

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS

**DINAMISMOS ERUPTIVOS DE LOS PERIODOS DE ACTIVIDAD
PERTENECIENTES AL PLEISTOCENO TARDÍO DEL VOLCÁN
CHIMBORAZO, EN BASE A LAS CARACTERÍSTICAS
DE LOS PIROCLASTOS DE CAÍDA DEL CORTE DE TOTORILLAS**

**TRABAJO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERO GEÓLOGO
OPCIÓN: PROYECTO DE INVESTIGACIÓN**

ALEXIS FABIAN GUZMÁN VILLALBA

alexis_fabian0610@hotmail.es

DIRECTOR: Dr. BERNARD BENJAMIN PIERRE THIBAUT

bbernard@igepn.edu.ec

QUITO, DICIEMBRE 2018

DECLARACIÓN

Yo, Alexis Fabian Guzmán Villalba, declaro que el trabajo aquí descrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentado 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 la cual puede hacer uso de los derechos correspondientes a este trabajo, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normatividad institucional vigente.

ALEXIS FABIAN GUZMÁN VILLALBA

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Alexis Fabian Guzmán Villalba, bajo mi supervisión.

Dr. Bernard Benjamin Pierre Thibaut

DIRECTOR

AGRADECIMIENTOS

A mi mami Nelly, ejemplo de perseverancia y amor eterno a sus hijos, quien siempre defendió la idea que ellos estudien, a pesar de la distancia y las adversidades, a mi papi Germán, quien me enseñó que con esfuerzo, sacrificio y perseverancia se alcanzan los sueños, a mi hermana Lady quien siempre confió en mí y a pesar de la distancia sabía que mis pensamientos estaban con ella, te amo con mi vida y sé que pronto empezaras a cumplir tus sueños.

A mis abuelitos Miguel y Corina, quienes apoyaron mis estudios y estuvieron pendientes de que todo vaya bien.

A mis padrinos José Pazos y Anita Villalba, sus hijos Stalin y Patricio quienes han sido mis hermanos mayores.

Un agradecimiento especial al Dr. Benjamin Bernard, por el tiempo brindado como director durante el desarrollo de este proyecto, por la paciencia y confianza brindada, durante las largas horas en el laboratorio de vulcanología, en la salida de campo y mientras redactaba el manuscrito final. A la Dra. Silvana Hidalgo y al Dr. Daniel Andrade, por sus aportes, comentarios y revisión del manuscrito final.

A mis profesores de carrera, por sus conocimientos impartidos y amistad brindada que me permitieron culminar con éxitos esta etapa de mi vida, en especial al Dr. Arturo Eguez quien me abrió las puertas para realizar prácticas pre-profesionales en la empresa que dirige, al futuro PhD. Fabian Villares quien me brindo su ayuda para desarrollar el proyecto final de Geología del Ecuador y al PhD. Pedro Reyes por la confianza y amistad brindada desde el inicio de la carrera.

A mis amigos con quienes he compartido momentos de felicidad durante las diferentes etapas de mi vida, en especial a Jefferson y Karina mis amigos desde el colegio.

Al Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico (INIGEMM), por la realización de láminas delgadas, al Departamento de Metalurgia Extractiva de la Escuela Politécnica Nacional (DEMEX-EPN), por la realización de los análisis de Difracción de rayos X y Fluorescencia de rayos X, al Dr. Kenneth Sims por los datos de Geoquímica.

DEDICATORIA

A mis angelitos en el cielo Laura, Patricia y Bolívar.

A mi madre, mi padre, mis abuelos.

A mi ñaña Lady, para que te sirva de inspiración y sepas que te amo.

Al Hermano Miguel, santo de la sabiduría.

Sueña y trabaja en tus sueños.

ÍNDICE GENERAL

ÍNDICE DE FIGURAS.....	V
ÍNDICE DE TABLAS.....	VIII
ÍNDICE DE ECUACIONES.....	IX
ÍNDICE DE ANEXOS.....	X
RESUMEN.....	XI
ABSTRACT.....	XII
CAPÍTULO I.....	1
1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. ANTECEDENTES.....	1
1.2. JUSTIFICATIVOS.....	1
1.2.1. JUSTIFICACIÓN TEÓRICA.....	1
1.2.2. JUSTIFICACIÓN METODOLÓGICA.....	2
1.2.3. JUSTIFICACIÓN PRÁCTICA.....	3
1.3. OBJETIVOS.....	3
1.3.1. OBJETIVO GENERAL.....	3
1.3.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	3
1.4. HIPÓTESIS Y ALCANCE.....	3
1.5. METODOLOGÍA.....	4
1.6. UBICACIÓN Y CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	5
1.6.1. LOCALIZACIÓN.....	5
1.6.2. POBLACIONES ALEDAÑAS.....	5
1.6.3. CLIMA, FLORA Y FAUNA.....	6
1.7. ESTUDIOS RELACIONADOS.....	6
CAPÍTULO II.....	11

2. MARCO TEÓRICO..... 11

2.1. CONTEXTO GEODINÁMICO..... 11

2.2. VULCANISMO CUATERNARIO DEL ECUADOR..... 12

2.2.1. VOLCANES DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL..... 12

2.2.2. VOLCANES DEL VALLE INTER-ANDINO..... 12

2.2.3. VOLCANES DE LA CORDILLERA ORIENTAL..... 13

2.2.4. VOLCANES DE TRAS-ARCO..... 13

2.3. GEOLOGÍA DEL VOLCÁN CHIMBORAZO..... 15

2.3.1. EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL VOLCÁN CHIMBORAZO..... 15

2.3.1.1. CH I..... 15

2.3.1.2. CH II..... 17

2.3.1.3. CH III..... 18

2.3.1.4. Resumen generalizado de las etapas del volcán Chimborazo..... 18

2.3.2. ACTIVIDAD ERUPTIVA RECIENTE DEL VOLCÁN CHIMBORAZO..... 19

2.3.2.1. Actividad del Pleistoceno tardío..... 19

2.3.2.2. Actividad del Pleistoceno tardío al Holoceno..... 20

2.3.2.3. Actividad Holocénica..... 20

2.4. TEORÍA DE FORMACIÓN, TRANSPORTE Y DEPOSITACIÓN DE PIROCLASTOS..... 21

2.4.1. FORMACIÓN..... 21

2.4.1.1. Fragmentación magmática..... 21

2.4.2. TRANSPORTE Y DEPOSITACIÓN..... 22

2.4.3. CAÍDAS PIROCLÁSTICAS..... 23

2.5. ESTILOS ERUPTIVOS ASOCIADOS..... 24

2.5.1. ERUPCIONES ESTROMBOLIANAS..... 24

2.5.2. ERUPCIONES VULCANIANAS..... 26

2.5.3. ERUPCIONES SUB-PLINIANAS-PLINIANAS..... 27

CAPÍTULO III..... 28

3. METODOLOGÍA..... 28

3.1. RECONOCIMIENTO DE MUESTRAS..... 28

3.2. GRANULOMETRÍA DE CENIZAS..... 29

3.2.1. GRANULOMETRÍA POR TAMIZADO MANUAL.....	29
3.2.1.1. Procedimiento de tamizado manual.....	29
3.2.2. PARÁMETROS ESTADÍSTICOS GRÁFICOS DE INMAN Y FOLK & WARD.....	33
3.3. ANÁLISIS DE COMPONENTES.....	35
3.3.1. MATERIAL JUVENIL.....	35
3.3.1.1. Escorias.....	35
3.3.1.2. Pómez.....	35
3.3.2. MATERIAL NO-JUVENIL.....	36
3.3.2.1. Líticos.....	36
3.3.2.2. Oxidados.....	36
3.4. ENSAYOS DE VOLUMEN, DENSIDAD Y POROSIDAD.....	37
3.4.1. PROCEDIMIENTO DEL MÉTODO POR SATURACIÓN DE AGUA.....	37
3.4.2. PROCEDIMIENTO DEL MÉTODO DEL PRINCIPIO DE ARQUÍMEDES.....	39
3.4.3. PROCEDIMIENTO DEL MÉTODO DEL PICNÓMETRO.....	39
3.4.4. CÁLCULOS DE VOLUMEN, DENSIDAD Y POROSIDAD.....	40
3.5. ENSAYO DE GEOQUÍMICA, MINERALOGÍA, Y PETROGRAFÍA.....	42
3.5.1. GEOQUÍMICA.....	43
3.5.2. MINERALOGÍA Y PETROGRAFÍA.....	43
CAPÍTULO IV.....	44
4. RESULTADOS.....	44
4.1. GRANULOMETRÍA.....	44
4.2. COMPONENTES.....	46
4.3. DENSIDAD Y POROSIDAD.....	47
4.3.1. DENSIDAD.....	47
4.3.2. DRE (DENSE ROCK EQUIVALENTE, EQUIVALENTE DE ROCA DENSA).....	49
4.3.3. POROSIDAD.....	49
4.3.3.1. Porosidad Total.....	49
4.3.3.2. Porosidad Conectada y Aislada.....	51
4.4. PETROGRAFÍA Y MINERALOGÍA.....	52
4.4.1. LÁMINAS DELGADAS Y MUESTRAS DE MANO.....	52
4.5. GEOQUÍMICA.....	54

