918.

Hall et al., 2013 y Kelfoun et al. (2009) realizaron un mapeo y determinación del volumen de las corrientes de densidad piroclásticas de la erupción del 16-17 de Julio de 2006. El volumen de las CDP estimado por Hall et al., 2013 es 38.7 millones de m³. Hall et al., (2015) elaboró un mapa de las CDP de las erupciones de Julio de 2013 y Febrero de 2014. En este trabajo se recopilará la información cartográfica de las CDP de 2006, 2013 y 2014; además se realizará un mapa de las CDP de la erupción de 2008 y 2010. Los flujos piroclásticos, son depositados en las quebradas del volcán, mientras que la parte más diluida del flujo (*oleada*

piroclástica), sobrepasa obstáculos topográficos, presentando dunas con características morfológicas y sedimentológicas diferentes. En este trabajo se analizó más de 300 dunas, evaluando la dirección de flujo, forma, estructura interna, y geometría. Se determinó cuatro tipos de dunas las cuales se forman en base a la dirección del flujo (Douillet et al., 2013).

En el trabajo de Hall M. et al. (2015) se hicieron ensayos granulométricos y generaron los siguientes resultados estadísticos gráficos: Diámetro medio ($Mz -0.5$ a 2.33ϕ); Sorteo o desviación estándar (Sigma-I 2.96 a 3.44ϕ , Muy pobre sorteo). Los análisis granulométricos concluyen que la fracción de ceniza extremadamente fina disminuye a la base del depósito y las fracciones de tamaño de ceniza y lapilli tienen similares porcentajes.

Tournigand P. et al., 2013 realizó ensayos granulométricos en las muestras de la erupción de mayo de 2010 dando como resultado curvas bimodales, esto quiere decir que tienen dos picos importantes en la fracción gruesa (lapilli) y la fracción más fina (ceniza).

Bernard et al. (2014) y Tournigand P. et al. (2013) realizaron análisis de componentes mediante fotografías, para las erupciones de Agosto de 2006 y mayo de 2010 respectivamente. Bernard et al. 2014 obtuvo un promedio de 40-50% de material juvenil dentro del depósito para la erupción de agosto de 2006 y determino que la adición del material no-juvenil se da en la partes altas del cono a una cota mayor a 3500 m snm y pendientes $>25^\circ$. Tournigand P. et al. (2013) realizó los mismos ensayos a componentes con diámetros mayores a 31.5 mm, donde el porcentaje promedio es 83% para los componentes juveniles en las muestras de la erupción de mayo de 2013 en el sector de Cusúa.

Tournigand P. et al. (2013) también realizó ensayos de densidad de depósito en partículas, para este ensayo uso las fracciones menores a 11.2mm de diámetro obteniendo una densidad de depósito promedio de 1800 kg/m^3 .

Hall et al. (2013; 2015) realizaron trabajos de campo proporcionando información acerca de los volúmenes de las CDP de 2006, 2013 y 2014. Los resultados son

$38.6 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Agosto 2006), $3.5 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Julio 2013) y $5.7 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Febrero de 2014).

Los piroclastos que presentan estructura “corteza de pan (bread crust)”, pueden ser utilizados como termómetros. El espesor de los anillos de las bread crust es controlado por la tasa de enfriamiento, crecimiento de burbujas y la viscosidad del magma (Benage et al., 2014).

1.8. DESARROLLO DE ESTE TRABAJO

Este trabajo expone en el capítulo II la historia de la evolución del Ecuador, del arco volcánico ecuatoriano y del volcán Tungurahua antes de su reactivación en 1999.

El capítulo III presenta la teoría de formación, transporte y sedimentación de las CDP.

En el capítulo IV se expone la metodología usada para caracterizar cada depósito en base a ensayos de granulometría, densimetría, análisis de componentes, ensayos uniaxiales, ensayos de densidad de depósito, cálculo de volumen y masa para los depósitos de las CDP generados por el volcán Tungurahua desde 2006 hasta 2014.

El capítulo V se expone los fenómenos ocurridos en el volcán Tungurahua a partir de su reactivación en 1999 hasta septiembre de 2014, con referencia a las bases de datos e informes realizados por el personal del IG-EPN.

El capítulo VI expone el análisis de los resultados.

El capítulo VII presenta la discusión de este trabajo.

En el capítulo VIII se da a conocer las conclusiones y recomendaciones generadas en este trabajo.

2. HISTORIA ERUPTIVA Y PROCESOS VOLCÁNICOS DEL TUNGURAHUA

2.1. MARCO GEODINÁMICO DEL ECUADOR

El Ecuador se encuentra en la parte noroccidental de Suramérica, está afectado por la compleja interacción de las placas Cocos, Nazca y Suramericana, sumada a la subducción de *la cordillera asísmica* de Carnegie.

La ruptura de la placa Farallón 23 Ma se produce probablemente por la acción del punto caliente de Galápagos dando origen a las placas de Nazca y Cocos, esta ruptura se evidencia en las bandas paleomagnéticas y accidentes batimétricos como son el escarpe de Hernando y la zona de Fractura de Grijalva (Longsdale, 2005).

La cordillera submarina asísmica de Carnegie tiene influencia en el Ecuador probablemente desde hace 3-4 Ma cuando empezó su subducción (Michaud et al., 2009). Las implicaciones de la subducción del *Ridge* de Carnegie son:

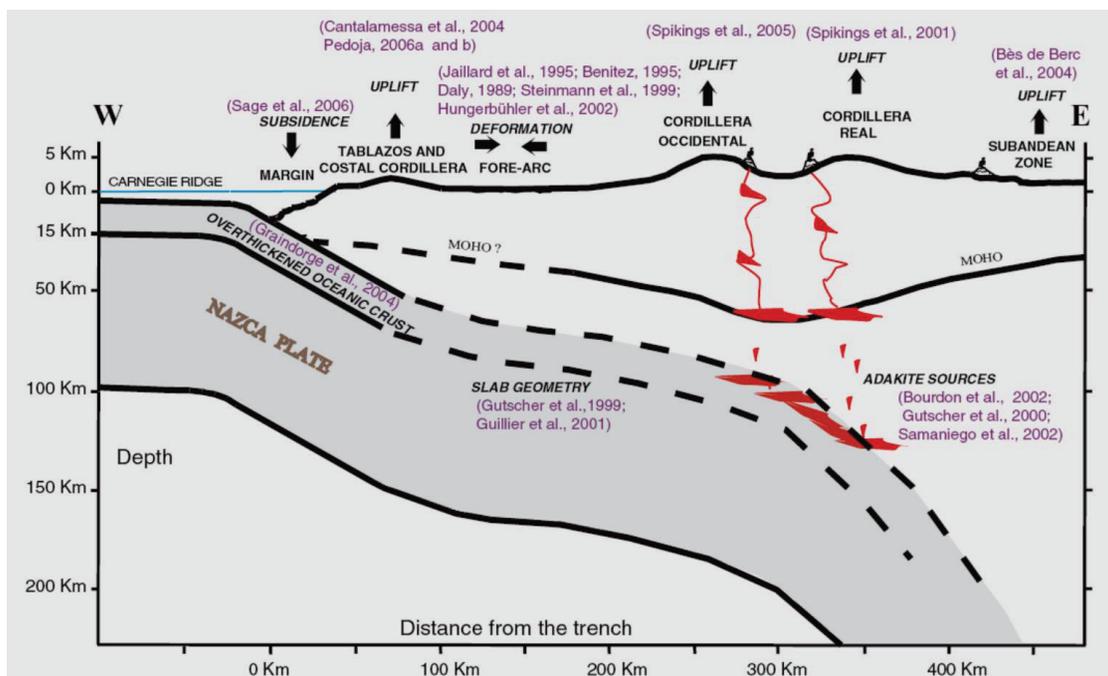


Figura 2.1. Esquema de las implicaciones del Ridge de Carnegie en la Geología del Ecuador (Tomada de Michaud et al., 2009).

La Cordillera de Carnegie ha subducido al menos 60 km hacia el E de la fosa engrosando la corteza oceánica y 200km de profundidad con un ángulo de 25° de inclinación al Norte y 35° al Sur de Carnegie por debajo de la placa de Suramérica (Gustcher et al. 1999 ; Guillier et al., 2001; Graindorge et al., 2004).

Deformación y levantamientos de terreno asociada a la subducción de esta cordillera asísmica se puede evidenciar en la Costa Ecuatoriana (Cantalamesa and Di Celma 2004; Pedoja et al. 2006) y en la Cordillera Real mediante ensayos de track de fisión de apatito (Spikings et al., 2001).

La subducción del Ridge de Carnegie produjo un cambio en el gradiente geotérmico, el cual favoreció a la fundición del slab, generando un gran cambio composicional de calco-alakalina a adakitica en los magmas en algunos complejos volcánicos del Ecuador durante 1.6-0.1Ma (Figura 2.1) (Bourdon et al., 2003; Samaniego et al., 2005; Samaniego et al., (2002 y 2007). Este cambio en la petrogénesis de los magmas solo ha afectado el arco frontal del Ecuador (Michaud et al., 2009).

2.2. EVOLUCIÓN DEL ECUADOR

El Ecuador está conformado por seis regiones morfodinámicas: Planicie Costera, Cordillera Occidental, Callejón Interandino, Cordillera Real, Zona Subandina, Cuenca Oriente. El volcanismo en el Ecuador se genera en la Cordillera Occidental, Callejón Interandino y Cordillera Real; estas regiones están descritas a continuación (Pratt et al., 2005):

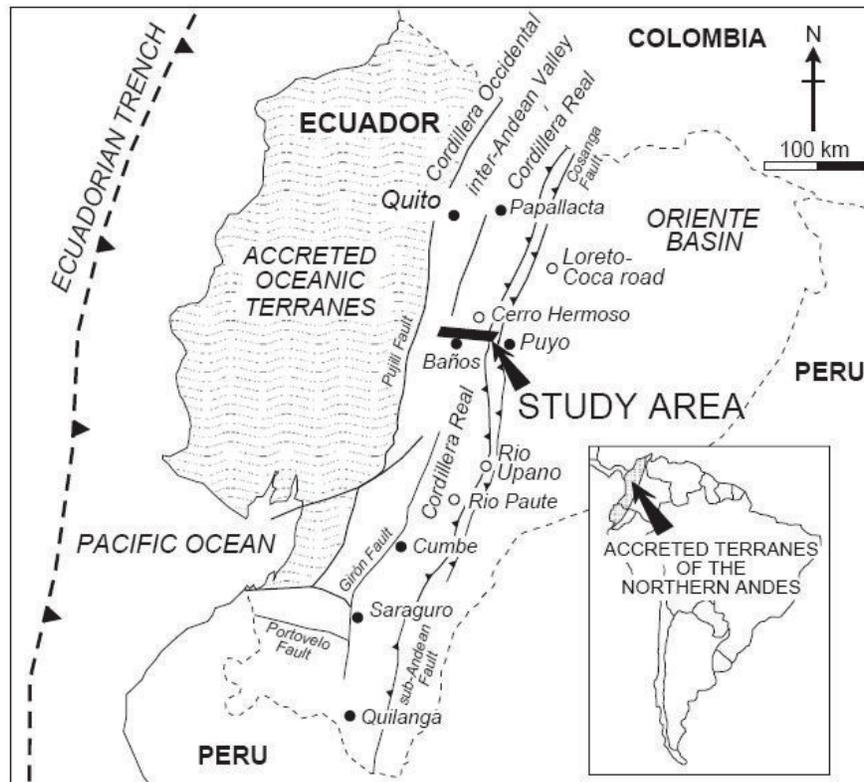


Figura 2.2. Esquema de las regiones morfodinámicas del Ecuador (Tomada de Pratt et al., 2005)

2.2.1. CORDILLERA REAL

La cordillera Real está constituida por cinco terrenos los cuales son divididos por diferentes fallas y suturas. Terreno Guamote (Jurásico superior) se encuentra en la parte más occidental de la cordillera Real, contiene a las formaciones Punin y Cebadas constituidas cuarcitas y filitas negras respectivamente.

El terreno Alao (Jurásico) limitado al Este por la falla de Peltetec y al Oeste por el Frente de Baños, presenta litologías como: ofiolitas, meta-turbiditas, meta-basaltos, meta-andesitas, cherts esquistos pelíticos y grafitosos. El terreno Alao está compuesto de las unidades El Pan, Alao-Paute, Maguazo, Peltetec (Litherland et al., 1994).

El terreno Loja, limitado por el Frente de Baños al Este y la falla de los Llanganates al Oeste corresponden a sedimentos continentales del Paleozoico y granito tipo "S" del triásico; este terreno está conformado por las unidades Monte

Olivo (anfíbolitas), Chiguinda (semipelitas, pizarras, gneiss), Agoyán (esquistos semipelíticos) y la unidad Tres Lagunas (granitos tipo “S”) (Litherland et al., 1994).

El terreno Salado (Jurásico), corresponde a rocas volcánicas máficas metamorfozadas, rocas verdes y metasedimentos de las unidades Upano, Cerro Hermoso, Cuyuja, y el batolito de Azafrán. Limitado por las fallas de los Llanganates al Oeste y Cosanga-Mendez al Este (Litherland et al., 1994).

Terreno Zamora o la zona Subandina (Jurásico), corresponde a rocas continentales de las unidades Piunzta, Chapiza, Misahuallí, Batolito de Zamora. Este terreno está limitado al Este por la falla de Cosanga-Méndez (Litherland et al., 1994).

2.2.2. CORDILLERA OCCIDENTAL

La Cordillera Occidental tiene como basamento un plateau oceánico, la formación Pallatanga, se cree que este plateau fue extruido de un punto caliente análogo de Galápagos hace 92-88 Ma (Luzieux et al. 2006; Vallejo et al., 2006; Spikings et al., 2001; Hoernle et al. 2002; Thompson et al., 2003). Sobre el basamento en la parte Oeste de la cordillera Occidental se encuentra el volcanismo de edades entre 85-75 Ma pertenecientes a las formaciones de La Portada, Natividad, Río Cala. Este volcanismo pudiera provenir de una subducción que buzaba hacia el Oeste. Las turbiditas de Mulante y Pilatón se generaron por erosión del volcanismo de Natividad y Río Cala. En la parte Oriental (margen continental) se encuentra la formación Yunguilla (Campaniano-Maastrichtiano) conformada por turbiditas de aporte continental producidas por el levantamiento de la Cordillera Real. La acreción de Pallatanga se da de 73-70 Ma deformando las turbiditas de Yunguilla. Después de la acreción se abandonó la subducción hacia el Oeste, generando un cambio en la subducción hacia el Este; esta subducción dio origen a los depósitos volcánicos del arco Silante (~65Ma), el cual presenta un cambio drástico de composición toleítica a calco-alcalina. El volcanismo de Macuchi (Paleoceno tardío- Eoceno tardío) es la continuación del arco Silante, esta formación corresponde a un volcanismo submarino de composición toleítico y calco-alcalino.

Al margen continental se depositaban las turbiditas del grupo Angamarca (Saquisilí, Unacota, El Laurel, Apagua, Rumi Cruz), estas turbiditas van desde el Paleoceno-Eoceno, en la parte oriental de la Cordillera Occidental. Finalmente el volcanismo de San Juan de Lachas (Oligoceno) es depositado al oeste de la Cordillera Occidental en el norte del Ecuador y el volcanismo de Saraguro (Oligoceno Tardío) al este de la Cordillera Occidental en el sur del Ecuador (Vallejo, 2007). El volcanismo de Saraguro pasa a formar parte del basamento de las cuencas intra-montañosas de Cuenca, Girón-Santa Isabel y Nabón (Hungerbühler et al., 2002).

2.2.3. VALLE INTERANDINO

Las cuencas intramontañosas del Sur del Ecuador están conformadas por las cuencas de Cuenca, Girón-Santa Isabel, Nabón, Loja, Vilcabamba-Malacatos y Gonzanamá-Catamayo. Estas cuencas presentan sedimentos marinos por la entrada del Océano Pacífico y son antiguas (~15 Ma). El basamento es de origen volcánico y las edades de los sedimentos marinos van entre Mioceno medio-tardío (15-9Ma), estos sedimentos representan la etapa marina; y la edad de los depósitos sedimentarios representando la etapa intramontañaosa va entre 9-6 Ma. El cierre de las cuencas se evidencia en depósitos de aluviales en el tope de las formaciones, producidos por el levantamiento de la cordillera Real en un periodo compresivo (Hungerbuhler et al., 2002).

Entre la Cordillera Real y la Cordillera Occidental se encuentra la depresión interandina conformada por cuatro cuencas intramontañosas del Norte del Ecuador hasta la Ciudad de Alausí. Estas cuencas son: Cuenca del Chota, Quito-San Antonio- Guayllabamba, Ambato-Latacunga, Alausí-Riobamba. Se cree que las cuencas intramontañosas del norte tienen un origen “full ramp” (Figura 2.3), donde los sedimentos que rellenan las cuencas son de aporte de las dos cordilleras y la sedimentación está controlada por el movimiento de fallas inversas que levantan las cordilleras. La edad de estas cuencas es menor 4.8 Ma y la deposición de los sedimentos empezó en el Norte, indicando que la Cuenca del Chota es la más antigua (Winkler et al., 2005).

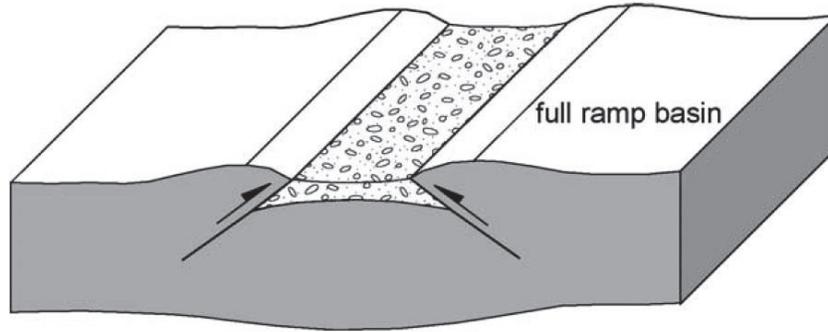


Figura 2.3. Modelo de "Full Ramp" para la evolución de las cuencas intramontañosas del Norte del País-Alausí (Tomada de Winkler et al., 2005).

2.3. VOLCÁN TUNGURAHUA

El volcán Tungurahua (Lat. 01°28' S; Long.78°27' W) está localizado en la cordillera Real a 120 km de la ciudad de Quito. El basamento del volcán Tungurahua está construido por rocas metamórficas de los terrenos Guamote y Alao, pertenecientes a la Cordillera Real (Figura 2.4).

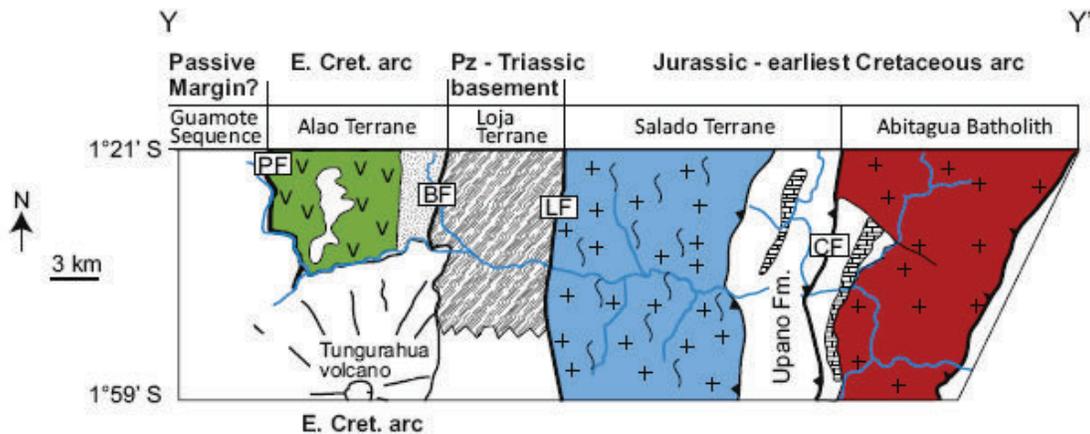


Figura 2.4. Mapa geológico del Corredor Baños-Puyo, con la localización del Volcán Tungurahua y su Basamento (Tomado de (Spikings et al. 2014).

El volcán Tungurahua está compuesto de tres edificios, en donde los edificios I y II colapsaron a 30.000 y 3000 años BP. El volcán actual (Tungurahua III) está construido sobre el Tungurahua I y II (Hall et al., 1999).

2.3.1. TUNGURAHUA I (CONO VIEJO)

Los remanentes del Tungurahua I se encuentran al sur de Baños y al Norte de los flancos del volcán, esta unidad consiste de 400m de espesor de series de flujos de lava andesíticas y andesita-basálticas (55.0–58.6 wt. % SiO₂) con intercalaciones de trefra. Los flujos de lava contienen dos piroxenos y menor cantidad de olivino (Hall et al., 1999).

Actualmente se encuentre representado por las grandes superficies inclinadas en el flanco norte (Runtun y Pondoá), y las lavas de los flancos sur y oriente, del volcán. En base a dos dataciones (Barbieri et al., 1988) se estimó que el edificio fue construido por la acumulación de productos volcánicos de erupciones ocurridas entre 770 000 y 350 000 años antes del presente. El final de este edificio estuvo caracterizada por un volcanismo dacítico, originando los flujos de lava dacíticos de Runtun y Minsas. Finalmente el Tungurahua I sufrió un gran deslizamiento hace 30.000 años antes del presente, este deslizamiento fue acompañado de una gran erupción, la cual destruyó parcialmente el edificio volcánico. La avalancha de escombros rellenó el valle del río Chambo, formando terrazas donde se encuentran los pueblos de Penipe, San José de Chazo, La Providencia, Guanando, Pillate y Cotaló (Le Pennec et al., 2005).

2.3.2. TUNGURAHUA II (CONO INTERMEDIO)

Después del colapso del Tungurahua I, el Tungurahua II fue reconstruido por una serie de flujos de lava andesíticas con alto contenido de sílice (57,7 – 60,7 wt.% SiO₂). Estos flujos de lava están conservados únicamente en la parte superior del flanco sur del volcán. En base a dataciones radiométricas y evidencias geomorfológicas, el colapso del Tungurahua II se dio entre 3 000 y 3 100 años BP (Le Pennec et al., 2005; Hall et al., 1999).

2.3.3. TUNGURAHUA III (CONO ACTUAL)

Según Hall et al. 1999 en los últimos 2300 años el crecimiento del volcán ha sido caracterizado por una continua actividad, la cual ha generado flujos de lava, flujos piroclásticos, y flujos de escombros; depositados en el flanco Occidental del volcán.

2.3.3.1. Tungurahua III-1

Según Hall et al, 1999 el Tungurahua III-1 se divide en tres etapas:

1. Una etapa inicial es caracterizada por un volcanismo efusivo donde el volcán se reconstruye, esta etapa corresponde a flujos de lava de 140m de espesor localizados en las Juntas y el Rio Chambo en la parte Occidental del Volcán.
2. Esta etapa es caracterizada por una actividad explosiva, generando flujos piroclásticos en las quebradas La Pirámide y Motilones; y caídas piroclásticas de composición andesítica.
3. Etapa efusiva donde los flujos de lava descendieron al N y NW del volcán en el sector de Juive Chico y Vazcún.

2.3.3.2. Tungurahua III-2

El Tungurahua III-2 corresponde a depósitos de flujos piroclásticos con edades menores a 1200 años BP:

- 1773: caracterizada por caídas de ceniza de composición andesítica, caídas de lapilli dacíticas, flujos de lava con volúmenes del orden de cientos de millones de metros cúbicos que descendió por las Juntas y Juive Grande.
- 1886: esta erupción produjo flujos piroclásticos del tipo “Escorias y Ceniza”, que contienen bombas con bandas de composición andesítica y dacítica. El flujo de lava emitido tenía un porcentaje de Silice de 61.3 wt.%, similar al de los flujos piroclásticos.
- 1916-1918: en esta erupción se produjo un sinnúmero de flujos piroclásticos que descendieron por el flanco Nor-Occidental del volcán, en las Juntas y Vazcún. En este episodio no se produjeron flujos de lava, esta fue confinada en el cráter.

3. TEORÍAS DE FORMACIÓN, TRANSPORTE, SEDIMENTACIÓN DE LAS CORRIENTES DE DENSIDAD PIROCLÁSTICAS

3.1. DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS

Según Cas y Wright (1988): Los depósitos piroclásticos se forman directamente de la fragmentación de magma y roca por la actividad volcánica explosiva. Las cuales se dividen de acuerdo a su modo de transporte y deposición:

- Caídas Piroclásticas (Pyroclastic fall)
- Flujos Piroclásticos (Pyroclastic Flow)
- Oleadas Piroclásticas (Surge)

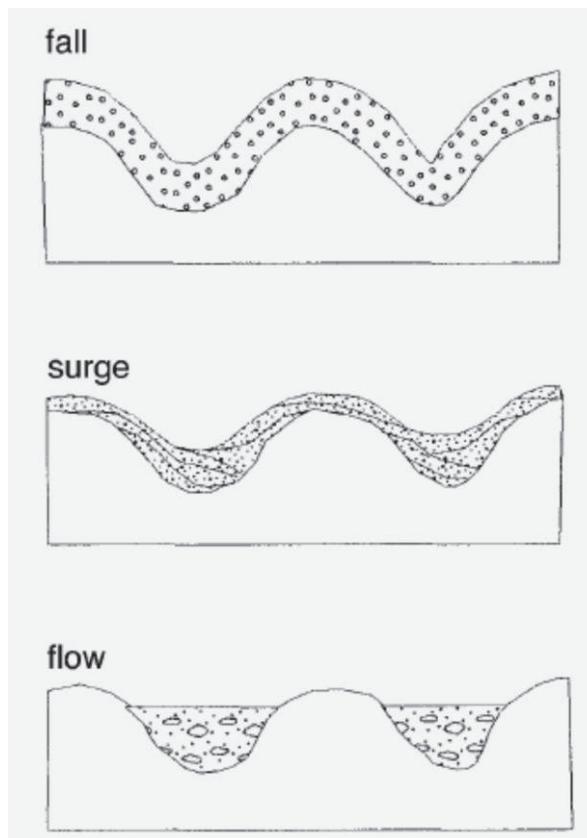


Figura 3.1. Relación de geometría de los tres tipos de depósitos piroclásticos, tomando como referencia la topografía (Wilson and Houghton, 2000).

3.1.1. CAÍDAS PIROCLÁSTICAS (Figura 3.1)

Un depósito de caída se forma a partir del material expulsado del viento del volcán, produciendo una columna de erupción con tefra y gas, los cuales suben en la atmosfera hasta varios km de altura.

La geometría y tamaño del depósito refleja la altura que tuvo la columna eruptiva, velocidad y dirección de los vientos atmosféricos. Estos depósitos tienen mejor sorteo que las CDP, debido al transporte por el viento. También pueden presentar estratificación o laminación, pero nunca estratificación cruzada (Cas and Wright, 1988).

3.1.1.1. Columnas Eruptivas

Las columnas eruptivas producidas por las erupciones explosivas toman diferentes formas en función de la intensidad de la erupción, en donde la altura de la columna y la velocidad del viento atmosférico, controlan la dispersión de los piroclastos.

La altura de la pluma está controlada por: el radio del viento, la velocidad de salida del gas, el gas contenido en las partículas piroclásticas, y la conversión de la energía termal durante la interacción con el aire frío de la atmosfera.

En erupciones explosivas intensas la energía termal es mayor a la energía cinética inicial liberada por la descompresión y expansión de la fase de gas. La columna de erupción se divide en tres partes (Figura 3.2):

- **Fase de Jet (empuje de gases):** en esta zona los materiales que expulsados son de mayor densidad al aire de la atmosfera, estos suben gracias a la cantidad de momentum ganado por la exsolución de gases (Cas and Wright, 1988).
- **Zona de convección:** en esta zona el material es elevado por el contraste de densidad efectiva la columna eruptiva con la atmosfera. El límite de la zona de convección es una zona de flotabilidad neutra "*H_b*", donde la densidad efectiva de la columna es igual a la densidad del aire (Cas and Wright, 1988).

- **Zona de paraguas:** está comprendida entre “ H_b ” y “ H_t ” (zona de máximo empuje); en esta zona las partículas aún tienen una energía cinética residual que las transporta horizontalmente y además están sometidas a la dirección del viento. (Cas and Wright, 1988).

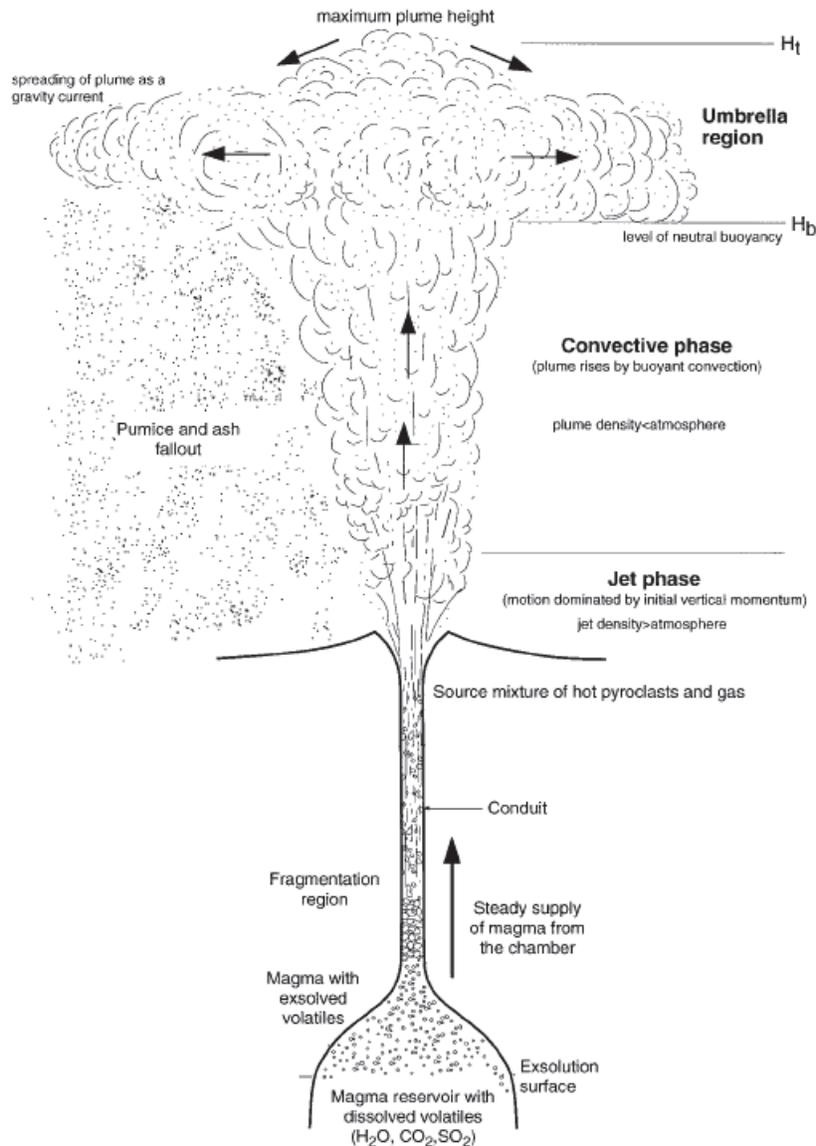


Figura 3.2. Esquema de la formación de columnas eruptivas (Carey and Bursik, 2000).

Dependiendo del tipo de erupción las columnas pueden variar su altura y la distancia de dispersión de la ceniza.

3.1.2. DEPOSITOS DE CORRIENTES DE DENSIDAD

Una CDP es una mezcla caliente (300-800°C) de gases, piroclastos y otros fragmentos de roca, que descienden por los flancos del volcán controladas por la gravedad, relleno de depresiones topográficas, desplazándose a grandes velocidades (>75 Km/h).

3.1.2.1. Flujos piroclásticos (Figura 3.1)

Los flujos piroclásticos son pobremente sorteados, tienen alta concentración de partículas, suelen estar parcialmente fluidizados, viajan a velocidades de hasta decenas de metros por segundo, pueden ser o no flujos turbulentos (Houghton and Wilson, 2000).

3.1.2.1.1. PARTICULARIDADES CARACTERÍSTICAS DE LAS CORRIENTES DE DENSIDAD PIROCLÁSTICAS

Los depósitos de flujos piroclásticos están compuestos por algunas unidades de flujo. Sparks et al. (1973) propusieron que las CDP están compuestas por tres capas: la capa uno es la capa que se encuentra más abajo y corresponde a la base del PF, la capa dos corresponde al cuerpo de flujo piroclástico y la capa tres corresponde a la Oleada de nubes de ceniza (*ash cloud surge*) que cubre el flujo piroclástico. En esta sección se va hablar de la capa dos en donde se puede distinguir:

Espesor

El espesor de las CDP puede variar entre <0.1m hasta >100m relleno de depresiones topográficas (Cas and Wright, 1988).

Capa basal de flujo piroclástico

La capa basal corresponde al contacto entre el flujo piroclástico y el suelo. La capa basal es de grano fino y a menudo presenta gradación inversa en los componentes de pómez y los componentes líticos (densos). Esto puede generar en ocasiones que la base del flujo piroclástico tenga una estratificación muy débil alineada a la superficie del suelo. Esta gradación inversa es difícil apreciar en los

flujos de escorias y flujos de bloques y cenizas, siendo más fácil observar en las ignimbritas (Cas and Wright, 1988).

Gradación vertical

La gradación va a variar dependiendo de la densidad de la matriz. Una gradación inversa se da cuando los clastos contenidos en la matriz son menos densos. Esta gradación inversa se produce cuando la matriz no tuvo mucha expansión en el transporte, por lo su densidad de la matriz sería mayor a la de los clastos.

La expansión de la matriz se da por la entrada de aire en el frente del flujo piroclástico (Figura 3.6), el cual se expande por las temperaturas altas; haciendo que la densidad de la matriz disminuya y los clastos contenidos en ella tendrían una mayor densidad generando una gradación normal (Cas and Wright, 1988).

Gradación Lateral

Las corrientes de densidad piroclásticas podrían ser divididas lateralmente en cuerpo (parte central) y la parte lateral levée. La parte central contiene desde bloques de material vesiculado a denso con alto contenido de ceniza. Y la parte lateral contiene la en su mayoría bloques vesiculados y densos sin ceniza (Figura 3.3).

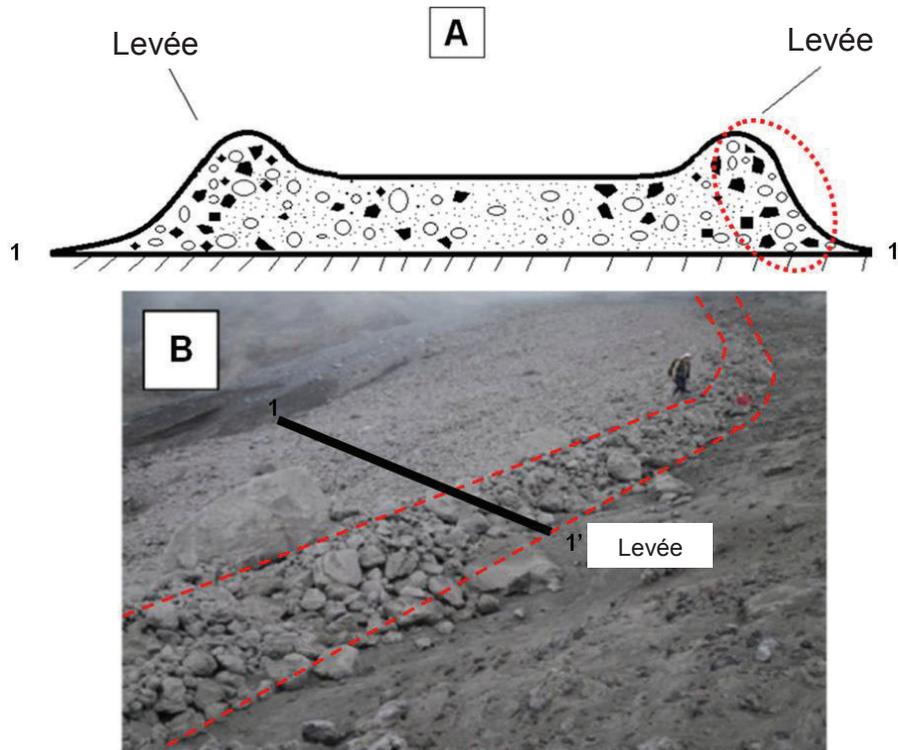


Figura 3.3. A) Corte transversal de un flujo piroclástico. B) Flujo piroclástico en el sector de Juive grande. Nótese el levée entre línea punteada o parte lateral de un flujo piroclástico (Tomada de Hall et al., 2015)

Gradación longitudinal

La gradación longitudinal depende del tamaño y la densidad de los clastos y de la densidad o viscosidad de la matriz (Figura 3.4). Siendo los líticos más densos y de mayor tamaño los que recorren menor distancia que los más vesiculados y más pequeños (Cas and Wright, 1988).

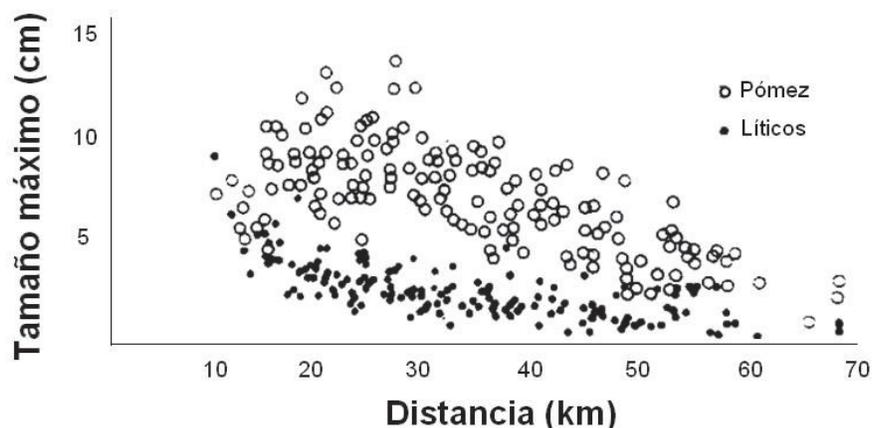


Figura 3.4. Variación lateral del promedio del máximo tamaño de clasto en el flujo piroclástico de Ito, Japón (Yokohama 1974) (Tomada de Cas and Wright, 1988).

Movilidad

Los flujos piroclásticos son expulsados desde el cráter, dirigidos por la gravedad y canalizados en las quebradas del volcán buscando áreas topográficas bajas. (Nakada, 2000).

Algunos flujos piroclásticos pueden llegar hasta 100 km de distancia desde la fuente. La distancia recorrida depende del volumen y caudal de los materiales expulsados, de la altura de donde el flujo piroclástico descendió o colapsó y del grado de fluidización en el momento del transporte.

La relación de H (altura desde la cual el flujo piroclástico cae) sobre L (distancia de recorrido del flujo piroclástico) es pequeña 0.2-0.29 para flujos piroclásticos de gran tamaño y un valor entre 0.33-0.39 para flujos piroclásticos pequeños como los flujos de bloques y cenizas (Nakada, 2000).

Con la relación V_h (altura vertical descendida por el flujo) y H_h (distancia horizontal que recorrió el flujo piroclástico) se puede apreciar las diferencias entre flujos piroclásticos, avalanchas de escombros, flujos de lodo e ignimbritas (Figura 3.5) (Cas and Wright, 1988).

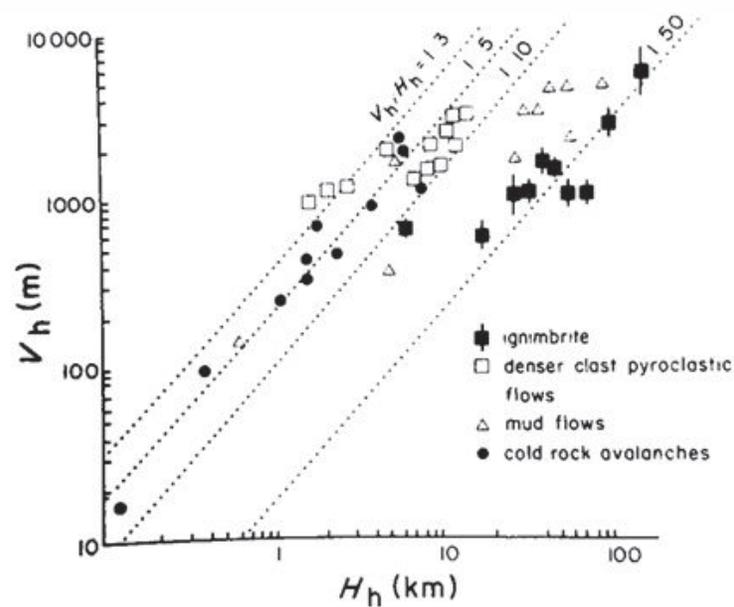


Figura 3.5. Relación V_h (altura vertical descendida por el flujo) y H_h (distancia horizontal que recorrió el flujo piroclástico) (Tomada de Cas and Wright, 1988).

Velocidad

Las CDP generalmente viajan a velocidades mayores a 10 m/s y en algunas ocasiones llegan a 100m/s. Por ejemplo la erupción de 1980 del Monte St. Helens tuvo una explosión lateral la cual viajó a 150 m/s y una velocidad interna de 235 m/s. Los flujos piroclásticos de 1986 tuvieron una máxima velocidad de 30 m/s (Nakada, 2000).

Temperatura

La temperatura de las CDP puede ser estimada directamente en la madera carbonizada encontrada en los depósitos.

En 1902 los flujos piroclásticos de Mt. Peleé fundieron vidrio encontrado en sus depósitos y monedas de oro no fundidas lo cual sugiere una temperatura entre 100-1100 °C. En Monserrat se hicieron mediciones directas las cuales fueron de 99-250 °C. En el volcán Unzen (1992) se midieron temperaturas sobre los 660 °C y la temperatura del Oleada Piroclástica fue mayor a 350°C (Nakada, 2000).

Fluidización

La movilidad y el momentum de las CDP son atribuidos en primera instancia al momentum adquirido durante el colapso de una gran columna eruptiva o el colapso de un domo. También es atribuido a las altas velocidades de salida del material, durante la erupción (Cas and Wright, 1988).

Según Wilson y Walker (1982) una CDP al momento del movilizarse está dividido en cabeza, cuerpo y cola (Figura 3.6). Estas partes de los Flujos piroclásticos tienen diferentes estados de fluidización. Siendo la cabeza la parte más fluidizada, el cuerpo es donde se produce la segregación de sólidos y la cola es la parte más lenta del sistema.

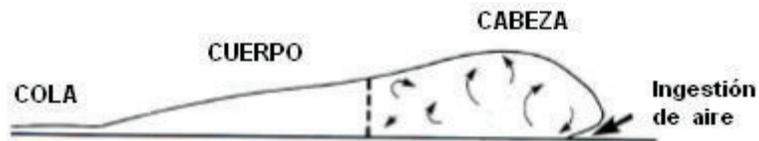


Figura 3.6. Esquema de un flujo piroclástico en movimiento con su división en cabeza, cuerpo y cola (Modificada de Cas and Wright, 1988).

Cabeza de las Corrientes de densidad piroclásticas (CDP) es la parte más fluidizada del toda la CDP en donde grandes cantidades de aire pueden ingresar al sistema. El aire que entra al sistema se expande rápidamente debido al cambio de temperatura provocando una fuerte fluidización así como grados de turbulencia variable en la cabeza del PF (Cas and Wright, 1988).

La efectividad del ascenso del gas dentro de la cabeza puede ser mejorada con la presencia de partículas finas que contribuyen el intercambio de momentum entre los sólidos y el gas del sistema (Gravina et al., 2004).

3.1.2.1.2. Origen los flujos piroclásticos

El siguiente texto fue tomado de Cas and Wright 1988:

COLAPSO DE DOMO:

Este mecanismo típicamente opera en pendientes inclinadas de estratovolcanes andesíticos, pero también ocurre durante extrusiones de domos de lava con alto contenido de sílice. Los flujos son generados cuando un inestable y creciente domo de lava o flujo de lava colapsa desde la cumbre o de los flancos altos de un volcán (Cas and Wright ,1988).

El colapso puede ser simplemente gravitacional (Figura 3.7-a), o la liberación de presión en el domo y el agua que se encuentra en el suelo pueden causar una gran explosión haciendo que este colapso (Figura 3.7-b).