4.5.1. ELEMENTOS MAYORES (ÓXIDOS).....	54
4.5.2. ELEMENTOS TRAZA.....	56
CAPÍTULO V.....	59
5. DISCUSIÓN.....	59
5.1. DINAMISMO ERUPTIVO.....	59
5.2. ESTIMACIÓN DEL VEI.....	67
5.3. ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES.....	71
CAPÍTULO VI.....	76
6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	76
6.1. CONCLUSIONES.....	76
6.2. RECOMENDACIONES.....	77
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	78
ANEXOS.....	84

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Esquema morfo-estructural del volcán Chimborazo, según Beate & Hall (1989).....	7
Figura 2. Esquema estructural del complejo volcánico Chimborazo-Carihuairazo, según Clapperton, (1990).....	8
Figura 3. Sección transversal de los volcanes del Mioceno al Holoceno, localizados en la cordillera Occidental y valle Inter-Andino del Ecuador, según Kilian, R. et al., (1995).....	9
Figura 4. Esquema geodinámico de la subducción de la placa Nazca y la cordillera de Carnegie bajo los andes septentrionales. Tomado de Gutscher et al., (1999).....	11
Figura 5. Mapa de volcanes Cuaternarios del Ecuador. Tomado de Bernard y Andrade (2011).....	14
Figura 6. Esquema evolutivo de las etapas del Chimborazo. (a) Edificio Basal. (b) Colapso sectorial que afecta al edificio basal. (c) Construcción de la Edificio Intermedio CH II. (d) Cono Joven: DFP=Deposito de flujos piroclásticos. Modificado de Samaniego et al., (2012).	15
Figura 7. Mapa del DAE del Chimborazo. Modificado de Bernard et al., (2008).....	17
Figura 8. Mapa geológico del Volcán Chimborazo. Modificado de Samaniego et al. (2012).	19
Figura 9. Sección estratigráfica de Totorillas. Se observa la presencia de 3 discordancias angulares (~33 – 27 ka, color celeste, 20 – 18 ka, color rojo, 16 – 14 ka AP, color verde)...	20
Figura 10. Modelos de fragmentación discutidos en (Cashman and Scheu, 2015)	22
Figura 11. Estructura de una pluma volcánica generado por una erupción tipo Pliniana, Modificado de (Carey and Bursik, 2015).....	23
Figura 12. (A) Sección transversal estromboliana, deducida de estudios petrológicos y geoquímica de gas Tomado de (Taddeucci et al., 2015).....	25
Figura 13. Erupción Vulcaniana. A.- Tapón denso obstaculizando la salida del magma; B.- Inicio de la erupción, tapón es destruido evidenciado por el lanzamiento de clastos balísticos; C.- Mezcla de magma fragmentado y gas en expansión a altas presiones.(Clarke et al., 2015).....	26
Figura 14. Sección estratigráfica del corte Totorillas. Se observa la presencia de 3 discordancias angulares, y la ubicación de las muestras en el corte Totorillas.....	28
Figura 15 .Peso de uno de los tamices vacíos previo a la colocación de la muestra en su interior.....	30
Figura 16. Peso del tamiz con el material retenido en él, luego de ser tamizado. La diferencia con el valor anterior (Figura 15) corresponde al peso de la muestra.....	30
Figura 17. Ventana lista para ingresar datos.....	31
Figura 18. Ventana del programa con los datos listos para ser normalizados.....	31

Figura 19. Ventana de análisis de los datos, en donde se grafica la curva de granulometría, la línea blanca representa la distribución de los datos y las líneas morada y turquesa representan la deconvolución realizada por el software.....	32
Figura 20. Visualización de los parámetros estadísticos generados por el programa.....	32
Figura 21. Distribuciones del coeficiente de Curtosis, tomado de Castañeda, (2015).....	34
Figura 22. Material escoriaceo donde se identifican dos polos. A) Escoria color chocolate de composición básica, y B) Escoria de color gris de composición intermedia	35
Figura 23. Material pumácea A) Pómez color gris, y B) Pómez de clara con patinas de oxidado por ácido húmico.....	36
Figura 24. Líticos con alto contenido de plagioclasa.....	36
Figura 25. Material oxidado.....	37
Figura 26. Malla numerada para evitar confusiones a futuros con los piroclastos.....	37
Figura 27. A) Peso de la muestra, medidas de B) longitud, C) espesor, y D) ancho.....	38
Figura 28. Muestras colocadas en su recipiente dentro de la cámara de vacío.....	38
Figura 29. A) Se monta el trípode y se encera la balanza, y B) Peso del volumen de agua desplazado por el piroclasto.....	39
Figura 30. Distribución granulométrica de las muestras del Corte Totorillas.....	45
Figura 31. Resumen de componentes de entre 2 y 45 mm.....	46
Figura 32. Parámetros gráficos de Inman: Desviación Estándar Gráfica, Asimetría Gráfica y Folk & Ward: Desviación Estándar Inclusiva, Asimetría Gráfica Inclusiva y Curtosis para Densidad de las muestras del corte de Totorillas.....	48
Figura 33. Parámetros gráficos de Inman: Desviación Estándar Gráfica, Asimetría Gráfica y Folk & Ward: Desviación Estándar Inclusiva, Asimetría Gráfica Inclusiva y Curtosis para Porosidad Total de las muestras del corte de Totorillas.....	50
Figura 34. Histograma del contenido de matriz, vesículas y fenocristales.....	53
Figura 35. Histograma de la paragénesis mineral normalizada. Hbda=Horblenda, Opx= Ortopiroxeno, CPX= Clinopiroxeno, Plg= Plagioclasa.....	53
Figura 36. Clasificación geoquímica de los productos eruptivos del volcán Chimborazo durante el Pleistoceno Tardío. Diagrama Total Alkali-Silica (TAS) de Le Bas et al., (1986). Los datos geoquímicos están normalizados al 100% en base anhidra.....	55
Figura 37. Diagramas Harker de óxidos mayores para las rocas del corte de Totorillas.....	56
Figura 38. Diagramas Multi-Elementos, B) Andesitas basálticas, D) Andesitas, F) Dacitas, y Spider, A) Andesitas basálticas, C) Andesitas, E) Dacitas, según McDon (1989).....	58
Figura 39. Modelización realizada por Benjamin Bernard en Ash3D Dispersion Model de la USGS; A) VEI 3, B) VEI 4, C) VEI 5, D) VEI vs. Porosidad media, basado en Mueller et al., (2011).....	70

Figura 40. Gráficos bivariantes de las relaciones ACP. A) Densidad Media vs. Porosidad Total, B) Densidad Media vs. Porosidad Conectada, C) Densidad Media vs. Porosidad Aislada.....	72
Figura 41. Gráfico bivariante de las relaciones ACP. DRE vs. SiO ₂	72
Figura 42. Gráfico bivariante de las relaciones ACP. Densidad Media vs. Px.....	73
Figura 43. Gráficos bivariantes de las relaciones ACP. A) Porosidad Conectada vs. Matriz, B) Porosidad Conectada vs. Px.....	73

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Cronoestratigrafía de las principales etapas del volcán Chimborazo. Modificado de Samaniego et al., (2012).....	18
Tabla 2. Clasificación de depósitos volcánicos primarios no consolidados según su tamaño de grano.....	24
Tabla 3. Diámetro de abertura de los tamices usados en mm y en escala phi (ϕ).....	30
Tabla 4. Valores de desviación estándar modificado de Cas and Wright, (1987), y asimetría y curtosis para los depósitos piroclásticos modificado de Blott and Pye, (2001).....	34
Tabla 5. Clasificación de piroclastos en base a la presencia de material juvenil y no juvenil.	35
Tabla 6. Datos obtenidos del ensayo de saturación de agua, para los cálculos de volumen, densidad y porosidad. Py (piroclasto), W (agua).....	40
Tabla 7. Cálculos de volumen, densidad y porosidad.....	42
Tabla 8. Resumen del análisis estadístico para granulometría del software SFT.....	44
Tabla 9. Porcentaje ponderado de componentes (wt.%) de las muestras del corte de Totorillas.....	46
Tabla 10. Resultados estadísticos del procesamiento de los datos de densidad (kg/m ³) para las muestras del corte Totorillas.....	47
Tabla 11. Valores de DRE para las muestras del corte Totorillas.....	49
Tabla 12. Resultados estadísticos del procesamiento de los datos de Porosidad para las muestras del corte Totorillas.....	49
Tabla 13. Valores normalizado de media ponderada para la porosidad conectada y aislada.	51
Tabla 14. Análisis geoquímico de elementos mayores.....	54
Tabla 15. Parámetros estadísticos para estimación del estilo eruptivo.....	67
Tabla 16. Matriz de componentes. Verde.(principales relaciones entre componente).....	75

ÍNDICE DE ECUACIONES

Ecuación 1.....	29
Ecuación 2.....	33
Ecuación 3.....	33
Ecuación 4.....	33
Ecuación 5.....	33
Ecuación 6.....	33
Ecuación 7.....	34
Ecuación 8.....	41
Ecuación 9.....	41
Ecuación 10.....	41
Ecuación 11.....	41
Ecuación 12.....	41
Ecuación 13.....	41
Ecuación 14.....	42
Ecuación 15.....	42
Ecuación 16.....	42
Ecuación 17.....	42
Ecuación 18.....	42