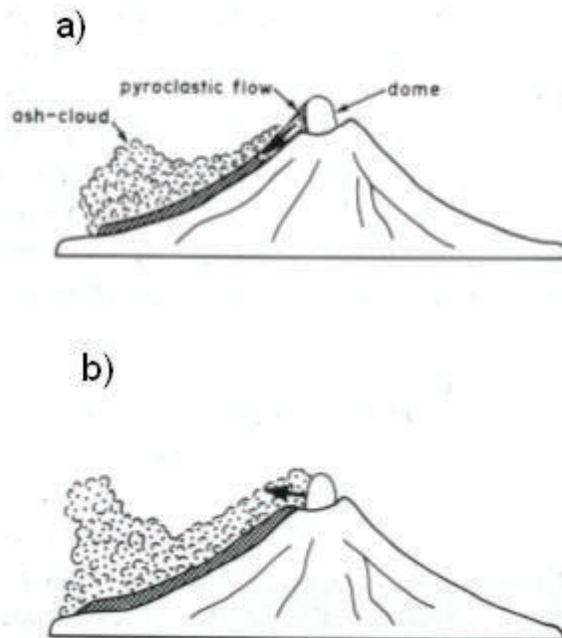


Figura 3.7. a) Colapso gravitacional de un domo. b) Colapso explosivo de un domo de lava (Tomada de Cas and Wright, 1988).

El colapso de domo o flujo de lava que es explosivo y generado por el contacto entre agua del suelo con el material juvenil, pueden llevar fragmentos no juveniles (Sheridan, 1980).

Este tipo de flujos generado por este mecanismo es conocido como flujos de bloque y ceniza, pero otros términos son utilizados también como avalanchas calientes (hot avalanche deposits) (Cas and Wright, 1988).

Ejemplos de colapsos explosivos de flujos de lava o domos de lava son las erupciones de: Merapi (Indonesia 1942-1943), Hibok-Hibok (Filipinas 1951), Mt. Laminton (Papua, Nueva Guinea 1951, y Santiago (Guatemala 1973).

Ejemplos históricos de grandes colapsos de domos gravitacionales son las erupciones de: Merapi (1930) y Santiaguito en 1967; y la erupción del 1980 del Mt St. Helens debería ser considerada como un colapso de domo explosivo. (Cas and Wright, 1988).

EXPLOSIÓN LATERAL O DIRIGIDA (LATERAL BLAST)

Una explosión lateral o dirigida se genera por la sobrepresión acumulada en el volcán por el taponamiento del conducto producida por un domo o criptodomo. Esta acumulación de presión es liberada por los flancos del volcán generando una explosión lateral o dirigida, la cual puede llegar a distancias >10km de recorrido (Figura 3.8).

La erupción del tipo Peleana, conocida por el Monte Pelée, en Martinica y su erupción de 1902, que destruyó su capital, San Pedro. Donde un domo de lava acumulo presión en el conducto y generó una gran explosión lateral.

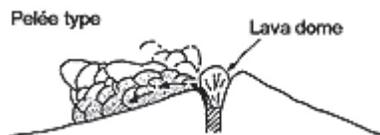


Figura 3.8. Diagrama de una explosión lateral (Tipo Peleana) (Tomada de Macdonald, 1972).

La explosiva erupción del Mt St. Helens, fue iniciado por un deslizamiento gigante, desencadenada por un terremoto, liberó la presión confinado en el domo dacítico ascendiente (criptodomo), el cual fue intruido en el flanco norte del volcán (Figura 3.9).

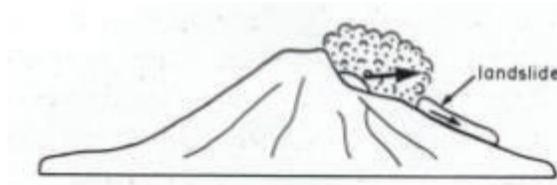


Figura 3.9. Avalancha seguida por un colapso explosivo de un criptodomo (Tomada de Cas and Wright, 1988).

COLAPSO DE LA COLUMNA ERUPTIVA:

En este caso, la densidad de la columna vertical de piroclastos es mayor que la de la atmosfera, produciéndose un colapso gravitacional y la generación flujos piroclásticos (Figura 3.10-a). Existen pequeños colapsos que pueden ser producidos durante en una pequeña explosión que eyectan piroclastos densos a cientos de metros sobre el nivel del cráter, los cuales caen de nuevo, interrumpiendo la columna eruptiva y produciendo flujos piroclásticos (Cas and Wright,1988).

El colapso de las columnas eruptivas también es producido por corrientes de gas que interrumpen el ascenso vertical del material en la columna eruptiva. (Figura 3.10-b). Estos procesos están relacionados a erupciones vulcanianas (Cas and Wright, 1988).

Erupciones históricas como la de: Mt Lamington (1951), Mayon (Filipinas, 1968), Fuego (1974), y Ngauruhoe (1975) son un ejemplo de este tipo de mecanismo. Todos estos produjeron flujos de escoria y ceniza. Estos tipos de flujos piroclásticos han sido llamados nubes ardientes y avalanchas piroclásticas. (Cas and Wright, 1988)

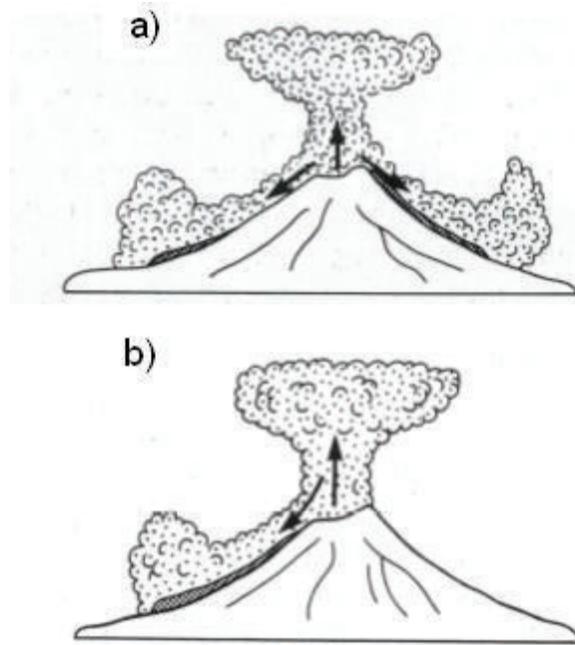


Figura 3.10. a) Explosiones discretas que interrumpen la columna eruptiva produciendo un colapso de la misma. b) Continuo flujo de gas, interrumpen la columna eruptiva produciendo un colapso de columna (Tomada de Cas and Wright, 1988).

El desbordamiento (Boiling over) es otro tipo de mecanismo sugerido por la formación de los flujos piroclásticos en el volcán Cotopaxi (Ecuador, 1877), T. Wolf (1878) (Figura 3.11). Este mecanismo sugiere que los flujos piroclásticos son originados directamente fuera del cono y formados sin un colapso de la columna eruptiva y colapsando directamente del cono, derramándose o fluyendo por los flancos del volcán (Cas and Wright, 1988).

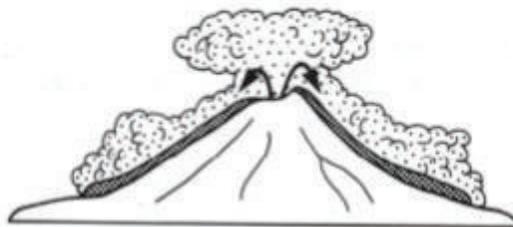


Figura 3.11. Colapso instantáneo del domo. (Tomada de Cas and Wright, 1988).

Los flujos de bloque y ceniza también pueden ser generados por el colapso de una columna eruptiva proveniente de la erupción vertical de un domo de lava (Figura 3.12) (Cas and Wright, 1988).

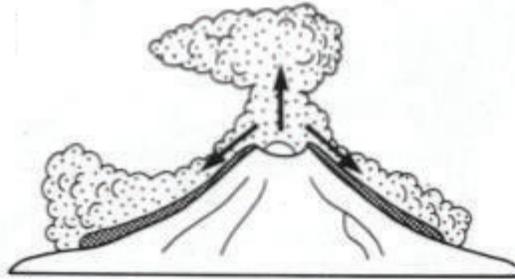


Figura 3.12. Explosión vertical de una erupción de domo, con un posterior colapso de la columna eruptiva (Tomada de Cas and Wright, 1988)

COLAPSO DE COLUMNA ERUPTIVA PLINIANA

Los depósitos piroclásticos de pómez son llamados ignimbritas y estos pueden tener volúmenes muy grandes ($>1000 \text{ km}^3$). Algunos ejemplos de estos en donde el volumen fue pequeño: Katmai (Alaska, 1912), Komagatake (Japón, 1929). Dos importantes flujos ignimbríticos fueron formados en este siglo, Krakatau (Oeste de Java, 1883), y Tambora (Indonesia, 1815) (Cas and Wright, 1988) .

Pequeños volúmenes de pómez, como flujo de escoria, son quizás en muchos de los casos generados por una interrupción y un colapso de la columna eruptiva. El colapso continuo de una columna eruptiva en una erupción Pliniana, da origen a estas ignimbritas, que pueden cubrir muchos kilómetros en área (Figura 3.13) (Cas and Wright, 1988).

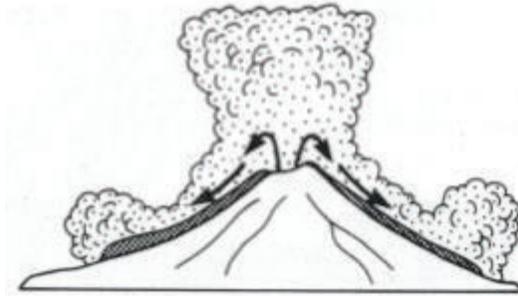


Figura 3.13. Continuo colapso de la columna eruptiva (Tomada de Cas and Wright, 1988).

Los depósitos de flujos de pómez o ignimbritas se forman durante erupciones que tienen un caudal de salida de material muy alto y constante ($400-600 \text{ m}^3/\text{s}$) (Figura 3.14).

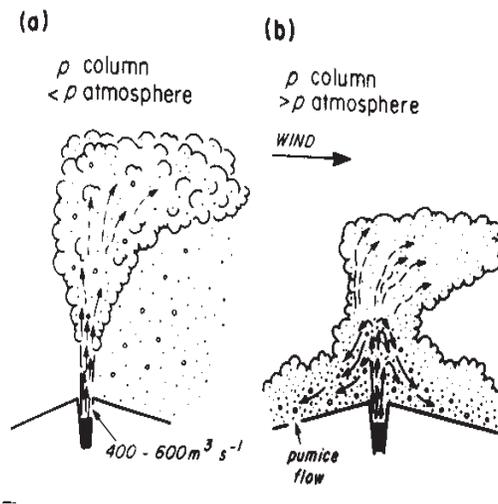


Figura 3.14. Modelo de la erupción ignimbrítica. a) Erupción Pliniana y b) formación de la ignimbrita (Tomada de Cas and Wright, 1988).

3.1.2.1.3. Tipos de flujos piroclásticos:

Según Cas y Wright 1988 los Flujos piroclásticos se clasifican en:

- Flujos de bloques y cenizas
- Flujos de escorias
- Flujo de pómez o ignimbrita

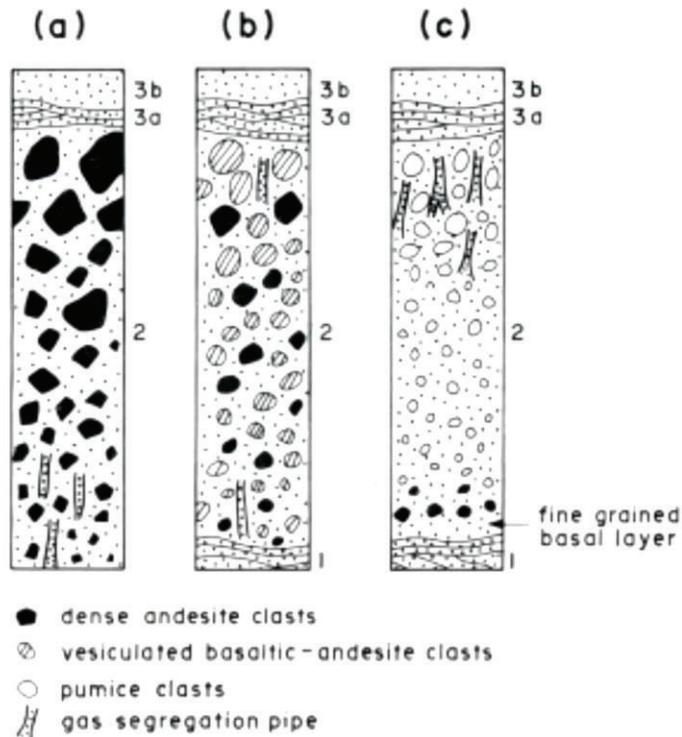


Figura 3.15: Sección idealizada de los tres principales tipos de flujos piroclásticos. a) Depósito de Flujos de bloques y ceniza, b) Depósito de flujo de escoria, c) flujo de pómez o depósito de ignimbrita (Tomada de Cas and Wright, 1988).

DEPÓSITOS DE FLUJOS DE BLOQUES Y CENIZA (BLOCK AND ASH FLOWS, BAF, Figura 3.15-a, Figura 3.16)

Los depósitos de Flujos de bloques y cenizas tienen las siguientes características:

1. Los componentes de este tipo de flujos son generalmente poco o nada vesiculados, pueden medir hasta más de 5m de diámetro, en ocasiones llegando a decenas de metros (Figura 3.16). Todos los clastos juveniles deben ser del mismo tipo de magma (monolíticos).
2. Pueden presentar segregación de gas en forma de tubería y madera carbonizada en los depósitos.
3. Los depósitos de los flujos de bloques y ceniza tienen pequeños volúmenes <math><1\text{km}^3</math>.

4. Los flujos de bloques y ceniza pueden recorrer más de 10km y alcanzar velocidades de 100km/h, acompañado de una oleada piroclástica (ash cloud surge), la cual puede quemar la vegetación aledaña a las quebradas.
5. Estos depósitos difieren de las Ignimbritas por contener poca cantidad de ceniza extremadamente fina ($<64 \mu\text{m}$), por lo general 5 wt.%. Los depósitos de flujos de bloques y ceniza tienen espesores típicos entre 1-10 m (Freundt et al., 2000).



Figura 3.16. Depósito de “bloques y ceniza” con una potencia de 52m. Localización canteras del Complejo Volcánico Pululahua (CVP). Fotografía de un depósito del “bloques y ceniza” del CVP, nótese la capa intermedia de color rosado corresponde a un flujo ignimbrítico (Tomada de Vásquez F., 2015).

DEPÓSITOS DE FLUJOS DE ESCORIAS (Figura 3.15-b, Figura 3.17)

Los depósitos de flujos de escorias presentan las siguientes características:

1. La composición del material juvenil varía entre andesítica y basáltica generalmente, el tamaño de las partículas es muy variado desde ceniza fina hasta clastos vesiculados mayores a 1 m de diámetro.
2. Presentan gradación inversa en los bloques de mayor tamaño, y los de tamaño más fino se encuentran en el fondo del depósito.
3. Se puede encontrar segregaciones de gas en forma de tubería y madera carbonizada (Cas and Wright, 1988).



Figura 3.17. Depósitos de flujo de escorias del volcán Tungurahua, Q. Achupashal, Año de Erupción 2013 (Fotografía: B. Bernard, IG-EPN).

DEPÓSITOS DE FLUJOS DE PÓMEZ O IGNIMBRITAS (Figura 3.15-c, Figura 3.18)

Estos flujos de pómez pueden viajar decenas de kilómetros de distancias, son altamente móviles y pueden saltar barreras topográficas. Por ejemplo el flujo piroclástico de Ito (Yokohama, 1974) supero una barrera de 600 m de alto y recorrió 60 km desde la fuente de emisión (Cas and Wright, 1988).

Los depósitos de ignimbritas tienen las siguientes características:

1. Los depósitos masivos contienen una variada cantidad de ceniza, rodeada de lapilli de pómez y bloques que ocasionalmente llegan a 1m de diámetro.
2. Algunas partes del depósito pueden estar soldadas presentando un color rosa,

3. La presencia de madera carbonizada y una magnetización remanente son las guías para distinguir de las Ignimbritas no soldadas con los flujos de de lodo con pómez.
4. Los depósitos de grano grueso y de volumen menor rellenan los valles, mientras que los depósitos de volumen grande pueden formar capas que entierran niveles topográficos de mayor altura.
5. Además las Ignimbritas pueden contener segregaciones de gas en forma de tubería (Cas and Wright, 1988).



Figura 3.18. Izquierda: Deposito de ignimbrita del CVP con materia orgánica carbonizada. Derecha: Afloramiento de ignimbrita localizada en el río Monjas (Tomadas de Vásconez F., 2015).

3.1.3. OLEADAS PIROCLÁSTICAS (Figura 3.1)

Son depósitos más diluidos, turbulentos, tienen baja concentración de partículas y pueden presentar estratificación cruzada unidireccional a diferencia de los flujos piroclásticos (Cas and Wright, 1988). Las oleadas piroclásticas pueden ser formadas en erupciones freáticas-freatomagmáticas y asociadas al transporte y deposición de flujos piroclásticos (McPhie et al., 1993).



Figura 3.19. Depósito de una oleada piroclástica originada en la erupción del volcán Tungurahua en 2006 (Localización Q. Palmarcu, Fotografía: J. García IG-EPN).

3.1.3.1. Oleada Piroclástica relacionadas a erupciones freáticas y freatomagmáticas:

En este tipo de erupciones generan las oleadas piroclásticas de base, que ocurren cuando hay una erupción explosiva producida por el contacto entre el magma (o el calor del magma) y un reservorio de agua (nivel freático, sistema hidrotermal, lago o mar) (McPhie et al., 1993). Las oleadas piroclásticas de base están relacionadas a cráteres volcánicos pequeños, llamados maars, tuff ring o tuff cones; estos edificios volcánicos son de afinidad basáltica en su mayoría (Cas y Wright, 1988).

3.1.3.1.1. Oleada Piroclástica de Base (Base Surge)

Los depósitos de este tipo pueden acumularse hasta tener espesores >100 m cerca del cráter. Internamente los depósitos presentan una sola dirección de deposición (Figura 3.20). Las Oleadas Piroclásticas de base presentan diferentes estructuras de *bedforms* (formas de lecho) y *climbing dune-forms* (formas de duna progradas). También presentan estratificación, laminación, algunas veces los depósitos masivos contienen fragmentos juveniles, líticos, ceniza, cristales, y accidentados.

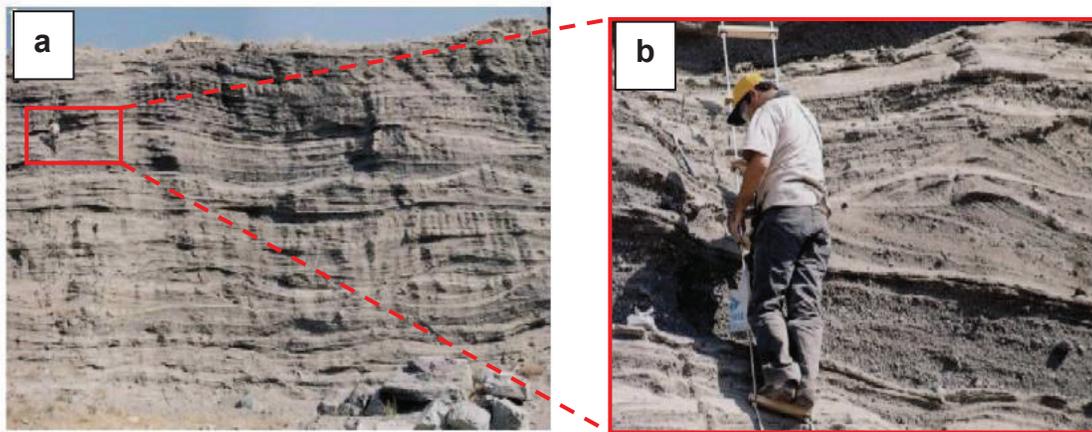


Figura 3.20. Oleada Piroclástica de Base del volcán Cora Maar (Anatolia central, Turquía), 40m espesor (Tomada de Gençaliöglu-Kuşcu et al., 2007).

Cuando una *Oleada Piroclástica* está asociada a la base de los flujos piroclásticos, adquiere el nombre de Oleada Piroclástica de superficie (*Ground Surge*), si son asociados a las partes superiores de los flujos piroclásticos adquieren el nombre de Oleada Piroclástica de nubes de cenizas (“Ash Cloud Surge”) (Cas and Wright, 1988). La mayor parte de este tipo de Oleadas Piroclásticas están asociadas a flujos piroclásticos dacíticos y riolíticos; como flujos de bloques y ceniza, y flujos piroclásticos de pómez (ignimbritas) (McPhie et al., 2013). Sin embargo en la erupción del volcán Tungurahua del 16 Agosto de 2006 los flujos piroclásticos de composición andesítica dieron origen a una nube de cenizas que fueron depositados a los lados de los flujos piroclásticos de 2006 (Figura 3.19).

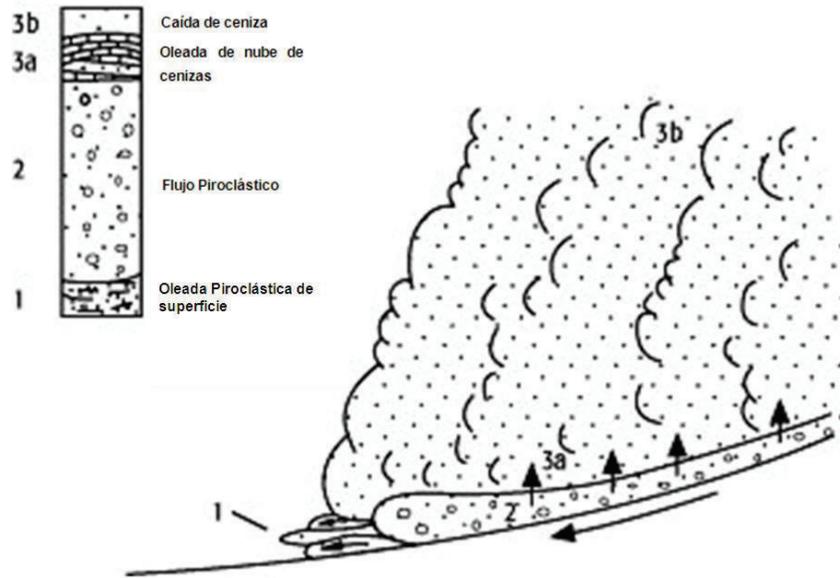


Figura 3.21. Diagrama de la formación de un flujo piroclástico y las oleadas piroclásticas relacionadas a este (Tomada de Cas and Wright, 1988).

3.1.3.1.2. Oleada Piroclástica de superficie (Ground surge)

Son depósitos que presentan estratificación y tamaños menores a un 1 m de espesor, y son encontrados generalmente en la base de los flujos piroclásticos (Figura 3.21-1).

3.1.3.1.3. Depósitos de Oleada de nube de cenizas (Ash cloud surge deposits)

Son depósitos que presentan estratificación, tienen espesores menores a 1 m, son equivalentes en los lados y en la parte superior de los flujos piroclásticos (Figura 3.21-3).

4. METODOLOGÍA

4.1. RECOLECCIÓN DE MUESTRAS

La recolección de muestras se realizó en las quebradas aledañas al volcán, donde se tomó muestras entre 5-15 kg de la base, parte media y techo de los depósitos de CDP (Figura 4.1), para cada una de las diferentes erupciones, variando la distancia horizontal entre cada muestra. En la recolección se tamizó cada una de las muestras, tomando en cuenta los componentes < 64 mm de diámetro. Estas muestras serán utilizadas para posteriores ensayos de laboratorio.

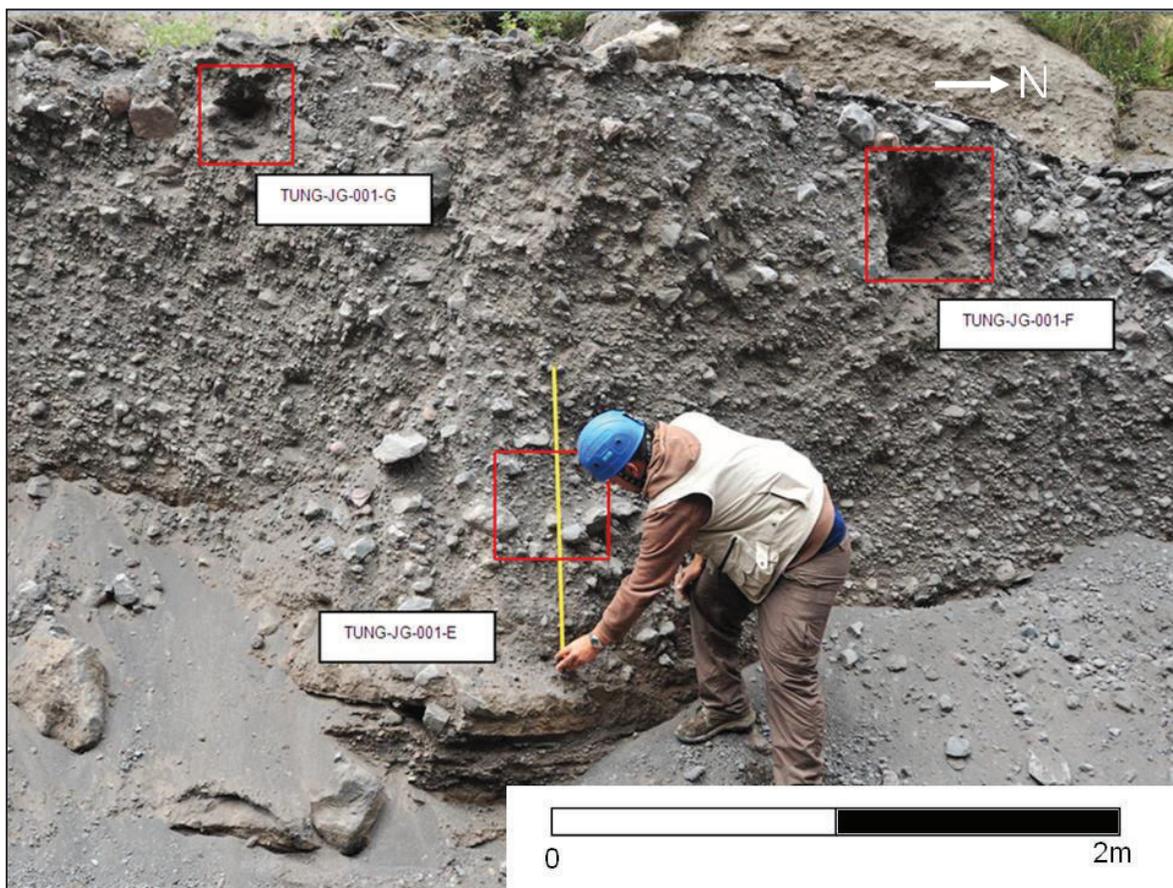


Figura 4.1. Toma de la muestra TUNG-JG-001, en la quebrada Palma Urco (782807, 9843722, PSAD 56, ZONA 17 M), fecha de la erupción: Febrero 2014 (Fotografía tomada por B. Bernard).

Para cada una de las muestras se realizó diferentes ensayos. La Figura 4.2 presenta un mapa de ubicación de las muestras con los ensayos que se realizaron (Figura 4.2).

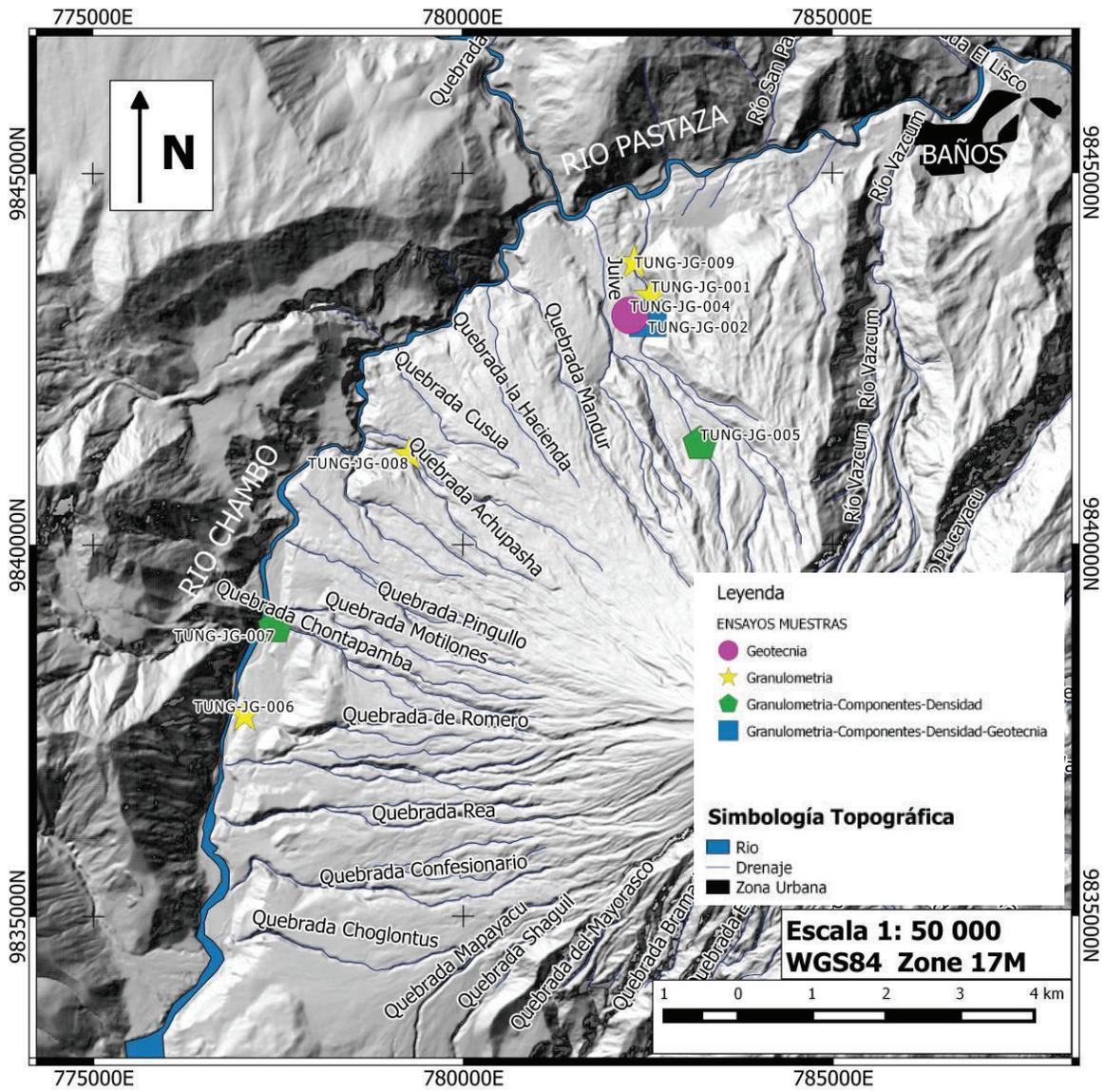


Figura 4.2. Mapa de localización de las muestras y de los ensayos realizados a cada una de ellas.

4.2. ENSAYOS DE GRANULOMETRÍA

El análisis granulométrico es un intento de determinar las proporciones relativas de los diferentes tamaños de granos presentes en una masa de suelo dada, o en el caso de este estudio un depósito de CDP (Bowles, 1981).

Con el fin de conocer la distribución del tamaño de grano en los depósitos de CDP se tomaron muestras en la base, mitad y techo de los depósitos para definir si existe un patrón de gradación.

4.2.1. GRANULOMETRÍA POR TAMIZADO

Se hace pasar la muestra a través de una columna de tamices con una malla dada.

El tamiz N0. 200 (0.075mm) es el tamiz más pequeño usado en la práctica, según la norma de American Society For Testing and Materials (ASTM) D422. Para partículas con diámetros menores al tamiz No. 200 es recomendable usar métodos de sedimentación (Bowles 1981; Jimenez and De Justo 1975). En este trabajo se tamizó hasta la fracción de 0.063 mm para utilizar el mismo método en todas las fracciones.

El resultado del análisis granulométrico de las partículas de un depósito se representa en forma gráfica de curva acumulativa. En las abscisas se representa los diámetros de las partículas en mm ó en escala phi (Φ), y en las ordenadas se representa el porcentaje en peso de partículas de diámetro inferior al considerado (Bowles 1981; Jimenez and De Justo 1975). Siendo phi (Φ) una escala logarítmica de base dos que representa los tamaños de los tamices en números enteros, phi es calculado con la fórmula: $\Phi = -\log_2 S$, donde S es el tamaño de grano en milímetros (Wholetz, 2013).

El proceso de tamizado no provee información sobre la forma de los granos (angulares o rectangulares). Solamente nos da información acerca de los granos que pueden pasar, o que orientación del grano atraviesa la malla de abertura rectangular de un cierto tamaño (Bowles, 1981).

4.2.1.1. Procedimiento de tamizado

1. La muestra es secada a 70-80°C por un día aproximadamente. Este procedimiento no afecta a los componentes de las CDP que van a ser analizados.
2. Para las muestras se usó los tamices con las aberturas mencionadas en la Tabla 1. Se coloca los tamices desde abajo con el tamiz de menor abertura hacia arriba con el tamiz de mayor abertura:

Abertura (mm)	Phi (Φ)
64	-6
32	-5
16	-4
8	-3
4	-2
2	-1
1	0
0.5	1
0.25	2
0.125	3
0.063	4

Tabla 1. Valores de las aberturas de los tamices y su numeración en Phi.

3. Antes de agregar la muestra se pesa los tamices vacíos. Una vez agregada la muestra se usa una tamizadora por 10 minutos para separar bien las partículas más finas de las gruesas. La tamizadora es de marca Retsch, modelo AS-200 (Figura 4.3) con una amplitud de 10 mm.



Figura 4.3. Maquina tamizadora Retsch modelo AS-200.

4. Antes de tamizar la muestra se pesa el tamiz calculando el aumento de peso en cada procedimiento. Después de tamizar la muestra se mide la masa retenida en cada tamiz para el futuro cálculo del Wt. % de cada fracción (Figura 4.4).



Figura 4.4. Material retenido para el tamiz de abertura 4mm, en la muestra TUNG-JG-007-A

5. Una vez obtenidos los pesos de cada fracción, se procede a ingresar los datos en el programa SFT (Sequential Fragmentation /Transport). En la columna de la parte izquierda se ingresa los datos de peso de cada fracción. Este programa requiere datos de peso en rangos de 0.5 o 1 Phi (Φ) para cada tamiz

(Wholetz, 2013). Posterior a esto se normaliza los datos y se procede a analizar los datos (Figura 4.5). Para analizar los datos se tomó en cuenta desde el tamiz -5 hasta 4 (Phi).

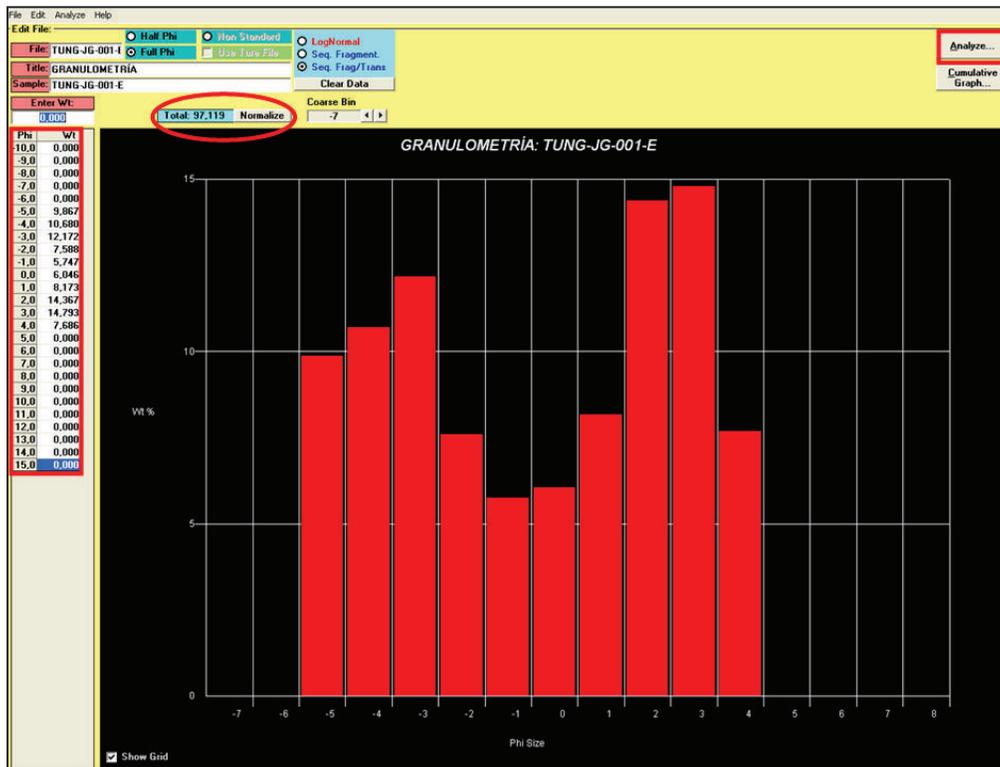


Figura 4.5. Programa STF, en el recuadro de la izquierda se ingresan los valores de peso para cada abertura de tamiz. El botón “Normalize” nos proporciona el porcentaje para cada fracción y el botón “Analice” procesa los datos.

7. Al dar click en el botón “Analize” el programa nos abre una ventana donde nos enseña la curva granulométrica. Los parámetros de Curtosis, Asimetría y Sorteó (desviación estándar) y diámetro medio de la muestra analizada pueden ser visualizados dando un click en el botón “Log Normal Statistic”. Estos parámetros son calculados mediante las formulas obtenidas del trabajo de Inman (1951) y Folk y Ward (Folk y Ward, 1957). Para el posterior análisis de los resultados se toman en cuenta solo los parámetros estadísticos gráficos de Folk.

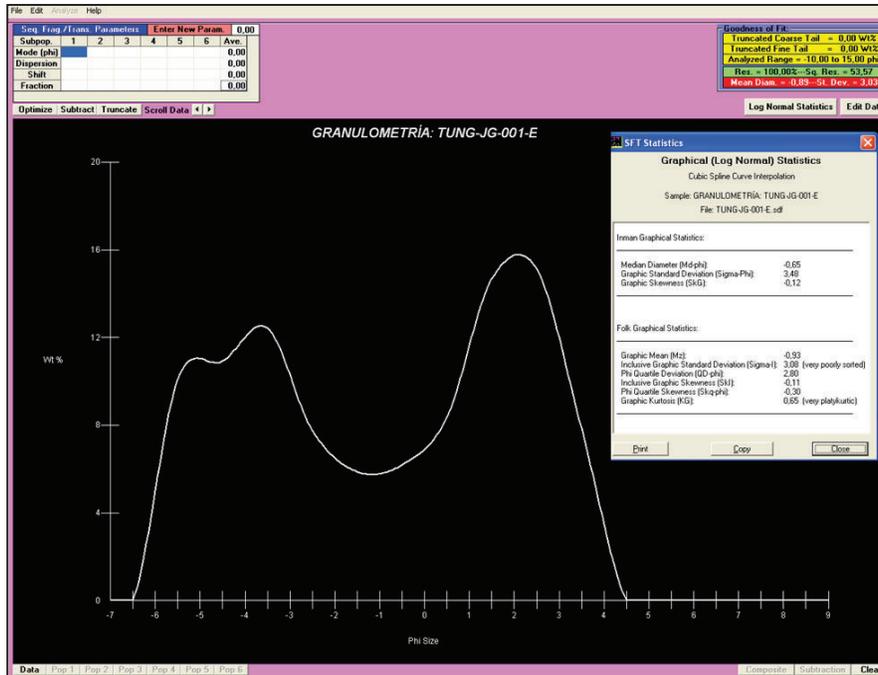


Figura 4.6. Programa STF donde se muestra la curva granulométrica y los parámetros estadísticos de cada gráfica.

4.2.1.1.1. Desviación estándar

El siguiente texto es tomado de Gorgas et al. (2009)

La desviación estándar para el análisis granulométrico nos indica la dispersión de las partículas. Si la mayoría de las partículas son del mismo tamaño el sorteo sería muy bueno, si el tamaño de las partículas varía desde bloques hasta partículas muy finas el sorteo sería extremadamente mal sorteado (Tabla 2). La desviación estándar o sorteo del proceso de tamizado es calculado con la ecuación obtenida del trabajo de Folk y Ward (1957):

$$\text{Desviación estándar } (\sigma_t) = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6} \quad [4.1]$$

4.2.1.1.2. Índice de Asimetría

El siguiente texto fue tomado de Gorgas et al. (2009)

Para definir la asimetría de una curva es necesario conocer las definiciones de media aritmética, moda y mediana. En la Tabla 2 se puede apreciar valores de asimetría para las curvas de granulometría.

- **Media aritmética (\bar{x}):** es el valor promedio de todos los valores.
- **Moda (M_o):** Es el valor de la variable que tiene la frecuencia máxima en la curva.
- **Mediana (M_e):** distribuye a la curva en dos partes iguales con similares áreas.

Una curva es simétrica cuando los valores de las medidas de ambos extremos de la curva tienen las mismas frecuencias desde el valor central (Figura 4.7-b).

En el caso de que los valores de M_o y M_e cambien respecto a la media aritmética una curva puede ser asimétrica hacia la izquierda (partículas gruesas, Figura 4.7-c) o hacia la derecha (partículas finas, Figura 4.7-a). El índice de asimetría es calculado con la ecuación obtenida del trabajo de Folk y Ward (1957):

$$\text{Índice de Asimetría}(SK_t) = \frac{\phi_{84} + \phi_{16} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{(\phi_{95} + \phi_5 - 2\phi_{50})}{2(\phi_{95} - \phi_5)} \quad [4.2]$$

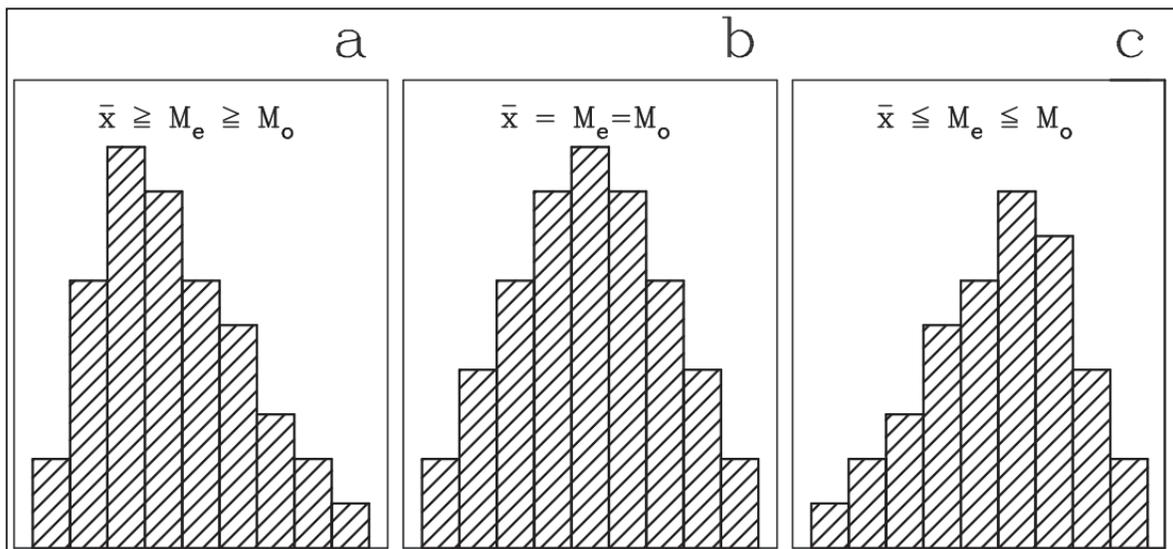


Figura 4.7. Distribución de las curvas en función de su simetría, a) Curva asimétrica hacia la derecha (partículas finas), positiva, b) Curva simétrica, c) curva asimétrica hacia la izquierda (partículas gruesas), negativa (Tomado de (Gorgas et al. 2009).