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo I. Análisis Geoquímico de Elementos Traza.....	85
Anexo II. Diagramas Pseudo-Harker de Elementos Traza.....	86
Anexo III. Imágenes de las láminas.....	90
Anexo IV. Resumen de la paragénesis mineral de las muestras del Corte Totorillas en % volumen y tamaño máximo de los cristales en mm.....	92
Anexo V. Histogramas del contenido de matriz y vesículas de cada muestra y el tamaño máximo de cada cristal.....	93
Anexo VI. Histogramas de Densidad.....	94
Anexo VII. Histogramas de Porosidad Total.....	95
Anexo VIII. Resultados estadísticos del procesamiento de los datos de Porosidad conectada y aislada para las muestras del corte Totorillas.....	96
Anexo IX. Histogramas de Porosidad Conectada.....	97
Anexo X. Histogramas de Porosidad Aislada.....	98
Anexo XI. Resumen generalizado.....	99
Anexo XII. Gráficos de relaciones ACP.....	100

RESUMEN

El volcán Chimborazo (01°30'S y 78°36'W) es un estrato-volcán compuesto, de edad Pleistoceno tardío a Holoceno, ubicado a 150 km al sur de Quito; es el volcán potencialmente activo más alto de la ZVN de los Andes (6268 msnm). El presente estudio se centra en los depósitos de caídas piroclásticas generados por el CH-III durante las etapas eruptivas del Pleistoceno Tardío. Para su desarrollo se analizaron 10 muestras tomadas del corte Totorillas, bajo parámetros físicos y químicos.

El estudio granulométrico, densimétrico, de componentes y porosidad realizados en las muestras, indica que las partículas guardan características asociadas al dinamismo eruptivo bajo el cual se formaron. La eficiencia de la fragmentación, el transporte y la depositación de los piroclastos se refleja en las distribuciones granulométricas (unimodales en su mayoría); la composición del magma, su fluidez y el contenido de volátiles, está determinado por ensayos de densidad y porosidad; el análisis de componentes permite diferenciar el tipo de material presente en las erupciones y determinar las características del sistema conducto-cráter. La combinación de estos análisis ayuda a la estimación del estilo eruptivo de cada capa.

Mediante la interpretación de los resultados, se plantea tres estilos eruptivos: (1) vulcaniano, corresponde a erupciones con alto contenido de líticos y material fino, aparece generalmente como precursor de erupciones subplinianas (2); este segundo estilo definido presenta mayor variabilidad composicional respecto al resto, desde andesitas basálticas a dacitas, con porosidad promedio de piroclastos juveniles entre 65 y 85%; (3) pliniano, se caracteriza por depósitos potentes con alto contenido de líticos y material fino.

Palabras claves: Volcán Chimborazo, piroclastos, caída, Totorillas, dinamismo eruptivo.

ABSTRACT

The Chimborazo volcano (01°30'S and 78°36'W) is a composite stratovolcano, formed from Late Pleistocene to Holocene, located 150 km south of Quito; it is the highest active volcano in the ZVN of the Andes (6268 masl). The present study focuses on the deposits of pyroclastic falls generated by CH-III during the eruptive stages of the Late Pleistocene. For its development, 10 samples were taken and analyzed from the Totorillas outcrop, under physical and chemical parameters.

The granulometric, densimetric, components and porosity analyzes carried out in the samples indicate that the particles retain characteristics associated with the eruptive dynamism under which they were formed. The granulometric distributions (mostly unimodal) reflect the efficiency of the fragmentation, the transport and the pyroclasts deposit; the composition of the magma, its fluidity and the content of volatiles, is determined by density and porosity tests; the analysis of components allows to differentiate the type of material involved in the eruptions and it also determines the characteristics of the channel-crater system. The combination of these analyzes helps to estimate the eruptive style of each layer.

By interpreting the results, three eruptive styles are proposed: (1) Vulcanian, corresponds to eruptions with high lytic content and fine material, it appears as a precursor to Subplinian (2) eruptions; this second defined style has greater compositional variability with respect to the rest, showing basaltic andesites to dacites, with an average porosity of juvenile pyroclastics between 65 and 85%; (3) Plinian, it is characterized by thick deposits with high lytic content and fine material.

Keywords: Chimborazo volcano, pyroclastic, fall, Totorillas, eruptive dynamism.

CAPÍTULO I

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Antecedentes

La historia volcánica del Ecuador, se encuentra registrada en depósitos volcánicos, los cuales corresponden tanto, a volcanes inactivos y/o extintos, como a volcanes que en la actualidad son considerados activos .

El volcán Chimborazo es el más alto de la Zona Volcánica Norte de los Andes (6268 m sobre el nivel del mar). Está conformado por tres edificios volcánicos sucesivos (Barba, 2006a; Samaniego et al., 2012): 1) CH I (volcán basal) es un estrato-volcán efusivo desarrollado entre ~120 y 60 ka (Samaniego et al., 2012); y presenta una composición andesítica-dacítica (56.8 – 64.1 wt.% SiO₂), 2) CH II (volcán intermedio) consiste de dos cumbres: Politécnica (5850 msnm) y Nicolás Martínez (5650 msnm), desarrolladas entre ~60 ka a ~35 ka (Samaniego et al., 2012), las cuales presentan una composición andesítica – dacítica (59.5 – 64.3 wt.% SiO₂), y 3) CH III (edificio joven) corresponde a la cumbre más alta, es un estrato-volcán cónico >35 ka, consiste de flujos de escoria, flujos piroclásticos y flujos de lava andesítica (56.4 – 61.8 wt.% SiO₂). Durante el Pleistoceno tardío el CH III produjo grandes depósitos de caídas de tefras andesíticas (55.3–61.8 wt.% SiO₂) intercalados con capas dacíticas (64.1–68.6 wt.% SiO₂), estos depósitos indican una importante actividad eruptiva y recurrente. El Chimborazo es considerado como un volcán potencialmente activo, y se ha estimado una tasa promedio eruptiva de 0.5–0.7 km³/ka (Samaniego et al., 2012).

La razón por la que se desarrolló este trabajo, previo a la obtención del título en Ingeniería Geológica, en conjunto con el IG-EPN, es contribuir al conocimiento eruptivo del volcán Chimborazo durante el Pleistoceno tardío. En particular se propone estudiar de una manera más detallada sus dinamismos eruptivos, en base al análisis del corte de Totorillas (zona sur-occidental del volcán). Este estudio incluye la obtención de datos granulométricos, densimétricos, de componentes, análisis geoquímico, petrográfico y mineralógico, de las muestras tomadas durante campañas de campo realizadas en 2017 por miembros del IG-EPN y la Universidad de Wyoming.

1.2. Justificativos

1.2.1. Justificación Teórica

El estudio de los depósitos volcánicos, su historia eruptiva, dinamismos, características geoquímicas, petrográficas y mineralógicas, es esencial para comprender el desarrollo de un volcán a lo largo del tiempo, a su vez, el conocimiento eruptivo del volcán permite

definir posibles escenarios eruptivos, y de esta manera mejorar la evaluación del peligro volcánico, generando la base de un nuevo conocimiento ante una posible reactivación.

1.2.2. Justificación Metodológica

Se contó con 10 muestras (de 1 a 3 kg c/u) tomadas a lo largo del corte de Totorillas; los estudios existentes son generales y durante su realización no se hizo un estudio a detalle de las características físicas de las capas del corte. La información bibliográfica previa será la base de este estudio.

El estudio realizado requirió de ensayos de laboratorio, a fin obtener suficientes datos que nos permitan realizar de manera eficiente la caracterización de los depósitos de caídas piroclásticas. Las muestras fueron objeto de ensayos de: granulometría, densidad-porosidad, análisis geoquímicos, y estudios petrográficos y mineralógicos, los cuales han demostrado ser confiables para caracterizar los dinamismos eruptivos de depósitos piroclásticos (Cas and Wright, 1987).

Las características importantes de una erupción explosiva son: (1) magnitud, la cual está dada por el volumen de eyección, y (2) explosividad, que está dada por la medición del área de dispersión y grado de fragmentación de la eyección (Walker, 1973).

Mediante el análisis granulométrico de las muestras obtuvimos el porcentaje de granos finos y gruesos, lo que permite calcular el grado de fragmentación del material expulsado por la erupción y consecuentemente definir el tipo de erupción explosiva.

Wohletz et al., (1989), desarrollaron la Teoría de Fragmentación/Transporte Secuencial (SFT, Sequential Fragmentation/Transport, por sus siglas en inglés), la cual describe el tamaño característico de una distribución de partículas, ya que primero sufren fragmentación, luego desgaste y sorteo durante su transporte. Este método permitió obtener datos estadísticos con los cuales realizamos un análisis gráfico para el estudio del tipo de erupción.

Dentro de los depósitos piroclásticos, una característica importante para diferenciarlos es la clasificación de sus componentes, la cual permite identificar cambios sufridos por los depósitos, ya sea lateral o verticalmente. White and Houghton, (2006), clasifican a los componentes en tres grupos: 1) clastos juveniles son aquellos derivados directamente de la actividad magmática reciente; 2) clastos líticos son aquellos fragmentos de roca formados previo a la erupción, y 3) clastos compuestos son aquellos formados por mezcla mecánica de clastos líticos y juveniles.

Dos de las características físicas principales para determinar la dinámica eruptiva son la densidad y porosidad de los clastos juveniles (Bernard et al., 2015), las cuales son dependientes de la morfología de los piroclastos, forma de los poros, composición, permeabilidad y porcentaje de porosidad total que presenta el piroclasto.

Dos aspectos importantes en el análisis densidad-porosidad son: (1) comprenden amplios rangos de valores de densidad por lo cual se debe usar un número amplio de piroclastos, en nuestro caso 60, y (2) la dificultad con la que se puede realizar las mediciones, debido a las formas irregulares en su morfología que comúnmente presentan los piroclastos en los depósitos (Bernard et al., 2015). Esto permite realizar un análisis a profundidad del tipo de las características eruptivas que presenta el volcán Chimborazo.

1.2.3. Justificación Práctica

Este estudio es de vital importancia ya que el volcán Chimborazo constituye una de las principales amenazas geológicas para las poblaciones aledañas; pudiendo ocasionar muerte, impactos a la salud, trastornos sociales, pérdidas económicas y daños ambientales (UNISDR Panamá, 2009).

Las ciudades y comunidades más cercanas se pueden ver afectadas por caídas piroclásticas, flujos piroclásticos, avalanchas de escombros, flujos de lava, lahares y gases provenientes del volcán.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo General

Contribuir al conocimiento eruptivo del volcán Chimborazo durante el Pleistoceno tardío, mediante la caracterización de su dinámica eruptiva en base a la obtención de parámetros físicos y químicos en los depósitos de caídas piroclásticas pertenecientes al corte de Totorillas, provincia de Chimborazo.

1.3.2. Objetivos Específicos

- I. Obtener datos mediante ensayos de laboratorio como: granulometría, análisis de componentes, densimetría, análisis petrográficos y mineralógicos.
- II. Realizar la caracterización geoquímica de elementos mayores y traza.
- III. Realizar la caracterización petrográfica y mineralógica de los productos de caídas piroclásticas .
- IV. Caracterizar el tipo de erupciones.
- V. Analizar e identificar la dinámica de las erupciones.

1.4. Hipótesis y Alcance

Este estudio contribuye a extender el conocimiento del dinamismo eruptivo del Chimborazo durante el Pleistoceno Tardío.

Se estudió los depósitos de caídas piroclásticas del corte de Totorillas, para determinar parámetros físicos y químicos, y así poder caracterizar los dinamismos eruptivos del volcán.

- Se obtuvo datos de 10 muestras de granulometría a través de tamizaje en seco, desde una apertura de tamiz de 45 mm (-5.5 phi) hasta 0.063 mm (4 phi).
- Se obtuvo 60 datos de densimetría para cada una de las muestras, en base al método de Arquímedes y picnometría.
- Se clasificó los componentes de las 10 muestras tamizadas, en base a una clasificación por su origen en: material juvenil (escorias y pómez), no juvenil (oxidados) y líticos.
- Se realizó la caracterización geoquímica en base a 12 análisis realizados por fluorescencia de rayos X (FRX) de elementos mayores y 9 para elementos traza en roca total.
- Se realizó la descripción macroscópica (petrográfica) de todas las muestras recolectadas y microscópicas de 12 láminas delgadas (mineralógica).

1.5. Metodología

Se utilizaron las siguientes herramientas básicas para la Geología:

- Estudio petrográfico macroscópico (muestra de mano) y microscópico (láminas delgadas).
- Análisis granulométricos.
- Geoquímica por (FRX) para elementos mayores e ICP-MS para elementos traza en roca total.
- Densidad y porosidad abierta con ensayos de saturación en 10 muestras (60 clastos por muestra) representativas del corte de Totorillas.
- Densidad de roca en equivalente denso y porosidad total con ensayos de picnometría en agua de cada una de las muestras representativas.

Además, se utilizó diferentes herramientas para la obtención de parámetros y tratamiento de datos.

Se realizaron 9 análisis geoquímicos de roca total con la cooperación de Kenneth Warren Sims quien donó los análisis para este estudio y 3 análisis solo de elementos mayores, mediante convenio con el Departamento de Metalurgia Extractiva de la Escuela Politécnica Nacional (DEMEX-EPN). Los análisis fueron realizados en la Universidad Estatal de Washington en el año 2017 y en el DEMEX-EPN, mediante fluorescencia de rayos X en elementos mayores e ICP-MS en elementos traza. Para cada una de las muestras se obtuvo 10 óxidos mayores expresados en porcentaje en peso (wt. %) con el porcentaje de error para cada uno y la Pérdida por Calor (LOI, loss on ignition, por sus siglas en inglés), y 33 elementos traza expresados en partes por millón (ppm) con el porcentaje de error para cada uno. Para analizar los datos geoquímicos se utilizó el software IGPET (Igneous Petrology, 2006)

Para obtener las láminas delgadas, se escogió dos piroclastos representativos de cada muestra y se envió al laboratorio petrográfico del Instituto Nacional de Investigación Geológica Minero Metalúrgico (INIGEMM) mediante el convenio de cooperación con la Escuela Politécnica Nacional (EPN), las láminas fueron realizadas por el Sr. Ricardo Cabascango bajo la supervisión de la Ing. Johanna León encargada del laboratorio petrográfico del INIGEMM.

El análisis de las láminas delgadas se lo realizó en el laboratorio del área de vulcanología del Instituto Geofísico (IG-EPN), utilizando un microscopio petrográfico marca ZEISS-Axio Scope.A1.

1.6. Ubicación y Características del área de Estudio

1.6.1. Localización

El volcán Chimborazo $01^{\circ}30'S$ y $78^{\circ}36'W$, está ubicado a 150 km al sur de la ciudad de Quito capital del Ecuador y a 28 km al noroeste de la ciudad de Riobamba capital de la provincia de Chimborazo.

El edificio volcánico se construyó sobre la Cordillera Occidental al sur de la provincia volcánica Cuaternaria del Ecuador, tiene una forma elíptica (14 km N-S por 20 km E-W), el cual ha sufrido dos grandes deslizamientos volcánicos principales, tras los cuales, la actividad volcánica continuó permitiendo su reconstrucción.

El desarrollo del estudio se enfoca en el corte de Totorillas estudiado por Barba, (2006) en su tesis de ingeniería (Estudio Vulcanológico del Complejo Volcánico Chimborazo-Ecuador), el cual comprende los productos del edificio más joven.

1.6.2. Poblaciones aledañas

Alrededor del volcán Chimborazo están ubicadas tres ciudades importantes. Ambato es la capital de la provincia de Tungurahua a 32 km en dirección Noreste, consta con una población de 329.856 habitantes, según el Censo de Población y Vivienda 2010 realizado por el Instituto Nacional de Estadística y Censos (INEC). Sus principales actividades son la industria textil, agricultura y fabricación de artesanías. Además, cuenta con importantes obras de infraestructura para su población como la planta de aguas residuales, centros de captación de agua a lo largo del río Ambato y Colorado que sirven como de fuentes de agua potable para la población, así como agua de riego para la agricultura. Riobamba es la capital de la provincia de Chimborazo a 28 km en dirección Sureste, consta con una población de 225.741 habitantes, según el INEC. Sus principales actividades son la agricultura y ganadería. Además, cuenta con importantes infraestructuras para el país y su población como el poliducto de Petroecuador, rieles que sirve para la ruta del Tren del Hielo, fábrica de cemento Chimborazo, el sistema de agua potable y el sistema de riego. Guaranda es la capital de la provincia de Bolívar a 25 km en dirección Suroeste, consta

con una población de 91.877 habitantes, según el INEC. Sus principales actividades son la agricultura y ganadería. Además, cuentan con importante obras de infraestructuras para su población como la red pública de agua potable, la red de servicio eléctrico, entre otras (INEC, 2010).

En el área del Chimborazo existen muchas comunidades indígenas entre las que se encuentran San Pablo de Totorillas, Santa Teresita de Guabug y Chorrera Mirador, importantes por sus costumbres ancestrales que se han mantenido invariables desde tiempos muy antiguos hasta nuestros días.

1.6.3. Clima, Flora y Fauna

El clima se puede describir como cálido y templado, en donde las masas de aire cálido y húmedo chocan con el macizo, dando lugar a la formación de casquetes glaciares, desde la cima del volcán hasta unos 1500 m hacia abajo, por el flanco E principalmente. Su temperatura que fluctúa entre -2 y 27° C con un promedio anual de 14°C. La menor cantidad de lluvia ocurre en julio, con un promedio de 23 mm y la mayor precipitación ocurre en abril, con un promedio de 70 mm (Climate Data, n.d.).

Está ubicado dentro de la Reserva de Producción de Fauna Chimborazo, donde se alberga especies como: vicuñas, alpacas y otros camélidos, parientes andinos de los camellos, además es posible observar lobos y zorros de páramos, venados, chucuris, zorrillos, conejos y roedores (Vinueza, 2016).

En cuanto a la flora, entre pajonales toman vida árboles y arbustos de romerillo, mortiño, chuquiraguas, sigses, orejuela, sacha chocho, valeriana y ocasionalmente quishuares, todas estas especies propias de los Andes Ecuatorianos (Vinueza, 2016).