4.2.1.1.3. Curtosis

El siguiente texto fue tomado de Gorgas et al. (2009):

La curtosis es la forma como se distribuyen los datos alrededor del valor central de la curva (Tabla 2). Para estos se define tres tipos de formas de la curva:

Leptocúrtica: los datos tienen un gran apuntamiento alrededor del valor central (Figura 4.8-A).

Platicúrtica: al contrario de la curva leptocúrtica la punta es muy aplanada alrededor del valor central (Figura 4.8-C).

Mesocúrtica: corresponde a una agrupación normal y es equivalente a una campana de gauss perfecta (Figura 4.8-B).

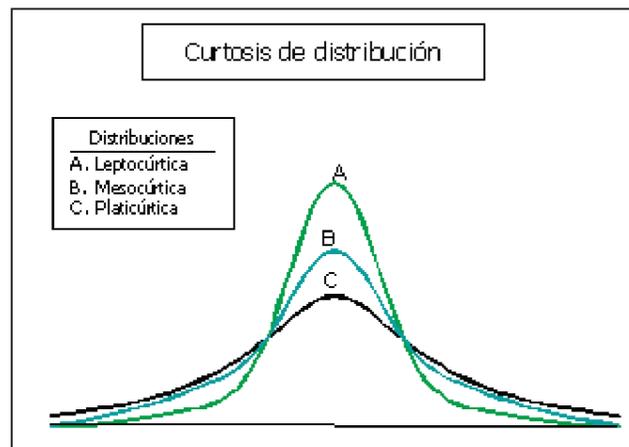


Figura 4.8. Curtosis de distribución (Tomada de la pagina <http://ocw.innova.uned.es/ocwuniversia/psicologia/analisis-de-datos-en-Psico-I/Glosario.html/>).

La curtosis es calculada con la ecuación obtenida del trabajo de RL Folk and WC Ward (1957):

$$Curtosis (K_G) = \frac{(\phi_{95} - \phi_5)}{2.44(\phi_{75} - \phi_{25})} \quad [4.3]$$

A continuación se presentan valores de Desviación estándar, curtosis e índice de asimetría para los depósitos piroclásticos tomado de (Blott and Pye 2001):

Desviación Estándar (σ_i)		Índice de Asimetría (SK_t)		Curtosis (K_G)	
< 0,35	Muy bien Sorteado	+1,00 a +0,30	Muy asimétrico hacia las partículas finas	<0,67	Muy Platicúrtica
0,35-0,50	Bien Sorteado	+0,30 a +0,10	Asimétrico hacia las partículas finas	0,67-0,90	Platicúrtica
0,50-0,70	Moderadamente bien Sorteado	+0,10 a -0,10	Simétrico	0,90-1,11	Mesocúrtica
0,70-1,00	Moderadamente Sorteado	-0,10 a -0,30	Asimétrico hacia las partículas gruesas	1,11-1,50	Leptocúrtica
1,00-2,00	Mal Sorteado	-0,30 a -1,00	Muy asimétrico hacia las partículas gruesas	1,50-3,00	Muy Leptocúrtica
2,00-4,00	Muy mal Sorteado			>3,00	Extremadamente Leptocúrtica
>4,00	Extremadamente mal Sorteado				

Tabla 2. Valores de desviación estándar, asimetría y curtosis para los depósitos piroclásticos. Tomado de (Blott and Pye, 2001)

4.3. ANÁLISIS DE COMPONENTES

Para el análisis de componentes las muestras fueron tamizadas, seleccionando los piroclastos con diámetros entre 16-64 mm. Mediante un riguroso estudio a la lupa, estos piroclastos fueron separados en componentes densos, escorias juveniles, escorias accidentales o antiguas, componentes oxidados y pómez.

4.3.1. COMPONENTES DENSOS

Estos componentes corresponden a piroclastos no-vesiculados que fueron erupcionados después de un proceso de desgasificación en el conducto (Cas and Wright, 1988). Pueden corresponder a restos de un tapón (plug) en el conducto volcánico (Figura 4.9). Las características texturales y típicas de los componentes densos son: Color negro, matriz vítrea, fenocristales de plagioclasa, fractura concoidea, fácil de romper.

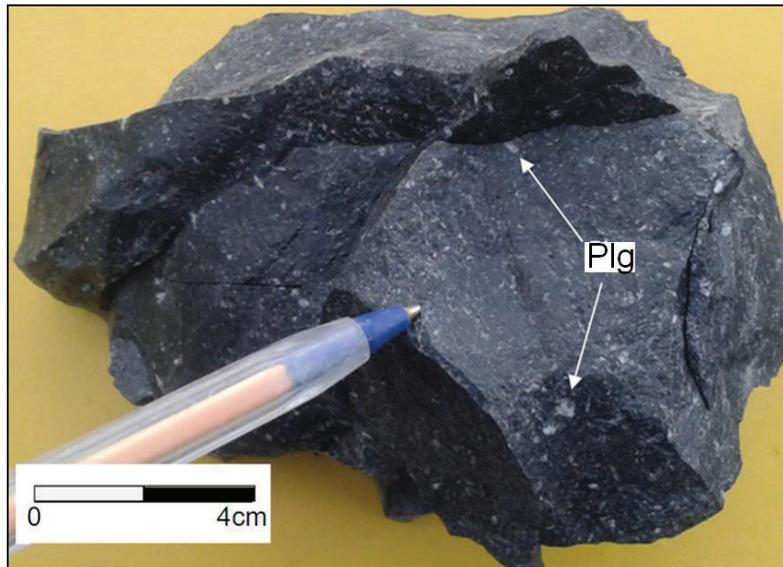


Figura 4.9. Componente denso tomado de los depósitos las CDP de la erupción de febrero de 2014. Coordenadas: 792524, 9843460, PSAD 56, ZONA 17M. En la figura se puede apreciar cristales de plagioclasa (Plg) en una matriz vítrea de color gris oscuro.

4.3.2. ESCORIAS

Son piroclastos que contienen burbujas (vesículas) que son típicamente de varios milímetros de diámetro, las escorias tienen una composición que va desde basáltica a andesita-basáltica. En el caso del Tungurahua estas escorias son de andesita basáltica. Estas a su vez pueden dividirse en escorias juveniles o accidentales.

4.3.2.1. Escorias Juveniles:

Estos componentes son producidos directamente de la erupción. Presentan color negro, brillo vidrioso intenso, afanítica con pocos microcristales de plagioclasa, fáciles de romper (Figura 4.10. Escoria juvenil tomada de los depósitos las CDP de la erupción de febrero de 2014. Coordenadas: 792524, 9843460, PSAD 56, ZONA 17M Presenta minerales de plagioclasa y matriz vítrea muy brillante. Figura 4.10). Estas escorias pueden presentar dos tipos de estructuras: estructura de coliflor y estructura corteza de pan.

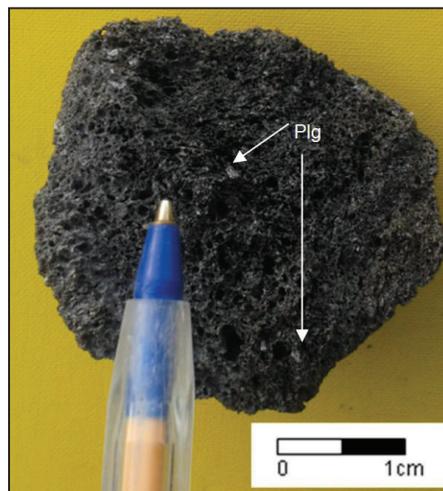


Figura 4.10. Escoria juvenil tomada de los depósitos las CDP de la erupción de febrero de 2014. Coordenadas: 792524, 9843460, PSAD 56, ZONA 17M Presenta minerales de plagioclasa y matriz vítrea muy brillante.

4.3.2.1.1. Estructura de coliflor

Características de las muestras: Color gris oscuro, tienen la forma de una coliflor, escoráceo, la vesicularidad es mayor en el interior de la muestra, los bloques tiene tamaños de 0.2-1m de diámetro (Figura 4.11).



Figura 4.11. Escoria juvenil con estructura de coliflor. Izquierda: sección transversal de una piroclasto con estructura de coliflor. Derecha: superficie externa del piroclasto con estructura de coliflor. Tomada de los depósitos las CDP de la erupción de febrero de 2014. Coordenadas: 792524, 9843460, PSAD 56, ZONA 17M.

4.3.2.1.2. Estructura de corteza de pan (Bread Crust):

Característica de la muestra: Color gris oscuro, Presenta fracturas radiales en la superficie de la muestra, en el centro es escoráceo debido a la expansión de la roca durante enfriamiento (Figura 4.12).

Para el caso de las erupciones del volcán Tungurahua desde 2006, las “bread crust” principalmente se encuentran en los depósitos de las CDP generadas en la erupción del primero de febrero de 2014.



Figura 4.12. Escoria juvenil con estructura de corteza de pan. Izquierda: sección transversal de una piroclasto con estructura de corteza de pan. Derecha: superficie externa del piroclasto con corteza de pan. Tomada de los depósitos las CDP de la erupción de febrero de 2014. Coordenadas: 0782374, 9842579, WGS84, ZONA 17M.

4.3.2.2. Escorias Accidentales:

Escorias que fueron incorporadas del conducto o de los flancos del volcán en el momento de la erupción. Estas escorias presentan microcristales de plagioclasa y son menos brillosas que las escorias juveniles, debido a que la matriz sufrió una desvitrificación. Esta desvitrificación produce que el vidrio de la matriz se convierta en arcillas, reduciendo su brillo (McPhie et al., 1993). En algunas ocasiones estos piroclastos presentan una capa de ceniza soldada en su superficie. Esta ceniza es producida por el efecto de “*ash venting*”, este fenómeno es una salida de ceniza antes de un proceso eruptivo. Esta ceniza sale a altas temperaturas, pegándose en la superficie de las rocas que se encuentran en el conducto (Figura. 4.13).

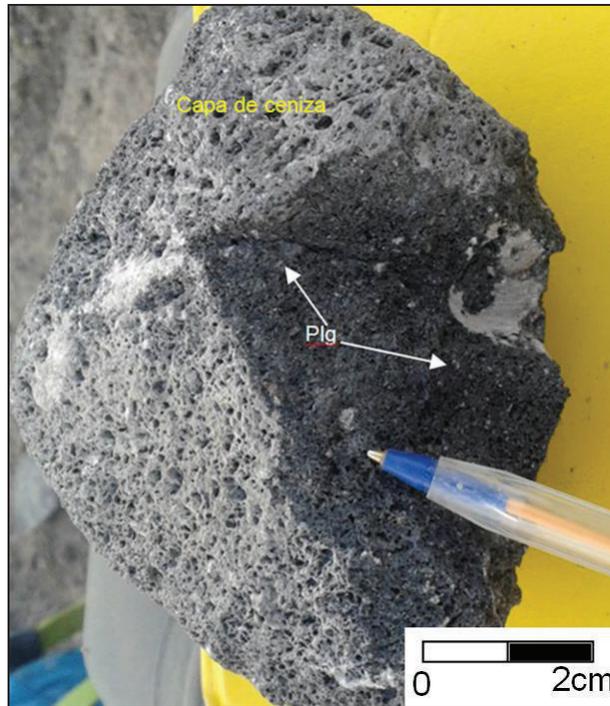


Figura 4.13. Escoria accidentada o antigua. Tiene un color gris oscuro con microcristales de plagioclasa. En la superficie de la muestra se observa una capa de ceniza producida en el proceso de “ash venting”. Tomada de los depósitos las CDP de la erupción de febrero de 2014. Coordenadas: 792524, 9843460, PSAD 56, ZONA 17M.

El vidrio volcánico es termodinámicamente inestable y en la desvitrificación puede ser reemplazado por zeolitas, filosilicatos o palagonita. La desvitrificación involucra nucleación y crecimiento de cristales en el vidrio volcánico a al momento de enfriarse, esto afecta a flujos de lava intrusiones superficiales y depósitos piroclásticos soldados (2013; et al., 2013;).

4.3.3. COMPONENTES OXIDADOS

Son conocidas como “piroclastos líticos accesorios” que corresponden a fragmentos de la roca caja, desprendidos de las paredes del conducto y del viento del volcán durante una erupción (Bernard et al., 2014). Estos componentes presentan un color rojizo debido a procesos de oxidación, esta oxidación afecta a cualquier piroclasto que se encuentre en el conducto o cráter (Figura 4.14). En este trabajo se encontró dos tipos de componentes oxidados que son: densos y vesiculados.

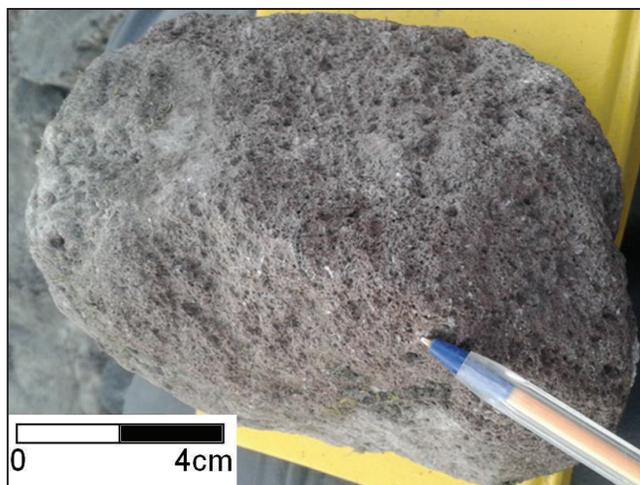


Figura 4.14. Escoria oxidada. Tomada de los depósitos las CDP de la erupción de febrero de 2014. Coordenadas: 792524, 9843460, PSAD 56, ZONA 17M

4.3.4. PÓMEZ

Piroclasto con alta vesicularidad y contenido de vidrio volcánico, la pómez a diferencia de las escorias tiene una composición química mas acida (dacítica a riolítica) (McPhie et al., 1993).



Figura 4.15. Pómez Tomada de los depósitos las CDP de la erupción de febrero de 2014. Coordenadas: 792524, 9843460, PSAD 56, ZONA 17M.

Para determinar un porcentaje de fracciones juvenil y no-juvenil se tomó en cuenta lo siguiente:

- En la fracción juvenil se considera los componentes densos que son resultado del fracturamiento del tapón después de una gran explosión y las escorias juveniles que son el cuerpo magmático expulsado.
- Para la fracción no juvenil se toma en cuenta las escorias antiguas, pómez y componentes oxidados.

4.4. ENSAYOS DE DENSIDAD

La porosidad y la densidad de los piroclastos son usadas para determinar los dinamismos eruptivos y realizar modelos matemáticos para los depósitos de las CDP del volcán Tungurahua (Bernard et al., 2015).

Para el cálculo de la densidad de los piroclastos se usa el principio de Arquímedes.

4.4.1. PRINCIPIO DE ARQUÍMEDES

Este principio físico dice: “Un cuerpo sumergido en un fluido en reposo, para el caso de este trabajo se sumerge en agua, recibe un empuje de abajo hacia arriba igual al peso del volumen del fluido que desaloja” (Figura 4.16).

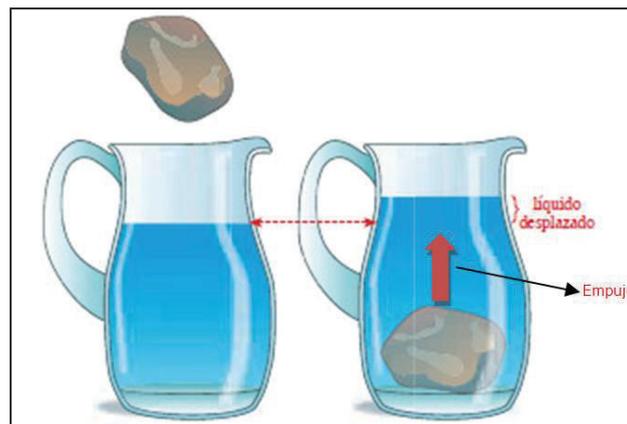


Figura 4.16. Representación esquemática del principio de Arquímedes (Modificado de la pagina <http://www.teinteresasaber.com/2013/06/de-donde-procede-la-expresion-eureka.html>).

4.4.2. MÉTODO DE LA PARAFINA

Según Kueppers et al. (2005) existen muchos métodos para el cálculo de densidad de roca. Sin embargo algunos métodos no son muy prácticos ya que necesitan un transporte y separación de muestras especiales:

1. Saturación de agua: este método requiere un tiempo importante para preparación de la muestra, no se puede asegurar que todos los poros del piroclasto estén rellenos completamente de agua (Belikov et al. 1964; Schopper, 1982; Cas and Wright, 1988; Gardner et al., 1996)
2. Impregnación de parafina caliente (Houghton and Wilson, 1989), este es el método ideal para determinar el volumen de un piroclasto vesiculado ya que los valores obtenidos son aproximados a los valores reales.
3. Revestimiento con plástico (Mayfield and Schiffman, 1998) este método tiene problemas con los poros muy grandes ya que recubre todo el volumen de los poros, cambiando el volumen total de la muestra.
4. Recubrimiento con acetato de celulosa (Polacci et al., 2003) en este método se requiere un segundo enfriamiento para el recubrimiento. Este método excluye el volumen de las burbujas rotas en la superficie durante la medición volumétrica.
5. Intrusión de mercurio (Belikov et al., 1964), este método no es muy práctico para rocas que tienen grandes poros en la superficie. El mercurio puede producir un colapso estructural de la pómez y es altamente tóxico.

Sin embargo Rossotti (2005) sugiere que el método de la parafina es el más adecuado para el cálculo del volumen y densidad de un cuerpo poroso. Rossotti en su trabajo demuestra que con el método de la parafina obtuvo valores de densidad y volumen intermedios a los valores obtenidos por los métodos de revestimiento con plástico e intrusión de mercurio, dando valores muy cercanos al real (Figura 4.17).

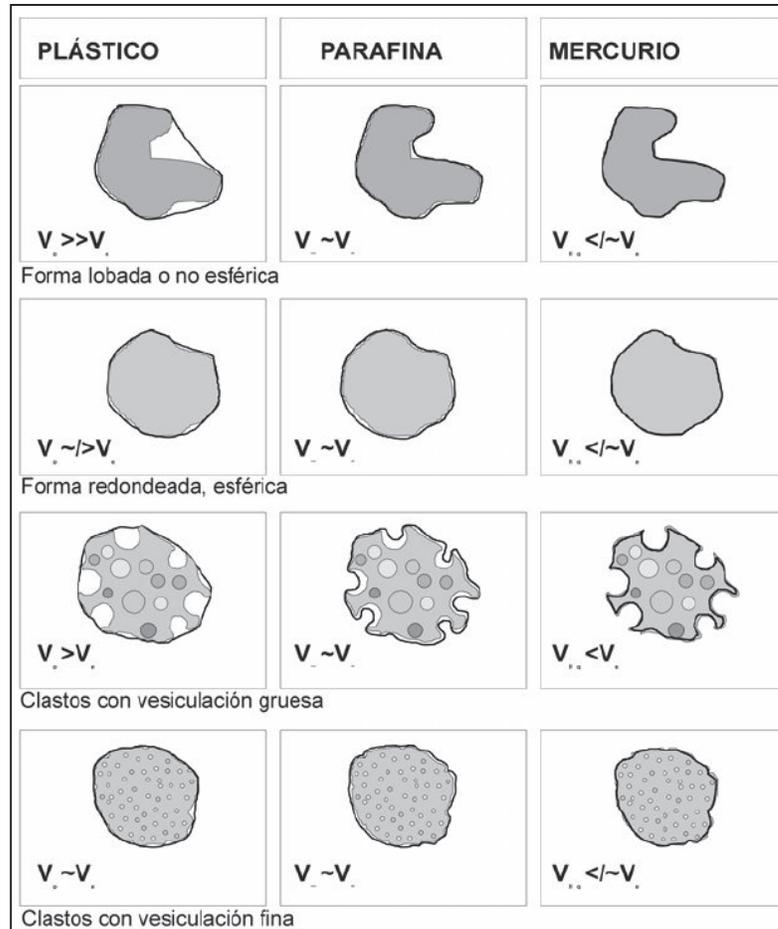


Figura 4.17. Representación esquemática de los componentes de pómez cubiertos con una capa de plástico (izquierda), parafina (centro) y sumergidos en mercurio líquido (derecha). La línea negra indica las superficies de recubrimiento (Tomado de Rossotti, 2005).

4.4.2.1. Procedimiento del método de la Parafina

1. Una vez tamizada la muestra escogemos los piroclastos de tamaños entre 16-64mm. Cada piroclasto tiene su numeración respectiva (Figura 4.18) y estos son clasificados en cinco clases que son: Piroclastos densos, vesiculados juveniles, vesiculados antiguos, oxidados y pómez en caso de existir.

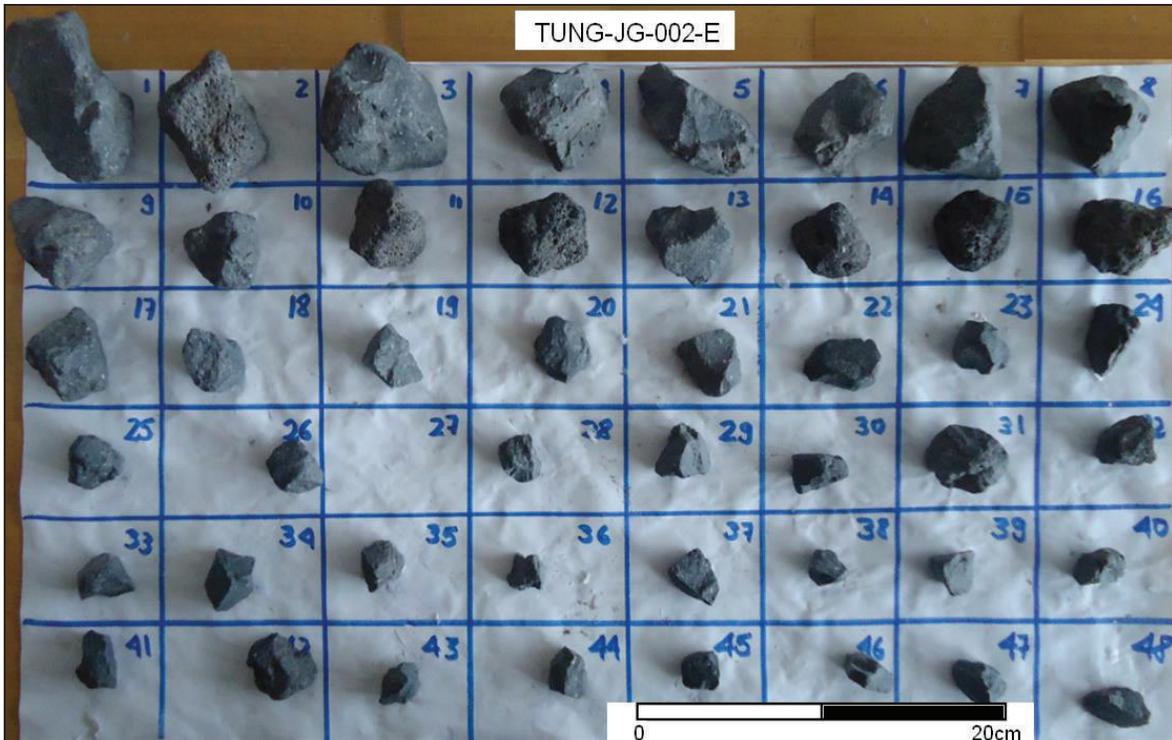


Figura 4.18. Piroclastos de la muestra TUNG-JG-005-F, que tienen tamaño de grano entre 16 y 64mm.

2. Pesamos cada piroclasto (seco).
3. Cubrimos con parafina cada piroclasto para sellar los poros externos y evitar la salida de aire de los poros internos al momento de la inmersión en la parafina. Para mayor facilidad en la inmersión, el piroclasto está sujetado por un hilo de masa insignificante para el experimento.
4. El piroclasto al estar cubierto de parafina es pesado, esto nos ayudara a conocer el volumen de parafina que se agregó al piroclasto.
5. Sumergimos completamente el piroclasto en agua, para pesar el agua desplazada por el piroclasto.
6. Obtenidos estos valores procedemos a calcular los valores de densidad, volumen y porosidad para cada uno de los piroclastos.

4.4.3. CÁLCULOS PARA LA DETERMINACIÓN DE VOLUMEN, DENSIDAD Y POROSIDAD

Como ejemplo vamos a tomar los diez primeros valores de la muestra TUNG-JG-005-F. En la columna A tenemos el número otorgado al piroclasto, en la columna B tenemos la masa del piroclasto en seco, la Columna C la masa del piroclasto+parafina y la Columna D la masa de agua desplazada por el piroclasto.

A	B	C	D
No Muestra	Masa del Piroclasto (g)	Masa del piroclasto+Paraf(g)	Masa de agua desplada (g)
1	340,33	348,72	135,54
2	177,21	183,83	74,8
3	195,66	203,19	81,98
4	227,68	236,56	94,19
5	129,18	134,01	54,46
6	135,19	139,71	57,93
7	140,62	145,12	56,9
8	63,28	65,97	28,9
9	218,15	226,02	89,3
10	151,9	159,31	73,21

Tabla 3. Valores obtenidos en los ensayos para el cálculo de densidad, volumen y porosidad de materiales comprendidos en tamaños de 16-64mm en las CDP.

4.4.3.1. Cálculo de la densidad de la parafina

Para determinar cualquier densidad hay que tomar en cuenta los errores producidos por la sensibilidad del instrumento que estamos usando.

4.4.3.1.1. Densidad de la parafina

La densidad de la parafina fue calculada con el principio de Arquímedes. Se fundió la parafina y se la puso en diferentes recipientes para tener cuerpos regulares de diferentes dimensiones. Se realizó tres ensayos para la medición de la densidad de la parafina (Tabla 4).

Parafina	Masa parafina(g)	Masa agua desplazada (g)	Densidad agua	Volumen Agua (cm ³)	Densidad Parafina (g/cm ³)
1	29,11	32,36	998	32,425	0,898
2	4,86	5,4	998	5,411	0,898
3	13,15	15,07	998	15,100	0,871

Tabla 4. Mediciones de la masa de la parafina, el agua desplazada, resultados de volumen y densidad para cada una de las muestras de parafina

Sin embargo para posteriores cálculos de volumen y densidad de los piroclastos el valor de la densidad de la parafina es 0.9 g/cm³.

4.4.3.1.2. Cálculo del error en las mediciones

En los procedimientos de cálculo de densidades se usó una balanza electrónica para pesar numerosos piroclastos, estas medidas de la masa tienen un error. Para esto se determinó el error absoluto y el error relativo en las mediciones y en los cálculos posteriores.

Errores en las mediciones de peso

Error absoluto: es la sensibilidad del instrumento que vamos a usar o puede ser el error del valor que tomamos en cuenta para el cálculo. Por ejemplo para la medición de la parafina cada medición tiene un EA de 0.01 g (Tabla 5) que es la sensibilidad del instrumento de medida (balanza electrónica) y para el EA de la densidad del agua es de 1 kg/m³ (Tabla 6).

Parafina	Masa parafina(g)	EA (g)
1	29,11	0,01
2	4,86	0,01
3	13,15	0,01

Tabla 5. Error absoluto de las medidas de masa de la parafina.

Error relativo: es medido en porcentaje. Se obtiene mediante la división del error absoluto y la medida obtenida con balanza electrónica (5.4). Como ejemplo se tiene los EA y ER de la medición de la masa de la parafina y la masa de agua desplazada al sumergir la parafina en agua (Tabla 6).

$$ER = \frac{EA}{M} \times 100 \quad [4.4]$$

M = medición del Instrumento
 ER= Error Relativo
 EA= Error Absoluto

Parafina	Masa parafina(g)	EA (g)	ER	Masa agua despl (g)	EA (g)	ER	Densidad agua (kg/m3)	EA (kg/m3)	ER
1	29,11	0,01	0,03%	32,36	0,01	0,03%	998	1	0,10%
2	4,86	0,01	0,21%	5,4	0,01	0,19%	998	1	0,10%
3	13,15	0,01	0,08%	15,07	0,01	0,07%	998	1	0,10%

Tabla 6. Resultados de EA y ER para la medición de la masa de la parafina, la masa de agua desplazada y la densidad del agua.

PROPAGACIÓN DE ERRORES EN LOS CÁLCULOS

Error absoluto: es la multiplicación del valor obtenido por la suma de los errores relativos de todos valores usados. Como ejemplo vamos a tomar el cálculo de los errores del volumen de la parafina.

Una vez calculado el volumen de agua desplazada (Tabla 4) se procede a calcular el EA de este valor calculado con fórmulas (Tabla 7).

$$EA = V_{agua\ calculado} * \left(\frac{EA_{Masa\ agua\ desplazada}}{M_{masa\ agua\ desplazada}} + \frac{EA_{Densidad\ agua}}{M_{densidad\ agua}} \right) \quad [4.5]$$

V= Volumen
 M= medición
 C= valor calculado

Volumen Agua (cm3)	EA (cm3)
32,425	0,043
5,411	0,015
15,100	0,025

Tabla 7. Resultados de EA para el volumen de agua desplazada.

Para el cálculo de los errores de la densidad de la parafina se necesita los valores de volumen de agua y masa de la parafina. Por lo tanto se usa los ER de estos dos cálculos para calcular el EA de la densidad de la parafina (Tabla 8).

$$EA = \rho_{parafina} * \left(\frac{EA_{Masa\ parafina}}{M_{masa\ parafina}} + \frac{EA_{volumen\ agua}}{C_{volumen\ agua}} \right) \quad [4.6]$$

V= Volumen
M= medición
C= valor calculado

Densidad Piroclasto (g/cm3)	EA (g/cm3)
0,898	0,0015
0,898	0,0044
0,871	0,0021

Tabla 8. Resultados de EA para la densidad de la parafina

Error relativo: se calcula dividiendo el EA para el valor calculado multiplicado por 100. En este cálculo se obtiene los valores de ER del volumen de agua desplazada y de la densidad de la parafina (Tabla 9).

$$ER = \frac{EA}{C} \times 100 \quad [4.7]$$

ER= Error Relativo
EA= Error Absoluto
C= valor calculado

Volumen Agua (cm3)	EA	ER	Densidad Parafina (g/cm3)	EA	ER
32,425	0,043	0,13%	0,898	0,0015	0,17%
5,411	0,015	0,29%	0,898	0,0044	0,49%
15,100	0,025	0,17%	0,871	0,0021	0,24%

Tabla 9. Resultados de ER para el volumen de agua desplazado y la densidad de la parafina.

4.4.3.2. Volumen y densidad del piroclasto

La densidad y volumen de los piroclastos se obtiene con las siguientes formulas:

$$\rho_{py} = \frac{m_{py}}{V_{py}} \quad (1) \quad [4.8]$$

$$V_{py} = V_w - V_{pf} \quad (2) \quad [4.9]$$

$$V_{py} = \frac{m_{wd}}{\rho_w} - \frac{m_{pf}}{\rho_{pf}} \quad (3) \quad [4.10]$$

$$m_{pf} = m_{py+pf} - m_{py} \quad (4) \quad [4.11]$$

ρ_{py} = densidad del piroclasto (columna I)

m_{py} = masa del piroclasto (columna B)

V_{py} = volumen del piroclasto (columna H)

V_w = volumen de agua desplazada (columna G)

V_{pf} = volumen de la parafina (columna F)

m_{wd} = masa de agua desplazada (columna D)

m_{py+pf} = masa del piroclasto mas la parafina (columna C)

ρ_w = densidad del agua = 0.998 g/cm³ (20^oC y 1atm de presión)

m_{pf} = masa de la parafina (columna E)

ρ_{pf} = densidad de la parafina = 0.9 g/cm³

Volumen del piroclasto (V_{py})

$$V_{py} = \frac{m_{wd}}{\rho_w} - \frac{m_{py+pf} - m_{py}}{\rho_{pf}} \quad (4.10) + (4.11) \quad [4.12]$$

Densidad del Piroclasto (ρ_{py})

$$\rho_{py} = \frac{m_{py}}{\frac{m_{wd}}{\rho_w} - \frac{m_{py+pf} - m_{py}}{\rho_{pf}}} \quad (4.12) + (4.8) \quad [4.13]$$

Con estas fórmulas se obtuvieron los siguientes valores para los datos de la muestra TUNG-JG-005-F:

A	B	C	D	E	F	G	H	I
No Muestra	Masa del Piroclasto (g) mpy	Masa del piroclasto+Paraf(g) mpy+pf	Masa de agua desplazada (g)	Masa Parafina (g)	Volumen Parafina (cm3)	Volumen Agua (cm3)	Volumen Piroclasto (cm3)	Densidad Piroclasto (g/cm3)
1	340,33	348,72	135,54	8,39	9,32	135,81	126,49	2,69
2	177,21	183,83	74,8	6,62	7,36	74,95	67,59	2,62
3	195,66	203,19	81,98	7,53	8,37	82,14	73,78	2,65
4	227,68	236,56	94,19	8,88	9,87	94,38	84,51	2,69
5	129,18	134,01	54,46	4,83	5,37	54,57	49,20	2,63
6	135,19	139,71	57,93	4,52	5,02	58,05	53,02	2,55
7	140,62	145,12	56,9	4,5	5,00	57,01	52,01	2,70
8	63,28	65,97	28,9	2,69	2,99	28,96	25,97	2,44
9	218,15	226,02	89,3	7,87	8,74	89,48	80,73	2,70
10	151,9	159,31	73,21	7,41	8,23	73,36	65,12	2,33

Tabla 10. Valores calculados con las formulas (1), (2), (3), (4), (5) y (6); para los piroclastos de la muestra TUNG-JG-005-F.

4.4.3.3. Porosidad

La porosidad de los piroclastos de un depósito es un parámetro importante en la caracterización de los dinamismos eruptivos (Mueller et al., 2011).

La porosidad tiene influencia en las propiedades del magma, en procesos volcánicos como reología, conductividad térmica, permeabilidad y límites de fragmentación (Mueller et al., 2011).

Mientras el magma asciende desde la profundidad y la presión de flujo disminuye, los volátiles en el magma se sobresaturan, esto conduce a una nucleación y crecimiento de burbujas dentro del magma. Estas burbujas (vesículas) junto con las fracturas pre-, sin y post erupción, definen la porosidad del magma (Mueller et al., 2011).

Mueller et al. (2011) propone 5 gráficas para diferentes tipos de erupciones, cada gráfica relaciona la porosidad media y la abundancia de los clastos. Estas gráficas sugieren que a mayor porosidad más explosiva y más grande es la erupción (Figura 4.19).

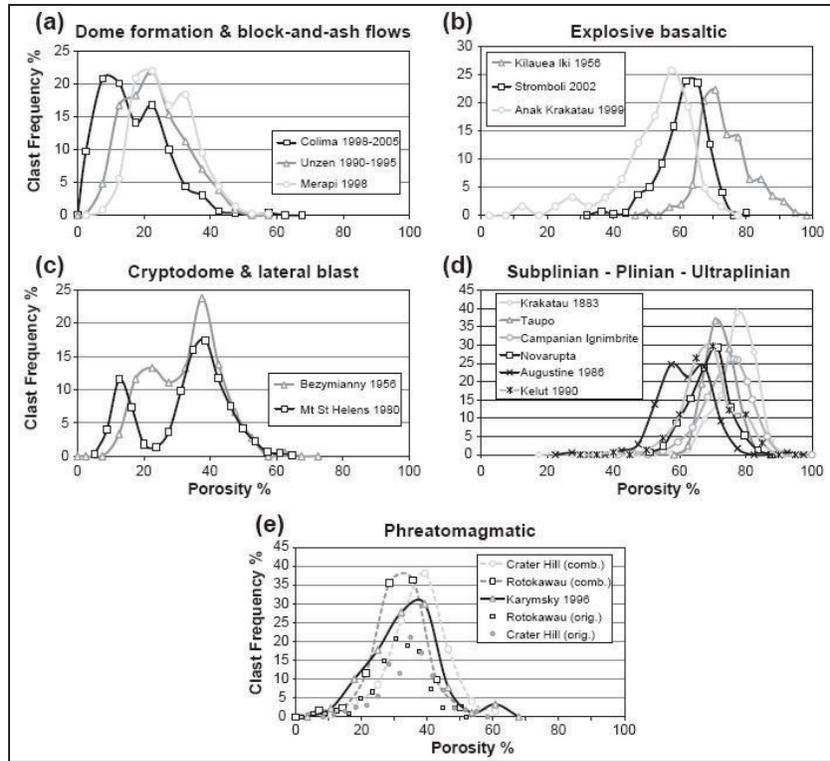


Figura 4.19. Distribución de porosidad de 17 erupciones, agrupadas de acuerdo al comportamiento de fragmentación y estilo eruptivo (Tomado de Mueller et al., 2011).

4.4.3.3.1. Picnometría

Para la determinación de la densidad DRE: Dense Rock Equivalent se utilizó un picnómetro. El procedimiento del ensayo es el siguiente:

1. Una vez obtenidas las muestras se procede a pulverizarlas en un mortero para eliminar las microvesículas de la muestra y obtener un mejor resultado.
2. Se pesó el picnómetro vacío.
3. Se agrega aproximadamente 1g de muestra y se obtiene el peso.
4. Se llena el picnómetro con agua destilada y se lo pesa.
5. Finalmente se pesa el picnómetro solo con agua destilada.
6. Mediante la siguiente fórmula se obtiene la densidad real del piroclasto.

$$\delta_{DRE} = \frac{1}{1 + \frac{(pic + H2O) - (pic + m + H2O)}{(pic + m) - (pic vacío)}} = g/cm^3 \quad [4.14]$$

Donde:

δ_{DRE} : DRE (Dense Rock Equivalent g/cm³)

$pic + H_2O$: Masa picnómetro mas agua destilada (g).

$pic + m + H_2O$: Masa picnómetro mas muestra (g).

$pic + m$: Masa picnómetro mas muestra en (g).

Pic vacío: Masa picnómetro vacío en (g).

En la siguiente tabla se muestran los resultados obtenidos de los ensayos de picnometría:

	Muestra 1	Muestra 2	Muestra 3	Muestra 4	Muestra 5
Nombre	TUNG-JG-001 - A	TUNG-JG-005 - A	TUNG-JG-001- D	TUNG-JG-001- B	TUNG-JG-005- D
Picnómetro Vacío (g)	16,16	16,17	16,18	16,30	16,24
Muestra (g)	1,07	0,99	1,01	1,00	1,03
Picnómetro + muestra	17,23	17,16	17,19	17,29	17,26
Picnómetro + muestra + Agua (g)	42,42	42,37	42,38	42,38	42,39
Picnómetro + Agua (g)	41,75	41,76	41,74	41,76	41,75
Densidad (g/cm³)	2,71	2,58	2,69	2,64	2,71
Descripción	Escoria Juvenil	Escoria Juvenil	Escoria Juvenil	Lítico denso	Lítico denso

Tabla 11. Resultados de los ensayos de picnometría.

Los valores de porosidad se pueden representar en valores de 0 a 1, ó en porcentajes. Para el cálculo de la porosidad es necesario tener un valor teórico de densidad (DRE: Dense Rock Equivalent). Según Mueller et al (2011) los valores de DRE para andesitas basálticas son de 2.82, 2.83 y 2.73 g/cm³.

Para este estudio el valor de DRE de andesitas basálticas es considerado de 2.8 g/cm³. No se usó los valores calculados por picnometría ya que el procedimiento de retirar las burbujas de aire del picnómetro no es confiable. Otro motivo por el cual no se usó los resultados de picnometría es porque los valores obtenidos de densidad son bajos a los calculados por el método de la parafina, resultando valores negativos de porosidad.

Con la ayuda de la ecuación 4.15 se determinará la porosidad:

$$\emptyset = 1 - \frac{\rho_{py}}{\rho_{dr}} \quad [4.15]$$

ρ_{py} = Densidad del piroclasto

ρ_{dr} = Densidad de Roca Equivalente (DRE)

A	J	K
No Muestra	Pososidad	Pososidad (%)
1	0,04	3,91
2	0,06	6,37
3	0,05	5,28
4	0,04	3,78
5	0,06	6,23
6	0,09	8,94
7	0,03	3,45
8	0,13	12,97
9	0,03	3,50

Tabla 12. Valores obtenidos de porosidad para los diez primeros piroclastos de la muestra TUNG-JG-005-F.

4.4.3.4. Procesamiento de datos

Los valores de volumen, densidad y porosidad fueron calculados según lo descrito en la sección anterior. En el trabajo de Bernard et al. (2015), se diseñó un programa en “R” para el análisis espacial de los datos de porosidad, volumen y densidad de los materiales piroclásticos. Este programa es una herramienta que nos permite ver los resultados de porosidad, densidad y volumen en forma gráfica. Además nos genera documentos en formato “pdf” de las gráficas y un documento de texto donde se encuentran los resultados estadísticos de las gráficas.

El número de muestras para que el análisis sea de confianza debe ser mayor a 30 según Houghton and Wilson (1989).

4.4.3.4.1. Código de "R"

El programa requiere un documento tipo csv (campos separados por comas), en donde el ingreso de los datos debe tener las siguientes especificaciones:

1. Columna 1: Masa del piroclasto (kg o g)
2. Columna 2: Volumen del piroclasto (m^3 o cm^3)
3. Columna 3: Densidad del Piroclasto (kg/m^3 o g/cm^3)
4. Columna 4: Porosidad del Piroclasto (en decimales de 0 a 1)

El nombre del documento debe ser el correspondiente a la muestra analizada. Los decimales de los valores de cada columna deben aparecer con puntos para que el comando R pueda funcionar.

Al abrir el programa tenemos que ingresar el código:

1. `source("stats.R")`: este código carga el programa para el análisis espacial de los datos.
2. Ingresar el código `results<-stats("nombre del archivo.csv")`: en este comando tenemos que cargar el archivo csv. Este comando sirve para un solo documento.

Existe otro código en el cual se puede procesar varios archivos csv a la vez.

3. Para crear una lista de archivos utilizamos el código:

```
l<-list.files(path=".",pattern="csv")
```

4. Corremos el código para la lista:

```
for (i in 1:length(l)){a<-stats(l[i],plot=FALSE)}
```

Ingresados estos comandos el programa genera resultados estadísticos de la masa, volumen, densidad y porosidad del total de las muestras en un documento de texto y los resultados gráficos en documentos formato pdf.

Los resultados estadísticos que se va a tomar en cuenta para el análisis de resultados son curtosis gráfica (porosidad), asimetría gráfica (porosidad), desviación estándar gráfica (porosidad) y porosidad media ponderada.

La importancia de la porosidad media ponderada es que evalúa la porosidad calculada para cada piroclasto con la abundancia en la muestra (volumen).

4.5. ENSAYOS DE GEOTECNIA

4.5.1. COMPRESIÓN SIMPLE

Es la fuerza necesaria para romper una muestra, la cual está sometida a una carga y no se encuentre contenida o sostenida por los lados. Esta fuerza está medida en libras por pie cuadrado o libras por pulgada cuadrada, o bien en kilogramos por metro cuadrado o centímetro cuadrado.

La resistencia a la compresión de las rocas está influida por:

La textura (tamaño de grano), mientras menor sea el tamaño de grano es más resistente a la compresión (Krynine and Judd, 1980).

Yáñez and Guachamin (1993) en su trabajo concluyeron que a mayor densidad los valores de resistencia a la compresión aumentan.

Al aumentar la porosidad la resistencia a la compresión disminuye porque la concentración se da en los bordes de los poros, los poros hacen que el área de carga disminuya y la presencia de líquido en los poros facilita la propagación de fisuras (Yáñez and Guachamin, 1993).

A continuación algunos ejemplos de tipos de rocas y su resistencia a la compresión:

Resistencia a la compresión en kg/cm ²	Resistencia a la compresión en psi	Tipo de roca
>2812	>40.000	Algunos basaltos, diabasa, cuarcitas
1757 – 2812	25.000-40.000	Granitos de grano fino, diorita, basalto, arenisca, cuarcitas
703 – 2812	10.000-25.000	Calizas y areniscas de tipo medio, granito de grano grueso-medio, gneis.
351 – 703	5.000-10.000	Areniscas, calizas porosas, margas
< 351	<5.000	Toba, areniscas muy porosas, limonitas compactas

Tabla 13. Tipos de roca y su resistencia a la compresión (Krynine and Judd, 1980).

4.5.2. DESVITRIFICACIÓN

El proceso de desvitrificación hace que la roca sea más resistente a la ruptura, mediante los ensayos de compresión simple se determinó los valores de resistencia a la compresión para las escorias antiguas las cuales tienen mayor desvitrificación y las escorias juveniles que son más frágiles, no presentan desvitrificación y tienen una menor resistencia a la compresión.