1.7. Estudios Relacionados

El volcán Chimborazo presenta una serie de estudios relacionados a su historia eruptiva, etapas de glaciación, depósitos generados por las erupciones previas, erupciones históricas, etapas de colapso y posterior generación de flujos. Sin embargo, la falta de estudios acerca del dinamismo eruptivo que caracteriza a este volcán nos motiva a la realización de este proyecto de titulación.

Los dinamismos que rigen las erupciones explosivas son complejos y dependen de varios parámetros como: características de los sistemas volcánicos, mecanismos de ascenso, fragmentación y vesiculación, características geoquímicas, contenido de volátiles y las características del sistema volcánico (Alfano et al., 2012).

➤ Beate & Hall, 1989

Realizan uno de los primeros estudios morfo-estructurales (Figura 1) sobre el volcán Chimborazo y la primera evaluación de peligros volcánicos asociados.

Presentan un análisis petrográfico y geoquímico en rocas representativas del volcán, así como una datación en fragmentos de carbón dispersos en un depósito de flujos piroclásticos, ubicado varios niveles arriba de la avalancha de escombros Sureste, dando una edad >35 ka.

Su historia volcánica está basada en observaciones de campo, levantamientos de columnas estratigráficas a lo largo de varios cortes y foto interpretación.

El modelo evolutivo lo plantearon de la siguiente manera:

- I. Construcción del volcán primario sobre rocas del Cretácico y Plioceno.
- II. Construcción del segundo volcán en ~100 ka, el cual colapsó hacia el E hace ~50 ka.
- III. Construcción de un cono volcánico rellenando la cicatriz de deslizamiento, su edad de formación la estimaron entre 30-40 ka.
- IV. Construcción de un cono occidental, formado por flujos de lava, flujos piroclásticos y caídas piroclásticas, su edad de formación estaría entre 10-30 ka.

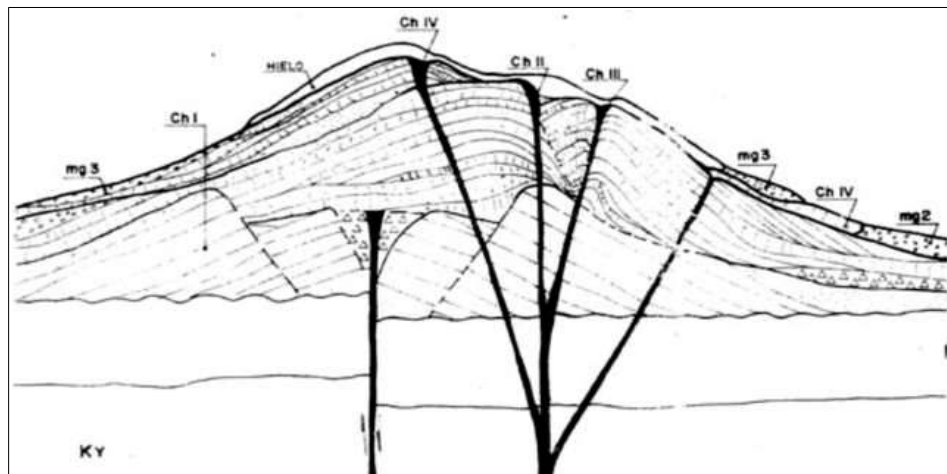


Figura 1. Esquema morfo-estructural del volcán Chimborazo, según Beate & Hall (1989).

➤ Clapperton, 1990

Plantea el análisis de la evolución del complejo volcánico Chimborazo-Carihuairazo durante el cuaternario superior, basado en el mapeo geológico detallado, investigación estratigráfica de las formas glaciares y volcánicas, y datos geoquímicos.

A pesar del pobre control cronológico que se tenía en ese tiempo sobre el volcán y muchas de las relaciones estratigráficas estaban por determinarse, resumieron de la siguiente manera la evolución del volcán Chimborazo:

- I. Construcción de un gran estrato-volcán compuesto, de composición andesítica alto en sílice, terminando con la formación de una caldera y fuerte modificación del edificio.
- II. Reanudación del vulcanismo para la construcción de un estrato-cono, los residuos forman parte de la cumbre central.

- III. Reactivación de la actividad eruptiva andesítica alta en sílice y tefras para construir conos, primero del este y luego del oeste y formar una extensa topografía cubierta de lavas.

La tendencia geoquímica del volcán Chimborazo va desde andesitas altas en sílice a dacitas y riodacitas, seguida por un descenso en el contenido de sílice de 59 wt.% a 54 wt.% en los productos más jóvenes. El vulcanismo ha permanecido inactivo por más de 11.000 a.

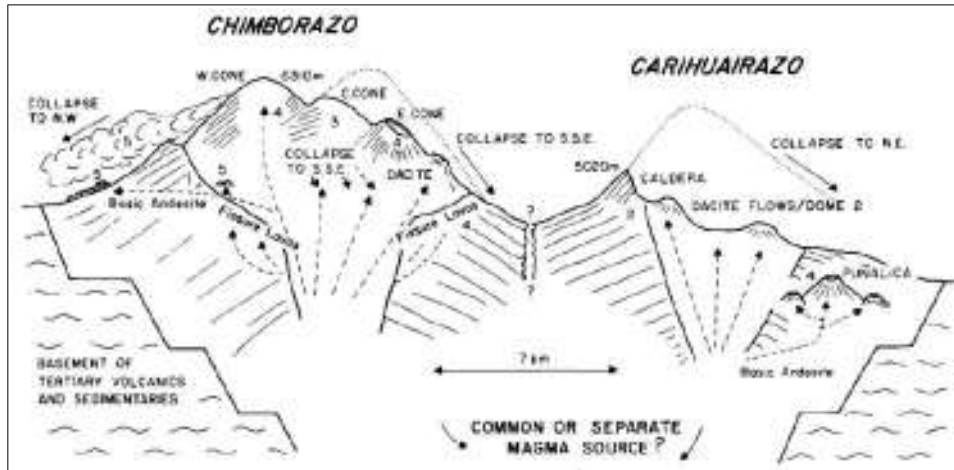


Figura 2. Esquema estructural del complejo volcánico Chimborazo-Carihuairazo, según Clapperton, (1990).

➤ **Kilian et al., 1995**

Se basa en las correlaciones estratigráficas, petrogenéticas y geoquímicas encontradas dentro del basamento máfico del Chimborazo y volcanes asociados al cuaternario.

Su aporte se resume en la identificación de 6 etapas de actividad volcánica resumidas en la Figura 3.

Dentro de sus aportes petrográficos, se destaca la correlación que realizan del contenido de fenocristales de rocas de la cordillera occidental con el SiO_2 . Las rocas máficas (andesitas basálticas) del volcán Chimborazo contiene sílice entre 52-54 wt.% y fenocristales de olivino con zonación de Mg, las rocas intermedias (andesitas) tienen arriba de 58 wt.% de sílice con fenocristales de plagioclasa con zonación normal y para las rocas ácidas (dacitas) se tiene por encima de 66 wt.% de SiO_2 con fenocristales de plagioclasa con zonación compleja.

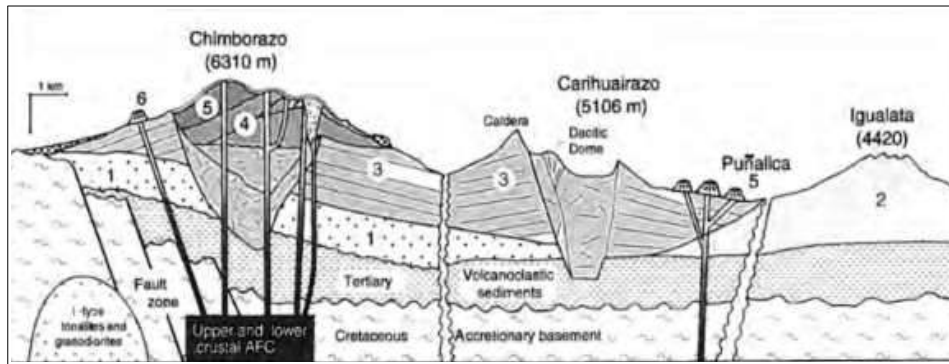


Figura 3. Sección transversal de los volcanes del Mioceno al Holoceno, localizados en la cordillera Occidental y valle Inter-Andino del Ecuador, según Kilian, R. et al., (1995).

➤ **Barba (2003, 2006, 2008).**

Este autor realiza varios estudios desde el año 2003 hasta el 2008. Su principal estudio fue realizado en el año 2006, una tesis de ingeniería enfocada en un análisis general del volcán, con la caracterización petrográfica, geoquímica, y la historia geológica del complejo volcánico Chimborazo y sus peligros volcánicos asociados.

Sus principales aportes se dan en la geología y estructura del volcán del pleistoceno al holoceno, la historia eruptiva del pleistoceno al holoceno.

Entre sus principales aportes está la descripción geológica, petrográfica y mineralógica de cada una de las unidades del volcán, en la cual realiza un análisis a detalle de cada uno de los edificios, de acuerdo a: 1) su ubicación y localidad tipo; 2) litología, espesor, textura y estructura del depósito; 3) origen, relación estratigráfica y edad.

Realizó 6 dataciones Ar^{40}/Ar^{39} , las edades fluctúan entre 93 y 66 ka AP, las cuales corresponderían al CH-I, lo que les hizo pensar que las primeras emisiones de lava sucedieron entre 150 ka y 100 ka AP.

➤ **Bernard et al., 2008**

Realizaron un análisis de los depósitos de la avalancha de escombros característicos del volcán, en base a estimaciones del área superficial, espesores y volumen de diferentes partes del depósito de avalancha de escombros. El aporte principal es la estimación del volumen del depósito de avalancha de escombros $>11 \text{ km}^3$.

Finalmente concluyen que las facies y el análisis estructural llevan a un modelo de emplazamiento que comprende:

- I. Un edificio inicial pre-fractura dominado por lava.
- II. Una avalancha cohesiva con poca mezcla entre bloques.
- III. Desarrollo de una fina capa basal que es parcialmente retrabajada dentro de la avalancha de escombros.
- IV. Incorporación significativa del substrato durante el transporte por abrasión y quizás por fluidización del substrato.

- V. Mezcla entre facies de bloque y substrato incorporado.
- VI. Inyecciones de las facies de mezcla y los substratos fluidizados hasta la parte superior del depósito de avalancha de escombros.

➤ **Samaniego et al., 2012**

Este estudio es el último realizado para el volcán Chimborazo, está basado en diferentes análisis. Trabajos de campo realizados entre el 2004 y 2006, incluyendo mapeo y toma de muestras, geoquímica de roca total de 192 muestras y dataciones de 15 lavas Ar^{40}/Ar^{39} , permiten la reconstrucción de las principales etapas del Chimborazo.

- I. Un edificio basal (CH-I) cuyos relictos corresponden a flujos antiguos radialmente orientados.
- II. Un edificio intermedio (CH-II) el cual se desarrolla sobre el flanco oriental del primer edificio y cuyos relictos son fuertemente cortados por erosión glacial.
- III. Un edificio joven (CH-III).

Un aporte importante de este estudio es la determinación de las tasas eruptivas de cada uno de los edificios (tasa promedio eruptiva de 0.5-0.7 km^3/ka). Analizando los tres edificios sucesivos, estimaron un decrecimiento progresivo en las tasas de salida de magma desde el edificio basal con 0.7-1.0 km^3/ka hasta el cono joven con $\sim 0.1 km^3/ka$.

CAPÍTULO II

2. MARCO TEÓRICO

2.1. Contexto Geodinámico

Ecuador se encuentra en una zona de convergencia, donde la placa Nazca y la Cordillera de Carnegie (entre 1°N y 2°S) subducen el bloque Nor-Andino y la placa Sudamericana (Figura 4), lo cual en última instancia produce el vulcanismo de nuestro país. Tiene una velocidad de convergencia entre 60 y 70 mm/año (Nocquet et al., 2014), una dirección N 83° E (Kendrick et al., 2003; Nocquet et al., 2012) y una inclinación entre 25-35° (Font et al., 2013).

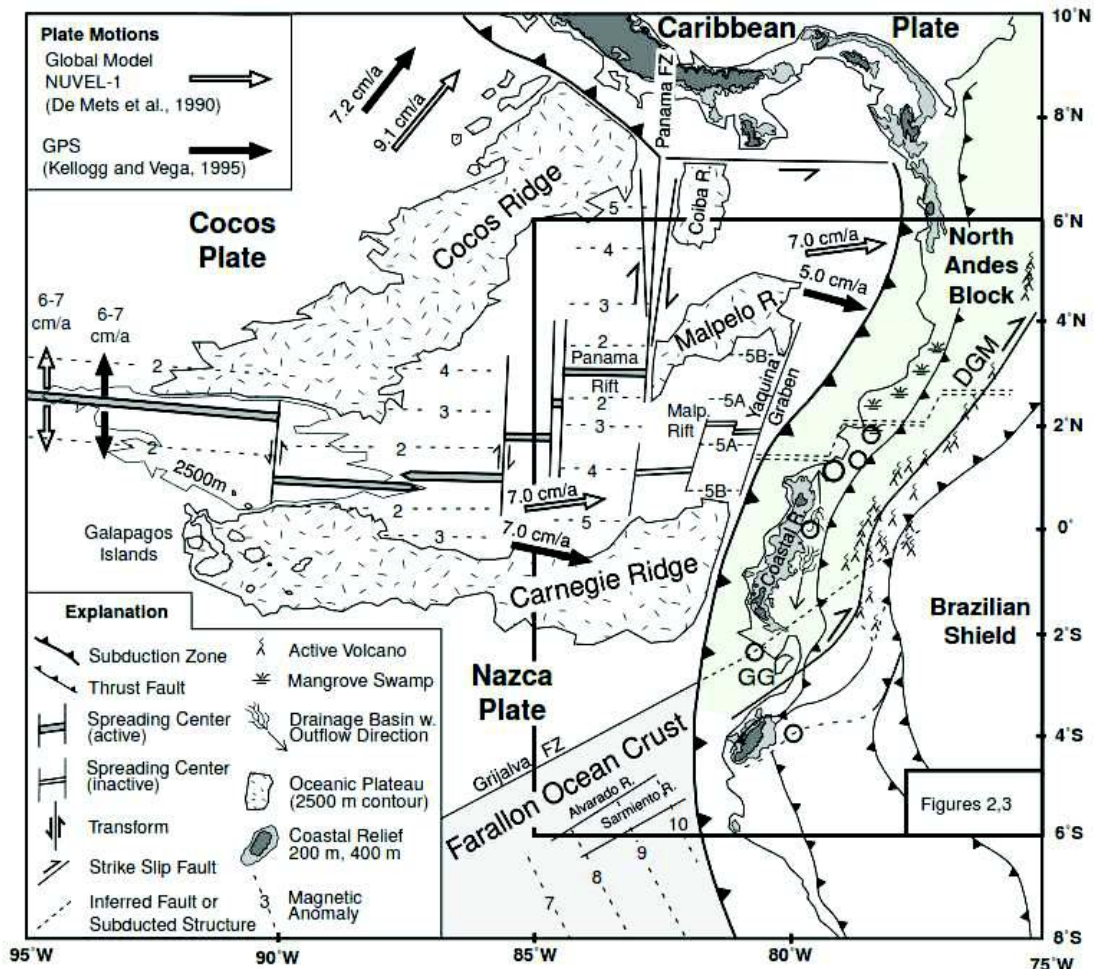


Figura 4. Esquema geodinámico de la subducción de la placa Nazca y la cordillera de Carnegie bajo los andes septentrionales. Tomado de Gutscher et al., (1999).

La cordillera asísmica de Carnegie es una extensa cordillera submarina con 300 km de ancho y ~3 km de alto. Representa la principal expresión del punto caliente de Galápagos a través de la placa Nazca (Hall et al., 2008).

Se la asocia a varias características geológicas: (1) altas tasas de exhumación de material volcánico en los Andes, (2) cambios en la química del arco volcánico activo relacionados a

la geometría del slab plano de subducción, (3) desplazamiento hacia el norte del bloque Nor-Andino, (4) apertura del golfo de Guayaquil y (5) levantamiento de la costa (Gutscher et al., 1999; Bourdon et al., 2003; Michaud et al., 2009).

La edad de colisión con la fosa aún es materia de debate ya que se han propuesto algunas edades: de 1 a 3 Ma (Lonsdale and Klitgord, 1978), 4-5 Ma (Collot et al., 2009), 8 Ma (Gutscher et al., 1999) y 15 Ma (Spikings et al., 2001).

2.2. Vulcanismo cuaternario del Ecuador

El arco ecuatoriano que alberga muchos volcanes activos y potencialmente activos, desde el complejo volcánico Chiles-Cerro Negro en 1°N hasta el volcán Sangay en 2°S. Se manifiesta a lo largo de cuatro agrupaciones lineales, cada una con morfologías características, estilo eruptivo y diversidad química y petrográfica única (Hall et al., 2008).

2.2.1. Volcanes de la Cordillera Occidental

Los volcanes de la cordillera occidental, conocidos como frente volcánico, se sitúan sobre el basamento Cretácico tardío que consiste de basaltos y rocas volcano-sedimentarias (Hughes and Pilatasig, 2002; Jaillard et al., 2004). Los centros eruptivos se alinean sistemáticamente a 30-35 km de distancia, a lo largo del frente, especialmente en su parte central. La actividad Holocénica y Pleistocénica de muchos de estos centros tuvo composición andesítica y dacítica, que siguió a una fase de construcción de estratovolcanes de 10-20 km de ancho, compuestos principalmente de andesitas con bajos contenidos de sílice. Morfológicamente, la mayoría son conos compuestos, construidos sucesivamente desde un ventó central, que pueden mostrar migración de conductos a lo largo del tiempo. Comúnmente tienen cicatrices de deslizamiento de 2-3 km, abiertos principalmente hacia el oeste, en las que se han emplazado domos de lavas dacíticas.

Las rocas jóvenes de este grupo tienden a estar dentro de los rangos de 60-66 wt.% de SiO₂ y 0.9-1.5 wt.% de K₂O, contienen fenocristales de medianos a grandes de plagioclasa, anfíbol, ortopiroxeno y escasamente biotita y cuarzo.