4.5.3. PROCEDIMIENTO DEL ENSAYO DE GEOTECNIA

Para realizar los ensayos de geotecnia se siguió el siguiente procedimiento:

1. Se tomó muestras de campo de escorias juveniles y de escorias antiguas.
2. Todas las muestras deben ser cortadas en cubos de 5cm por lado (Figura 4.20). Posterior a esto las muestras son secadas por unas cuatro horas a 80°C.



Figura 4.20. Muestra de una escoria antigua cortada en forma de cubo de 5cm por lado. Piroclasto tomado de la muestra TUNG-JG-001-A, Coordenadas: 792524, 9843722, WGS 84, ZONA 17M.

3. Se mide las dimensiones de cada cara del cubo para establecer el área de compresión.
4. Se coloca cada muestra en la máquina de compresión simple con una cartulina en cada punto de apoyo, esto nos sirve para igualar las superficies irregulares de las muestras cortadas. La máquina es de marca SUZPECAR, S. L., modelo CMH120, Número de fabricación 1341, año de fabricación 1982, voltaje 220/380, frecuencia 50c/s.

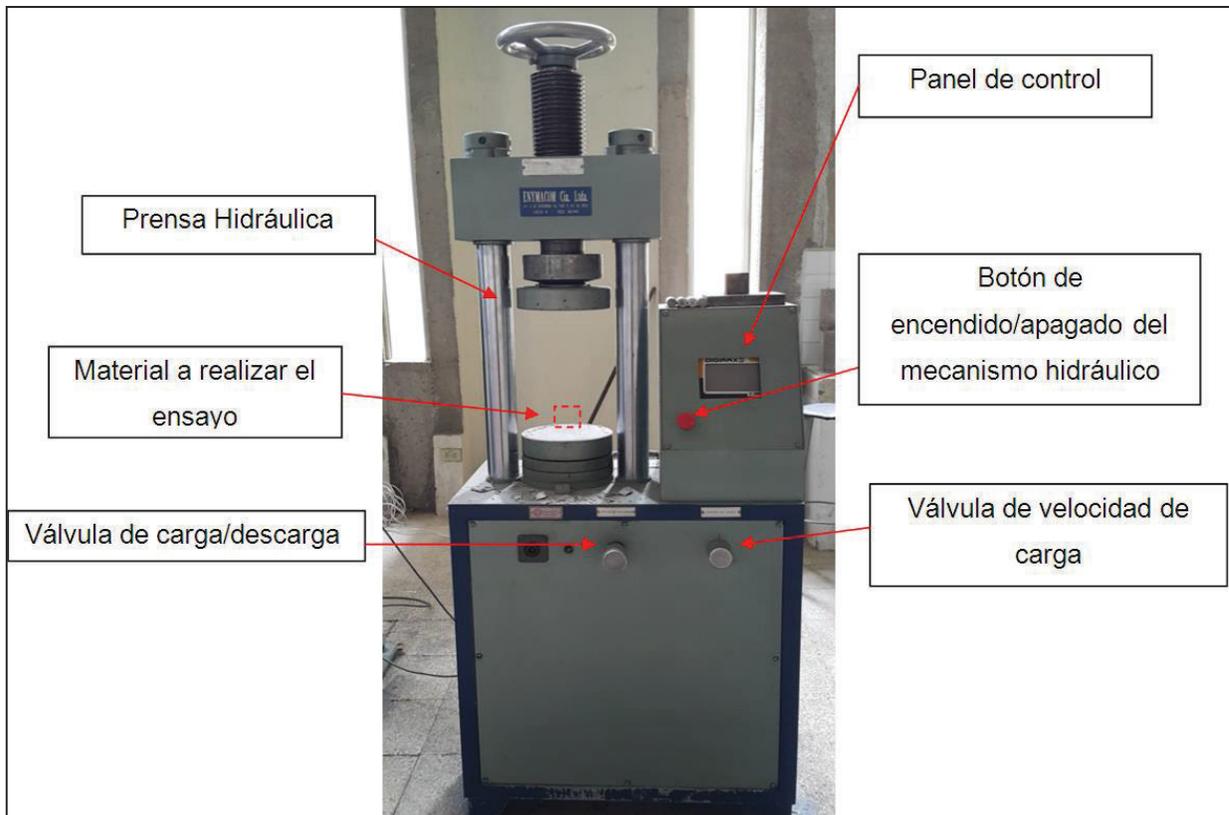


Figura 4.21. Esquema del equipo de compresión simple: marca SUZPECAR, S. L., modelo CMH120, número de fabricación 1341, año de fabricación 1982, voltaje 220/380, frecuencia 50c/s.

5. En el panel de control se ingresa las dimensiones del cubo y la velocidad a la cual se quiere aplicar la carga. Para nuestro caso el cubo va a tener 5cm por lado y la velocidad de carga es $1\text{kg/cm}^2/\text{s}$.
6. Aplicamos la carga a la muestra durante 3 minutos aproximadamente mediante dos válvulas. La válvula de la izquierda sirve para aplicar o quitar la carga y la válvula de la derecha para controlar la velocidad (Figura 4.21). La máquina guarda resultados de carga a partir de 1,5 Toneladas, en el caso de que la carga sea menor, se tiene que revisar constantemente el panel de control para anotar la máxima carga.
7. Una vez determinada la carga máxima a la que el cubo resiste, se calcula el área de apoyo del cubo.

8. Posterior a esto se calcula el esfuerzo (σ) aplicado al área con la siguiente fórmula:

$$\sigma = \frac{\text{Carga aplicada}}{\text{Area del cubo}} \quad [4.16]$$

4.6. VOLUMEN Y MASA DE LOS DEPÓSITOS DE LAS CDP

4.6.1. VOLUMEN DE LAS CDP

Los técnicos del Instituto Geofísico recolectaron información de espesores y se realizaron un mapa de las CDP. Con esta información de puntos de control y archivos tipo “shape file” los cuales pueden ser procesados en programas de información geográfica (GIS).

En el trabajo de Vásconez (2015) se calculó los volúmenes de los domos del CVP (Complejo Volcánico Pululahua), dando excelentes resultados. Según las conclusiones de Vásconez los métodos más efectivos y sencillos para el cálculo de volúmenes mediante programas de información geográfica son:

- INTERPOLACIÓN LINEAL (TRIÁNGULOS DE DELAUNAY) – QGIS 2.4
- POLÍGONOS DE VORONOI – QGIS 2.4

4.6.1.1. Interpolación (Triángulos de Delaunay)

La triangulación de Delaunay, es una red de triángulos cuyos vértices corresponden a datos observados o medidos. La condición de Delaunay es “la circunferencia circunscrita de cada triángulo de la red no debe contener ningún vértice de otro triángulo” (Abellanas, 2014). Lo que busca la triangulación de Delaunay es que los triángulos resultantes sean lo más regulares posible y los ángulos internos de los triángulos sean lo más grandes posible, maximizando la extensión del ángulo más pequeño de la red (Abellanas, 2014).

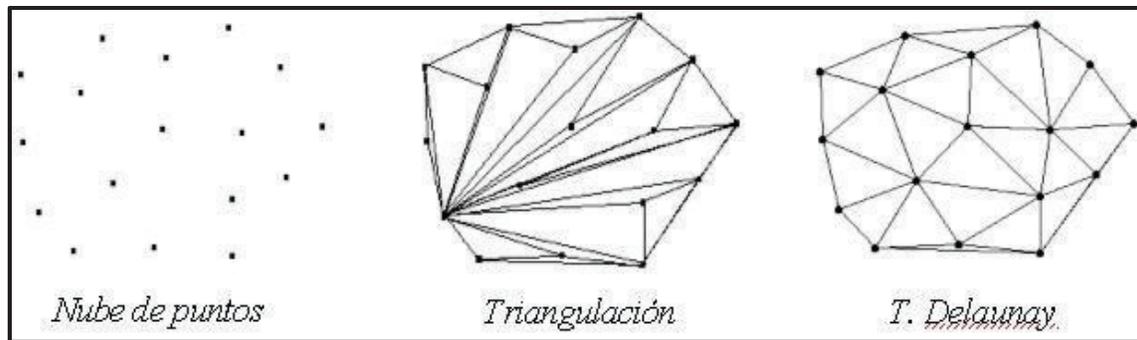


Figura 4.22. Esquemización, de izquierda a derecha: nube de puntos, triangulación y triangulación de Delaunay. El método de Delaunay busca conseguir triángulos regulares (Tomado de Abellanas, 2014).

La interpolación por triángulos de Delaunay es una herramienta que se utiliza para formar superficies poliédricas interpoladas a partir de una nube de puntos de coordenadas espaciales (x,y,z) conocidas. Este método de interpolación está disponible en QGIS 2.4, en: **Raster>>Interpolación>>Interpolación**. Para aplicar este método se usará el shapefile de puntos antes conseguido (Vásconez, 2015).

4.6.1.2. Polígonos de Voronoi

Los polígonos de Voronoi o Thiessen son construcciones geométricas que se crean al unir los circuncentros de los triángulos de Delaunay (Abellanas, 2014).

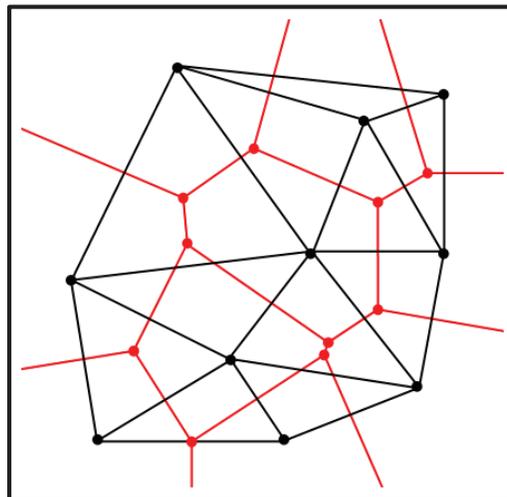


Figura 4.23. Representación de la interpolación por Polígonos de Voronoi (líneas rojas), los puntos rojos representan los circuncentros de los triángulos de Delaunay (líneas negras), los puntos negros representan un valor conocido (Tomado de https://es.wikipedia.org/wiki/Triangulaci%C3%B3n_de_Delaunay#/media/File:Delaunay_Voronoi.png).

Al igual que la triangulación de Delaunay, QGIS tiene una herramienta para este tipo de análisis (**Vectorial>>Herramientas de geometría>>Polígonos de Voronoi**).

Una vez obtenidos los polígonos de Voronoi se puede determinar el área de cada polígono (A_i), dicha área contiene un valor medido de potencia (p_i) mismo que al ser multiplicada por el área da un volumen por polígono (V_i). La sumatoria de estos volúmenes representa el volumen total (V_T) del depósito estudiado (Vásconez, 2015).

$$V_T = (A_1 * p_1 + A_2 * p_2 + \dots + A_n * p_n) = (V_1 + V_2 + \dots + V_n) \sum_{i=1}^n V_i \quad [4.17]$$

4.6.2. DENSIDAD Y MASA DE LAS CORREINTES DE DENSIDAD PIROCLÁSTICAS (CDP)

La densidad promedio de las Corrientes de Densidad Piroclásticas fue calculada con el método de Vásconez (2015). Este método consiste en cavar un hueco de forma cilíndrica de 30cm de profundidad, 30cm de diámetro y una masa de 15-30kg. Una vez cavado el hueco el material extraído es pesado.



Figura 4.24. Procedimiento para determinar la densidad de depósito mediante el método de Vásconez (2015).

El hueco es relleno con pelotas de plástico, Vásconez en su trabajo propuso una ecuación para calcular el volumen de depósito en función del número de pelotas que rellenan el hueco en el depósito (Figura 4.24). La ecuación es la siguiente:

$$\text{Volumen de depósito} = 23,593 \times \# \text{pelotas} - 0,7497 \text{ (cm}^3\text{)} \quad [4.18]$$

Una vez calculado el volumen de depósito y pesado el material extraído, se utiliza la fórmula para calcular la densidad de depósito:

$$\rho_{\text{de depósito}} = \frac{m_{\text{material extraído}}}{V_{\text{deposición en función de las pelotas de plástico}}} \quad [4.19]$$

Para determinar la masa del depósito se usa los volúmenes calculados en la sección 5.6.3 y se aplica la fórmula:

$$m_{\text{Total}} = \rho_{\text{de depósito}} \times V_{\text{deposición total}} \quad [4.20]$$

5. FENOMENOLOGÍA DEL VOLCÁN TUNGURAHUA

5.1. FENOMENOLOGÍA DE 1999-2006

La actividad volcánica empezó a ser más notoria en julio de 1999 se registrándose 20 sismos LP de magnitudes entre 2 y 3.5 de magnitud con profundidades de 7-10km. En Agosto más de 100 eventos sísmicos LP, VT, HB y las primeras emisiones de SO₂, 2.300 T/día (Informe anual Volcán Tungurahua 1999).

Desde 1999 el volcán se caracterizó por tener periodos de calma y actividad intensa con emisiones de ceniza, caídas de ceniza en poblaciones aledañas al volcán, eyección de bloques incandescentes, incandescencia en el cráter, rodamiento de bloques, bramidos, explosiones discretas sin generar flujos piroclásticos (Informes Anuales Volcán Tungurahua de 1999-2005).

5.2. SÍNTESIS DE LOS PERIODOS DE PAROXISMO DEL VOLCÁN TUNGURAHUA A PARTIR DEL 2006 HASTA SEPTIEMBRE DE 2014

El volcán Tungurahua empezó a tener un mayor cambio en su actividad interna a partir de febrero de 2006. A continuación una síntesis de los periodos en donde se generaron flujos piroclásticos.

Fase	Enero-Junio 2006	14-16 Julio 2006	16-17 Agosto 2006
Observaciones Visuales e Instrumentales. /Etapa de la Erupción	Inicio del Periodo	Paroxismo	Paroxismo
Actividad Superficial	Caracterizada por columnas de emisión de vapor de agua con contenidos variable ceniza. Las columnas de emisión alcanzaron los 4km snc. Reportes de caídas de ceniza al NW, W, SW.	Columnas de emisión hasta 14 km snc. Caídas de Ceniza y escoria al W, SW del volcán. Bramidos y cañonazos asociados a la actividad del volcán. Eyección de bloques balísticos alcanzaron 1500 m snc y cayeron a 1000 m bnc.	Columnas de emisión de 12 km snc con dirección al W. Bramidos y cañonazos asociados a la actividad del volcán. Caída de ceniza y escoria. Emisión de flujos de lava. Eyección de balísticos que impactaron el suelo a una distancia de 8 km al N y S del cráter y a 13 km al W del cráter.
Flujos Piroclásticos	-----	En total se generaron 20 CDP que descendieron por las Quebradas Vazcún, Cusúa, Mandúr y sector de Juive Grande. Dos fueron las CDP más grandes que descendieron por Q. Cusúa el 14 y 16 de Julio.	El 16/08 se generaron 27 CDP de pequeño a mediano alcance, una sola CDP grande que represó el rio Chambo. El 17/08 se generaron 4 CDP grandes y dos pequeños. Las CDP descendieron por las Quebradas Cusúa, Chontapamba, Mandúr, Juive Grande, Confesionario, Ulba-Pucayacu y Vazcún. En

Eventos Sísmicos	Aumentaron progresivamente de 55 en Enero a 2151 eventos por mes a finales de Junio. Total 3213 explosiones discretas sin generar CDP.	Un total de 296 explosiones fueron registradas el 14/07. Las explosiones disminuyeron a 50 el 16/07. La sismicidad disminuyó horas antes de la erupción.	El 16/08 a las 05:26 (UTC), hubo un sismo regional de magnitud 4,7 y 6,8 km de profundidad a 23 y 47 km al SW de Palora. Este sismo fue el desencadenante de la erupción. El 16/08 se generaron 97 explosiones.
Flujo de SO₂ (DOAS)	Aumenta paulatinamente con una desgaseificación mínima de 45 T/día en Enero, máximo: 4900 T/día para el 1ro de Junio	Mínimo 524 T/día, Máximo 3020 T/día	Para el 15/08 los valores de SO ₂ son de 569 T/día, para el 16/08 las condiciones climáticas impidieron calcular el valor de flujo de SO ₂ . Sin embargo el 17/08 el flujo de SO ₂ es de 30,000 T/día (Mini DOAS).
Deformación	Tendencia inflacionaria	La tendencia de la deformación era inflacionaria, hasta horas antes de la erupción se observó una deflación.	Antes de la erupción la deformación era de 20 μ rad y 60 μ rad radianes durante la erupción.
Fin del Periodo	-----	La actividad continua hasta la erupción del 16 de agosto	17-21 de agosto el volcán emite flujos de lava que marcan el fin del periodo eruptivo
Fuente	Informes mensuales desde Enero a Junio de 2006	Informe mensual de Julio 2006, informes OVT 334, 335; Barba D. et al. (2006); Base de Datos de las CDP proporcionada por Vallejo S.	Informe mensual de Agosto 2006; Informes OVT 338, 339; Barba D. et al., 2006; Base de Datos de las CDP proporcionada por Vallejo S.

Fase	Septiembre 2006-Enero 2008	26 Mayo- 07 Junio 2010	
Observaciones Visuales e Instrumentales. /Etapa de la Erupción	Tiempo de Relativa Calma en la actividad de volcán	Paroxismo	Paroxismo
Actividad Superficial	Columnas de emisión de 2-4 km a excepción de febrero de 2007 la columna llegó a 8 km snc. Constantes caídas de ceniza. Emisión de material incandescente que llega hasta 1000 m bnc (marzo 2007).	Incandescencia en el cráter que alcanza los 2 km snc. Columnas de emisión alcanzaron los 10 km snc con direcciones variables. Bramidos y cañonazos asociados a la actividad del volcán. Eyección de balísticos llegaron hasta 1000 m bnc. Se produjo caídas de ceniza y escoria al W del volcán.	Columnas de emisión hasta 7 km snc (26 Mayo). Bramidos asociados a la actividad del volcán. Caída de ceniza fina-gruesa y escoria de 2cm de diámetro. Actividad fumarólica en el flanco N y E del volcán. Caída de bloques incandescentes que llegan hasta 500 m bnc.

<p align="center">Flujos Piroclásticos</p>	<p align="center">-----</p>	<p>Las CDP descendieron por las Quebradas Cusúa, Mandúr, Juive y Chontapamba. Los flujos más extensos descendieron hasta la cota de 3200 m snm</p>	<p>Los flujos piroclásticos del 26/05 descendieron por los flancos NW, W y SW hasta 800 m bnc. El 28/05 las CDP descendieron hasta 3/4 abajo del edificio volcánico por las quebradas Chontal, Romero, Juive, Cusúa, Chontapamba. El 29/05 las CDP llegaron hasta 3 km bnc en el W y 200 m bnc al N, W y varios flancos del volcán. El 01/06 un PF pequeño descendió por el flanco oriental.</p>
<p>Eventos Sísmicos</p>	<p>A inicios de año del 2007 las explosiones y eventos eran bajos de 30 eventos sísmicos por día, sin embargo a finales del año el número de explosiones aumento a 1335 explosiones y 79 eventos por día. En el mes de enero de 2008 donde se generaron 6403 explosiones. IAS varía desde 4-12.</p>	<p>Del 06-08 de febrero se reportaron 103 explosiones. Nivel del IAS 11.</p>	<p>En este periodo eruptivo se registraron 1492 explosiones. El IAS antes de la actividad del 26 de mayo presentaba valores 3-4, durante la erupción el IAS aumentó desde 8 a 11.</p>

Flujo de SO₂ (DOAS)	El flujo de SO ₂ a inicios de 2007 es bajo 20-30T/día. Se incrementa el flujo en diciembre llegando a un máximo valor de 4552 T/día. EN enero de 2008 el flujo de SO ₂ es de 500-1500 T/día.	El valor máximo de flujo de SO ₂ es 1738 con variabilidad de 814 T/día para el día 06/02.	Valor máximo de desgasificación es 5234 ±3150 T/día para el 28 mayo.
Deformación	Las tendencias de deformación son variadas durante el año, se presenta periodos de deflación relacionados a la alta desgasificación. Los periodos de inflación son evidencia de un nuevo magma que está emergiendo.	A principios de febrero se registró una inflación. A partir del 06-07 se registró una deflación producto de la erupción y la salida de material juvenil. Esta deflación continúa hasta fin de mes.	En este periodo eruptivo es caracterizada por una deflación debido a la salida de material juvenil.
Fin del Periodo	-----	La actividad disminuye a partir del 10 de febrero.	La actividad disminuye considerablemente hasta el 14 de junio donde el número de explosiones disminuyó considerablemente.
Fuente	Informes mensuales desde Septiembre 2006-Enero2008	Informe mensual Febrero 2008; Informe OVT 416; Base de Datos de las CDP proporcionada por Vallejo S.	Informes mensuales Mayo y Junio 2010; Informe OVT 535-538; Base de Datos de las CDP proporcionada por Vallejo S.

Fase	04-09 Diciembre 2010	22 abril- 26 Mayo 2011	27 Noviembre- 22 Diciembre 2011
Observaciones Visuales e Instrumentales. /Etapa de la Erupción	Paroxismo	Paroxismo	Paroxismo
Actividad Superficial	Columnas eruptivas entre 3-4 km snc. Caídas de ceniza al NW, W y SW del volcán. Bramidos y cañonazos producto de la actividad del volcán. Eyección de bloques incandescentes llegaron hasta la cota de 4000 m snm. Emisión de flujos de lava	Columnas eruptivas hasta 7 km snc. Actividad estromboliana con eyección de bloques incandescentes que llegaron hasta 2000 m bnc. Bramidos y cañonazos relacionados al incremento de la actividad del volcán. Caída de ceniza al NW, SW y W del volcán en la mayoría de reportes.	Eyección de bloques hasta 1,5 km snc, los cuales rodaron quebrada abajo. Columnas de emisión hasta 6 km snc. Caídas de ceniza principalmente al WNW, WSW ENE, SSW y NNW. Bramidos y cañonazos.
Flujos Piroclásticos	Se generaron una serie de CDP que descendieron entre los días 04-12 por las quebradas de Vazcún, Cusúa, Juive, Mandúr, Ingapirca, Choglontus, La Rea, Mapayacu, sector W y SW del volcán. Estas CDP descendieron hasta 3/4 del cono volcánico.	Tres flujos piroclásticos fueron observados durante este periodo. El tamaño de estos es de pequeño-moderado y descienden por los flancos W y NW del volcán en los días 25, 29 y 30 de Abril. Estos llegan hasta 700 m bnc.	Los flujos piroclásticos se generaron del 27-29 de noviembre, 2-5 de diciembre y el 22 de diciembre de 2011. Estas CDP descienden por las quebradas de Ingapirca, Achupashal, Palictahua, SW, NW, W, La Hacienda, Chontapamba, La Rea. Las CDP llegan hasta 2 km bnc.

Eventos Sísmicos	IAS nivel de 6. Del 1-7 de diciembre se registraron 297 explosiones las que generaron CDP entre los días 04-09 de diciembre, siendo el 04 el día con mayor número de LPs.	Del 22-30 de abril se registró 48 explosiones, 102 tremores de emisión. El IAS alcanzó un nivel de 5.	IAS 4-7. Del 22-30 de noviembre se registraron 182 eventos, 15 explosiones y 69 emisiones. La primera semana de diciembre fue la de mayor actividad sísmica con 210 LP, 45 explosiones y 230 tremores de emisión.
Flujo de SO₂ (DOAS)	El 1ro de Diciembre el valor de flujo de SO ₂ es 5069 t/día para el día de la erupción bajo considerablemente a 138±38 T/día en el DOAS de Pillate	El valor promedio para marzo fue de 360 T/día. A partir del 20 de abril se registraron tasas de 1900 y 6000 T/día.	Para el mes de noviembre el flujo promedio de SO ₂ es de 450t/día, para el 28 de noviembre fue 5123 T/día. Para diciembre un valor promedio de 1250 T/día y un máximo de 8611 T/día para el 04 de diciembre.
Deformación	Del 02-05 de diciembre en el inclinómetro de RETU se registró una inflación de 0.6 microradianes/día. Desde el día 06-19 de diciembre la tendencia es deflacionaria de -0,4 radianes/día.	Desde marzo la tendencia es inflacionaria en ambos ejes para la estación RETU.	Para los meses de Noviembre y Diciembre se registra una tendencia inflacionaria.
Fin del Periodo	La actividad decayó desde el 13 de diciembre. En el fin de mes se tuvo emisiones de vapor de agua poco energéticas.	A inicios de Junio de 2011 la actividad disminuye.	En el mes de enero de 2012 la actividad disminuyó con tan solo 376 eventos sísmicos.

Fuente	Informe mensual Diciembre 2010; Informe OVT 563-567; Base de Datos de las CDP proporcionada por Vallejo S.	Informe anual 2011, Informes mensuales Abril, Mayo 2011; Informe OVT585-587; Base de Datos de las CDP proporcionada por Vallejo S.	Informe anual 2011, Informes mensuales noviembre y Diciembre 2011; Informes OVT 614-618.
---------------	--	--	--

Fase	18-19 Agosto 2012	16-18 Diciembre 2012	28-29 Abril, 13 Mayo 2013
Observaciones Visuales e Instrumentales. /Etapa de la Erupción	Paroxismo	Paroxismo	Paroxismo
Actividad Superficial	Vibración de suelo y ventanas, bramidos, rodamiento de rocas e incandescencia, cañonazos asociados a las explosiones, eyección de balísticos que llegan hasta 500 m bnc al W y NW del volcán. Las columnas de emisión alcanzaron los 3 km snc generando caídas de ceniza en dirección W y NW del volcán.	Columnas eruptivas entre 3 y 7 km snc, caídas de ceniza en los sectores NW, W y SW. Rodamiento de rocas en el flanco W, Cañonazos y bramidos.	Explosiones, columna de emisión de 5 km snc. Caídas de ceniza al W, WNW, WSW del volcán, rodamiento de bloques hasta 1,5 km bnc, incandescencia en el cráter.

<p>Flujos Piroclásticos</p>	<p>Las CDP descendieron el 19 de agosto a las 16h25 (UTC) y el 19 a las 16h27 (UTC). Las CDP del 18 llegaron hasta 2 km bnc en los flancos NW y W. Para las CDP del 19 descendieron hasta 1 km bnc en las quebradas de Pirámide y Cusúa.</p>	<p>Las CDP del 16 descendieron hasta 3,5 km bnc por las quebradas de Achupashal, Mapayacu, Choglontus y flanco NW. El 18 de diciembre llegaron hasta 3 km bnc por las quebradas La Hacienda, Mandúr y Achupashal.</p>	<p>A las 23h57 (UTC) se genera una columna de emisión de 5 km snc la que da origen a una CDP que llegó a 1,5 km bnc en el flanco N-occidente del volcán. Posterior a los CDP de abril, se produce actividad estromboliana continua hasta el 13 de mayo, donde se genera una CDP pequeña en la quebrada de Mandúr.</p>
<p>Eventos Sísmicos</p>	<p>En los días 18 y 19 se registraron 13 explosiones, 17 tremores de emisión para el 28 y tremor continuo el 19 de agosto. IAS nivel 7</p>	<p>El 18 de diciembre se dieron 103 eventos tipo LP, 2 VT, 4 tremores de emisión y 6 explosiones. IAS nivel 6.</p>	<p>El 28 de abril a las 10h35 (UTC) empieza un tremor de emisión el cual continúa todo el día generando explosiones. El 28 de abril se generaron 4 explosiones, 95 eventos de tipo LP y 25 tremores de emisión. Para el día siguiente la actividad se vuelve más explosiva con 28 explosiones, 56 eventos tipo LP y 40 tremores de emisión. El IAS es considerado como nivel 5 (moderado). El 13 de mayo se generan 11 explosiones, 16 tremores de emisión y 51 LPs. El IAS para el 13 de mayo es considerado como muy alto (Nivel 8).</p>

Flujo de SO₂ (DOAS)	Del 14-17 de agosto los valores se mantuvieron entre los 1300 T/día. Para el día de las explosiones los valores de desgasificación máxima son 2322 y 3668 T/día para el 18-19 de agosto.	El 16 de diciembre se registra un valores de 1260 T/día en la estación de Pillate y el 18 un valor máximo de 1981 T/día en la estación de Bayushig.	La desgasificación para el 28 de mayo es alrededor de las 700 T/día. 29 de mayo es 800 T/día y para el 13 de mayo no existen registros por la alta nubosidad.
Deformación	Del 12-15 de agosto se denota un deflación en la estación de RETU y CHONTAL lo cual sugiere el paso del magma hacia la superficie.	En los ejes tangenciales de RETU y PONDOA existe una deflación desde el 10u rad hasta el 19 de diciembre donde la tendencia es inflacionaria.	Las estaciones de RETU, BILBAO, CHONTAL y MAZÓN, presentan una inflación desde meses anteriores.
Fin del Periodo	Hasta fines de agosto la actividad continua siendo alta. Al inicio de septiembre la actividad decae.	La actividad comienza a decaer en la primera semana de 2013 donde solo se registran explosiones discretas y menor número de tremores de emisión.	La actividad cesa a partir de la segunda mitad del mes de mayo
Fuente	Informes OVT 652-655. Base de Datos de las CDP proporcionada por Vallejo S.	Informes OVT 669-672, Base de Datos de las CDP proporcionada por Vallejo S.	Informes OVT 688-691, Base de Datos de las CDP proporcionada por Vallejo S.

Fase	17 de Julio de 2013	01 de Febrero 2014	04 Abril 2014
Observaciones Visuales e Instrumentales. /Etapa de la Erupción	Paroxismo	Paroxismo	Paroxismo
Actividad Superficial	El Volcán permanece nublado. Se observa una columna de ceniza de 2 km de altura snc, dirigiéndose hacia el Noroccidente. Fuertes cañonazos y vibración de ventanales.	Columna de 10 km snc, Caídas de ceniza al W, WNW, WSW	Columna de 8 km snc, Caídas de ceniza al W, WNW, WSW. Rodamiento de rocas horas antes de la erupción
Flujos Piroclásticos	A las 11h45 descienden CDP por las quebradas de Achupashal, Juive, Pucayacu, La Hacienda y Vazcún.	Las CDP descendieron por las quebradas de Rea, Romero, Achupashal, Hacienda, Viejo Minero, La Pampa-Juive, Vazcún. Estas llegan hasta la cota de 2100 m snm en la quebrada Palmaurco.	Los Flujos Piroclásticos descendieron por las quebradas de Achupashal, La Pirámide, La Rea, Vazcún, Juive y flanco Norte del volcán. Estos flujos piroclásticos llegan hasta dos tercios del cono.
Eventos Sísmicos	El 14 de Julio se registraron 292 sísmos LP, 2 VT, 7 tremores de emisión y una sola explosión.	Entre las 13h30 y 11h30 (TL) se generó un enjambre de eventos sísmicos tipo VT y LP en las partes altas del volcán. En total se generaron 4 explosiones.	Para el 04 de abril se registran 6 explosiones, 111 eventos LP, 58 VT y 6 tremores de emisión. El IAS es de 6 (moderado-alto).

Flujo de SO₂ (DOAS)	El día de la erupción el flujo de SO ₂ fue de 4515 T/día	-----	La desgasificación días antes de la erupción es 400-1000 T/día, para el día de la erupción es de 801 T/día en la estación de Pillate. Después de la erupción la desgasificación aumenta a 4176 T/día en la estación de Pillate.
Deformación	Inflación en los ejes radiales de Retu y Chontal y deflación en Pondoá, Mazón y Bilbao	Una semana antes todos los inclinómetros registraron una deflación asociada al paso del magma a la superficie	02-03 de Abril el inclinómetro de RETU indicaba una tendencia deflacionaria hasta el día de la erupción.
Fin del Periodo	La actividad disminuye a partir del final del mes de Julio	La actividad no disminuye hasta la segunda semana de marzo.	La actividad continua con explosiones estrombolianas y un flujo de lava el 11 de abril
Fuente	Informes OVT 699-701 Base de Datos de las CDP proporcionada por Vallejo S.	Informes OVT 726-735 Base de Datos de las CDP proporcionada por Vallejo S.	Informes OVT 737-738 Base de Datos de los CDP proporcionada por Vallejo S

5.3. CORRIENTES DE DENSIDAD PIROCLÁSTICA EN EL VOLCÁN TUNGURAHUA

Las CDP en el volcán Tungurahua en la mayoría de los casos son generadas en erupciones explosivas de tipo Vulcanianas.

El mecanismo de formación de las CDP es por “Boilling Over”, esto quiere decir un desbordamiento del material durante una erupción explosiva con una columna de emisión de ceniza sostenida y tremor de amplitud grande.

La orientación del cráter del volcán Tungurahua es hacia el W, esta es la dirección por donde todas las CDP han descendido. En total se reportaron 299 CDP entre Julio de 2006 y Septiembre de 2014 (Figura 5.1). La mayoría de las CDP es de tamaño pequeño a medio, llegando la mayoría de los casos hasta medio cono o depositándose en las partes superiores del volcán. Y muy pocas llegan a la base del volcán. Las CDP que llegaron a la base del volcán o descendieron al menos tres cuartos del volcán son las CDP producidas en las erupciones de Julio y Agosto 2006, Mayo 2010, Julio 2013, Febrero y Abril 2014 (Vallejo S., 2014).

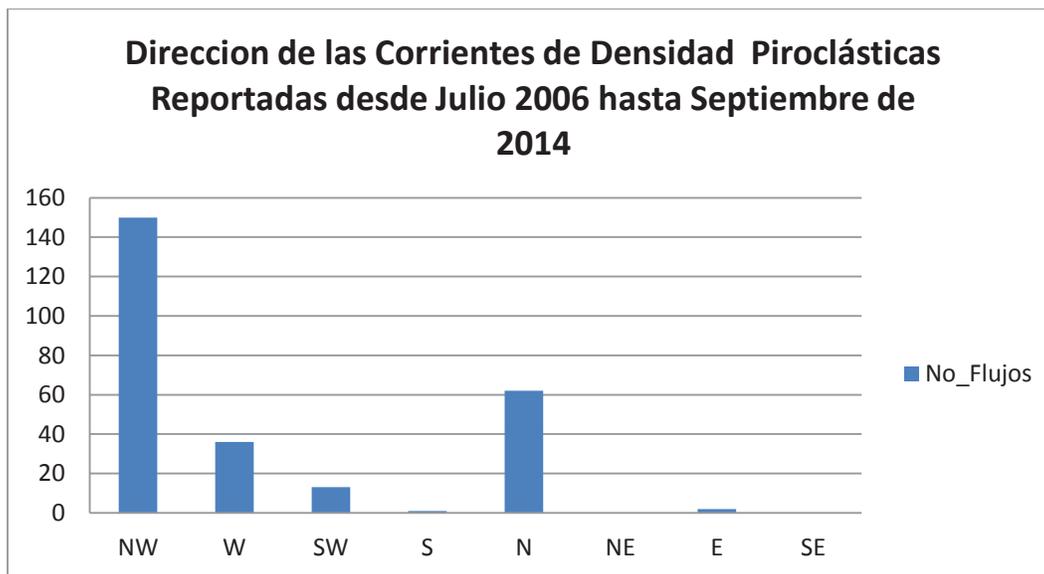


Figura 5.1. Dirección de las CDP reportadas desde julio de 2006 hasta septiembre de 2014.

6. ANÁLISIS Y RESULTADOS

En este trabajo se analizaron muestras de las erupciones de 14-16 de agosto de 2006, 04 de julio de 2013 y primero de febrero de 2014. No se pudo analizar muestras de otras erupciones importantes porque los depósitos ya fueron erosionados ya sea por las fuertes lluvias o por flujos piroclásticos más recientes.

6.1. MAPEO DE LAS CDP

Con la ayuda de técnicos del IG-EPN e IRD se creó un mapa de las CDP el cual fue modificado para este trabajo (ANEXO I).

6.2. ACTIVIDAD ERUPTIVA DE 16-17 DE AGOSTO DE 2006

La actividad eruptiva de 2006 es la más fuerte registrada en el volcán Tungurahua desde su reactivación en 1999.

Esta actividad es caracterizada por fuertes explosiones, incandescencia en el cráter, flujos piroclásticos pequeños a grandes los cuales represaron el río Chambo al occidente del volcán (Informes OVT 338-339).

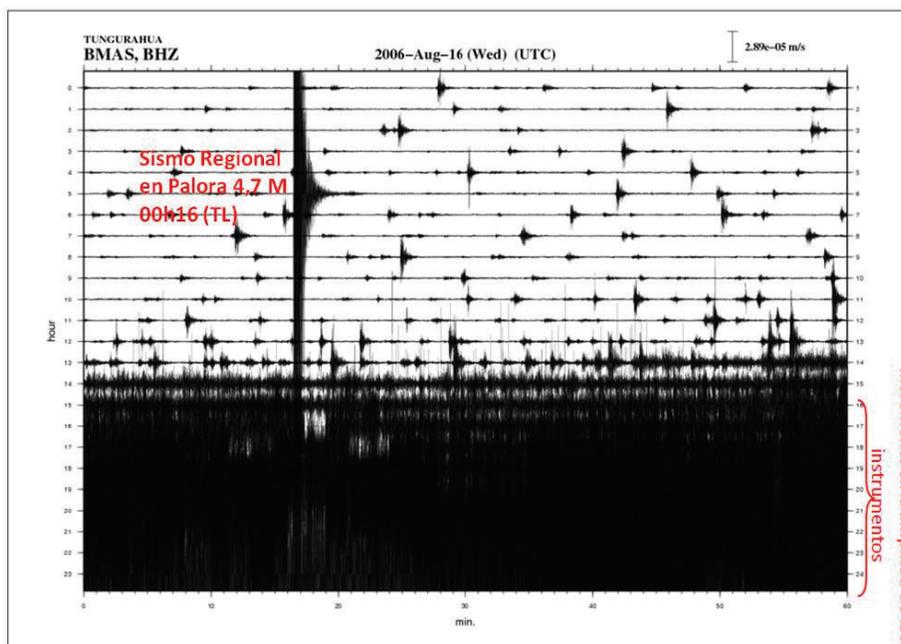


Figura 6.1. Registro sísmico de la estación BMAS para el día 16-08-2006.

Un sismo de 4.7 de magnitud a las 00h16 fue el predecesor de la intensa actividad eruptiva del 16 agosto de 2006. A lo largo de la maña del 16 se dio un incremento en la actividad interna del volcán (Figura 6.1). A partir de las 14h30 se presentaron las primeras emisiones de ceniza. A las 16h50 se dieron los primeros flujos piroclásticos que descendieron por las quebradas de Cusúa y Chontapamba (Barba et al., 2006).

Entre las 18h00 y 19h00 (TL) se produjo una columna eruptiva que alcanzo 4000 m snc con dirección hacia el W y fuentes de lava que alcanzaron 200m snc (Barba et al., 2006; Informes OVT 334-335)

Posterior a esta actividad entre las 19h00 y 21h45 el volcán incrementó su actividad generando una columna de eruptiva de 12 km snc y fuentes de lava que alcanzaron 800 m snc y generación de nuevos flujos piroclásticos de mayor tamaño a los anteriores. Se generaron 32 flujos piroclásticos aproximadamente (Barba et al., 2006).

DIA	HORA	TAMAÑO	SECTOR
16	16h51	Pequeño	Cusúa
	17h10	Pequeño	Cusúa
	17h36	Pequeño	Cusúa
	17h38	Mediano	Cusúa
	17h50	Pequeño	Chontapamba
	18h06	Pequeño	Mandur
	18h12	Mediano	Cusúa
	18h18	Mediano	Cusúa
	18h48	Mediano	Cusúa
	19h09	Pequeño	Cusúa
	19h49	Pequeño	Juive Grande
	19h54	Pequeño	Vazcún
	20h58	Pequeño	Juive Grande
	21h14	Mediano	Cusúa
	21h18	Pequeño	Juive Grande
	21h32	Pequeño	Cusúa
	21h45	Mediano	Cusúa
	21h47	Grande	Cusúa
	21h49	Mediano	Juive Grande
	21h58	Mediano	Cusúa
	22h15	Mediano	Vazcún
	22h15?	Pequeño	Ulba-Pucayacu
	22h25	Pequeño	Juive Grande
23h18	Mediano	Juive Grande	
23h21	Pequeño	Vazcún	
23h51	Pequeño	Juive Grande	
23h59	Pequeño	Vazcún	
17	00h07	Mediano	Juive Grande
	00h12	Grande	Cusúa
	00h15	Grande	Palitagua
	00h18	Pequeño	Vazcún
	00h20	Grande	Juive Grande
	00h49	Mediano	Confesionario

Tabla 14. Descripción de las CDP generadas en el volcán Tungurahua el 16-17 de agosto de 2006 (Tomada de Barba et al., 2006).

6.2.1. RESULTADOS DE GRANULOMETRÍA DE LAS CDP DE LA ERUPCIÓN DE 16-17 DE AGOSTO DE 2006

De los depósitos correspondientes a la erupción de agosto de 2006 se tomaron 8 muestras 1 en la quebrada de Romero, 3 en Q. Chontapamba y 4 en el sector de Juive en La Pampa. Dando los siguientes resultados estadísticos gráficos:

Muestra	Desviación (Sigma-I)	Asimetría (SKI)	Curtosis (KG)	Diámetro medio (Mz)	Descripción	Espesor (m)	Localización
TUNG-JG-006-A	2,29	-0,25	0,84	0,5	Mitad	2.5	Romero
TUNG-JG-007-C	2,31	-0,32	0,9	0,33	1.5m del techo	6	Chontapamba
TUNG-JG-007-B	2,39	-0,33	0,9	0,33	Mitad del deposito		
TUNG-JG-007-A	2,3	-0,25	0,82	0,42	0.3m desde la base		
TUNG-JG-010-D	3,01	0,19	0,64	-1,28	0.4m del techo. Q abajo	3.5	Juive
TUNG-JG-010-C	3,1	0,21	0,63	-1,35	Base. Q arriba		
TUNG-JG-010-B	2,91	0,42	0,78	-2,02	Base. Q abajo		
TUNG-JG-010-A	2,94	0,51	0,92	-2,5	Base primer pulso. Q arriba	0.4	Juive

Tabla 15. Resultados estadísticos gráficos de ensayos granulométricos para las CDP del 16-17 de Agosto de 2006.

Las Muestras TUNG-JG-006-A (Q. Romero) y TUNG-JG-007 A, B, C (Q. Chontapamba) tienen similares resultados estadísticos gráficos y están resumidos a continuación:

Parámetro	Conclusión
Simetría (Kml)	Asimétrico y muy asimétrico hacia los gruesos
Diámetro medio (Mz)	Ceniza (<2mm)
Curtosis (KG)	Platicúrtica - Mesocúrtica
Desviación (Sigma-I)	Muy mal sorteado (Sigma-I ~ 2.35)

Tabla 16. Conclusión de los resultados estadísticos gráficos de las muestras TUNG-JG-006-A y TUNG-JG-007 A, B, C para ensayos de granulometría.

Los resultados de las Muestras TUNG-JG-010 A, B, C y D (Q. La Pampa) tienen un comportamiento diferente a las anteriores:

Parámetro	Conclusión
Simetría (Kml)	Muy Asimétrico y muy asimétrico hacia los finos
Diámetro medio (Mz)	Lapilli (>2mm)
Curtosis (KG)	Muy Platicúrtica - Platicúrtica
Desviación (Sigma-I)	Muy mal sorteado (Sigma-I ~ 3)

Tabla 17. Conclusión de los resultados estadísticos gráficos de las muestras TUNG-JG-010 A, B, C, D para ensayos de granulometría.

6.2.2. ANÁLISIS DE COMPONENTES DE LAS CDP DE LA ERUPCIÓN DE 16-17 DE AGOSTO DE 2006

Para el análisis de componentes se tomaron en cuenta los componentes piroclastos que tienen tamaños entre 16-64mm. Las muestras analizadas en esta sección fueron TUNG-JG-007 A, B, C (Q. Chontapamba) con 64, 130 y 121 fragmentos respectivamente y la muestra TUNG-JG-010 A, B, C, D (Q. La Pampa) con 168, 120, 97 y 122 fragmentos respectivamente.