2.2.2. Volcanes del valle Inter-Andino

Algunos centros volcánicos andesíticos más antiguos se encuentran ubicados irregularmente a lo largo del eje del valle Inter-Andino. Cerca de Quito, tres centros (Ilaló, Pasochoa y Rumiñahui) definen una línea de edificaciones volcánicas del Pleistoceno Medio (Figura 5). En otros lugares se agrupan donde hay una leve curva axial en la cadena andina, como por ejemplo cerca de la ciudad de Otavalo (Cusín, Mojanda Fuya Fuya, volcanes Imbabura) y entre las ciudades de Ambato y Riobamba (Iguata, centros Llimpi-Huisla, Puñalica) (Figura 5). La mayoría son estratovolcanes grandes de 10-20 km

de ancho con elevaciones de 3800 a 4700 m; tienden a tener calderas remanentes con domos en su interior, la mayoría considerados extintos (Hall et al., 2008).

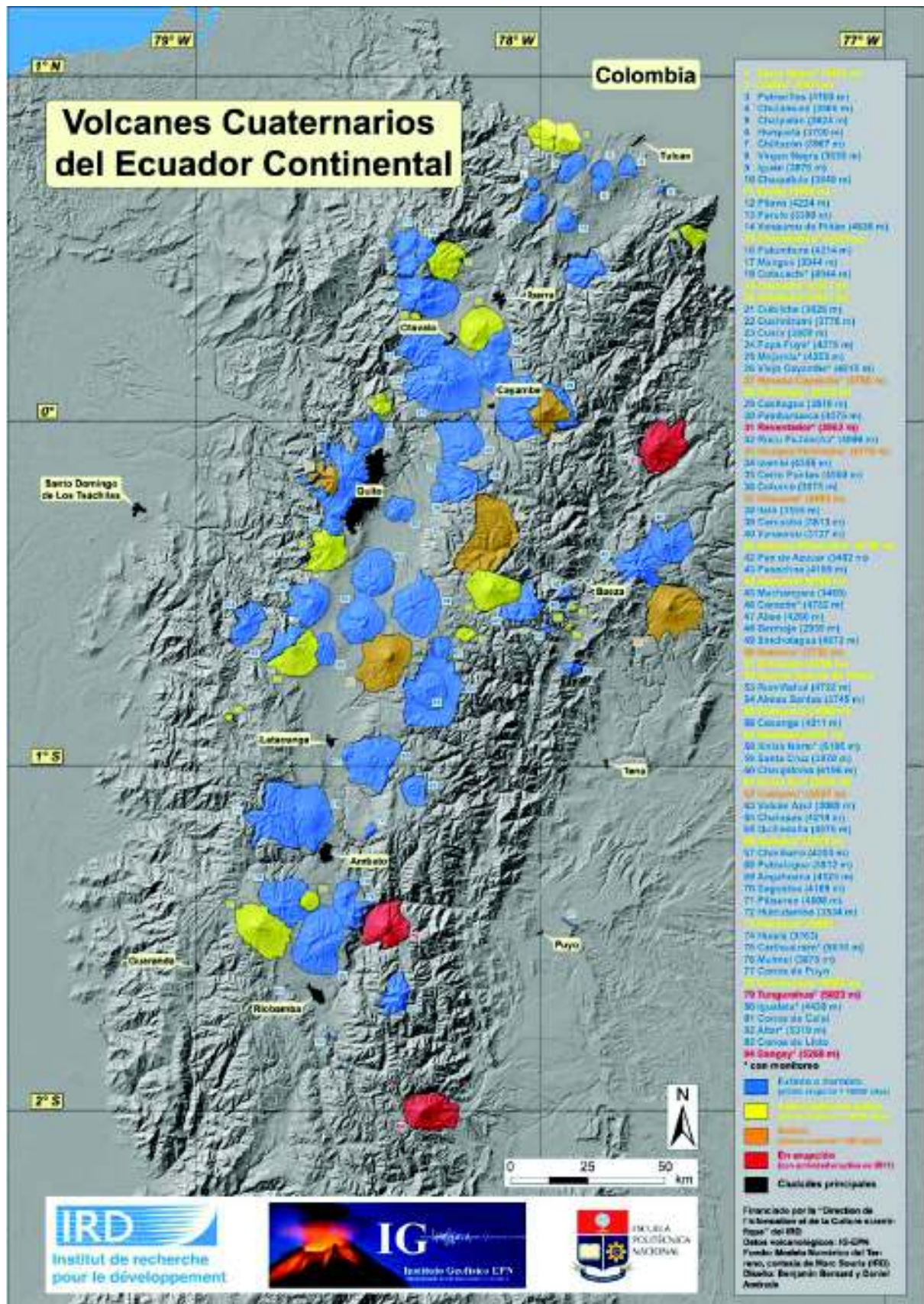
Las rocas de este grupo son principalmente andesitas-basálticas con plagioclasas y ocasionalmente anfíbol, químicamente tienen entre 57-60 wt.% de SiO₂ y 0.5-1.0 wt.% de K₂O. Como grupo, representan un vulcanismo andesítico que aparentemente migró hacia el este en la cordillera oriental, posiblemente como resultado de una zona de subducción menos inclinada debido a la subducción de la cordillera de Carnegie (Hall et al., 2008).

2.2.3. Volcanes de la Cordillera Oriental

En la cordillera oriental, los centros volcánicos están subyacentes principalmente por rocas metamórficas Paleozoicas y Mesozoicas (Aspden and Litherland, 1992) y por volcánicas Terciarias. Son grandes estratovolcanes andesíticos de 15-20 km de ancho distribuidos aleatoriamente a lo largo y ancho de esta cordillera. En algunos casos alcanzan entre 5700-5900 m de altura con hasta 3 km de relieve topográfico local. Muchos han tenido deslizamientos gigantes, generalmente 1-10 km³ en volumen (por ejemplo, Tungurahua, Cotopaxi, Sangay, El Reventador). A diferencia de los volcanes de la cordillera occidental, estos se caracterizan por numerosos flujos de lava andesíticos que adornan sus flancos inferiores. Los flujos piroclásticos escoriáceos son comunes y frecuentemente generan grandes flujos de escombros, especialmente cuando fundían grandes capas de hielo. Las caídas de ceniza y escoria de lapilli típicamente acompañan a las erupciones de estos centros volcánicos y se transportan por el valle Inter-Andino debido a los vientos alisios dominantes de E a ESE (Hall et al., 2008).

2.2.4. Volcanes de Tras-Arco

El vulcanismo de Tras-Arco comprende un pequeño grupo de volcanes alcalinos cubiertos de vegetación selvática, se encuentra del lado amazónico al este de la cordillera oriental (Figura 5). Algunos de estos estratovolcanes más pequeños (2000-4000 m de altura), han sido muy erosionados por las intensas lluvias. Comprenden el volcán Sumaco, Yanahurco, Pan de azúcar y los conos de escoria conocidos como “conos de Puyo”. (Hoffer, 2008). Sus flujos de lava portadores de haüyna descienden más de 20 km. Restos de conos de escoria muy erosionados de afinidad alcalina y edad de Pleistoceno medio afloran cerca de Puyo, al este del volcán Tungurahua, identificando otra provincia alcalina más al sur (Hoffer, 2008). Las principales rocas del arco posterior son basanitas y tefritas (42-53 wt.% de SiO₂, 1-5 wt.% de K₂O) con grandes fenocristales de piroxenos sódicos y haüyna.



2.3. Geología del volcán Chimborazo

2.3.1. Evolución geológica del volcán Chimborazo

Estudios realizados previamente (Clapperton, 1990; Barba et al., 2005), basan sus modelos en características morfológicas. La presencia de discordancias angulares entre las secuencias volcánicas (Samaniego et al., 2012), ponen en evidencia los primeros acercamientos a la evolución del volcán.

A continuación se presenta un modelo evolutivo del volcán realizado por Barba, (2006), quien se basó en datos de campo y dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para determinar las edades de los edificios, y será complementado con los estudios de Samaniego et al., (2012) (Figura 6), en donde se consideran nuevas observaciones de campo, edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, datos radiométricos y químicos en roca total.