Los resultados de porcentaje de componentes para cada muestra están resumidos a continuación:

Localización	Nombre	I. Densos (%)	II. Escorias Juveniles (%)	III. Escorias Antiguas (%)	IV. Oxidados (%)	Localización en el Afloramiento
Q. Chontapamba	TUNG-JG-007-C	52	28	4	16	1.5m del techo
	TUNG-JG-007-B	59	12	4	25	Mitad del deposito
	TUNG-JG-007-A	54	23	7	16	0.3m desde la base
La Pampa	TUNG-JG-010-D	35	17	23	25	0.4m del techo.
	TUNG-JG-010-C	31	12	24	33	Base.
	TUNG-JG-010-B	32	8	26	14	Base.
	TUNG-JG-010-A	12	31	49	8	Base primer pulso.
	Promedio	42	19	19	20	

Tabla 18. Resultados del análisis de componentes de las muestras TUNG-JG-007 A, B, C; recolectadas en la Q. Chontapamba.

Los componentes densos son los que más abundan con un 42 vol. % de promedio. Las escorias antiguas, juveniles y componentes oxidados tienen un promedio de 19 vol. % cada una, también se encontró un piroclasto de composición pómez (dacítica) que equivale al 0.5 vol. % de los componentes este componente de pómez dacítica no es material juvenil ya que este pudo ser arrastrado de CDP anteriores como la de 1886 (Figura 6.2).

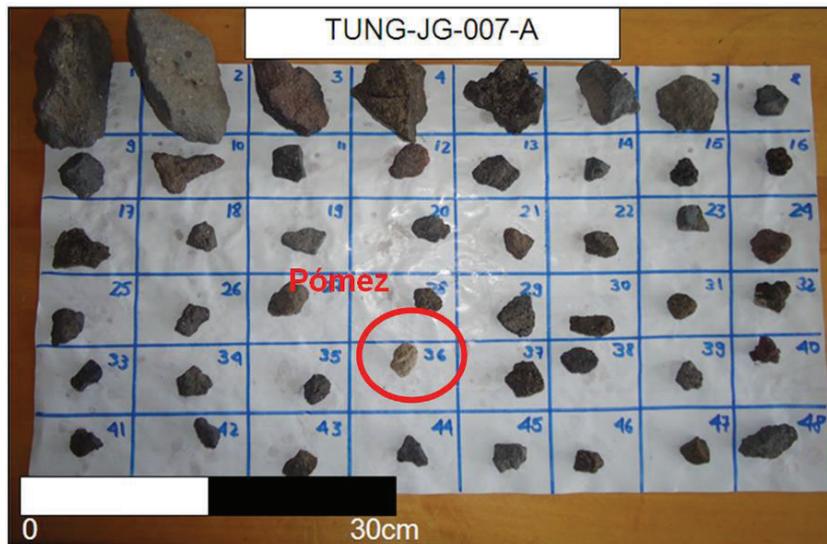


Figura 6.2. Análisis de componentes de la muestra TUNG-JG-007-A. En la figura solo se muestran 48 componentes y se puede observar el único componente de pómez que equivale al 0.5% de la muestra total.

Según los resultados del análisis de fotografías de los afloramientos en el sector de Juive de Bernard et al., (2014) correspondientes a la erupción de agosto de 2006, el mayor porcentaje juveniles se encuentra en las partes altas del volcán en pendientes mayores a 25° y la incorporación de material no-juvenil se da en esta misma zona. Esto hace que en las partes bajas del volcán el porcentaje de material no-juvenil sea mayor. El promedio de porcentajes de material juvenil en el trabajo de Bernard et al., (2014) es entre 40-50% para todo el valle de Juive. Bernard para la fracción juvenil toma en cuenta únicamente las escorias juveniles y para la fracción no juvenil se toma en cuenta los componentes densos, escorias antiguas, pómez y oxidados.

Para este trabajo se tiene una limitación por el tamaño de grano, ya que en los afloramientos del sector de Juive se encontraron bombas de escoria juveniles que superaban los 0.5m de diámetro (Figura 6.3) las cuales no fueron tomadas en cuenta para el análisis de componentes porque cambiarían rotundamente los resultados obtenidos.



Figura 6.3. Afloramiento TUNG-JG-010 localizado en la cantera Viejo minero en el sector de Juive. Nótese las bombas que superan los 50cm de diámetro las cuales no fueron tomadas en cuenta para los análisis de este trabajo (Fotografía: J. García, IG-EPN).

Para este trabajo se toma en cuenta como material juvenil a los componentes densos y a las escorias juveniles almacenadas en las CDP. El porcentaje promedio de material juvenil para la erupción de agosto de 2006 es de 60% según este estudio.

6.2.3. DENSIDAD Y POROSIDAD DE LAS CDP DE 16-17 DE AGOSTO DE 2006

En el análisis de porosidad para determinar dinamismos eruptivos se tomo en cuenta las escorias juveniles. Dando como resultados los siguientes valores:

Localización	Nombre	Porosidad Ponderada Media	Desviación estándar gráfica (Porosidad)	Asimetría gráfica (Porosidad)	Curtosis gráfica (Porosidad)
Q. Chontapamba	TUNG-JG-007-A	0,44	0,14	0,20	0,51
	TUNG-JG-007-B	0,45	0,14	0,23	0,70
	TUNG-JG-007-C	0,51	0,12	0,10	0,79
La Pampa	TUNG-JG-010-A	0,51	0,07	-0,15	1,16
	TUNG-JG-010-B	0,43	0,09	0,19	1,22
	TUNG-JG-010-C	0,54	0,07	-0,07	0,92
	TUNG-JG-010-D	0,39	0,10	-0,20	0,85

Tabla 19. Resultados estadísticos gráficos del procesamiento de datos de Porosidad para los depósitos de las muestras de la erupción del 16-17 de agosto de 2006.

La porosidad media ponderada de toda la muestra tiene valores entre 0.39-0.54. La desviación estándar gráfica varía entre 0.07-0.14 para todas las muestras. Las curvas generadas son simétricas (valores entre 0.1 y -0.1) para las muestras TUNG-JG-007 A, B y C (Q. Chontapamba). La asimetría para las muestras TUNG-JG-010 A, B, C y D (La Pampa) tienen una gran variación donde las muestras A y D presentan asimetría hacia la izquierda, la muestra C es simétrica y la muestra B es asimétrica hacia la derecha. Las muestras TUNG-JG-010 A, B, C y D tienen una variación desde Platicúrtica hasta Leptocúrtica y las muestras TUNG-JG-007 A, B y C varían entre Platicúrtica y muy Platicúrtica (Figura 6.4Figura 6.4).

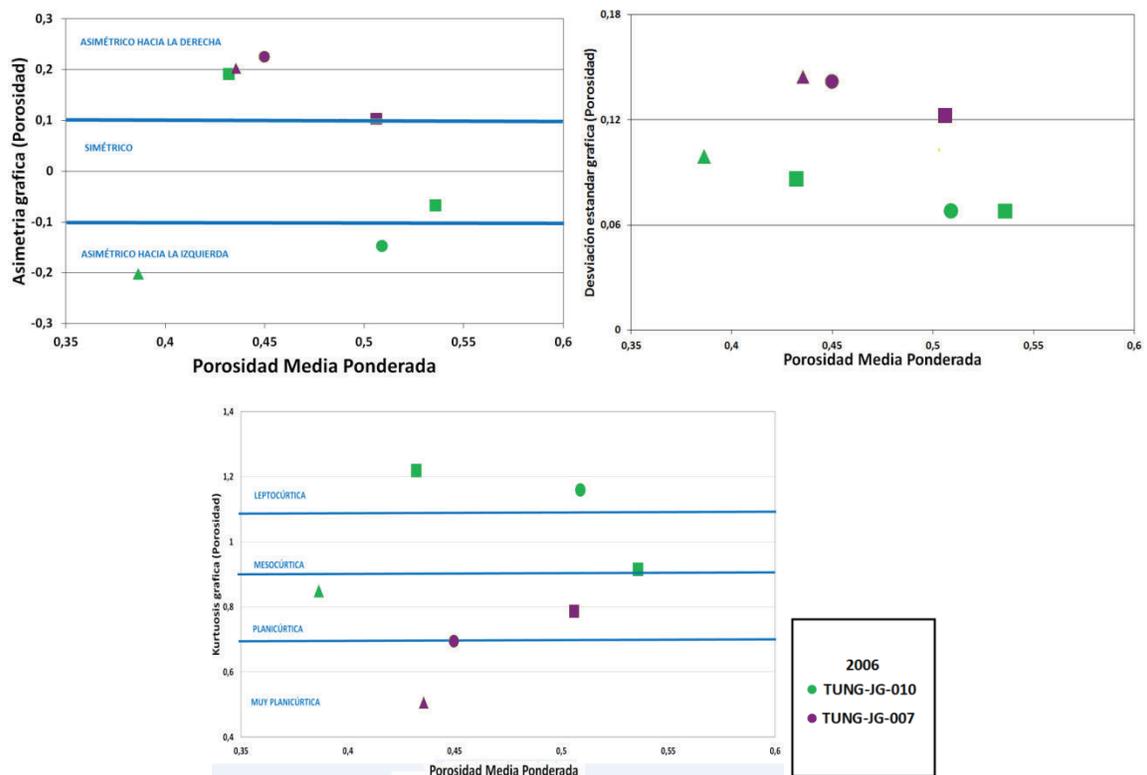


Figura 6.4. Desviación estándar, curtosis y asimetría gráfica de la porosidad para las muestras de la erupción del 16-17 de Agosto del 2006.

6.2.4. ESTIMACIÓN DE LA MASA DE LAS CDP DE LA ERUPCIÓN DEL 16-17 DE AGOSTO DE 2006

Para el cálculo de la masa total de depósito se tomó en cuenta el volumen calculado por Hall et al., (2014) para los depósitos de 16-17 de Agosto de 2006 de $38.7 \times 10^6 \text{ m}^3$.

Con el método de Vásconez (2015) se realizaron tres ensayos de densidad de depósito, los resultados de estos ensayos están expuestos a continuación:

Localización	X	Y	Masa (kg)	No. Pelotas	Volumen de depósito extraído (cm ³)	Densidad de depósito (kg/m ³)
JUIVE	782195	9843317	18,423	461	10875,62	1693,97
CHONTAPAMBA	777463	9838906	15,003	360	8492,73	1766,57
CHONTAPAMBA	777463	9838906	19,08	433	10215,02	1867,84
					PROMEDIO	1776,13

Tabla 20. Resultados de ensayos de densidad de depósito para las CDP del Volcán Tungurahua de la erupción del 16-17 de Agosto de 2006.

Utilizando la formula [4.20] se obtuvo la siguiente masa total de depósito de la erupción de 16-17 de Agosto:

$$m_{Total} = \rho_{de\ depósito} \times V_{depósito\ total} [$$

$$m_{Total} = 1776.13 \times 38.7 \times 10^6$$

$$m_{Total} = 6.87 \times 10^{10} \text{ kg}$$

Con el análisis de componentes realizado en la sección 6.2.2 se obtuvo un valor promedio de 60% para el material juvenil donde solo se toma en cuenta piroclastos de diámetro entre 16-64mm. Este porcentaje de material juvenil promedio es usado para calcular el volumen real de magma juvenil liberado durante la erupción de agosto de 2006. Para la masa el porcentaje de material juvenil es de 57 wt. % (ANEXO VII). Los resultados son presentados a continuación.

Volumen Total (m3)	Volumen Juvenil (m3)	Masa de depósito (kg)	Masa de depósito Juvenil (kg)
38,7E+06	2,32E+07	6,87E+10	3.92E+10

Tabla 21. Resultados de Volumen y Masa juveniles para la erupción de agosto de 2006.

6.3. ACTIVIDAD ERUPTIVA DEL 28 DE MAYO DE 2010

La actividad del 28 de mayo empieza a las 13h51 TU con un fuerte cañonazo sentido en el OVT (Figura 6.5), a las 14h09 se observa el descenso de flujos piroclásticos por el sector de Cusúa, los cuales llegan hasta medio cono. Según reportes de alertas de la VAAC la columna eruptiva alcanzo los 8.5 km snc el día de la erupción (Figura 6.5).

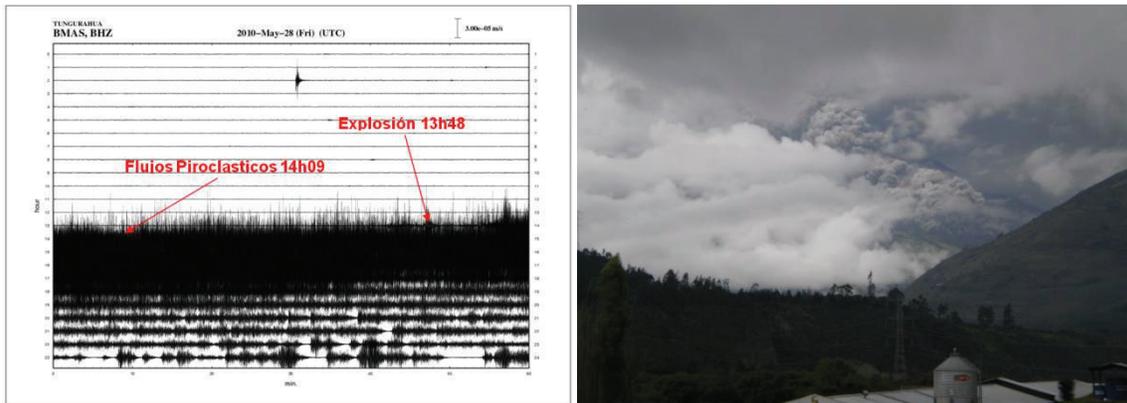


Figura 6.5. Izquierda: Registro sísmico de la estación BMAS para el día 28 de Mayo de 2010. Derecha: Flujo piroclástico bajando hacia Cusúa (14h09, 28/05/2010; Marion Bécouze IG-IRD) (Tomada del Informe semanal OVT 536).

6.3.1. GRANULOMETRÍA DE LAS CDP DE LA ERUPCIÓN DEL 28 DE MAYO DE 2010

Para la erupción del 28 de mayo de 2010 no se pudo recolectar muestras en campo ya que los nuevos flujos piroclásticos erosionaron los depósitos de interés. En el trabajo de maestría de Tournigand P. (2013) se realizaron ensayos de granulometría, análisis de componentes y densidades de depósito para los depósitos de la erupción de 2012. Sin embargo mediante fotografías e imágenes térmicas este trabajo fue reinterpretado y se dedujo que los depósitos de CDP

analizados corresponden a la erupción del 28 de mayo de 2010, los cuales se conservaron en óptimas condiciones.

Las curvas granulométricas resultantes son bimodales y se comportan de la misma manera que las muestras de las erupciones de 2006 (TUNG-JG-010 A, B, C, D), 2013 y 2014. La muestra T12-ASH-01, tiene un comportamiento más hacia una oleada piroclástica mientras que el resto de muestras se comporta como un flujo piroclástico (Figura 6.6).

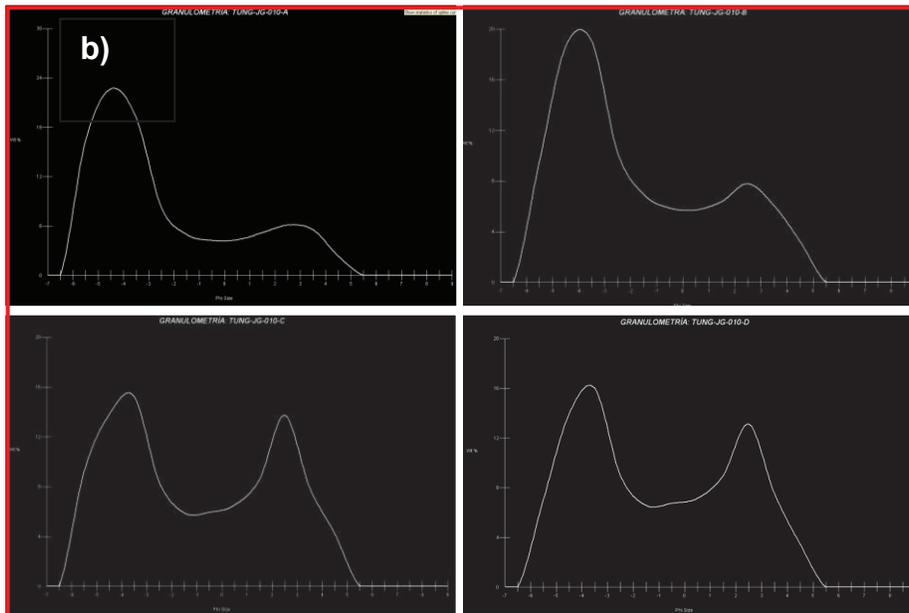
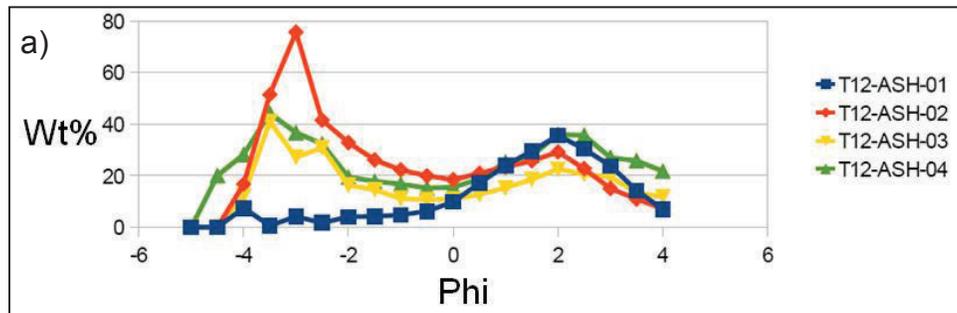


Figura 6.6. a) Curvas granulométricas de las muestras de las CDP de 2010 realizadas en el trabajo de Tournigand P. et al., 2013. b) Curvas granulométricas de las muestras TUNG-JG-010 A, B, C, D (La Pampa) de la erupción del 16-17 de agosto de 2006.

6.3.2. ANÁLISIS DE COMPONENTES DE DE LAS CDP DE LA ERUPCIÓN DEL 28 DE MAYO DE 2010

Tournigand et al. (2013) en su trabajo realiza análisis de componentes mediante fotografías y conteo manual dando los siguientes resultados:

Muestra	Juvenil	No-Juvenil
T12-ASH-01	86.4	13.6
T12-ASH-02	68.9	31.1
T12-ASH-03	89.6	10.4
T12-ASH-04	88	12
POMEDIO	83	17

Tabla 22. Resultados de análisis de componentes mediante fotografías de las CDP del 28 de mayo de 2013.

Este trabajo tuvo la misma metodología que Bernard et al (2014), donde el 83 vol. % de los componentes corresponde material juvenil y el 17 vol. % corresponde a material no juvenil o accidental. El análisis de componentes fue realizado a piroclastos con diámetros mayores a 31.5 mm.

6.3.3. ESTIMACIÓN DEL VOLUMEN Y MASA DE LAS CDP DE LA ERUPCIÓN DEL 28 DE MAYO DE 2010

6.3.3.1. Volumen de las CDP de la erupción del 28 de mayo de 2010

Técnicos del Instituto Geofísico realizaron trabajo de campo para tomar datos de espesores y realizar un mapa de las CDP. Este mapa fue modificado en base a puntos GPS de control, fotografías e imágenes térmicas.

Para determinar el volumen de las CDP de la erupción de mayo de 2010 se tiene un error en la medición de los espesores, este error es producido porque no se tiene suficientes datos de campo. La erupción de 2010 fue más pequeña que la de 2013 y 2014, por lo tanto los límites máximos de espesores en la parte superior (4830-4000 m snm) y media (4000-3000 m snm) del cono van a ser los mismos que los usados en las erupciones de 2013 y 2014. El límite inferior para los

espesores va ser 0.25 y 0.5 m para las partes superiores y medias del volcán respectivamente.

El volumen de CDP en la Q Palmaurcu (Palm_med) se calculó en base a un espesor de 1m, este valor es un valor promedio de las observaciones realizadas en campo.

Las CDP de esta erupción fueron divididas en dos secciones las cuales tienen diferentes formas de deposición del material y pendientes. En la figura 6.7 se presenta un mapa de las CDP que están divididas en zonas altas y medias.

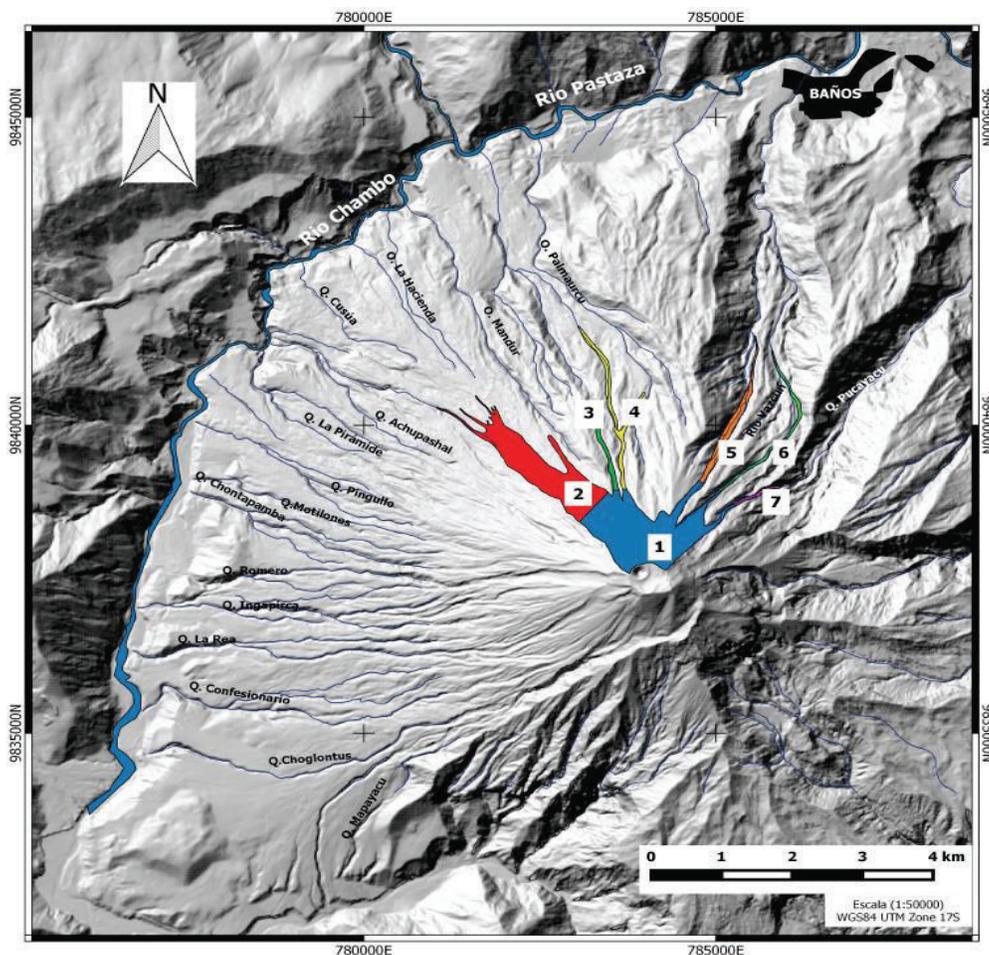


Figura 6.7. Mapa de las CDP de la Erupción del 28 de Mayo de 2010. Las CDP están divididas en parte superior y media.

La siguiente tabla tiene un resumen de la división de las CDP por quebradas, su espesor y el volumen calculado:

1. Superior		2. Cus_med		3. Jui_med		4. Palm_med	
Volumen (m3)	Espesor (m)	Volumen (m3)	Espesor (m)	Volumen (m3)	Espesor (m)	Volumen (m3)	Espesor (m)
716985	0,5	1008626	1	63081	1	187009	1
358492	0,25	504313	0,5	31540	0,5		
5.Vaz_E_Med		6. Vaz_W_Med		7.Puc_Med		TOTAL	
Volumen (m3)	Espesor (m)	Volumen (m3)	Espesor (m)	Volumen (m3)	Espesor (m)	Volumen (m3)	Espesor (m)
192289	1	104723	1	29323	1	2302036	1
96144	0,5	52361	0,5	14662	0,5	1057512	0,5-0,25

Tabla 23. Resultados de los cálculos de volumen de la erupción del 28 de mayo de 2010. También se indica los espesores de las CDP usados para estos cálculos. Cus (Q. Cusúa), Jui (Juive), Vaz (Q. Vazcún), Puc (Q. Pucayacu), Med (media), Sup (Superior).

El valor máximo de volumen para la erupción del 28 de mayo de 2010 es 2.3 millones de m³ y el valor mínimo es 1.05 millones de m³.

6.3.3.2. Masa de las CDP de la erupción del 28 de mayo de 2010

Tournigand et al. (2013) en el cálculo de la densidad de depósito tomo en cuenta las fracciones tamizadas de diámetro menor a 11.2mm. EL procedimiento es tomar esta fracción fina y ubicarla en una caja de dimensiones conocidas, homogeneizar las muestras y medir espesores, una vez medido el espesor y el área de la caja con dimensiones conocidas, se calcula el volumen. La muestra fue pesada anteriormente y con esto podemos calcular la densidad del depósito. Para calcular la densidad del depósito se tomó una medida de la muestra compactada y otra medida de la muestra no compactada dando los siguientes resultados:

Muestra	Masa Total (g)	Densidad Compactada (g/cm3)	Densidad No Compactada (g/cm3)
T12-ASH-01	260	2.02	2.13
T12-ASH-02	571.3	1.92	2.03
T12-ASH-03	318.4	1.7	2.19
T12-ASH-04	476.2	1.94	2.17
POMEDIO		1.895	2.13

Tabla 24. Resultados de densidad de depósito para las CDP de la erupción del 28 de mayo de 2010 realizadas por Tournigand et al. (2013).

Para el cálculo de la masa de depósito se toma en cuenta la densidad de la muestra compactada, ya que este resultado es parecido al calculado por el método Vasconez F., 2015 en los depósitos de febrero de 2014. El resultado de la masa de depósito es el siguiente:

Volumen Total (m3)	Densidad de depósito promedio (kg/m3) Tournigand P. et al., 2013.	Masa de depósito (kg)
1.06E+06	1895	2E+09
2.3E+06		4.36E+09

Tabla 25. Resultado de masa, volumen y densidad de depósito de las CDP de la erupción del 28 de mayo de 2010.

Con el análisis de componentes de (Tournigand et al. 2013) se obtuvo un porcentaje promedio de cada uno de los componentes, esta información sirve para hacer un cálculo de la masa real magmática emitida durante la erupción. El porcentaje de material juvenil equivale al 83 vol. %. Para el cálculo de la masa se consideró el mismo valor del porcentaje de volumen. Por lo tanto la masa y volumen juvenil es:

Volumen Total (m3)	Volumen Juvenil (m3)	Masa de depósito (kg)	Masa de depósito Juvenil (kg)
1.06E+06	8.78E+05	2E+09	1.66E+09
2.3E+06	1.91E+06	4.36E+09	3.62E+09

Tabla 26. Resultado de volumen y masa de depósito juveniles en base al análisis de componentes para las CDP de la erupción del 28 de mayo de 2010.

6.4. ACTIVIDAD ERUPTIVA 14 JULIO DE 2013

El día 14 de julio el volcán permaneció nublado a las 11h45 (TU) se produce una fuerte explosión y entre nubes se observa una columna de emisión de ceniza con dirección al occidente.

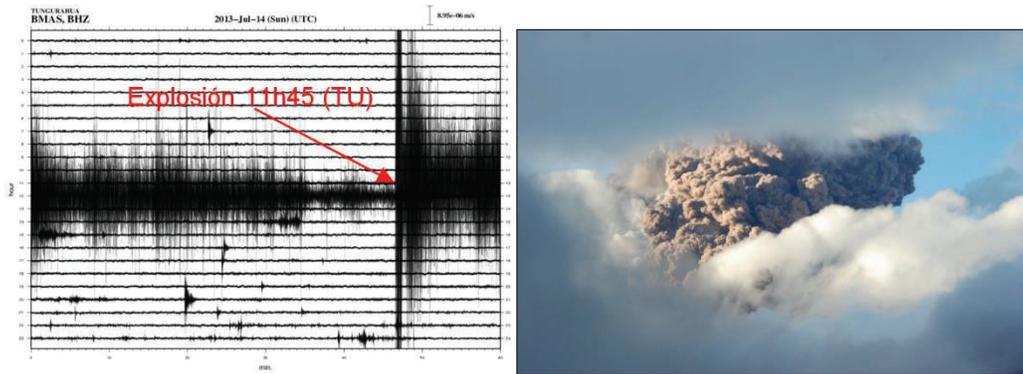


Figura 6.8. Izquierda: Registro sísmico de la estación BMAS para el día 14 de julio de 2013. Derecha: Columna eruptiva en dirección al Noroccidente (Tomada del Informe semanal OVT 699).

A partir de la primera explosión se genera un tremor de emisión que dura una hora aproximadamente y se generan flujos piroclásticos de mediano-grande alcance los cuales descendieron por las quebradas de Palmaurcu, Juive, Cusúa; la Hacienda, Achupashal, Vazcún y Mandur. Los flujos piroclásticos llegaron a la cota de 2130m snc, llegando al río Chambo en el caso de la Q. Achupashal (Informes OVT 699-702, Vallejo S., 2014).

Luego la actividad del volcán fue de carácter estromboliana presentando rodamiento de bloques incandescentes que llegan hasta 800m bnc, emisiones de ceniza, explosiones discretas sin generar flujos piroclásticos en la siguientes semanas a partir de la explosión del 14 de Julio (Figura 6.9). En la primera semana del mes de Agosto la actividad superficial es caracterizada como baja donde se observa emisiones de vapor de agua poco energéticas con carga baja de ceniza (Informes OVT 699-702).



Figura 6.9. Descenso de material incandescente hasta 800 m bnc (Foto: P. Ramón OVT/IG, 19-07-2013, Tomada del informe semanal OVT 700).

6.4.1. RESULTADOS DE GRANULOMETRÍA DE LAS CDP DE LA ERUPCIÓN DEL 14 DE JULIO DE 2013

Para la erupción del 14 de Julio de 2013 se tomaron 4 muestras 1 en la quebrada Achupashal, 3 en Q. Palmaurcu. Dando los siguientes resultados estadísticos gráficos:

Nombre	Desviación (Sigma-I)	Asimetría (SKI)	Curtosis (KG)	Diámetro medio (Mz)	Descripción	Espesor (m)	Localización
TUNG-JG-002-C	3,12	0,12	0,62	-1,47	0.2 m del Techo.	6	Q. Palmaurcu
TUNG-JG -002-B	3,23	0,31	0,59	-1,97	Centro del depósito.		Q. Palmaurcu
TUNG-JG-002-A	3,2	0,22	0,6	-1,65	0.3m de la base.		Q. Palmaurcu
TUNG-JG-008-A	3,1	0,2	0,63	-1,51	0.3m desde el techo	7	Q. Achupashal

Tabla 27. Resultados estadísticos gráficos de ensayos granulométricos para las CDP del 14 de Julio de 2013.

Las Muestras TUNG-JG-002-A, B, C (Q. Palmaurcu) y TUNG-JG-008 C (Q. Achupashal) presentan similares resultados estadísticos gráficos y están resumidos a continuación:

Parámetro	Conclusión
Simetría (Kml)	Las muestras TUNG-JG-002-C (Techo del depósito), TUNG-JG-007-B (mitad del depósito), TUNG-JG-007-A (base del depósito) y TUNG-JG-008-A (techo del depósito) presentan asimetría hacia los finos
Diámetro medio (Mz)	Lapilli (>2mm)
Curtosis (KG)	Muy Platicúrtica
Desviación (Sigma-I)	Muy mal sorteado (Sigma-I 3.12 - 3.23)

Tabla 28. Conclusión de los resultados estadísticos gráficos de las muestras TUNG-JG-006-A y TUNG-JG-007 A, B, C para ensayos de granulometría.

6.4.2. ANÁLISIS DE COMPONENTES DE LAS CDP DE LA ERUPCIÓN DE DEL 14 DE JULIO DE 2013

En el análisis de componentes se tomaron en cuenta los componentes piroclastos que tienen tamaños entre 16-32 mm. Las muestras analizadas en esta sección fueron TUNG-JG-002 A, B, C con 116, 131 y 144 componentes cada una respectivamente.

En total para la erupción del 14 de Julio de 2014 se analizaron 391 componentes dando los siguientes resultados de porcentaje de componentes:

Nombre	I. Densos (%)	II. Escorias Juveniles (%)	III. Escorias Antiguas (%)	IV. Oxidados (%)	Localización en Afloramiento
TUNG-JG-002 B	49	8	23	20	0.2 m del Techo.
TUNG-JG-002 A	36	17	33	14	Centro del depósito.
TUNG-JG-002 C	20	25	44	11	0.3m de la base.
PROMEDIO	35	17	33	15	

Tabla 29. Resultados del análisis de componentes de las muestras TUNG-JG-002 A, B, C; recolectadas en la Q. Palmarcu.

Según el análisis de componentes el mayor porcentaje de volumen promedio en el depósito ocupan los componentes densos o tapón (35 Vol. %) el cual es característico de las erupciones vulcanianas y las escorias antiguas (33 Vol. %) que son agregadas en el flujo piroclástico en el momento del transporte en las partes altas del volcán donde las pendientes topográficas son mayores 25° (Bernard et al., 2014). En menor porcentaje están las escorias juveniles que tienen un porcentaje promedio de 17 Vol. % y los componentes oxidados con 15% de promedio. Se obtiene entonces un 52 Vol. % de material juvenil conformado por los componentes densos y escorias juveniles y un 48 Vol. % conformado por material accidental (escorias antiguas y oxidadas).

Sin embargo para este análisis se toma en cuenta el material de las CDP que tiene diámetros entre 16-32mm, no se toma en cuenta el material más fino que podría tener mayor material juvenil.

6.4.3. RESULTADOS DE DENSIDAD Y POROSIDAD DE LAS CDP DE LA ERUPCIÓN DEL 14 DE JULIO DE 2013

En el análisis de porosidad para determinar dinamismos eruptivos se tomó en cuenta las escorias juveniles. Dando como resultados los siguientes valores:

Nombre	Porosidad Media Ponderada	Desviación estándar gráfica (Porosidad)	Asimetría gráfica (Porosidad)	Curtosis gráfica (Porosidad)
TUNG-JG-002-A	0,49	0,11	0,008	0,89
TUNG-JG-002-B	0,49	0,10	-0,029	1,13
TUNG-JG-002-C	0,50	0,11	-0,003	1,17

Tabla 30. Resultados estadísticos gráficos del procesamiento de datos de Porosidad para los depósitos de las muestras de la erupción del 14 de Julio de 2013.

La porosidad media ponderada de toda la muestra tiene valores entre 0.49-0.5. La desviación estándar gráfica varía entre 0.11-0.10 para todas las muestras. Las curvas generadas son simétricas (valores entre 0.1 y -0.1).

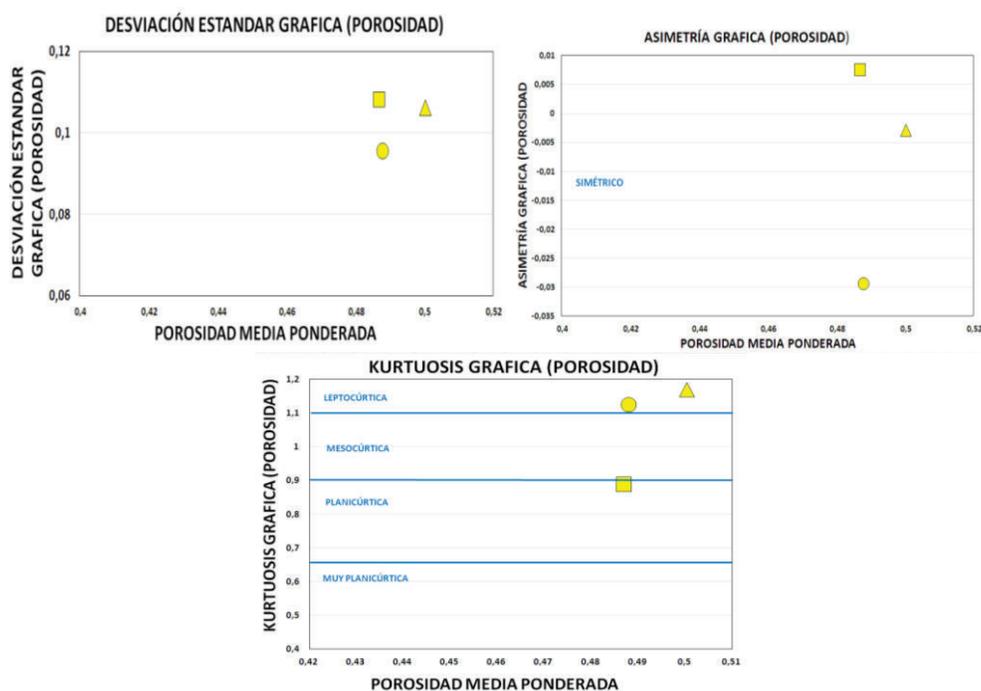


Figura 6.10. Desviación estándar, curtosis gráfica y asimetría gráfica de la porosidad para las muestras del 14 de julio de 2013.

6.4.4. ESTIMACIÓN DE LA MASA DE LAS CDP DE LA ERUPCIÓN DEL 14 DE JULIO DE 2013

6.4.4.1. Volumen de depósito de la Erupción del 14 de Julio de 2013

Técnicos del Instituto Geofísico realizaron el arduo trabajo de campo para tomar datos de espesores y realizar un mapa de las CDP. Para el cálculo del volumen las CDP fueron divididas en tres partes las cuales tienen diferentes pendientes y deposición del material (Figura 6.13). Estas partes están divididas en:

Parte Superior del cono (4830-4000 m snm): En esta sección del volcán los depósitos de las CDP no superan una potencia de 0.5 m promedio y se depositan en forma casi homogénea, esto quiere decir que mantienen un espesor transversal casi constante (Figura 6.11). Este valor fue asumido por técnicos del IG-EPN porque no existen datos de campo y los depósitos se erosionan fácilmente en las partes altas del volcán (Vallejo S. comm pers).

Parte Media del cono (4000-3000 m snm): En esta sección del volcán los depósitos de las CDP no superan 1m de espesor promedio y se depositan de la misma manera que la parte superior.

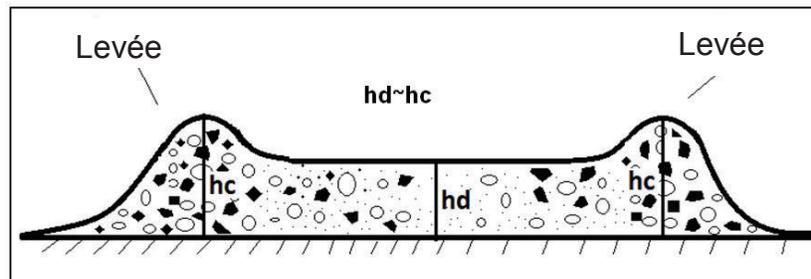


Figura 6.11. Esquema de la deposición de las CDP en las partes altas (4830-4000 msnm) y medias del volcán (4000-3000 msnm). hc: espesor en el borde de la CDP y hd: espesor en el drenaje o parte media de la CDP.

Parte inferior del cono (3000-2100 m snc): En esta sección las CDP se encuentran canalizadas en las quebradas que tienen cauces más profundos y pendientes menos pronunciados que en la parte media y superior del volcán. Los espesores en estas partes bajas del volcán son diferentes en las partes externas y las partes centrales o de drenaje (Figura 6.12). En estas zonas las CDP alcanzan espesores promedio de 3m en algunos sectores.

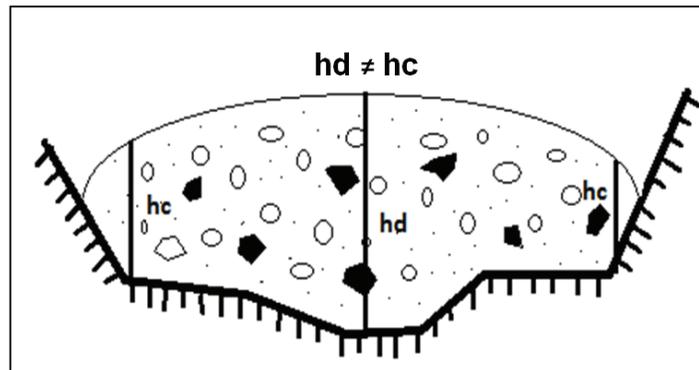


Figura 6.12. Esquema de la deposición de las CDP en las partes bajas (3000-2100 msnm) hc: espesor en el borde de la CDP y hd: espesor en el drenaje o parte media de la CDP.

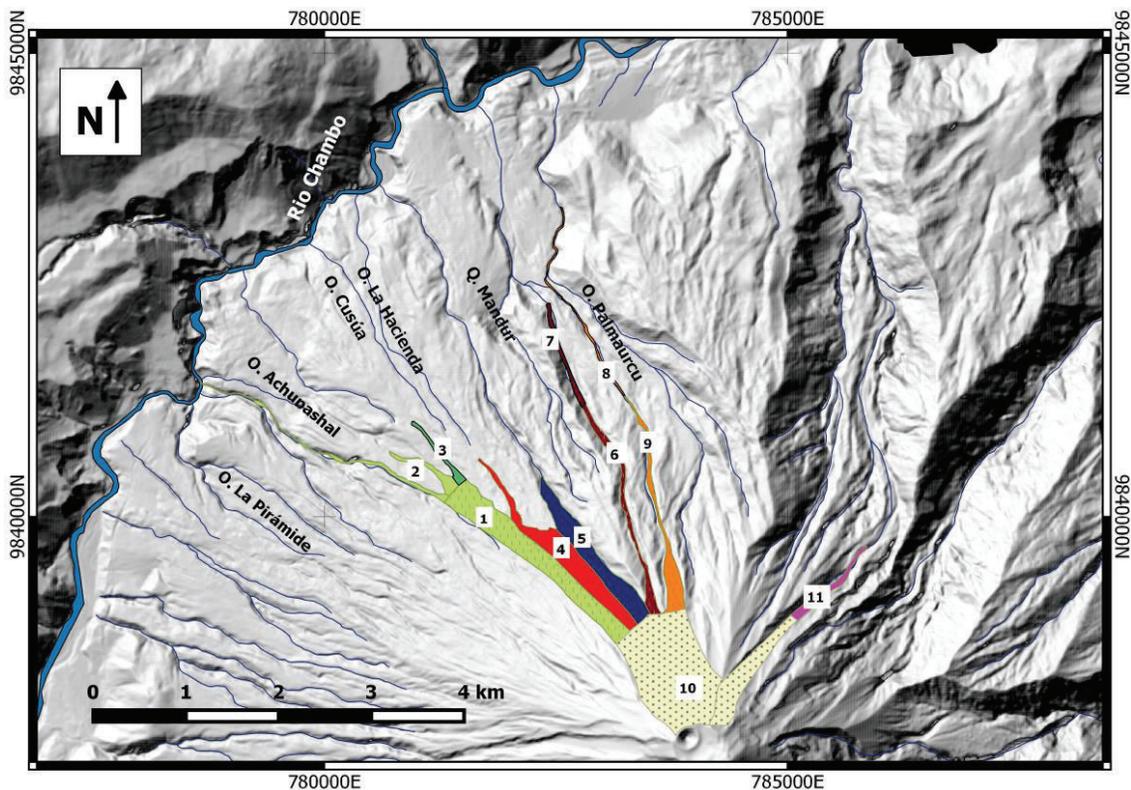


Figura 6.13. Mapa de las CDP de la Erupción del 14 de Julio de 2013.

Para aplicar estos métodos se necesadio una distribución espacial de medidas de espesor, por lo tanto en los shapes de tipo polígono de las partes inferiores de los depósitos de CDP se dibujó un drenaje. Para obtener los puntos de espesores se extrajo los nodos de las líneas de drenaje y de los polígonos (límite de la CDP) y a cada uno de estos nodos se le atribuyo una coordenada X, Y y un espesor (Figura 6.14).

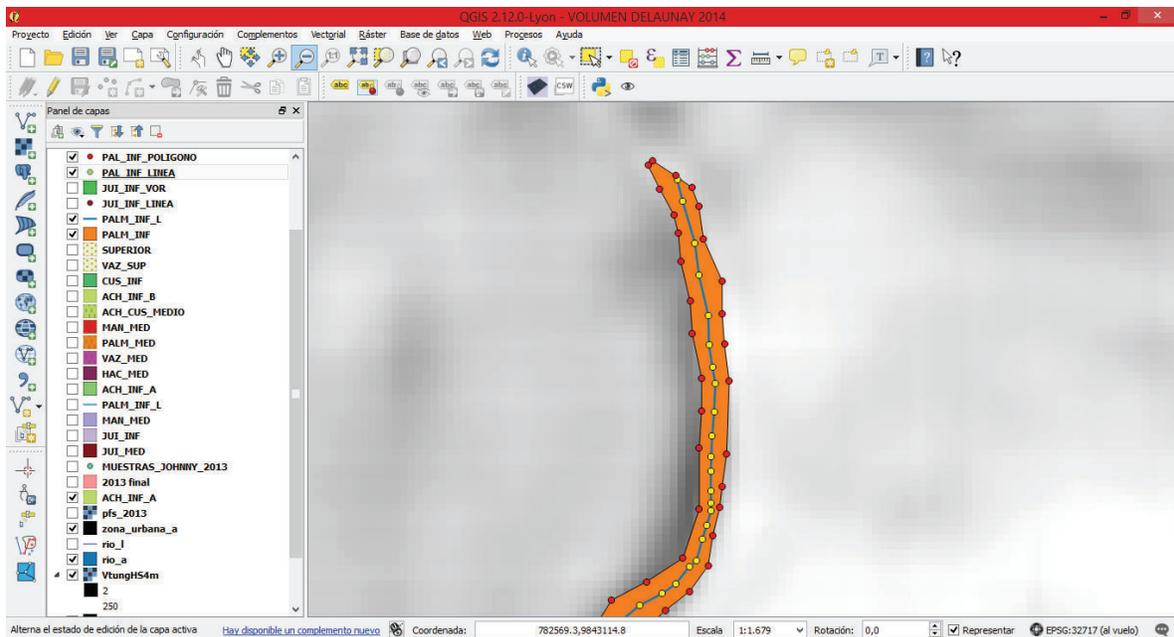


Figura 6.14. Extracción de nodos de los shapes tipo polígono (Límite de la CDP) y la línea de drenaje (QGIS).

Cada quebrada tiene un volumen y espesor promedio diferente, a continuación están descritos los resultados de los volúmenes calculados por los métodos de polígonos de Voronoi, triángulos de Delaunay (Tabla 31). También se compara el volumen calculado en el trabajo de Hall et al., 2015.

No	Nombre	VOL_Hall et al., 2015 (m3)	VOLUMEN DELAUNAY (m3)	VOLUMEN VORONOI (m3)	ESPESOR DRENAJE (m)	ESPESOR CONTACTO (m)
1	Ach_Cus_med	544038	544038	544038	1	1
2	Ach_inf	232827	152867	185402	2	0,5
3	Cus_inf	77555	56113	77860	2	0,5
4	Hac_med	334897	334897	334897	1	1
5	Jui_med	96746	96746	96746	1	1
6	Jui_inf	137889	90358	137889	3	0.5
7	Man_med	334897	334897	334897	1	1
8	Pal_inf	127526	73589	95686	0,5	3
9	Pal_med	158092	158092	158092	1	1
10	Superior	588843	588843	588843	0,5	0,5
11	Vaz_med	67642	67642	67642	1	1
Total		270052	2498082	2621992		

Tabla 31. Resultados de los cálculos de volumen por los métodos de Delaunay y Voronoi descritos en el trabajo de Vásquez F. (2015). También se indica los espesores de drenaje y contacto usados para estos cálculos. Ach(Q. Achupashal), Cus (Q. Cusúa), Hac (Q. La Hacienda), Jui (Juive), Man (Q. Madur), Pal (Q. Palmaurcu), Vaz (Rio Vazcún), Inf (inferior), Med (media). Los valores en gris corresponden a los valores calculados por Hall et al., 2015 y se repiten en los cálculos de este estudio ya que en las partes medias y superior de las CDP se considera que el espesor es constante a lo largo del depósito.

Los espesores asumidos para este cálculo de volumen fueron observados en campo y son un promedio para cada quebrada y nivel a la que se encuentren.

Los volúmenes obtenidos por el método de Voronoy y Delaunay no tienen una diferencia significativa con el resultado obtenido por Hall et al., 2015 (Figura 6.15). La diferencia de valores radica en que Hall et al., 2015 usa un valor de espesor homogéneo para las CDP en las partes bajas del volcán, mientras que en este trabajo los espesores varían hacia el contacto del CDP y la pared de la quebrada.

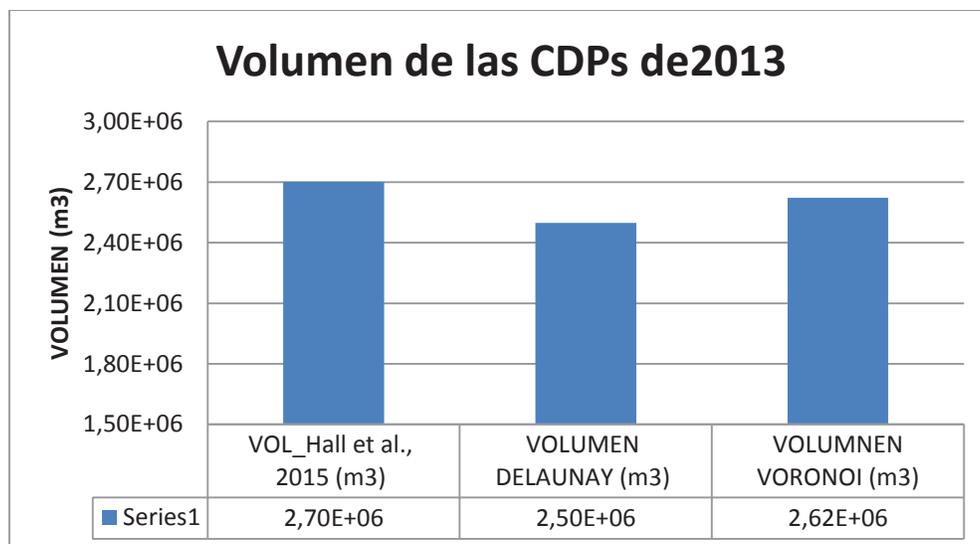


Figura 6.15. Comparación de volúmenes de los métodos de Voronoi y Delaunay con Hall et al., 2015 para los depósitos de las CDP del 14 de Julio de 2013.

6.4.4.2. ESTIMACIÓN DE LA MASA TOTAL DE LAS CDP DE LA ERUPCIÓN DEL 14 DE JULIO DE 2013

Por lo tanto para determinar la densidad de depósito se usó los resultados los depósitos de la erupción de 2014. En las CDP de 2013 no se realizaron ensayos de densidad de depósito porque la condición para realizar los ensayos poder observar claramente el techo del depósito y no se encontró un depósito de fácil acceso o por motivo de lluvias o deposición de CDP más jóvenes estos depósitos fueron erosionados.

Con el método de (Vásconez 2015) se realizaron dos ensayos de densidad de depósito en la quebrada Palmaurcu a los depósitos de CDP de la erupción de febrero de 2014, los resultados de estos ensayos están expuestos a continuación:

Localización	X	Y	Masa (kg)	No. Pelotas	Volumen de depósito extraído (cm ³)	Densidad de depósito (kg/m ³)
PALMAURCU	782515	9843023	24,858	546	12881,03	1929,81
PALMAURCU	782501	9843005	17,109	405	9554,42	1790,69
					PROMEDIO	1776,13

Tabla 32. Resultados de ensayos de densidad de depósito para las CDP del Volcán Tungurahua de la erupción del 01 de Febrero de 2014 en la Q. Palmaurcu.

Utilizando la formula [4.17] se obtuvo las siguientes masas totales de depósito de para la erupción de 14 de Julio de 2013:

	VOL_Hall et al., 2015 (m ³)	VOLUMEN DELAUNAY (m ³)	VOLUMEN VORONOI (m ³)
Volumen (m³)	2,70E+06	2,50E+06	2,62E+06
Densidad (kg/m³)	1860,25		
Masa (kg)	5,02E+09	4,65E+09	4,88E+09

Tabla 33. Resultados de estimación de masa de las CDP del volcán Tungurahua para la erupción del 14 de Julio de 2013.

En la sección 6.4.2 se obtuvo un porcentaje promedio de cada uno de los componentes, esta información sirva para hacer un cálculo de la masa real magmática emitida durante la erupción. Para este cálculo los componentes densos y las escorias juveniles son considerados como magnaticos, el porcentaje promedio de material magmático o juvenil es de 52 % del volumen. Para el cálculo de la masa juvenil el porcentaje es 56 wt, % (ANEXO VI) Dando los siguientes resultados:

	DELAUNAY	VORONOI	Hall et al., 2015
Masa Total (kg)	4,65E+09	4,88E+09	5,02E+09
Masa Juvenil (kg)	2.60E+09	2.73 E+09	2.81E+09
Volumen Total (m³)	2,50E+06	2,62E+06	2,70E+06
Volumen Juvenil (m³)	1,30E+06	1,36E+06	1,40E+06

Tabla 34. Resultados de masa y volumen magnaticos para la erupción del 14 de Julio de 2013.

6.5. ACTIVIDAD ERUPTIVA DEL 01 DE FEBRERO DE 2014

Los flujos piroclásticos del 01 de Febrero de 2014 fueron precedidos dos días antes por actividad estromboliana, explosiones discretas sin generación de flujos piroclásticos, caídas de ceniza, rodamiento de bloques incandescentes hasta 400m snc (Informes semanales OVT 728-733).

Entre las 11h30 y 13h30 (TU) se generó un enjambre de sismos tipo LP y VT relacionados al movimiento de fluidos y fracturamiento de rocas al interior del volcán. Este enjambre de sismos generó explosiones con rodamiento de bloques, caídas de ceniza y en ocasiones pequeños flujos piroclásticos de corto alcance (Informes semanales OVT 728-733).

A las 22h39 (TU) se produce una nueva explosión la cual generó una columna eruptiva que alcanzó 10km snc (Figura 6.16), originando grandes flujos piroclásticos que descienden por los flacos N, NW, W y SW (Informes semanales OVT 728-733).

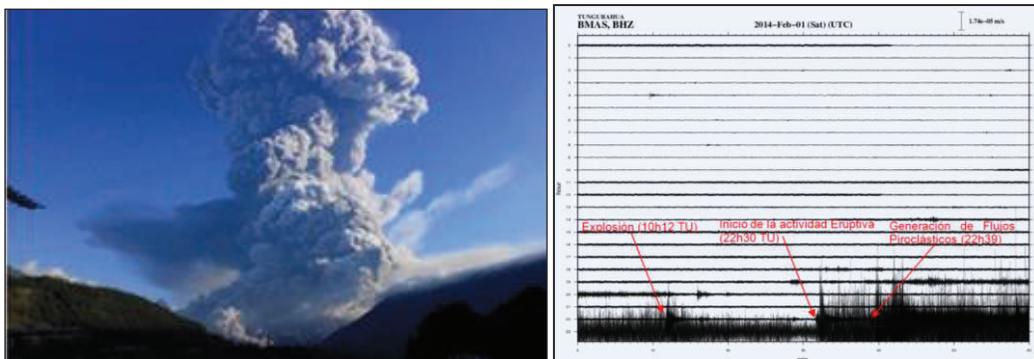


Figura 6.16. Izquierda: Columna eruptiva de 10 km snc producida el 01 de Febrero de 2014 (tomada del informe semanal OVT-728). Derecha: Registro sísmico de la estación BMAS para el día 01 de Febrero de 2014.

Después de la erupción de 01 de febrero de 2014 la actividad no decae por completo y se caracteriza por explosiones discretas con pequeños flujos piroclásticos depositándose en las partes altas del volcán (26 de febrero), eyección de bloques balísticos (10 y 14 de febrero), caídas de ceniza, y brillo en el cráter (Informes semanales OVT 728-733).

A partir de la primera semana de marzo la actividad superficial del volcán decae completamente y es caracterizada con emisiones de vapor de agua poco energéticas con carga baja de ceniza (Informes semanales OVT 728-733).

6.5.1. RESULTADOS DE GRANULOMETRÍA DE LAS CDP DE LA ERUPCIÓN DEL 01 DE FEBRERO DE 2014

Para la erupción del 01 de Febrero se tomaron 14 muestras, de las cuales 7 fueron tomadas en la Q. Palmarcu, 5 en el sector del mirador del Chontal y dos en la Q. Achupashal, Dando los siguientes resultados estadísticos gráficos:

Muestra	Desviación (Sigma-I)	Asimetría (SKI)	Curtosis (KG)	Diámetro medio (Mz)	Descripción	Espesor	Localización
TUNG-JG-001-E	3,08	-0,11	0,65	-0,93	0.3m desde la base	2	Q. Palmarcu
TUNG-JG-001-F	3,18	0,33	0,61	-2,05	0.2m desde el techo. Q. abajo		
TUNG-JG-001-G	3,14	0,18	0,62	-1,6	0.1m desde el techo. Q. arriba		
TUNG-JG-002-E	3,22	0,3	0,61	-1,97	Techo. Q. abajo	1	Q. Palmarcu
TUNG-JG-002-D	3,12	0,3	0,63	-1,77	Mitad del depósito 0.5m. Q. arriba		
TUNG-JG-005-I	0,53	0,09	1,08	-6,45	Techo	0.5	El Chontal
TUNG-JG-005-H	3,05	0,5	0,78	-2,37	0.2 m desde el tope. Q. abajo	2.3	
TUNG-JG-005-F	3,14	0,51	0,74	-2,55	0.8 m desde el tope		

TUNG-JG-005-E	3	0,53	0,9	-2,57	0.7 m desde la base		
TUNG-JG-005-G	3,14	0,46	0,65	-2,1	0.1m desde la base		
TUNG-JG-008-C	3,23	0,31	0,59	-1,87	0.6m desde el techo	2.5	Q. Achupashal
TUNG-JG-008-B	3,18	0,11	0,61	-1,45	Base del deposito		
TUNG-JG-009-B	3,25	0,52	0,62	-2,5	0.3m desde el techo.	2	Q. Palmaurcu
TUNG-JG-009-A	3,21	0,41	0,6	-2,28	1m desde el techo. Mitad.		

Tabla 35. Resultados estadísticos gráficos de ensayos granulométricos para las CDP del 01 de Febrero de 2014.

Los resultados analizados en esta sección son los correspondientes al cuerpo de las CDP donde se encuentra una combinación de escorias, material denso y ceniza. La muestra TUNG-JG-005-I corresponde al techo del depósito donde solo existen bloques de material denso y vesiculado.

EL diámetro medio de la mayoría de las muestras es de tamaño lapilli (>2mm), a excepción de la muestra TUNG-JG-001-E que tiene un diámetro medio de tipo ceniza (<2mm, -0.93 phi).

La mayoría de las muestras son asimétricas y muy asimétricas hacia los finos. Sin embargo dos muestras fueron la excepción: La muestra TUNG-JG-001-E tiene un comportamiento similar a las muestras de los depósitos de 2006 (TUNG-JG-007 A, B, C y TUNG-JG-006-A) presentando asimetría a los gruesos y la muestra TUNG-JG-005-I presenta una curva simétrica.

La curtosis gráfica de las muestras va desde Platicúrtica hasta muy Platicúrtica (0.6-0.9).

La desviación estándar indica un mal sorteo para todas las muestras, el valor de desviación estándar varía entre 3-3.25.

6.5.2. ANÁLISIS DE COMPONENTES DE LAS CDP DE LA ERUPCIÓN DE DEL 01 DE FEBRERO DE 2014

En el análisis de componentes se tomaron en cuenta los componentes piroclastos que tienen tamaños entre 16-64mm. Las muestras analizadas en esta sección fueron TUNG-JG-002 D y E (Q. Palmaurcu) con 169 y 98 componentes cada una respectivamente en la Q. Palmaurcu y las muestras TUNG-JG-005 E, F, G y H con 168, 126, 133 y 169 (Mirador El Chontal) componentes cada una respectivamente.

En total para la erupción del 01 de Febrero de 2014 se analizaron 833 componentes dando los siguientes resultados de porcentaje de componentes:

Nombre	I. Densos (vol. %)	II. Escorias Juveniles (vol. %)	III. Escorias Antiguas (vol. %)	IV. Oxidados (vol. %)	Localización en Afloramiento
TUNG-JG-002-E	72	2	24	2	Techo.
TUNG-JG-002-D	70	6	9	15	Mitad del depósito 0.5m.
TUNG-JG-005-H	66	6	19	9	0.2 m desde el tope.
TUNG-JG-005-F	71	5	18	6	0.8 m desde el tope
TUNG-JG-005-E	66	15	14	5	0.7 m desde la base
TUNG-JG-005-G	69	7	17	7	0.1m desde la base.
PROMEDIO	69	7	17	7	

Tabla 36. Resultados del análisis de componentes de las muestras TUNG-JG-002 D, E Y TUNG-JG-005 E, F, G, H; recolectadas en la Q. Palmaurcu y el sector del mirador del Chontal.

Según el análisis de componentes el mayor porcentaje promedio en el depósito ocupan los componentes densos o tapón (70 vol. %), escorias antiguas (17 vol. %), en menor porcentaje están las escorias juveniles tienen un promedio de 7 vol. % y los componentes oxidados 7 vol. % de promedio.

Dando como resultado un 76 vol. % de material juvenil conformado por los componentes densos y escorias juveniles y el 24 vol. % restante está conformado por material accidental (escorias antiguas y oxidadas).

Las muestras TUNG-JG-005 fueron recolectadas más arriba que las de TUNG-JG-002, sin embargo los valores promedios de porcentaje para las muestras de los diferentes sitios son parecidos.

En este análisis se toma en cuenta el material de las CDP que tiene diámetros entre 16-32mm, no se toma en cuenta el material más fino que podría tener mayor material juvenil.

6.5.3. RESULTADOS DE DENSIDAD Y POROSIDAD DE LAS CDP DE LA ERUPCIÓN DEL 01 DE FEBRERO DE 2014

En el análisis de porosidad para determinar dinamismos eruptivos se tomó en cuenta las escorias juveniles. Para la erupción del 01 de Febrero de 2014 se obtuvo como resultados los siguientes valores:

Localización	Nombre	Porosidad Media Ponderada	Desviación estándar gráfica (Porosidad)	Asimetría gráfica (Porosidad)	Curtosis gráfica (Porosidad)
Q. Palmaurcu	TUNG-JG-002-E	0,45	0,10	-0,22	0,72
	TUNG-JG-002-D	0,49	0,09	0,11	0,88
Mirador Chontal	TUNG-JG-005-H	0,54	0,07	-0,08	1,00
	TUNG-JG-005-F	0,49	0,08	0,03	1,13
	TUNG-JG-005-E	0,53	0,07	0,01	0,76
	TUNG-JG-005-G	0,50	0,07	-0,07	1,10

Tabla 37. Resultados estadísticos gráficos del procesamiento de datos de Porosidad para los depósitos de las muestras de la erupción del 01 de Febrero de 2014.

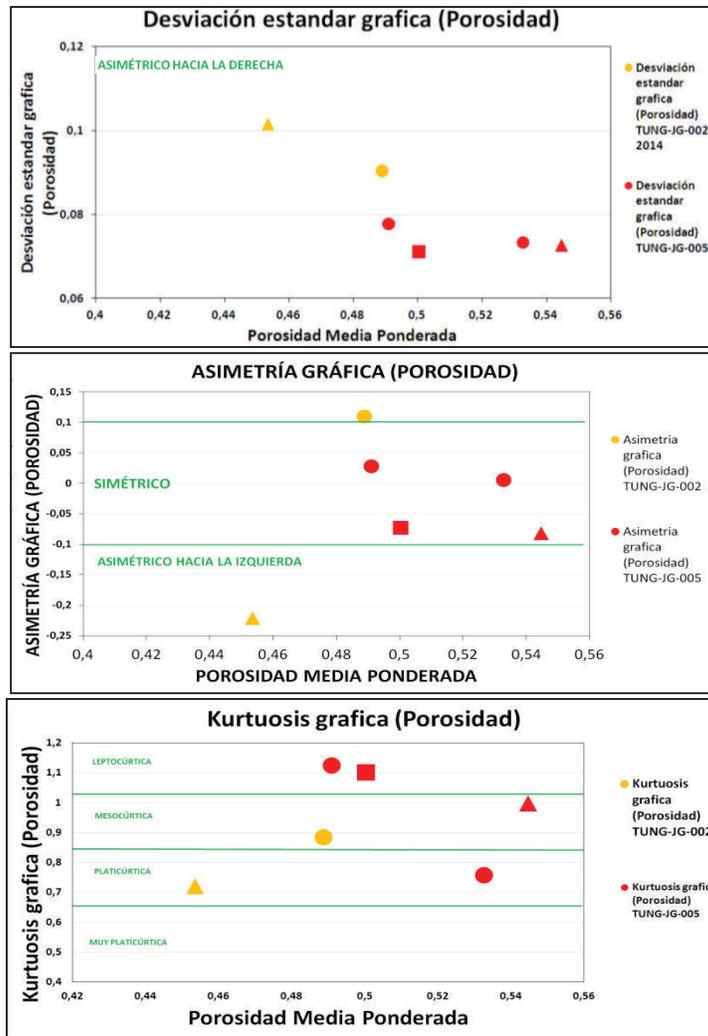


Figura 6.17. Desviación estándar, curtosis gráfica y asimetría gráfica de la porosidad para las muestras del 01 de febrero de 2014.

La porosidad media ponderada de toda la muestra tiene valores entre 0.45-0.55. La desviación estándar gráfica varía entre 0.07-0.10 para todas las muestras (Figura 6.17).

Para la muestra TUNG-JG-002 D (base del depósito, Q. Palmaurcu) la gráfica de la porosidad es asimétrica hacia la derecha y para la muestra TUNG-JG-002 E (techo del depósito) es asimétrica hacia la izquierda. Las muestras TUNG-JG-005 E, F, G y H presentan una asimetría gráfica (Porosidad) simétrica (Figura 6.17).

La curtosis gráfica de porosidad varía desde Leptocúrtica a Platicúrtica (Figura 6.17).

6.5.4. ESTIMACIÓN DE LA MASA DE LAS CDP DE LA ERUPCIÓN DEL 01 DE FEBRERO DE 2014

6.5.4.1. Volumen de depósito de la Erupción del 01 de Febrero de 2014

Los depósitos de las CDP fueron divididas en 3 partes como en la sección 6.4.4.1 (Figura 6.18).

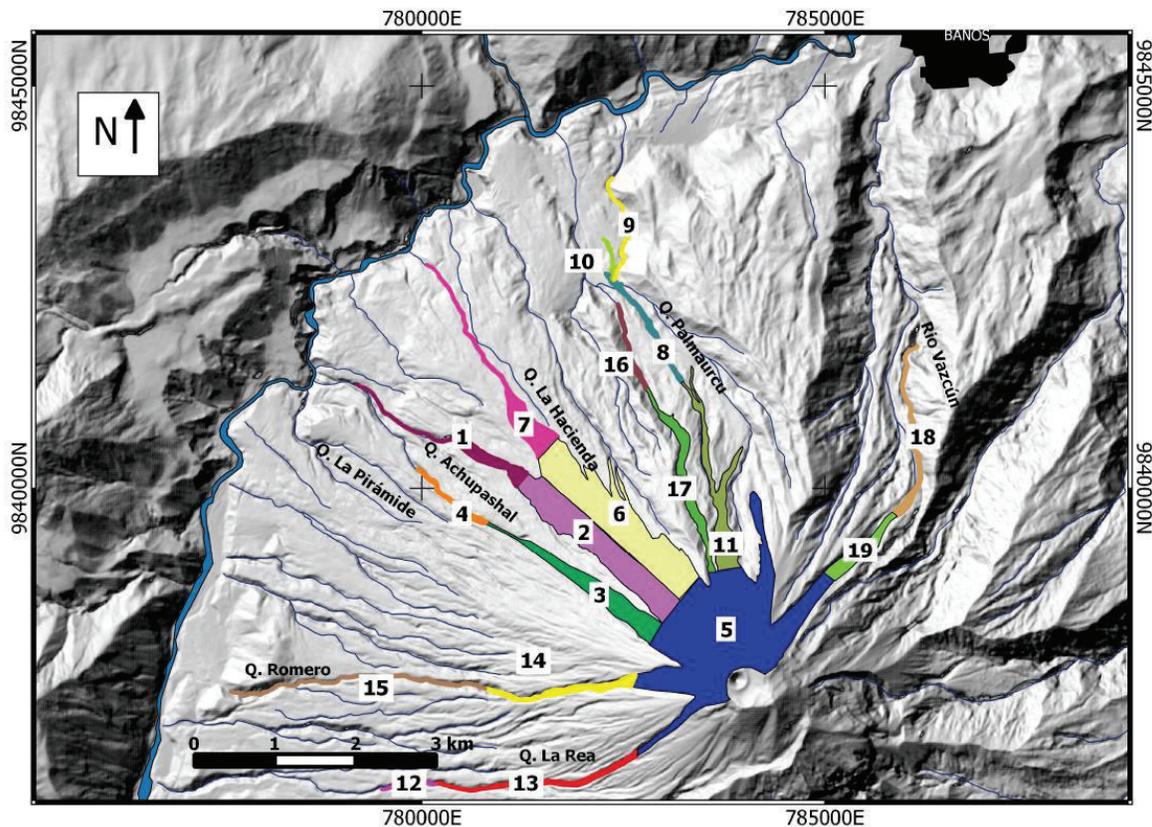


Figura 6.18. Mapa de las CDP de la Erupción del 01 de Febrero de 2014. Las CDP están divididas en parte superior, media y baja.

Para este cálculo de volumen se realizó la misma metodología que el cálculo de las CDP de 2013, dando los siguientes resultados:

No	Nombre	Vol_Hall et al., 2015 (m3)	VOLUMEN DELAUNAY (m3)	VOLUMEN VORONOI (m3)	DRENAJE (m)	CONTACTO (m)
1	Ach_Nor_inf	278150	556677	270374	0,5	4,6
2	Ach_nor_med	826719	826719	826719	1	1
3	Ach_sur_inf	30987	47994	35694	0,5	1,6
4	Ach_sur_med	388728	388728	388728	1	1
5	Cono_sup	1162084	1162084	1162084	0,5	0,5
6	Hac_inf	197956	289663	200436	0,5	1,3
7	Hac_med	1099820	1099820	1099820	1	1
8	Pal_inf	74414	150860	76659	0,5	2,7
9	Pal_inf_2	12619	31842	224545	0,5	2,7
10	Pal_inf_3	12356	26169	53723	0,5	2,7
11	Pal_med	345860	345860	345860	1	1
12	Rea_inf	6807	10438	57958	0,5	1,5
13	Rea_med	78222	78222	78222	1	1
14	Rom_inf	30990	48057	36179	0,5	1,3
15	Rom_med	92687	92687	92687	1	1
16	Tob_inf	27118	42110	28509	0,5	1,3
17	Tob_med	237374	237374	237374	1	1
18	Vaz_inf	66283	112507	74593	0,5	1,5
19	Vaz_med	154376	154376	154376	1	1
	TOTAL	5702187	5123550	5444540		

Tabla 38. Resultados de los cálculos de volumen por los métodos de Delaunay y Voronoi descritos en el trabajo de Vásquez F. (2015). También se indica los espesores de drenaje y contacto usados para estos cálculos. Ach (Q. Achupashal), Cus (Q. Cusúa), Hac (Q. La Hacienda), Jui (Juive), Man (Q. Madur), Pal (Q. Palmaurcu), Tob (Tobogán), Rea (Q. La Rea), Rom (Q. Romero) Vaz (Rio Vazcún), Inf (inferior), Med (media). Los valores en gris corresponden a los valores calculados por Hall et al., 2015 y se repiten en los cálculos de este estudio ya que en las partes medias y superior de las CDP se considera que el espesor es constante a lo largo del depósito.

Los volúmenes obtenidos por el método de Voronoy y Delaunay no tienen una diferencia significativa con el resultado obtenido por Hall et al., 2015. Con el método de polígonos de Voronoi se obtiene 5.4 millones de m³, con los triángulos de Delaunay 5.1 millones de m³ y Hall et al., 2015 obtiene 5.7 millones de m³ (Figura 6.19).

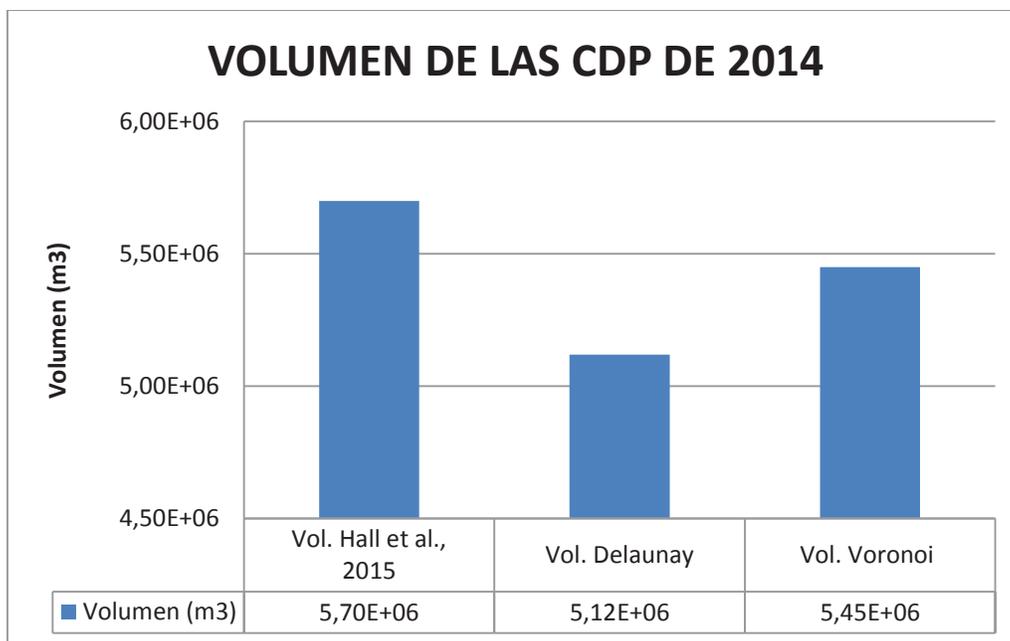


Figura 6.19. Comparación de volúmenes de los métodos de Voronoy y Delaunay con Hall et al., 2015 para los depósitos de las CDP del 01 de Febrero de 2014.

6.5.4.2. ESTIMACIÓN DE LA MASA TOTAL DE LAS CDP DE LA ERUPCIÓN DEL 01 DE FEBRERO DE 2014

Para determinar la masa del depósito de la erupción de 2014 se usó la misma densidad de depósito media que en la erupción de 2013.

Utilizando la formula [5.17] se obtuvo las siguientes masas totales de depósito de para la erupción del 01 de Febrero de 2014:

	DELAUNAY	VORONOI	Hall et al., 2015
Volumen (m3)	5123550	5444540	5702187
Densidad (kg/m3)	1860,25		
Masa (kg)	9,53E+09	1,01E+10	1,06E+10

Tabla 39. Resultados de estimación de masa de las CDP del volcán Tungurahua para la erupción del 01 de Febrero de 2014.

En la sección 6.5.2 se obtuvo un porcentaje promedio de cada uno de los componentes, con lo que se procede a calcular la masa real magmática emitida durante la erupción. Para este cálculo los componentes densos y las escorias juveniles son consideradas como material juvenil, el porcentaje promedio de material juvenil es de 76 vol. % para el cálculo del volumen. El porcentaje de masa promedio juvenil para este caso es 81 wt. % (ANEXO VI) Dando los siguientes resultados:

	DELAUNAY	VORONOI	Hall et al., 2015
Volumen Total (m3)	5123550	5444540	5702187
Volumen Juvenil (m3)	3893898	4137850	4333662
Masa Total(kg)	9,53E+09	1,01E+10	1,06E+10
Masa Juvenil (kg)	7.72E+09	7.18E+09	8.59E+09

Tabla 40. Resultados de masa y volumen magnaticos para la erupción del 01 de Febrero de 2014.

7. DISCUSIÓN

7.1. GRANULOMETRÍA

Los resultados granulométricos se dividen en tres grupos:

- I. Las muestras TUNG-JG-006 A (Q, Romero), TUNG-JG-007 A, B y C (Q. Chontapamba) que corresponden a la erupción de 2006 y son CDP más diluidas (oleadas piroclásticas).
- II. La muestra TUNG-JG-005-I que corresponde al techo del depósito de 2014 conformado por bloques de componentes densos y escorias en el sector del mirador del Chontal.
- III. El resto de muestras TUNG-JG-002 A, B, C, D, E (Q. Palmaurcu); TUNG-JG-005 E, F, G, H (Mirador Chontal); TUNG-010 A, B, C Y D (Juive, La Pampa) son CDP más concentradas (flujos piroclásticos).

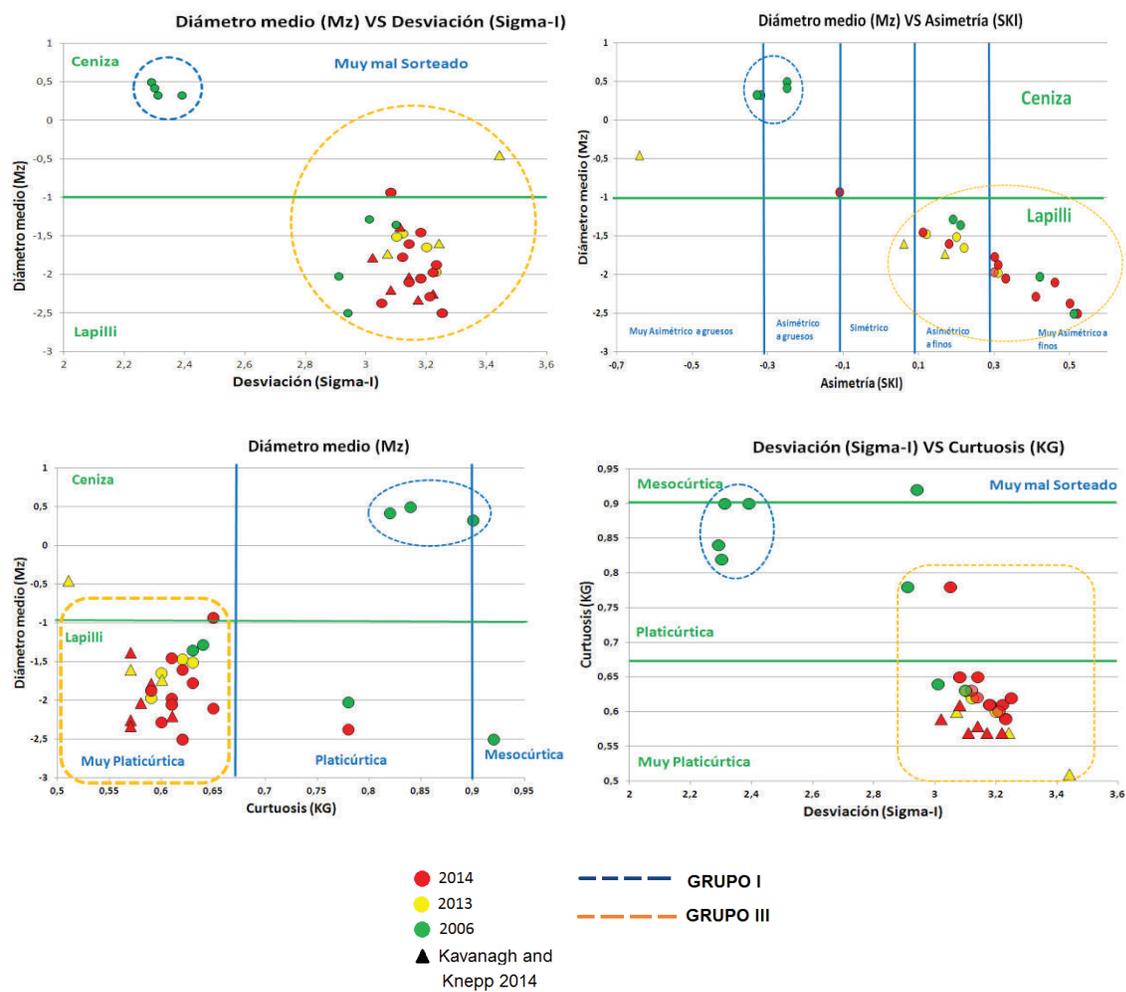
La mayoría de las muestras presentan un muy mal sorteo, sin embargo las CDP son de dos tipos para la erupción del 2006. Las muestras del grupo I tienen valores de desviación (Sigma-I) de 2.5 mientras que las muestras del grupo III tienen valores de desviación (Sigma-I) entre 3 y 3.5 (Figura 7.1). Existe un valor de sorteo moderado que es la muestra TUNG-JG-005-I correspondiente al grupo II.

Las muestras del grupo I tienen un diámetro medio del tamaño ceniza (<2mm) y las del grupo II y III tiene un diámetro medio tipo lapilli (>2mm) con excepción de la muestra TUNG-JG-001-E que se encuentra en la base del depósito. Sin embargo en las curvas granulométricas se observa que el contenido de ceniza es alto dando una curva bimodal (ANEXO V).

La asimetría gráfica para los grupos II y III presentan asimetría hacia los finos en la mayoría de las muestras, esto quiere decir que las muestras tienen afinidad hacia la parte más gruesa. El grupo I y la muestra TUNG-JG-001-E tienen asimetría hacia los gruesos, presentando afinidad hacia los finos.

El grupo III presenta una curva Platicúrtica a muy Platicúrtica para la mayoría de las muestras. Las muestras del grupo II presentan una Curtosis en la mayoría de los casos muy Platicúrtica y la muestra del grupo II es Mesocúrtica.

Las muestras tomadas por Kavanagh and Knepp (2014) (Figura 7.1) tuvieron la misma metodología para el tratamiento de muestras y procesamiento de datos. Según la Figura 7.1 los resultados de las muestras de las erupciones de 2013 y 2014, presentan similares parámetros estadísticos gráficos que los calculados en este estudio.



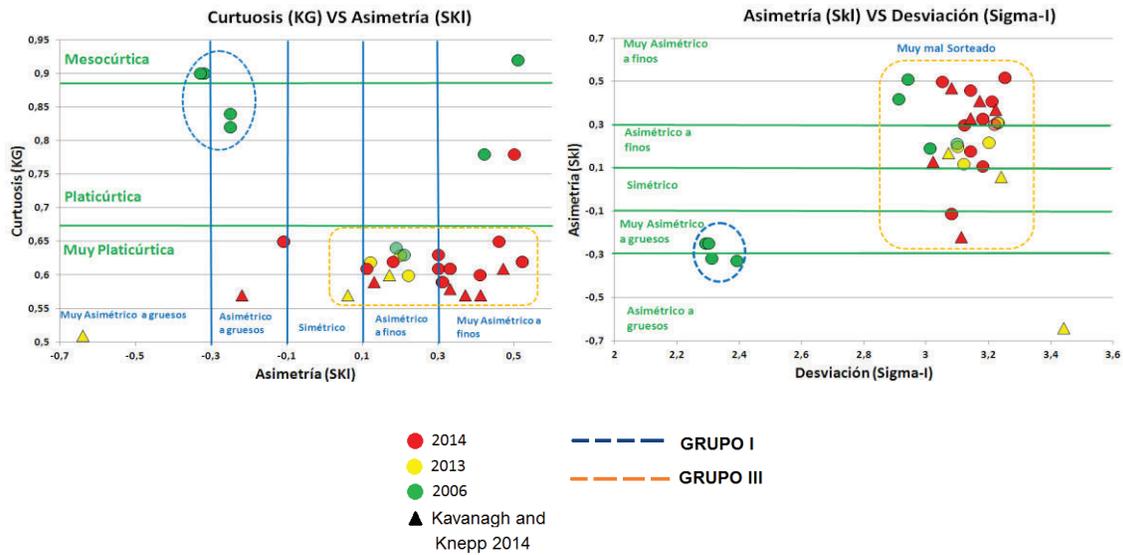


Figura 7.1. Análisis de los parámetros estadísticos gráficos de Folk y Ward (1957) de las muestras de las CDP), rojo (Erupción 2014), verde (Erupción 2006) amarillo (Erupción 2013), línea azul (Grupo I), línea anaranjada (Grupo III), triángulos (Kavanagh and Knepp 2014), círculos (este estudio).

Con los ensayos de granulometría se diferenciaron dos tipos de CDP:

- CDP del tipo Oleadas piroclásticas mas móviles, turbulentas con parámetros estadísticos gráficos como: diámetro medio tipo ceniza, asimetría hacia los gruesos y curtosis platicúrtica y muy mal sorteo
- CDP asociadas a flujos piroclásticos que tienen parámetros estadísticos gráficos como: diámetro medio tipo lapilli, muy asimétricos hacia los finos, curtosis muy platicúrtica y muy mal sorteo.

La granulometría diferencia los tipos de CDP en los depósitos, sin embargo no ayuda a diferenciar los depósitos de CDP de las erupciones de 2006, 2013 y 2014.

7.2. ANÁLISIS DE COMPONENTES

Los componentes densos son los más abundantes para todas las erupciones. La erupción de 2014 es la que presenta el porcentaje mayor con casi 70 vol. % de componentes densos en promedio. La erupción de 2006 y 2013 presenta un menor porcentaje promedio de componentes densos con 42 y 35 vol. % respectivamente.

Para la erupción de 2013 las escorias antiguas representan un tercio todos los componentes, esto quiere decir que en la erupción de 2013 se tuvo una mayor incorporación de escorias antiguas que en las erupciones de 2006 y 2014.

Año de Erupción	I. Densos (%)	II. Escorias Juveniles (%)	III. Escorias Antiguas (%)	IV. Oxidados (%)	Material Juvenil (%)	Material Accidentado (%)
2006	42	19	19	20	61	39
2013	35	17	33	15	52	48
2014	69	7	17	7	76	24

Tabla 41. Resultados de porcentaje de componentes promedio para las erupciones de Agosto de 2006, julio de 2013 y febrero de 2014.

En el análisis de componentes para el episodio de 2013 se encontró una cantidad significativa de componentes densos (>35%) lo cual se supone que corresponde a un tapón en el conducto. Este tapón es confinado en el conducto por algunos cientos de metros por debajo el cráter. La presencia de este tapón presuriza el sistema y termina por generar erupciones explosivas del tipo vulcanianas. La erupción de 2006 fue mucho más grande que las de 2013 y 2014. La erupción 2006 en su primera etapa de generación de CDP liberó todo el tapón que se confinó en el conducto. Las muestras TUNG-JG-010 A, B, C y D representan a esta primera etapa de liberación del tapón. Y las muestras TUNG-JG-007 A, B, C localizadas en la parte occidental del volcán representan a la segunda etapa de la erupción de agosto de 2006 que corresponden a CDP más diluidas sin mucha cantidad de componentes densos (tapón) y tuvieron mayor alcance que los primeros pulsos.

Los componentes de escorias juveniles son menores a 20% para todas las muestras, este valor corresponde a la fracción entre 16-32 mm de diámetro. Por lo

tanto no es el porcentaje exacto de material juvenil emitido, ya que no se toma en cuenta la fracción >64 mm y <16 mm.

En los trabajos de Bernard et al. (2014) y Tournigand et al. (2013) se obtienen valores de componentes juveniles de 50 vol. % y 83 vol. % para las erupciones de 2006 y 2010. Estos análisis de componentes se realizaron mediante fotografías a fragmentos mayores a 31.5 mm.

En las erupciones de 2013 y 2014 Kavanagh and Knepp (2014) realizaron análisis de componentes en las CDP a 100 fragmentos tipo bloques (>64 mm) en el techo de la CDP. Los resultados fueron los siguientes:

Localización	Accidental (%)	Escorias tipo coliflor (%)	Escorias tipo Corteza de pan (%)	Densos (Tapón) (%)	Pómez Bandeada (%)
2013					
TUN-MK-001-C	91	9	0	<1	<1
TUN-MK-002-A	59	40	<1	1	<1
TUN-MK-006-A	68	32	0	<1	0
Porcentaje	70±20	30±20	0	0.3±0.6	0
2014					
TUN-MK-001-A	91	7	1	1	0
TUN-MK-003-A	76	21	2	1	0
TUN-MK-004-A	84	10	<1	6	0
TUN-MK-005-A	77	17	3	3	0
TUN-MK-006-B	88	12	<1	<1	0
TUN-MK-007-A	78	18	3	1	0
Porcentaje	82±6	14±5	1±1	2±2	0

Tabla 42. Resultados de Kavanagh and Knepp (2014) del análisis de componentes (>64 mm) realizado en el techo de las CDP de las erupciones de 2013 y 2014

El trabajo de Kavanagh and Knepp (2014) tiene las siguientes limitaciones para determinar una composición total:

- Los componentes <64 mm no son tomados en cuenta, sin embargo esa fracción es donde los porcentajes de componentes densos (plug) y componentes juveniles aumentan debido a su ruptura durante el transporte

de la CDP, los componentes accidentados disminuyen el porcentaje en el cuerpo de la CDP.

- El muestreo solo se hace en el techo de las CDP.

Comparando todos los resultados se observa que los componentes juveniles aumentan hacia el cuerpo de las CDP estudiadas.

	Agosto 2006		Mayo 2010	Julio 2013		Febrero 2014	
	Bernard et al., 2014	Este estudio	Tournigand et al. (2013)	Kavanagh and Knepp (2014)	Este estudio	Kavanagh and Knepp (2014)	Este estudio
Juvenil (vol. %)	40-50	61	83	27	52	18	76
No-Juvenil (vol. %)	60-50	39	17	73	48	82	24

Tabla 43. Comparación de análisis de componentes con otros estudios realizados en las CDP del volcán Tungurahua en las erupciones de 2006, 2010, 2013 y 2014.

No es posible comparar los resultados de este trabajo con los de Bernard et al. (2014) y Tournigand et al. (2013) porque estos tienen una diferente metodología en el análisis de componentes.

Con el alto contenido de material juvenil denso el dinamismo asociado a las erupciones del volcán Tungurahua es del tipo vulcaniano producido por el taponamiento del conducto por el material poco vesiculado (denso), el cual es incorporado en las CDP.

7.3. DENSIDAD Y POROSIDAD

La mayoría de las muestras presentan porosidades ponderadas medias de 0.45-0.55 curvas simétricas, desviación estándar entre 0.12-0.06 y curtosis entre Platicúrtica a Leptocúrtica.

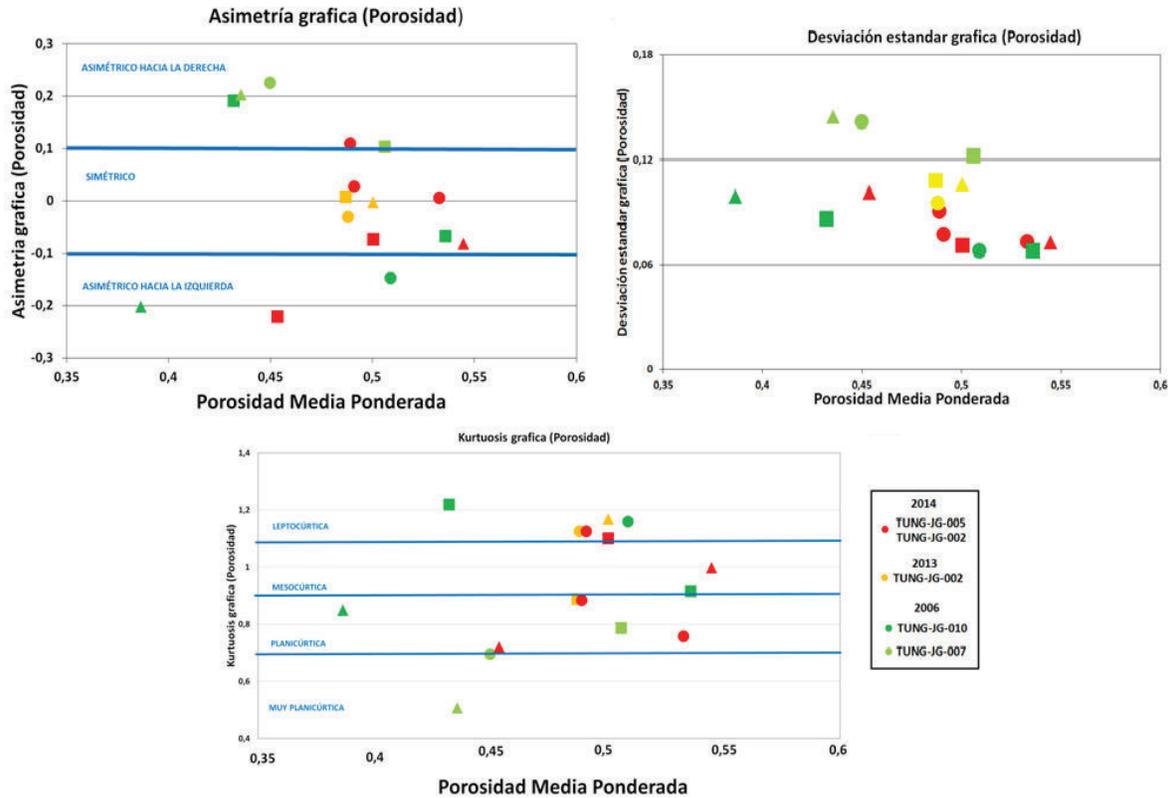


Figura 7.2. Asimetría curtosis y desviación estándar gráfica de la porosidad para las erupciones de 2006, 2013 y 2014.

Para el análisis de los dinamismos eruptivos se tomó en cuenta los componentes juveniles. Para el análisis de la erupción de 2013 se usó las muestras TUNG-JG-002-A,B y C; para 2014 las muestras TUNG-JG-002 D,E, TUNG-JG-005 E, F, G, y H; para la erupción de 2006 se tomó los componentes juveniles de las muestras TUNG-JG-007 A, B, C, TUNG-JG-010 A, B, C y D; dando los siguientes resultados de porosidad media ponderada.

Fecha de Erupción	Porosidad Media Ponderada (%)
Agosto 2006	47,65
Julio 2013	48,78
Febrero 2014	51,05

Tabla 44. Resultados de la porosidad media ponderada obtenidos con el programa "R" diseñado por Bernard et al., 2015 para las escorias juveniles de las erupciones de Agosto 2006, julio 2013 y febrero 2014.

Bernard et al. (2015) compara los parámetros gráficos estadísticos de la porosidad en los depósitos de las erupciones de los volcanes Chachimbiro 3640-3510 BP (depósito de explosión lateral) y Unzen 1990-1995 (depósito de bloques y ceniza). Comparando este trabajo con los resultados de los componentes juveniles (escorias juveniles y material denso) de las muestras de las erupciones del volcán Tungurahua desde 2006 a 2014, se observa que las erupciones vulcanianas se comportan de la misma manera que una explosión lateral con una menor porosidad media ponderada (Figura 7.3).

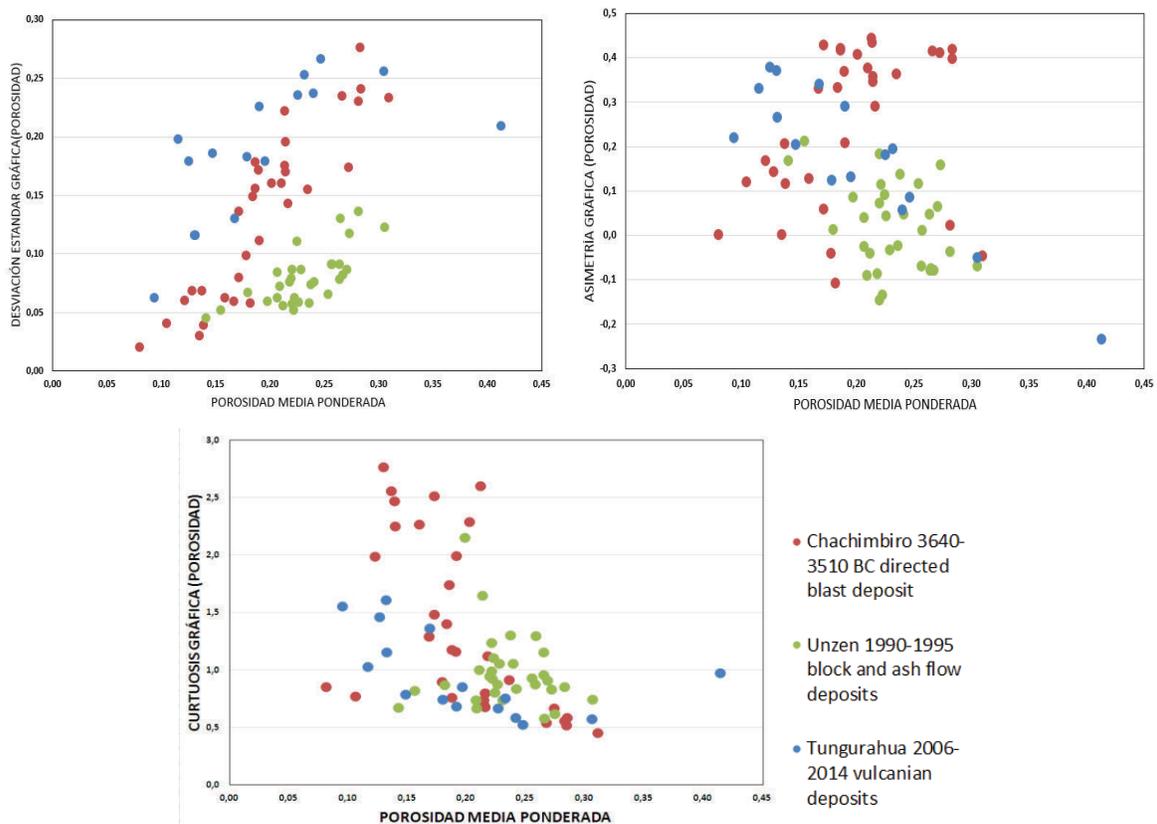


Figura 7.3. Asimetría curtosis y desviación estándar gráfica de la porosidad de los componentes juveniles para las erupciones del Tungurahua (2006, 2013 y 2014), Chachimbiro (3640-3510 BC) y Unzen (1990-1995).

Comparando las gráficas de porosidad de los componentes juveniles vesiculados de las erupciones de 2006, 2013 y 2014 con las gráficas de Mueller et al., 2011, las curvas se comportan de la misma manera que erupciones sub-plinianas, y plinianas propuestas en su investigación pero con una menor porosidad media (Figura 7.4).

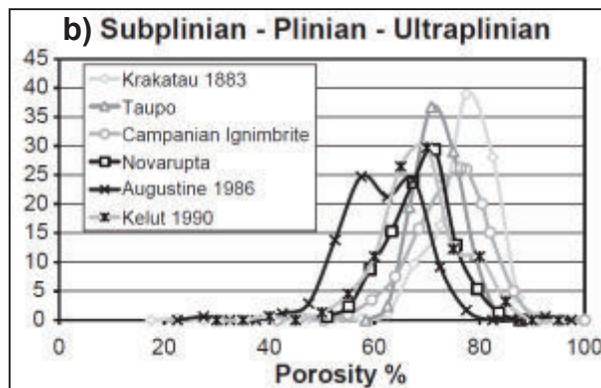
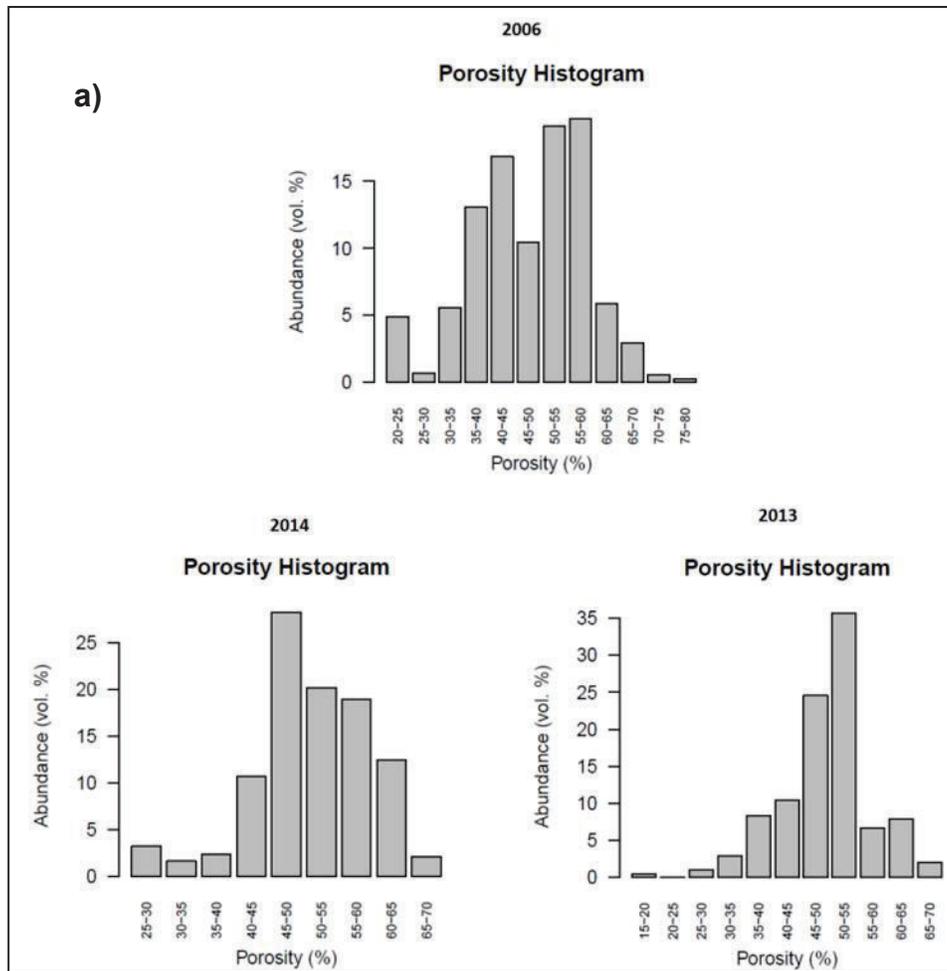


Figura 7.4. a) Histogramas de porosidad media obtenido del procesamiento de datos en el programa diseñado por Bernard et al., 2015 para las escorias juveniles de las erupciones de Agosto 2006, julio 2013 y febrero 2014. b) Curva de porosidad vs frecuencia de abundancia de una actividad sub-pliniana, pliniana y ultrapliniana propuesta por Mueller et al. (2011).

Procesando todo el material juvenil (escorias juveniles y componentes densos) y los datos de Kavanagh and Knepp 2014, se obtiene nuevos histogramas de dinamismo eruptivo del tipo vulcaniana (Figura 7.5). Este histograma es bimodal y tiene picos de porosidades entre 0-5% y 45-55%. Este histograma puede ser comparado con la curva de porosidad y frecuencias de la erupción de St. Helen (1980) propuesta por Mueller et al. (2011).

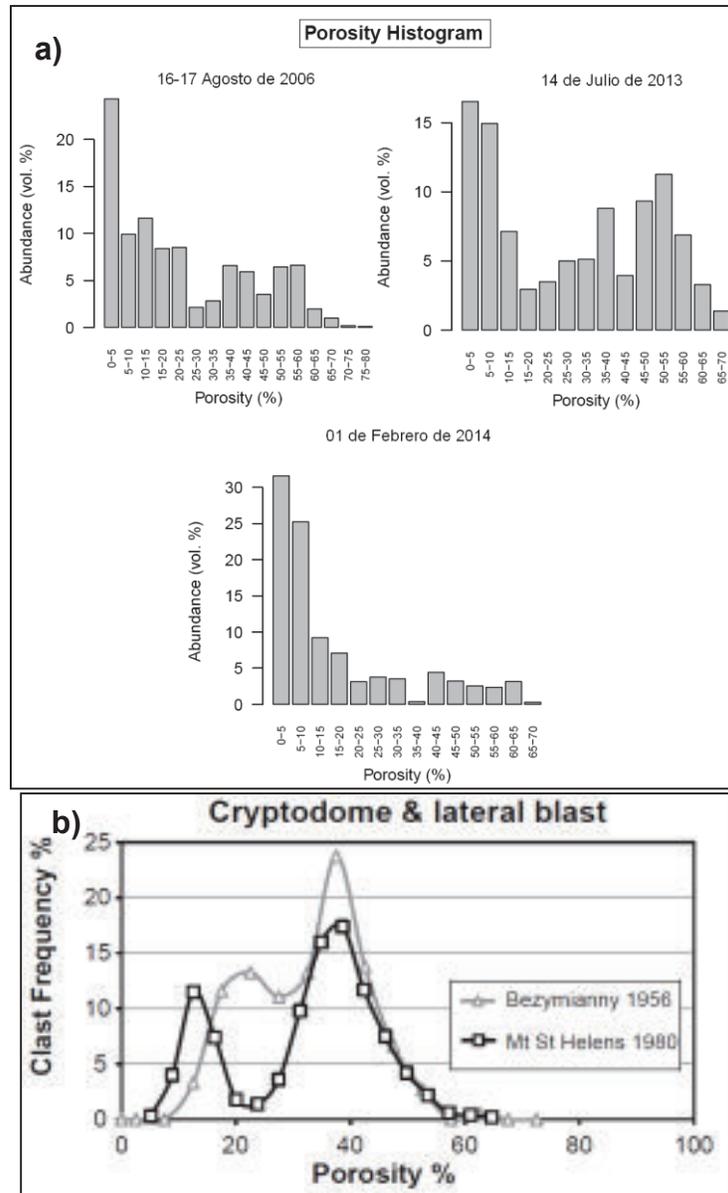


Figura 7.5. a) Histogramas de porosidad media obtenido del procesamiento de datos en el programa diseñado por Bernard et al., 2015 para las escorias juveniles y componentes densos de las erupciones de Agosto 2006, julio 2013 y febrero 2014. b) Curva de porosidad vs frecuencia de abundancia de erupciones de criptodomas y explosiones laterales.

En la erupción de Agosto 2006 Steffke et al. (2010) con base al tamaño de columnas eruptivas, duración de la erupción, poder acústico y radio de la pluma eruptiva establece que la erupción de agosto de 2006 es del tipo vulcaniana. Por otro lado Fee et al., 2010 propone que la erupción de agosto de 2006 tuvo un poder acústico de 50 MW, dando como resultado una fase Pliniana para el paroxismo de 2006.

Comparando los resultados de los parámetros gráficos estadísticos de la porosidad de componentes juveniles en las erupciones vulcanianas del Tungurahua con el trabajo de Bernard et al. (2015), se observa que estas tienen similares características que la explosión lateral del Chachimbiro (3640-3510 BP), solo con una menor porosidad media ponderada. Además los histogramas de porosidad ponderada media y la frecuencia son similares a los obtenidos para una explosión lateral como la de St. Helens (1980).

En el análisis de los histogramas las erupciones del Volcán Tungurahua julio 2013 y febrero 2014 son consideradas como vulcanianas y la erupción de 2006 es considerada como sub-pliniana.

Al evaluar la porosidad de todos los componentes juveniles (escorias y material denso), las erupciones vulcanianas del Tungurahua tienen la misma tendencia de porosidad de componente que las explosiones laterales Chachimbiro (3640-3510 BP) y St. Helens (1980).

En el análisis de los histogramas las erupciones del Volcán Tungurahua julio 2013 y febrero 2014 son consideradas como vulcanianas y la erupción de 2006 es considerada como sub-pliniana. Sin embargo en la erupción de de Agosto 2006 Steffke et al. (2010) con base al tamaño de columnas eruptivas, duración de la erupción, poder acústico y radio de la pluma eruptiva; Steffke et al. (2010) establece que la erupción de agosto de 2006 es del tipo vulcaniana. Por otro lado Fee et al., 2010 propone que la erupción de agosto de 2006 tuvo un poder acústico de 50 MW, dando como resultado una fase Pliniana para el paroxismo de 2006.

7.4. ENSAYOS DE COMPRESIÓN SIMPLE

Se recolectó escorias juveniles y escorias antiguas en los puntos TUNG-JG-002 Y TUNG-JG-004. Estas escorias fueron cortadas en cubos de 5cm por lado. En total se obtuvieron 20 cubos de escorias antiguas y 24 cubos de escorias juveniles dando los siguientes resultados:

	Escorias Antiguas	Escorias Juveniles
Esfuerzo Máximo (kg/cm²)	270,92	186,41
Esfuerzo Mínimo (kg/cm²)	42,55	44,57
PROMEDIO	125,75	101,29

Tabla 45. Esfuerzos promedios, máximos y mínimos para las escorias antiguas y juveniles.

Las escorias antiguas tienen mayor resistencia a la compresión. El máximo esfuerzo es 270,92 kg/cm² y un promedio de 125.75 kg/cm², mientras que las escorias antiguas tienen un máximo de 186.41 kg/cm² y un promedio de 101.29 kg/cm².

Según Yáñez et al. (1993) el aumento de la porosidad provoca que la resistencia a la compresión disminuya porque la concentración de esfuerzo se da en los bordes de los poros, lo que hace el área de carga disminuya y la presencia de líquido en los poros facilita la propagación de fisuras. Esta teoría es comprobada en la figura 7.6.

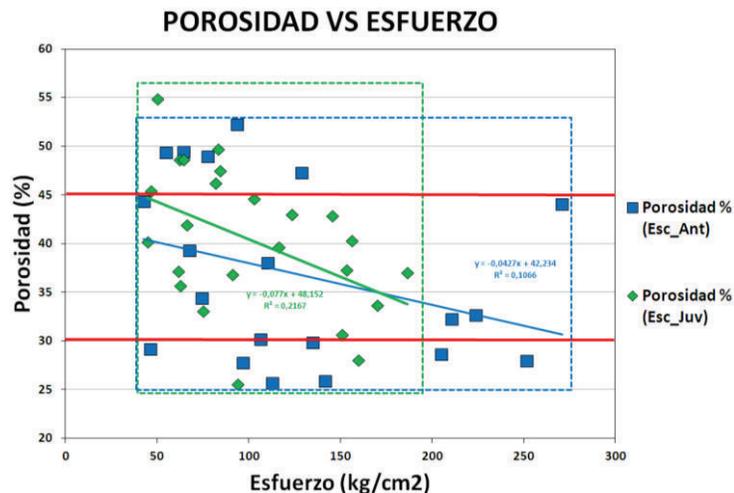


Figura 7.6. Diagrama de la porosidad vs esfuerzo para escorias antiguas y juveniles.

Analizando el diagrama de porosidad vs esfuerzo entre porosidades entre 25-45%, las escorias antiguas tienen una mayor resistencia a la ruptura que las escorias juveniles. Esto probablemente se debe a una devitrificación, este proceso refuerza las paredes de los poros haciendo que la resistencia a la ruptura sea mayor.

7.5. VOLUMEN Y MASA DE LAS CDP GENERADAS POR EL VOLCÁN TUNGURAHUA DESDE 2006 HASTA 2014

La erupción del 16-17 Agosto de 2006 es la más grande registrada desde su reactivación en 1999 con 38.7 millones de m³ de material emitido en las CDP según Hall et al., 2014.

La erupción del 01 de Febrero de 2014 tiene un volumen de las CDP de 5.1-5.4 millones de m³ según este estudio, la erupción del 14 de Julio de 2013 tiene 3.1-3.8 millones de m³ y la erupción del 28 de Mayo de 2010 tiene un rango de volúmenes de 1.6-2.3 millones de m³ (Tabla 46).

Año Erupción	16-17 Agosto de 2006	28 de Mayo de 2010	14 de Julio de 2013		01 de Febrero de 2014	
Autor	Hall et al., 2014	Este estudio	Delaunay	Voronoi	Delaunay	Voronoi
Volumen (m³)	3,87E+07	1.06-2.3E+06	2.5E+06	2.62E+06	5,12E+06	5,44E+06
Masa (kg)	6,87E+10	2-4.36+09	4.65E+09	4.88E+09	9,53E+09	1,01E+10

Tabla 46. Resultados de los volúmenes y masas para las erupciones del 16-17 Agosto de 2006, 28 de Mayo de 2010, 14 de Julio de 2013 y 01 de Febrero de 2014.

7.5.1. Índice de explosividad volcánica (IEV)

Para determinar el volumen total de las erupciones se debe tomar en cuenta el volumen del material producido por las caídas de ceniza y de las CDP. Para el volumen de las caídas de ceniza de 2006, 2013 se unos datos bibliográficos.

En la estimación de la caída de ceniza de 2014 se tomo en cuenta el periodo de caída desde el 03 de noviembre de 2013 hasta el 15 de marzo de 2014, dando una masa total de 1.2E09 Kg. Con la ayuda de las balanzas electrónicas de

Runtun (N), Pillate (W), Palictahua(S) y Choglontus (SW) se determinó que el 25-30% de este periodo se dio en la erupción del 01 de febrero de 2014.

Por lo tanto la masa de la erupción del 01 de febrero de 2014 es $3.75-4.5E+08$ Kg, la densidad de la caída de ceniza es 1255 kg/m^3 (Bernard et al., 2013) y se obtiene un volumen de $6-6.06E+06 \text{ m}^3$.

En la erupción del 28 de Mayo de 2010 para los límites del volumen de caída de ceniza se tomó los valores de las erupciones de 2013 y 2014 como referencia, ya que no existe información de este episodio eruptivo.

A continuación se presenta los valores de volumen total e IEV para las erupciones de 2006, 2010, 2013 y 2014:

Año	Volumen Caída de Ceniza (m3)	Referencia	Volumen CDP (m3)	Referencia	Volumen Total de Erupción (m3)	Volumen Total de Erupción (km3)	IEV
16-17 Agosto de 2006	49,5E+6	(Eychenne et al. 2012)	38,7E+06	Hall et al., 2014	8,82E+07	0,088	3
28 de Mayo de 2010	2.35-2.99E+05	Rango 2013-2014	1.06-2.3E+06	Este estudio	1.3E-2.6E+06	0.0013-0.006	2
14 Julio de 2013	2,35E+05	(Parra et al. 2016)	2.7E+06	(Hall et al. 2015) y este estudio.	2,94E+06	0,0029	2
01 de Febrero 2014	3.59-2.99E+05	(Parra et al. 2016)	5,7E+06	Hall et al., 2015 y este estudio	6.06-6,00E+06	0,006	2

Tabla 47. Calculo del volumen total y el IEV para las erupciones de del 16-17 Agosto de 2006, 28 de mayo de 2010, 14 de Julio de 2013 y 01 de Febrero de 2014.

Bustillos et al. (2016) estima volúmenes de caídas de ceniza de 1.3 y 8 millones de m^3 para las erupciones de 2013 y 2014. Estos valores son diferentes a los usados en este estudio porque Bustillos usa una metodología diferente en la determinación de los espesores de ceniza, que provoca una sobrestimación significativa del volumen. En el trabajo de Bustillos et al. (2016) la erupción de febrero de 2014 es considerada como un IEV 3.

Para los volúmenes de las CDP de 2013 y 2014 se tomó en cuenta el cálculo de Hall et al., 2015 ya que los volúmenes son parecidos a los determinados en este estudio. El IEV 2 tiene rangos de volumen entre 1 millón y 10 millones de m³, por lo tanto las erupciones de 2010, 2013 y 2014 están en este rango. El IEV 3 tiene rangos de volúmenes 10 millones de m³ y 0.1km³, la erupción de 2006 corresponde a un IEV de 3.

8. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

8.1. COLCLUSIONES

- Las muestras de las erupciones de 2013, 2014 y las de 2006 (TUNG-JG-010 A, B, C y D) tienen un comportamiento de un flujo piroclástico, presentando asimetría hacia los finos, curva de Platicúrtica a muy Platicúrtica, diámetro medio tamaño lapilli (>2mm) y muy mal sorteo (Figura 7.1). La curva granulométrica de estas muestras es bimodal, esto quiere decir que tiene dos picos.
- Las muestras TUNG-JG-006-A, TUNG-JG-007 A, B y C tienen más afinidad hacia una oleada piroclástica, correspondientes a la erupción de agosto de 2006. Los resultados estadísticos gráficos indican asimetría hacia lo gruesos, diámetro medio tipo ceniza (<2mm), curva Mesocúrtica a Platicúrtica y muy mal sorteo (Figura 7.1). La curva resultante es unimodal presentando su pico máximo en los componentes finos <2mm.
- En el análisis de componentes se encontró una cantidad significativa de componentes densos (>35 vol. %) lo cual corresponde a un tapón en el conducto. Este tapón es confinado en el conducto por algunos cientos de metros por debajo el cráter el cual presuriza el sistema y genera erupciones explosivas del tipo vulcanianas.
- La erupción 2006 en su primera etapa de generación de CDP liberó todo el tapón que se confinó en el conducto, como la erupción fue de larga duración las siguientes CDP fueron mucho más diluidas, sin mucha cantidad de componentes densos (tapón) y tuvieron mayor alcance que los primeros pulsos.
- Las porosidades medias ponderadas para todas las muestras varían entre 45-55 % en las escorias juveniles. Según Houghton y Wilson 1989 esta vesicularidad es moderada (40-60 %).
- Comparando histogramas de porosidad media de las escorias juveniles con el trabajo de Mueller et al., 2011, las erupciones de julio 2013 y febrero 2014 corresponden a erupciones explosivas del tipo vulcanianas. Sin

embargo la erupción de agosto de 2006 no tenía un tapón (plug) confinado en el conducto, sugiriendo que esta erupción es del tipo sub-pliniana.

- Según los resultados de los ensayos uniaxiales se comprobó la teoría que las escorias antiguas o accidental, al estar parcialmente devitrificadas, tienen mayor resistencia a la ruptura, dando una resistencia máxima de 270.92 a una porosidad de ~45 % para las escorias antiguas y una resistencia máxima de 186.41 a una porosidad de ~37 % para las escorias juveniles.
- El volumen de las CDP de las erupciones calculados con el método de Triángulos de Delaunay de 2013 y 2014 son 2.5 y 5.1 millones de m³ respectivamente, mientras que los volúmenes calculados con el método de los Polígonos de Voronoi son 2.62 y 5.4 millones de m³. Para la erupción de 2010 se obtuvo un volumen entre 1.06 - 2.3 millones de m³.
- La masa de las CDP es 6.78e+10 Kg para la erupción de agosto de 2006 (tomando en cuenta el volumen calculado por Hall et al., 2014), 4.65-4.88E+09 Kg para 2013 y 9.53-10.1E+09 kg para 2014 (para los volúmenes de 2013 y 2014 se tomó en cuenta el volumen calculado en este estudio con los métodos de Delaunay y Voronoi). La masa de las CDP de 2010 fue 1.91 - 3.62E+09 (Kg) tomando en cuenta que la densidad de depósito es similar a la usada en la erupción de febrero 2014.
- Los volúmenes totales (volúmenes de las caídas de ceniza y de las CDP) de las erupciones de 16-17 de agosto 2006, 28 de mayo de 2010, 14 de julio de 2013 y 01 de febrero de 2014 son 88.2, 1.3-2.6, 2.94 y 6 millones de m³ respectivamente. Por lo tanto las erupciones de 2010, 2013 y 2014 corresponden a un IEV 2 y la erupción de agosto 2006 corresponde a un IEV 3.

8.2. RECOMENDACIONES

- Recolectar las muestras en dos campañas de muestreo, una a días siguientes de la erupción y otra campaña a semanas donde se formen drenajes naturales para obtener más datos de los espesores de los depósitos de CDP.
- Tener más datos de espesores para calcular los volúmenes de las CDP aplicando los métodos de Vásquez (2015) en las partes bajas del volcán donde los depósitos de las CDP son canalizadas.
- Realizar una columna granulométrica más amplia que tome en cuenta las fracciones mayores a 64mm.
- La ceniza más fina $<63 \mu\text{m}$ restante de los ensayos granulométricos podría ser analizada con el equipo Morphology 3D.
- Realizar análisis de componentes, densidad y porosidad a los fragmentos mayores a 32 mm.
- Comparar los resultados con volcanes que tengan los mismos dinamismos eruptivos como es el caso del Cotopaxi.

9. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abellanas M (2014) Capitulo 4 Triangulación de Delaunay.
- Barba D, Arellano S, Ramon P, Mothes P, Alvarado A, Ruiz M, Troncoso L (2006) CRONOLOGIA DE LOS EVENTOS ERUPTIVOS DE JULIO Y AGOSTO DEL 2006 DEL VOLCAN TUNGURAHUA. 1–4.
- Barbieri M, Paccarillo A, Poli G, Tolomeo L (1988) Major, trace element and Sr isotopic composition of lavas from Vico volcano (Central Italy) and their evolution in an open system. *Contrib Mineral Petrol* 99:485–497.
- Belikov B, Zaleskii B, Rozanov Y, Sanina E, Timchenko I (1964) Methods of studying the physicochemical properties of rocks. 1–58.
- Benage M, Dufek J, Degruyter W, Geist G, Harpp K, Rader E (2014) Tying textures of breadcrust bombs to their transport regime and cooling history. *J Volcan Geotherm Res* 92–107.
- Bernard B, Kueppers U, Ortiz H (2015) Revisiting the statistical analysis of pyroclast density and porosity data. 19. doi: 10.5194/sed-6-1-2015
- Bernard J., Kelfoun K, Le Pennec J., Vallejo S. (2014) Pyroclastic flow erosion and bulking processes: comparing field-based vs. modeling results at Tungurahua volcano, Ecuador. *Bull Volcanol*: 2-16. doi: 10.1007/s00445-014-0858-y
- Blott S, Pye K (2001) GRADISTAT: A GRAIN SIZE DISTRIBUTION AND STATISTICS PACKAGE FOR THE ANALYSIS OF UNCONSOLIDATED SEDIMENTS. *Earth Surface Processes and Landforms* 1237–1248. doi: 10.1002/esp.261
- Bourdon E, Eissen J-P, Gutscher M-A, Monzier M, Hall ML, Cotten J (2003) Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America). *Earth Planet Sci Lett* 205:123–138.
- Bowles J (1981) *Manual de Laboratorio de Suelos ne Ingeniería Civil*. McGRAW-HILL, Mexico
- Cantalamesa G, Di Celma C (2004) Origin and chronology of Pleistocene marine terraces of Isla de la Plata and of flat, gently dipping surfaces of the southern coast of Cabo San Lorenzo (Manabí-Ecuador). *J South Am Earth Sci* 16:633–648.
- Carey S, Bursik M (2000) Volcanic Plumes. *Encycl Volcanoes* 527–554.

- Cas RA, Wright JV (1987) *Volcanic Successions : Modern and ancient - a geological approach to processes, products and successions*. Chapman and Hall, London
- CJN Wilson (1986) Pyroclastic flows and ignimbrites. *Sci Prog Oxf* 70:171–207.
- CJN Wilson, George PL Walker (1982) Ignimbrite depositional, facies : the anatomy of a pyroclastic flow. *J Geol Soc Lond* 139:581–592.
- Eychenne J, Pennec J-LL, Troncoso L, Gouhier M, Nedelec J-M (2012) Causes and consequences of bimodal grain-size distribution of tephra fall deposited during the August 2006 Tungurahua eruption (Ecuador). *Bull Volcanol* 74:187–205. doi: 10.1007/s00445-011-0517-5
- Fee D, Garces M, Steffke A (2010) Infrasound from Tungurahua Volcano 2006–2008: Strombolian to Plinian eruptive activity. *J Volcanol Geotherm Res* 193:67–81. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2010.03.006
- Freundt A, Wilson CJN, Carey SN (2000) Ignimbrites and Block-And-Ash Flow Deposits. *Encycl Volcanoes* 581–599.
- Gardner J, Thomas R, Jaupart C, Tait S (1996) Fragmentation of magma during Plinian volcanic eruptions. *Bull Volcanol* 144–162.
- Gençalioglu-Kuşcu G., Atilla C., Cas R., Kuşcu I. (2007), Base surge deposits, eruption history, and depositional processes of a wet phreatomagmatic volcano in Central Anatolia (Cora Maar), *Journal of Volcanology and Geothermal Research*: 198-209, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2006.06.013
- Gorgas J, Cardie N, Zamorano J (2009) ESTADÍSTICAS BÁSICA PARA ESTUDIANTES DE CIENCIAS.
- Graindorge D, Calahorrano A, Charvis P, Collot J-Y, Béthoux N (2004) Deep structure of the Ecuador convergent margin and the Carnegie Ridge, possible consequence on great earthquakes recurrence interval. *Geophys Res Lett* 31:18803.
- Gravina T, Lirer L, Marzocchella A, Petrosino P, Salatino P (2004) Fluidization and attrition of pyroclastic granular solids. *J Volcanol Geotherm Res* 138:27–42.
- Guillier B, Chatelain J, Jaillard E, Yepes H, Poupine G, Feis J (2001) Seismological evidence on the geometry of the orogenic system in central-Northern Ecuador (South-America). *Geophys Res Lett* 28:3749–3752.
- Gustcher M, Malavieille J, Lallemand S, Collot J (1999) Tectonic segmentation of the North Andean margin: Impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth Planet Sci Lett* 255–270. doi: 10.1016/S0012-821X(99)00060-6

- Hall ML, Robin C, Beate B, Mothes P, Monzier M (1999) Tungurahua Volcano, Ecuador : structure, eruptive history and hazards. *J Volcanol Geotherm Res* 91:1–21.
- Hall M, Steele A, Bernard B, Mothes P, Vallejo S, Douillet G, Ramon P, Aguaiza S, Ruiz M (2015) Sequential plug formation, disintegration by Vulcanian explosions, and the generation of granular Pyroclastic Density Currents at Tungurahua volcano (2013–2014), Ecuador.
- Hall M., Steele A., Mothes P., Ruiz M. (2013) Pyroclastic density currents (PDC) of the 16–17 August 2006 eruptions of Tungurahua volcano, Ecuador: Geophysical registry and characteristics. 78–95. doi: 10.1007/s00445-014-0858-y
- Hidalgo, S., Monzier, M., Martin, H., Cotten, J., Fornari, M., and Eissen, J.-P. (2005) New geochemical and geochronological data for the Atacazo-Ninahuilca volcanic complex (Ecuador), *in* Institut de Recherche pour le Développement, ed., 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts: Barcelona, Spain, p. 379–382.
- Hoernle K, van den Bogaard P, Werner R, Lissinna B, Hauff F, Alvarado G, Garbe-Schönberg D (2002) Missing history (16–71 Ma) of the Galapagos hotspot: Implications for the tectonic and biological evolution of the Americas. *Geology* 30:795–798.
- Houghton BF, Wilson CJN (1989) A vesicularity index for pyroclastic deposits. *Bull Volcanol* 51:451–462.
- Hungerbühler D, Steinmann M, Winkler W, Seward D, Egüez A, Peterson D, Helg U, Hammer C (2002) Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador. *Earth Sci Rev* 57:75–124.
- Hungerbuhler D, Steinmann M, Winkler W, Seward D, Eguez A, Peterson D, Helg U, Hammer C (2002) Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador. *Earth Science Reviews* 75–124.
- Informe anual del Volcán Tungurahua de 1999: <http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-anuales/8665-informe-anual-tungurahua-2009/file>
- Informe anual del Volcán Tungurahua de 2000: <http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-anuales/256--57/file>

Informe anual del Volcán Tungurahua de 2001: <http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-anuales/257--58/file>

Informe anual del Volcán Tungurahua de 2002: <http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-anuales/258--59/file>

Informe anual del Volcán Tungurahua de 2003: <http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-anuales/259--60/file>

Informe anual del Volcán Tungurahua de 2004: <http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-anuales/260--61/file>

Informe anual del Volcán Tungurahua de 2005: <http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-anuales/261--62/file>

Informe anual del Volcán Tungurahua de 2011: <http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-anuales/265--66/file>

Informe Mensual del Volcán Tungurahua de Enero de 2006:
<http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-mensuales/tung-m-2006/8986-informe-mensual-tungurahua-enero-2/file>

Informe Mensual del Volcán Tungurahua de Febrero de 2006:
<http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-mensuales/tung-m-2006/8982-informe-mensual-tungurahua-febrero-2/file>

Informe Mensual del Volcán Tungurahua de Marzo de 2006:
<http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-mensuales/tung-m-2006/8989-informe-mensual-tungurahua-marzo-2/file>

Informe Mensual del Volcán Tungurahua de Abril de 2006:
<http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-mensuales/tung-m-2006/8983-informe-mensual-tungurahua-abril-2/file>

Informe Mensual del Volcán Tungurahua de Mayo de 2006:
<http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-mensuales/tung-m-2006/8990-informe-mensual-tungurahua-mayo-2/file>

Informe Mensual del Volcán Tungurahua de Junio de 2006:
<http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-mensuales/tung-m-2006/8988-informe-mensual-tungurahua-junio-2/file>

Informe mensual del Volcán Tungurahua de Julio de 2006:
<http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-mensuales/tung-m-2006/8987-informe-mensual-tungurahua-julio-3/file>

Informe mensual del Volcán Tungurahua de Agosto de 2006:
<http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-mensuales/tung-m-2006/8984-informe-mensual-tungurahua-agosto-2/file>

Informe mensual del Volcán Tungurahua de Septiembre de 2006:
<http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-mensuales/tung-m-2006/8993-informe-mensual-tungurahua-septiembre-2/file>

Informe mensual del Volcán Tungurahua de Octubre de 2006:
<http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-mensuales/tung-m-2006/8992-informe-mensual-tungurahua-octubre-3/file>

Informe mensual del Volcán Tungurahua de Noviembre de 2006:
<http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-mensuales/tung-m-2006/8991-informe-mensual-tungurahua-noviembre-3/file>

Informe mensual del Volcán Tungurahua de Diciembre de 2006:
<http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-mensuales/tung-m-2006/8985-informe-mensual-tungurahua-diciembre-3/file>

Informe mensual del Volcán Tungurahua de Enero de 2007:
<http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-mensuales/tung-m-2007/8997-informe-mensual-tungurahua-enero-3/file>

Informe mensual del Volcán Tungurahua de Febrero de 2007:
<http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-mensuales/tung-m-2007/8998-informe-mensual-tungurahua-febrero-3/file>

Informe mensual del Volcán Tungurahua de Marzo de 2007:
<http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-mensuales/tung-m-2007/9001-informe-mensual-tungurahua-marzo-3/file>

Informe mensual del Volcán Tungurahua de Abril de 2007:
<http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-mensuales/tung-m-2007/8994-informe-mensual-tungurahua-abril-3/file>

Informe mensual del Volcán Tungurahua de Mayo de 2007:
<http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-mensuales/tung-m-2007/9002-informe-mensual-tungurahua-mayo-3/file>

Informe mensual del Volcán Tungurahua de Junio de 2007:
<http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-mensuales/tung-m-2007/9000-informe-mensual-tungurahua-junio-3/file>

Informe mensual del Volcán Tungurahua de Julio de 2007:
<http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-mensuales/tung-m-2007/8999-informe-mensual-tungurahua-julio-4/file>

Informe mensual del Volcán Tungurahua de Agosto de 2007:
<http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-mensuales/tung-m-2007/8995-informe-mensual-tungurahua-gago/file>

Informe mensual del Volcán Tungurahua de Septiembre de 2007:
<http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-mensuales/tung-m-2007/9005-informe-mensual-tungurahua-sept-1/file>

Informe mensual del Volcán Tungurahua de Octubre de 2007:
<http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-mensuales/tung-m-2007/9004-informe-mensual-tungurahua-oct-1/file>

Informe mensual del Volcán Tungurahua de Noviembre de 2007:
<http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-mensuales/tung-m-2007/9003-informe-mensual-tungurahua-nov-1/file>

Informe mensual del Volcán Tungurahua de Diciembre de 2007:
<http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-mensuales/tung-m-2007/8996-informe-mensual-tungurahua-tungdic/file>

Informe mensual del Volcán Tungurahua de Enero de 2008:
<http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-mensuales/tung-m-2008/9009-informe-mensual-tungurahua-enero-4/file>

Informe mensual del Volcán Tungurahua de Febrero de 2008:
<http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-mensuales/tung-m-2008/9010-informe-mensual-tungurahua-febrero-4/file>

Informe mensual del Volcán Tungurahua de Mayo de 2010:
<http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-mensuales/tung-m-2010/9026-informe-mensual-tungurahua-mayo-5/file>

Informe mensual del Volcán Tungurahua de Junio de 2010:
<http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-mensuales/tung-m-2010/9024-informe-mensual-tungurahua-junio-5/file>

Informe mensual del Volcán Tungurahua de Diciembre de 2010:
<http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-mensuales/tung-m-2010/9020-informe-mensual-tungurahua-diciembre-5/file>

Informe mensual del Volcán Tungurahua de Abril de 2011:
<http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-mensuales/tung-m-2011/9042-informe-mensual-tungurahua-abril-7/file>

- Informe mensual del Volcán Tungurahua de Mayo de 2011:
<http://www.igepn.edu.ec/informes-volcanicos/tungurahua/tung-mensuales/tung-m-2011/9050-informe-mensual-tungurahua-mayo-6/file>
- Informes Semanales del Observatorio del Volcán Tungurahua 334, 335, 338,339, 416, 535-538, 563-567, 585-587, 614-618, 652-655, 669-672, 688-691, 699-701, 726-735, 737-738.
- Jimenez JA, De Justo JL (1975) Geotecnia y Cimientos I: Propiedades de los suelos y de las rocas, Segunda. Rueda, Madrid
- Kavanagh K., Knepp M. (2014) Composition, Density, and Grain-size analysis of July 2013 and February 2014 deposits on Tungurahua volcano, Ecuador: 1-22
- Krynine D, Judd W (1980) Principios de Geología y Geotecnia para ingenieros.
- Kueppers U, Scheu B, Spieler O, Dingwell DB (2005) Field-based density measurements as tool to identify preeruption dome structure: set-up and first results from Unzen volcano, Japan. *J Volcanol Geotherm Res* 141:65–75.
- Le Pennec JL, Samaniego P, Eissen JP, Hall ML, Molina I, Robin C, Mothes P, Yepes H, Ramón P, Monzier M, Egred J (2005) Los peligros volcánicos asociados con el Tungurahua. Corporación Editora Nacional, IG-EPN, IRD
- Litherland M, Aspden J, Jemielita R (1994) The Metamorphic Belts of Ecuador.
- Longsdale P (2005) Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Sci Direct* 237–264. doi: 10.1016/j.tecto.2005.05.011
- Luzieux L, Heller F, Spikings R, Vallejo C, Winkler W (2006) Origin and Cretaceous tectonic history of the coastal Ecuadorian forearc between 1[deg]N and 3[deg]S: Paleomagnetic, radiometric and fossil evidence.
- Macdonald, G.A. (1972), *Volcanoes*, Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, Inc., 510 pp.
- Mayfield J, Schiffman P (1998) Measuring the density of porous volcanic rocks in the field using a saran coating. *Journal of geoscience education* 460–464.
- McPhie J, Doyle MG, Allen R (2013) *Volcanic Textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Tasmania

- MF Sheridan (1980) Pyroclastic block-flow from the september 1976 eruption of la Soufrière volcano, Guadeloupe. *Bull Volcanol* 43:397–402.
- Michaud F, Witt C, Royer J (2009) Influence of the subduction of the Carnegie volcanic ridge on Ecuadorian geology: Reality and fiction. *Geological Society of America* 1–12. doi: 0.1130/2009.1204(10)
- Mueller S, Scheu B, Kueppers U, Spieler O, Richard D, Dingwell D (2011) The porosity of pyroclasts as an indicator of volcanic explosivity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 168–174.
- Nakada S Hazards from Pyroclastic Flows and Surges. In: *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, pp 945–955
- Nakada S (2000) Hazards from Pyroclastic Flows and Surges. *Encycl Volcanoes* 945–955.
- Parra R, Bernard B, Narvaez D, Le Pennec JL, Hasselle N, Folch A (2016) Eruption Source Parameters for forecasting ash dispersion and deposition from vulcanian eruptions at Tungurahua volcano: Insights from field data from the July 2013 eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2015.11.001
- Pedoja K, Ortlieb L, Dumont J, Lamothe M, Ghaleb B, Auclair M, Labrousse B (2006) Quaternary coastal uplift along the Talara Arc (Ecuador, Northern Peru) from new marine terrace data.
- Penington W (1981) Subduction of the Eastern Panama Basin and Seismotectonics of Northwestern South America. *Journal of Geophysical Research* 86:10753–10777.
- Polacci M, Pioli L, Rosi M (2003) The Plinian phase of the Campanian Ignimbrite eruption (Phlegrean Fields, Italy): evidence from density measurements and textural characterization of pumice. *Bull Volcanol* 65:418–432.
- Pratt, W.T., Duque, P., Ponce, M., (2005). An autochthonous geological model for the eastern Andes of Ecuador. *Tectonophysics* 399: 251–278.
- RA Spikings, W Winkler, D Seward, R Handler (2001) Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. *Earth Planet Sci Lett* 186:57–73.
- RL Folk, WC Ward (1957) Brazos river bar : a study of the significance of grain size parameters. *J Sediment Petrol* 27:3–26.

- Rossotti A (2005) RECONSTRUCCIÓN DE LA HISTORIA ERUPTIVA DE LA “PÓMEZ CITLALTÉPETL” (VOLCÁN PICO DE ORIZABA). Posgrado, UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
- R Stephen J Sparks, Stephen Self, George PL Walker (1973) Products of ignimbrite eruptions. *Geology* 1:115–118.
- Samaniego P, Le Pennec J-L, Robin C, Hidalgo S (2011) Petrological analysis of the pre-eruptive magmatic process prior to the 2006 explosive eruptions at Tungurahua volcano (Ecuador). *J Volcanol Geotherm Res* 199:69–84.
- Samaniego P, Martin A, Robin C, Fornari M, Eissen JP, Cotton J (2005) Temporal evolution of magmatism in the Northern volcanic zone of the Andes: The geology and petrology of Cayambe volcanic complex (Ecuador): *Journal of Petrology* 2225–2252. doi: 10.1093/petrology/egi053
- Samaniego P, Martin H, Robin C, Monzier M (2002) Transition from calc-alkalic to adakitic magmatism at Cayambe volcano, Ecuador: insights into slab melts and mantle wedge interactions. *Geology* 30:967–970.
- Schopper J (1982) Porosity and permeability. In: Angenheister G (ed) *Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology*. 184–193.
- Spikings RA, Cochrane R, Villagomez D, Van der Lelij R, Vallejo C, Winkler W, Beate B (2014) The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75 Ma). *Gondwana Research* 1–45. doi: 10.1016/j.gr.2014.06.004
- Steffke AM, Fee D, Garces M, Harris A (2010) Eruption chronologies, plume heights and eruption styles at Tungurahua Volcano: Integrating remote sensing techniques and infrasound. *J Volcanol Geotherm Res* 193:143–160. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2010.03.004
- Thompson, P.M., Kempton, P.D., White, R.V., Kerr, A.C., Tarney, J., Saunders, A.D., Fitton, J.G., McBirney, A. 2003. Hf-Nd isotope constraints on the origin of the Cretaceous Caribbean Plateau and its relationship to the Galapagos plume: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 217: 59-75.
- Tournigand P, Le Pennec J, Bernard J (2013) Incorporation de matière solide par érosion dans les écoulements pyroclastiques: le cas des nuées de février 2012 au Tungurahua, Equateur.
- T Wolf (1878) Der Cotopaxi und seinletzte Eruption am 26. Juni, 1877. *Neues Jahrb Miner Geol Palantol* ?113–167.
- Vallejo C (2007) Evolution of the Western Cordillera in the Andes of Ecuador (Late Cretaceous-Paleogene).

- Vallejo C, Spikings RA, Luzieux L, Winkler W, Chew D, Page L (2006) The early interaction between the Caribbean Plateau and the NW South American Plate. *Terra Nova* 18:264–269.
- Vallejo S. (2013) Base de datos de las Corrientes de Densidad Piroclásticas del volcán Tungurahua generadas desde 2006.
- Vasconez F (2015) Estimación de la masa de magma contenida en los depósitos del Complejo Volcánico Pululahua (CVP).
- Wholetz K (2013) Software (Sequential Fragmentation/Transport).
- Wilson CJN, Houghton B (2000) Pyroclastic Transport and Deposition. *Encycl Volcanoes* 545–554.
- Winkler W, Villagómez D, Spikings R, Abegglen P, Tobler S, Egüez A (2005) The Chota basin and its significance for the inception and tectonic setting of the inter-Andean depression in Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences* 19:5–19. doi: 10.1016/j.jsames.2004.06.006
- Yáñez J, Guachamin J (1993) Contribución al estudio del comportamiento mecánico de las rocas volcánicas y sedimentarias presentes en los sitios de las obras subterráneas del proyecto hidroeléctrico Coca-codo-sinclair.

ABREVIATURAS Y SIGLAS UTILIZADAS

msnc	Metros sobre el nivel del cráter
CDP	Corriente de Densidad Piroclástica
BAF	Block and Ash Flow
bnc	Bajo el nivel del cráter
snm	Sobre el nivel del mar
VT	Sismo volcano-tectónico
LP	Sismo de largo periodo
IAS	Índice de actividad sísmica
OVT	Observatorio del Volcán Tungurahua
TL	Tiempo local
TU	Tiempo universal
Ma	Millones de años
BP	Before Present

ANEXOS

ANEXO I: Mapa geológico de las Corrientes de Densidad Piroclásticas (CDP) generadas por el volcán Tungurahua el 16-17 Agosto de 2006, 28 de mayo de 2010, 14 de julio de 2013 y 01 de febrero de 2014.

ANEXO II: LOCALIZACIÓN DE LAS MUESTRAS RECOLECTADAS Y LOS ENSAYOS REALIZADAS A CADA UNA DE ELLAS.

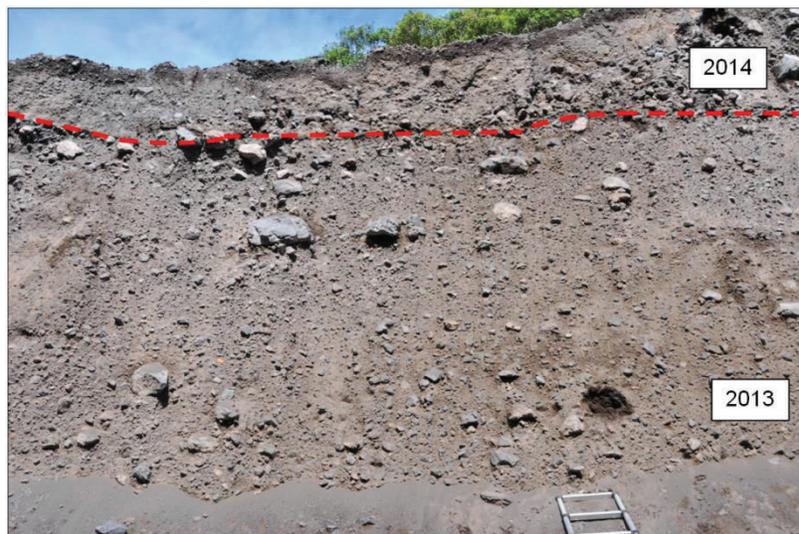
Nombre	X	Y	Z	Datum	Zona	Localización	Año Erupción	Ensayo
TUNG-JG-001	782548	9843347	2208	WGS84	17M	Q. Palmaruco	2006-2014	Granulometría
TUNG-JG-002	782506	9843045	2276	WGS84	17M	Q. Palmaruco	2013-2014	Granulometría- Componentes- Densidad- Geotecnia
TUNG-JG-005	783212	9841355	2810	WGS84	17M	Juive	2014	Granulometría- Componentes- Densidad
TUNG-JG-008	779276	9841215	2259	WGS84	17M	Q. Achupashal	2013-2014	Granulometría
TUNG-JG-009	782322	9843794	2142	WGS84	17M	Q. Palmaruco	2014	Granulometría
TUNG-JG-006	777045	9837704	2289	WGS84	17M	Q. Romero	2006	Granulometría
TUNG-JG-007	777463	9838895	2247	WGS84	17M	Q. Chontapamba	2006	Granulometría- Componentes- Densidad
TUNG-JG-010	781814	9843803	2079	WGS84	17M	Juive, Viejo Minero	2006	Granulometría- Componentes- Densidad
TUNG-JG-004	782265	9843085	2266	WGS84	17M	Juive	2014	Geotecnia

ANEXO III: FOTOGRAFÍAS DE LOS AFLORAMIENTOS

TUNG-JG-001



TUNG-JG-002



TUNG-JG-005



TUNG-JG-006



TUNG-JG-007



TUNG-JG-008



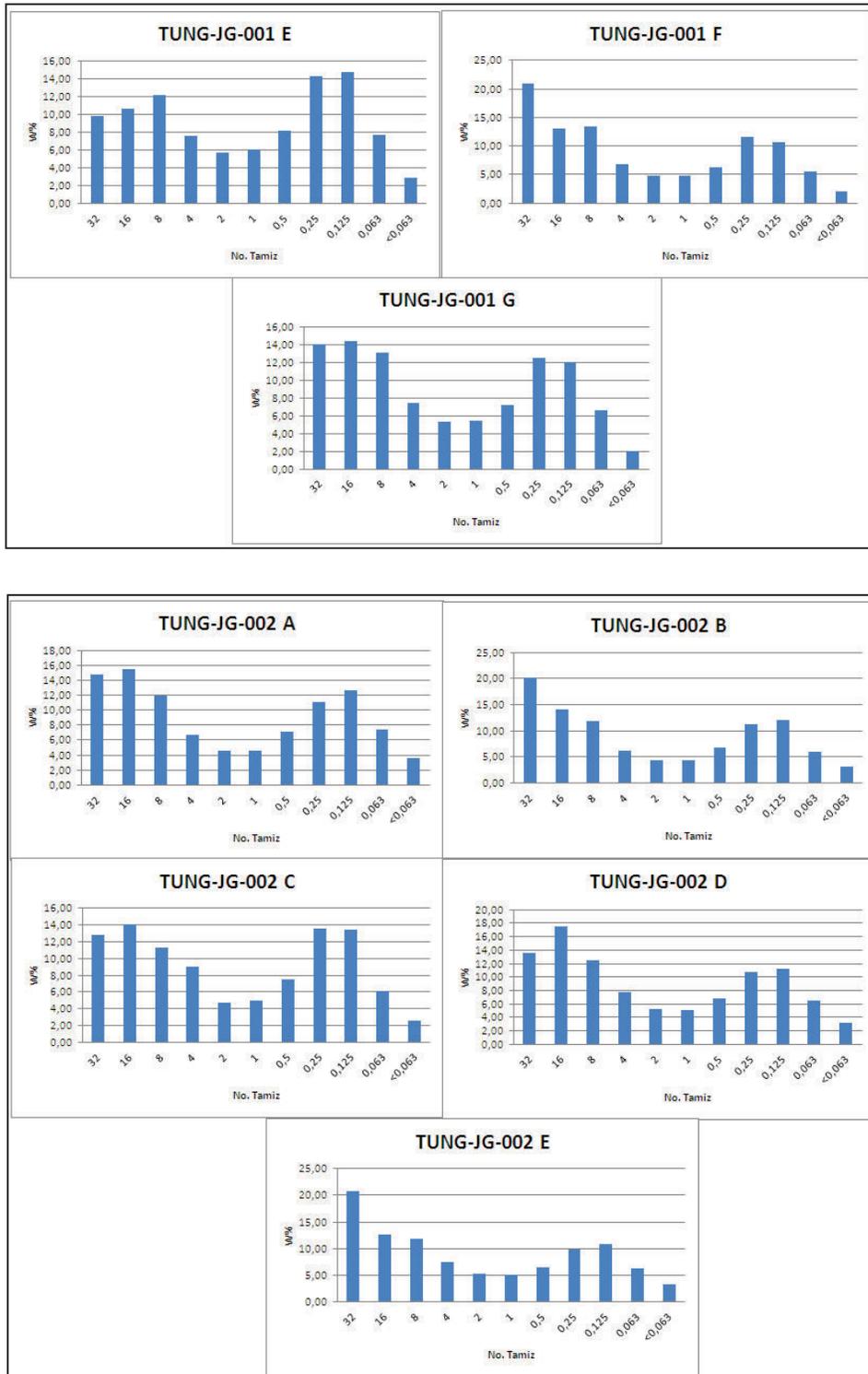
TUNG-JG-009

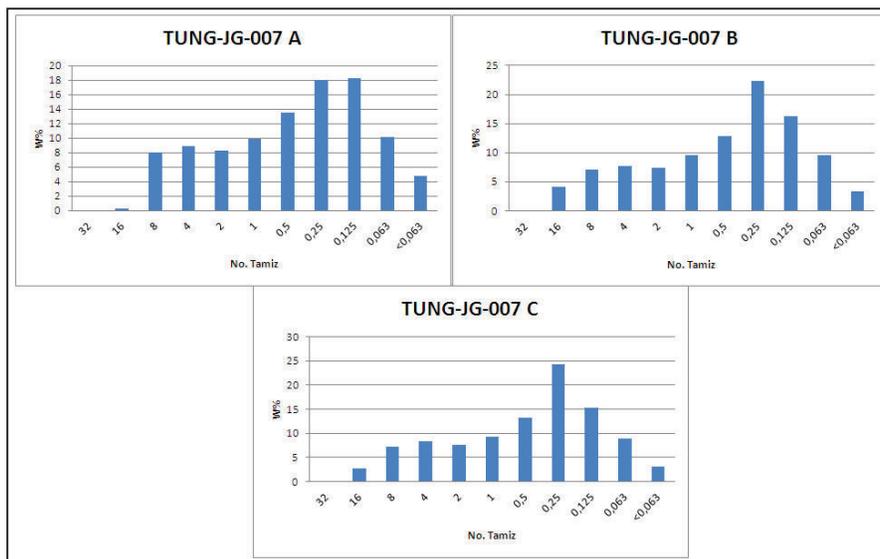
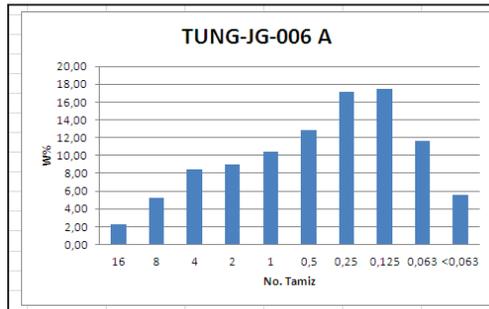
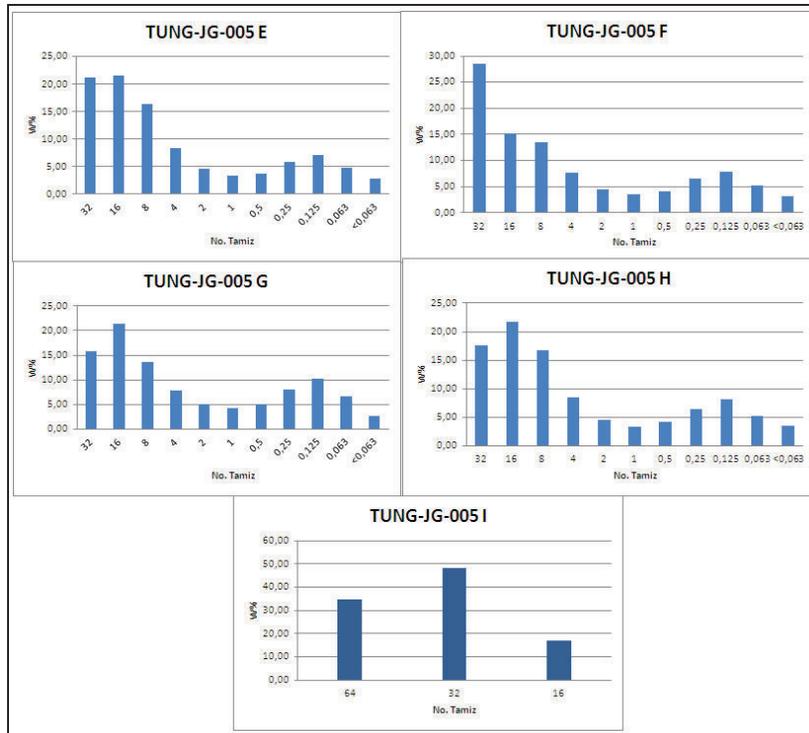


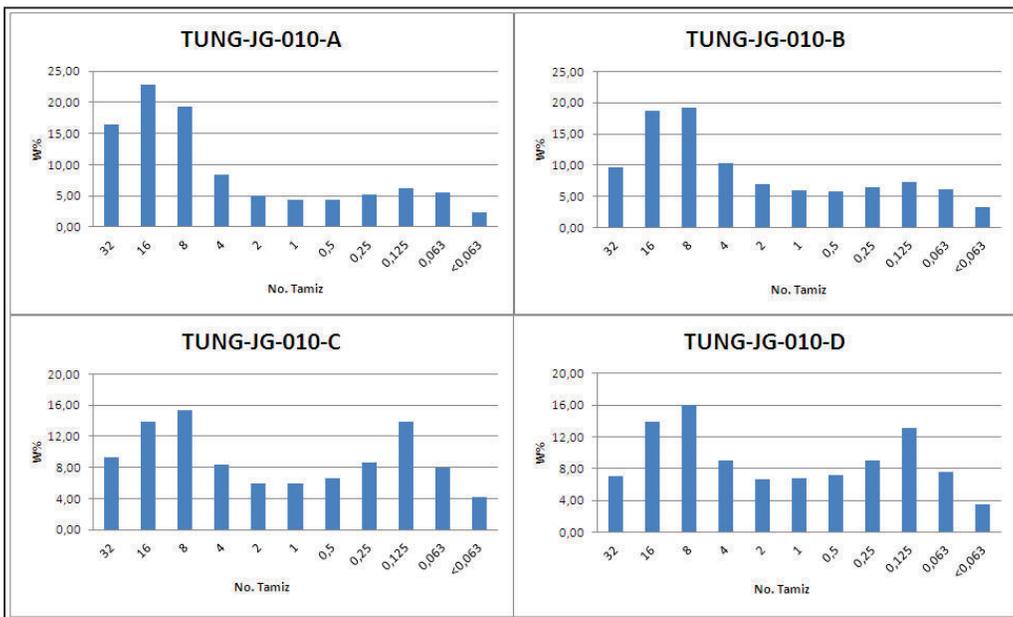
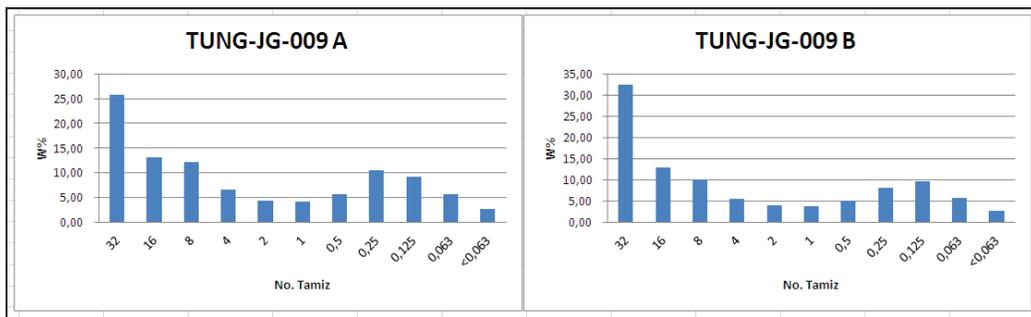
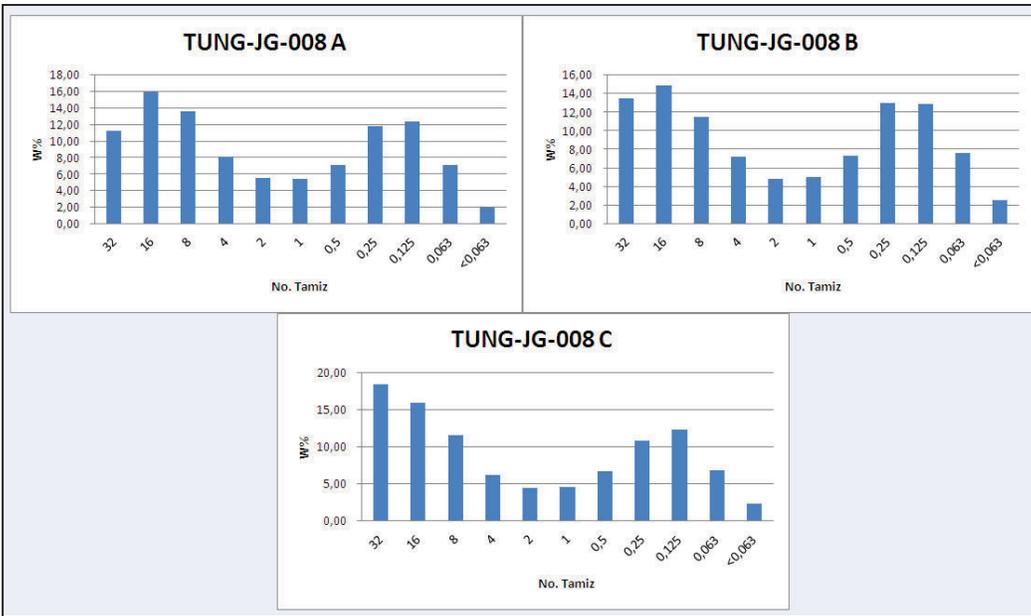
TUNG-JG-010



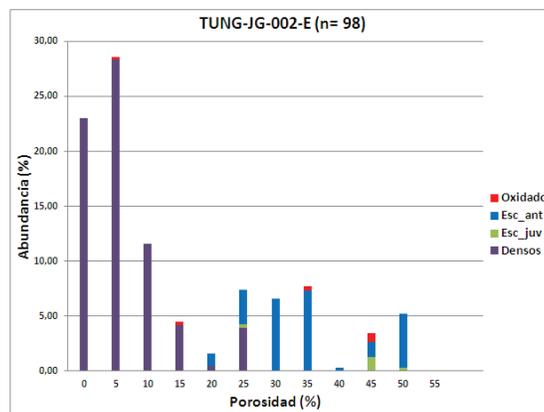
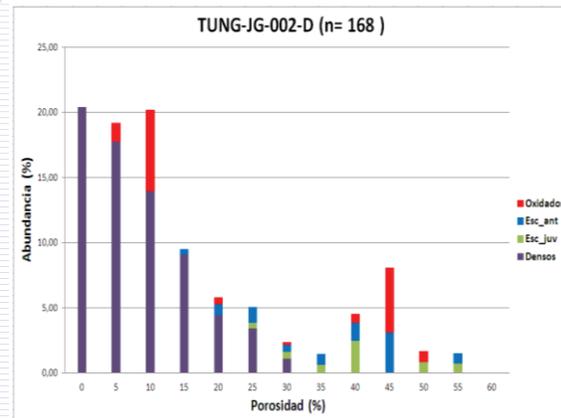
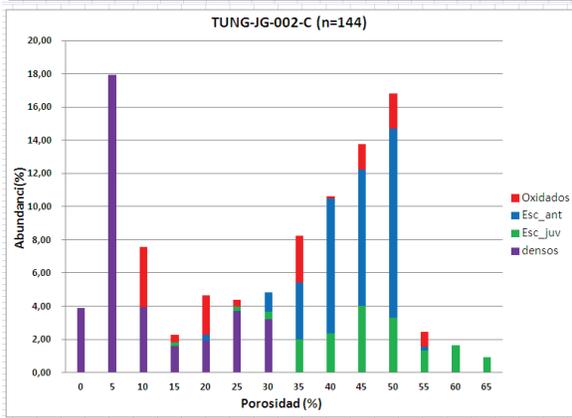
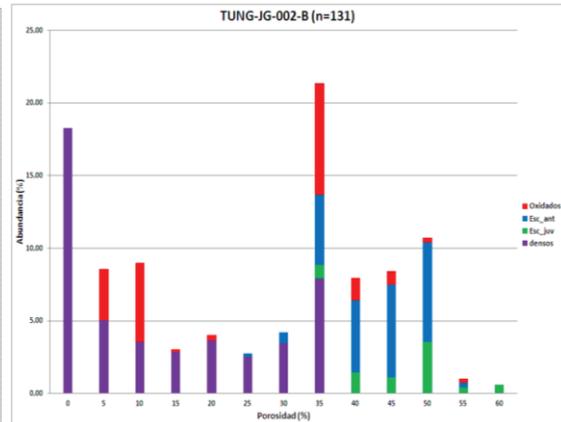
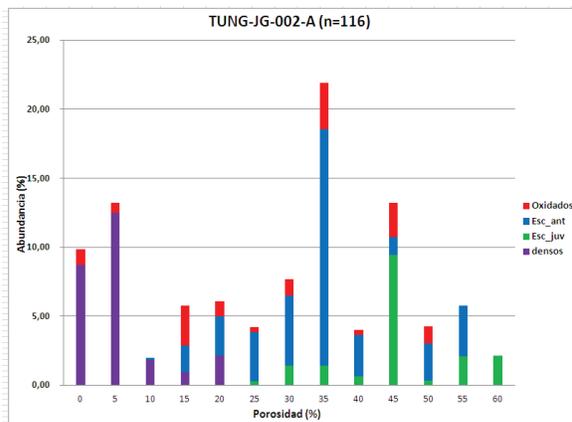
ANEXO IV: GRÁFICAS DE LAS CURVAS DE GRANULOMETRÍA

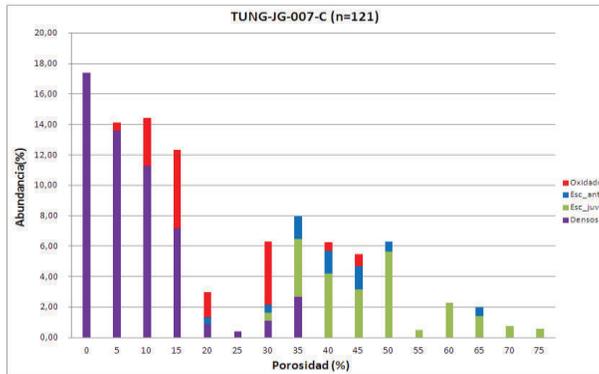
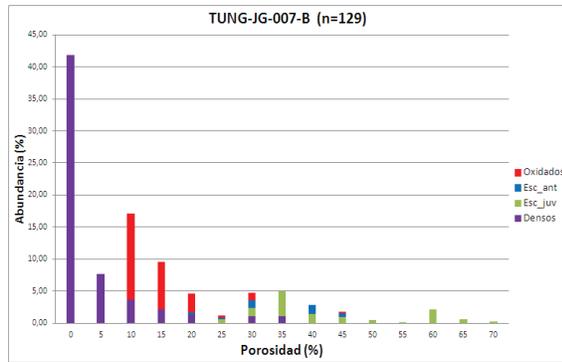
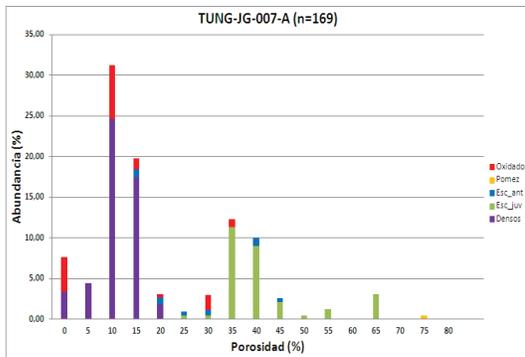
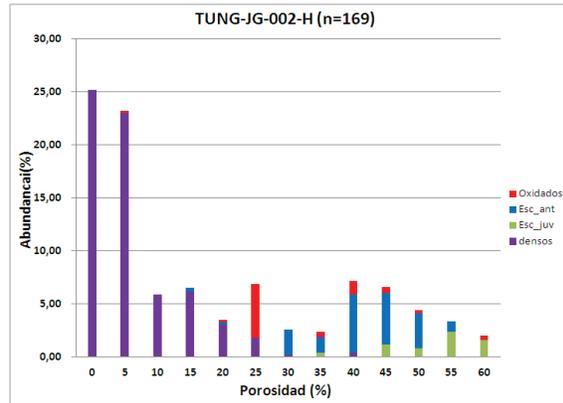
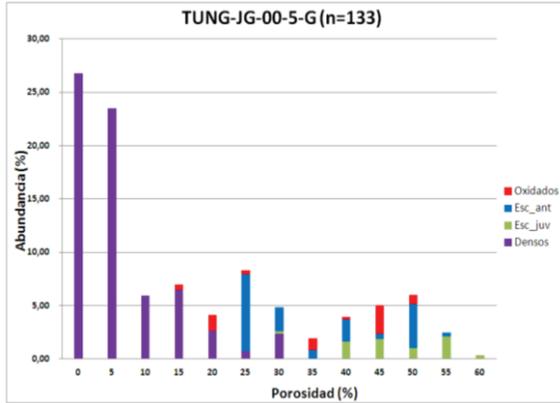
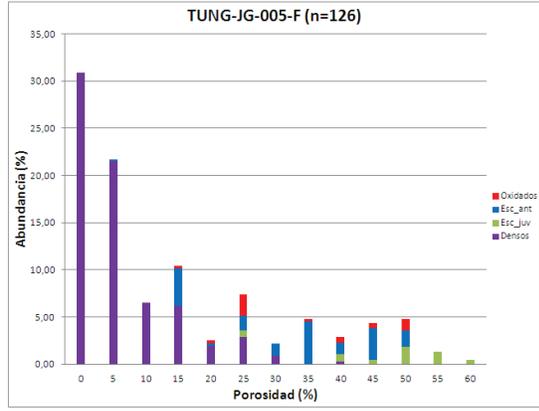
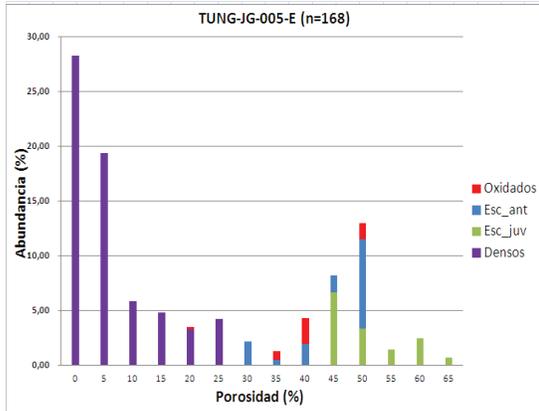


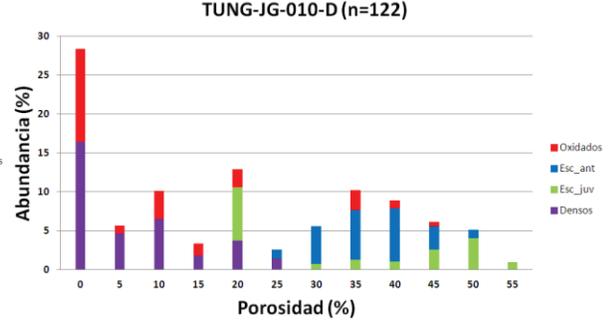
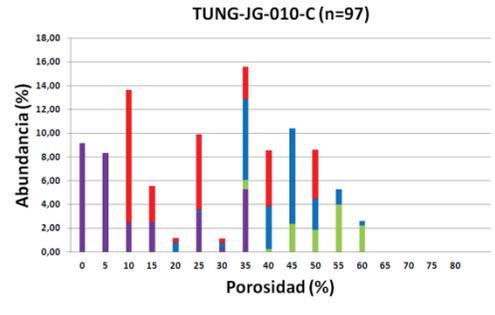
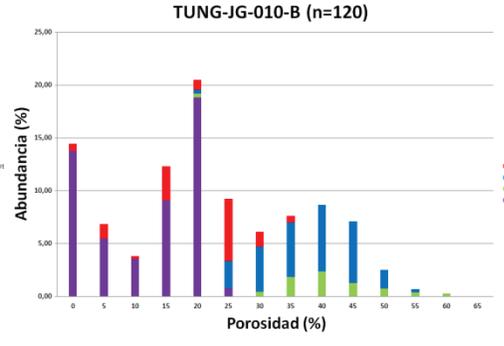
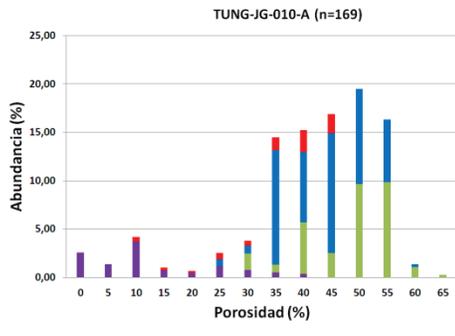




ANEXO V: GRÁFICAS DE LOS ANÁLISIS DE COMPONENTES Y POROSIDAD







ANEXO VI: PORCENTAJE DE MASA DE LAS CDP

16-17 de Agosto de 2006				
	I. Densos (%)	II. Escorias Juveniles (%)	III. Escorias Antiguas (%)	IV. Oxidados (%)
TUNG-JG-007-A	28	19	41	12
TUNG-JG-007-B	57	5	18	20
TUNG-JG-007-C	64	15	5	16
TUNG-JG-010-A	17	27	47	8
TUNG-JG-010-B	59	6	21	15
TUNG-JG-010-C	39	8	19	34
TUNG-JG-010-D	41	14	18	27
Promedio	44	13	24	19
Juvenil	57			
No Juvenil			43	

14 de Julio de 2013				
	I. Densos (%)	II. Escorias Juveniles (%)	III. Escorias Antiguas (%)	IV. Oxidados (%)
TUNG-JG-002-A	28	19	41	12
TUNG-JG-002-B	57	5	18	20
TUNG-JG-002-C	47	13	26	14
Promedio	45	12	28	15
Juvenil	56			
No Juvenil			43	

01 de Febrero de 2014				
	I. Densos (%)	II. Escorias Juveniles (%)	III. Escorias Antiguas (%)	IV. Oxidados (%)
TUNG-JG-002-D	76	4	7	13
TUNG-JG-002-E	79	1	19	1
TUNG-JG-005-E	78	9	10	3
TUNG-JG-005-F	78	3	14	4
TUNG-JG-005-G	77	4	13	5
TUNG-JG-005-H	76	4	13	7
Promedio	77	4	13	6
Juvenil	81			
No Juvenil			19	

ANEXO VII: DATOS DE LOS ENSAYOS DE COMPRESION SIMPLE Y POROSIDAD

No	Nombre	Esfuerzo (kg/cm ²)	Porosidad %	Tipo de Escoria
1	TUNG-JG-001	128,82	47,28	Antigua
2	TUNG-JG-001	93,79	52,25	Antigua
3	TUNG-JG-001	110,31	38,03	Antigua
4	TUNG-JG-001	77,51	48,96	Antigua
5	TUNG-JG-001	210,53	32,23	Antigua
6	TUNG-JG-001	54,95	49,37	Antigua
7	TUNG-JG-001	141,61	25,89	Antigua
8	TUNG-JG-001	64,31	49,44	Antigua
9	TUNG-JG-001	42,55	44,33	Antigua
20	TUNG-JG-004	270,92	44,04	Antigua
21	TUNG-JG-004	223,91	32,65	Antigua
22	TUNG-JG-004	74,48	34,43	Antigua
23	TUNG-JG-004	205,08	28,61	Antigua
24	TUNG-JG-004	96,69	27,77	Antigua
25	TUNG-JG-004	67,72	39,27	Antigua
26	TUNG-JG-004	106,56	30,18	Antigua
27	TUNG-JG-004	134,73	29,81	Antigua
28	TUNG-JG-004	251,68	27,97	Antigua
29	TUNG-JG-004	46,12	29,19	Antigua
44	TUNG-JG-004	112,81	25,70	Antigua
10	TUNG-JG-001	62,43	35,66	Juvenil
11	TUNG-JG-001	159,65	28,03	Juvenil
12	TUNG-JG-001	186,41	37,01	Juvenil
13	TUNG-JG-001	102,88	44,62	Juvenil
14	TUNG-JG-001	75,09	33,10	Juvenil
15	TUNG-JG-001	153,19	37,28	Juvenil
16	TUNG-JG-001	90,91	36,80	Juvenil
17	TUNG-JG-001	170,02	33,70	Juvenil
18	TUNG-JG-001	150,94	30,68	Juvenil
19	TUNG-JG-001	123,54	42,98	Juvenil
30	TUNG-JG-004	156,13	40,33	Juvenil
31	TUNG-JG-004	44,57	40,19	Juvenil
32	TUNG-JG-004	62,05	48,62	Juvenil
33	TUNG-JG-004	116,30	39,65	Juvenil
34	TUNG-JG-004	145,46	42,85	Juvenil
35	TUNG-JG-004	84,19	47,49	Juvenil

36	TUNG-JG-004	81,60	46,22	Juvenil
37	TUNG-JG-004	61,31	37,19	Juvenil
38	TUNG-JG-004	50,07	54,87	Juvenil
39	TUNG-JG-004	64,29	48,61	Juvenil
40	TUNG-JG-004	66,26	41,95	Juvenil
41	TUNG-JG-004	46,66	45,42	Juvenil
42	TUNG-JG-004	93,94	25,56	Juvenil
43	TUNG-JG-004	83,13	49,72	Juvenil

MAPA DE LAS CORRIENTES DE DENSIDAD PIROCLÁSTICAS (CDP) DEL VOLCÁN TUNGURAHUA GENERADAS DESDE 2006 HASTA 2014

Elaborado por: Johnny García
 Modificado de: Vallejo S., 2014

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL
 INSTITUTO GEOFÍSICO

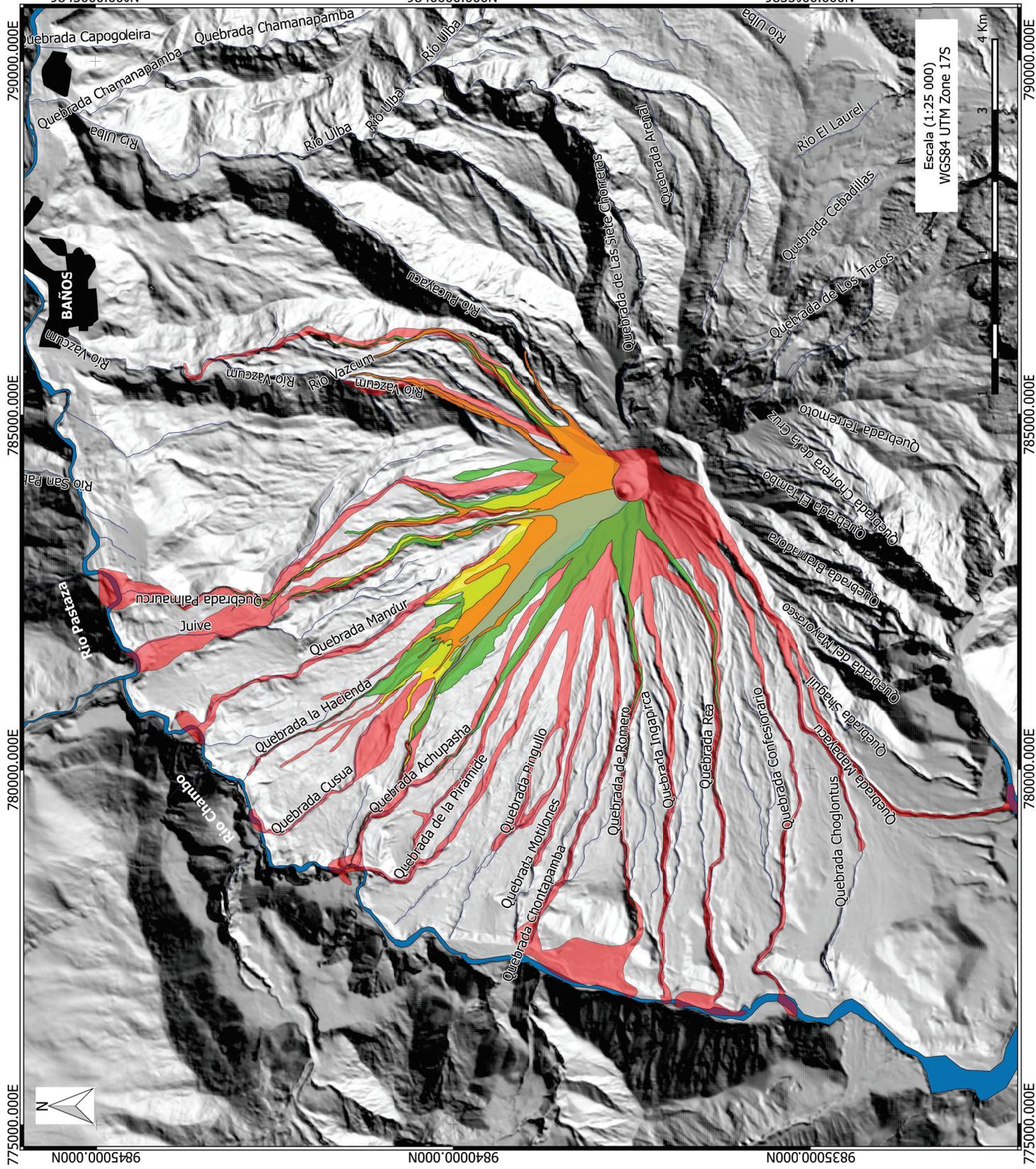
QUITO, MARZO 2016

Leyenda

- DEPÓSITOS DE CDP**
- ERUPCIÓN 2014_02_01
 - ERUPCIÓN 2013_07_14
 - ERUPCIÓN 2010_05_28
 - ERUPCIÓN 2008_02_06
 - ERUPCIÓN 2006_08_16

Simbología Topográfica

- Río
- Drenaje
- Zona Urbana



Escala (1:25 000)
 WGS84 UTM Zone 17S