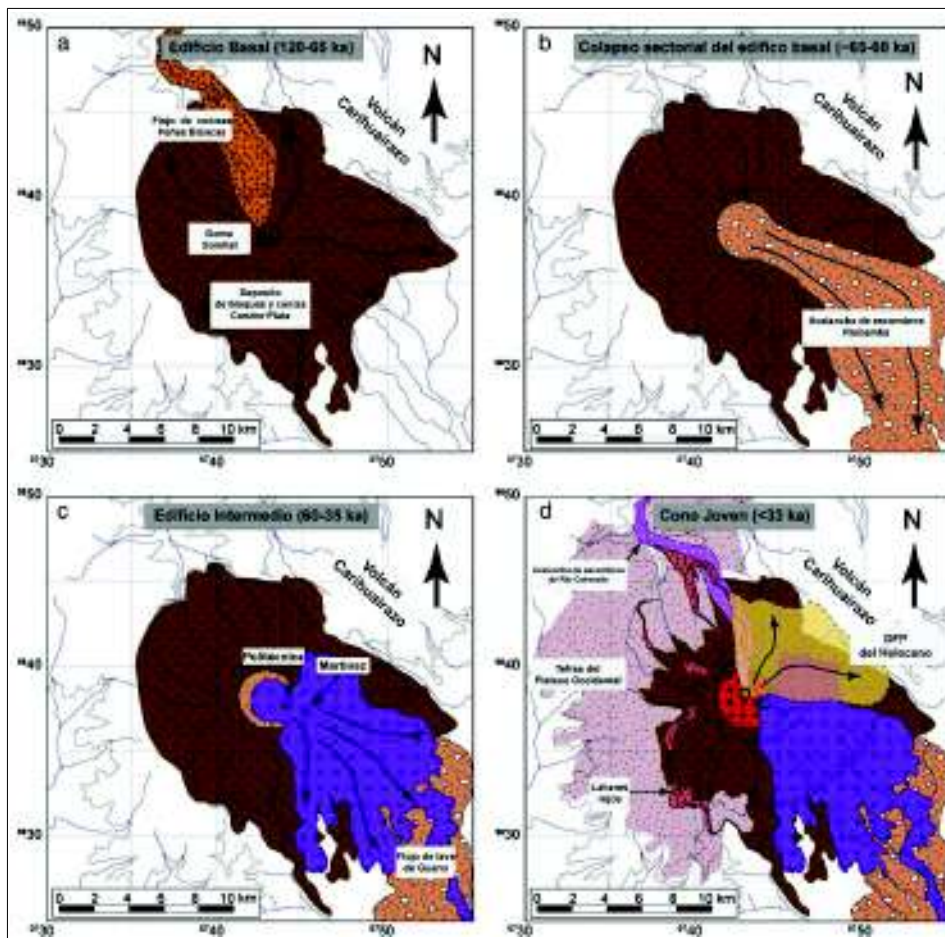


Figura 6. Esquema evolutivo de las etapas del Chimborazo. (a) Edificio Basal. (b) Colapso sectorial que afecta al edificio basal. (c) Construcción de la Edificio Intermedio CH II. (d) Cono Joven: DFP=Deposito de flujos piroclásticos. Modificado de Samaniego et al., (2012).

2.3.1.1. CH I

Conocido también como edificio basal, es un estratovolcán efusivo (Barba et al., 2005), construido al SW del antiguo y erosionado volcán Carihuairazo (Samaniego et al., 2012) (Figura 8). Sus relictos están representados por flujos de lava andesíticos y dacíticos

(56.8-64.1 wt.% de SiO₂), intercalados con brechas subglaciales (Barba et al., 2005). Sobre el flanco sur-occidental, los flujos de lava basales están superpuestos por una sucesión de bloques andesíticos y depósitos de flujos de lava, indicando al menos un periodo de crecimiento de domo y actividad explosiva durante su edificación (Barba et al., 2005).

Los flujos de lava más extensos se encuentran hacia el S y SE y los de menor alcance hacia el N, NE y W, lo que demuestra la existencia de una palo-cuenca en Riobamba al SE del volcán durante las primera etapas de vulcanismo, lo cual permitió que los flujos viajen grandes distancias (Barba, 2006).

En el estudio realizado por Barba et al., (2005), dataciones en roca total ⁴⁰Ar/ ³⁹Ar dan edades de 93 ± 6 y 83 ± 5 ka, revelando una edad de Pleistoceno Tardío para este edificio basal, lo cual es confirmado en el estudio de Samaniego et al. (2012), en donde se realizan 8 dataciones ⁴⁰Ar/ ³⁹Ar para el edificio basal, las cuales dan edades entre 87±8 y 68±10 ka. Además, basado en la posición stratigráfica, el grado de erosión y el limitante cronológico asociado a la edad de los flujos de lava del volcán Carihuairazo, (datos entre 223 y 213 ka) ubicados bajo los flujos de lava más antiguos del norte del volcán Chimborazo y el hecho que la avalancha de escombros Riobamba afecto los flujos de lava más jóvenes de este edificio datadas en ~68 ka, propone una edad estimada máxima entre ~120 a 100 ka y mínima entre ~65 a 60 ka.

El CH I se vio afectado por un colapso sectorial, desencadenante de una **avalancha de escombros (AE)** (Barba, 2006), cuyos depósitos están expuestos en la cuenca de Riobamba, cubriendo un área de 280 km² (Samaniego et al., 2012) (Error: no se encontró el origen de la referencia).

Según Eissen et al., (2006), los orígenes probables del colapso son:

- I. Actividad sísmica relacionada con fallas trans-tensionales dextrales subyacentes, de N-S a NE-SW;
- II. Crecimientos asimétricos del edificio con sobre-estiramiento del flanco SE;
- III. Actividad magmática relacionada con rocas juveniles encontradas en el depósito y posterior actividad piroclástica.

No se han estimado edades para el **depósito de avalancha de escombros (DAE)**, lo que se ha hecho es datar depósitos sobre el DAE, como lo hizo Beate and Hall, (1989), donde determinaron una edad >35.8 ka por el método ¹⁴C AP, para un depósito de flujo piroclástico en la parte superior del DAE. Barba et al., (2005), realizó una datación en este depósito de 42.6 ka por el mismo y estimaron la edad del colapso entre 60 y 50 ka. Como la edad del DAE parece ir más allá del rango en el cual el método ¹⁴C es eficiente, se deben usar otros métodos de datación (Bernard et al., 2008).

Para estimar el volumen del DAE, Bernard et al., (2008), lo dividen en tres zonas:

- I. Área proximal, cubre 135 km², tiene una superficie inclinada de 3-5 % con un espesor promedio de 40 m y un volumen de 5.4 km³.
- II. Área media, cubre 95 km², corresponde a una depresión pre-avalancha entre Guano y Riobamba, tiene un espesor promedio de 55 m y un volumen de 5.3 km³.
- III. Área distal, cubre 50 km², tiene un espesor promedio de 15 m y un volumen de 0.75 km³.

Esto da un volumen aproximado de 11.4 km³ para el depósito, pero el espesor no está bien constreñido, por lo cual puede haber un error considerable (Bernard et al., 2008).

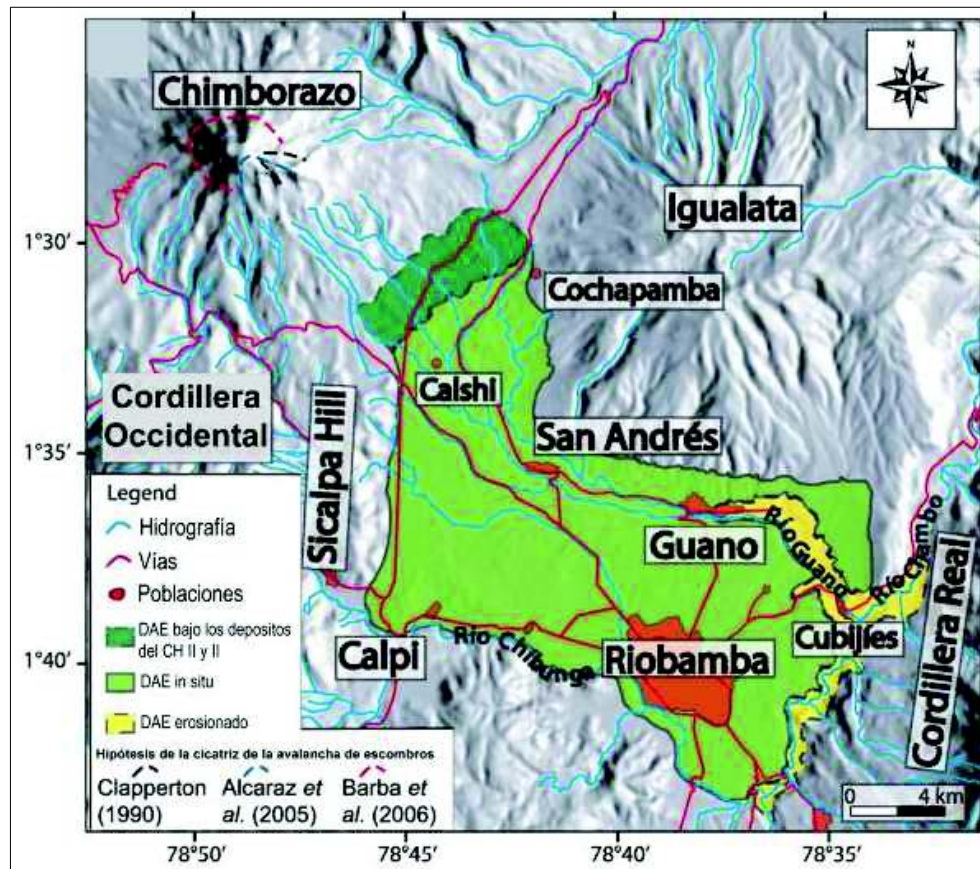


Figura 7. Mapa del DAE del Chimborazo. Modificado de Bernard et al., (2008).

2.3.1.2. CH II

Este edificio se construyó sobre la parte oriental de la cicatriz de deslizamiento que afectó al CH-I, identificándose dos periodos de construcción de conos, actualmente llamados como cumbre la Politécnica (CH-IIA) y Nicolás Martínez (CH-IIB) (Samaniego et al., 2012) (Figura 8). La cumbre Politécnica (5850 m. snm), se construyó rápidamente sobre el límite E de la cicatriz CH I, los flujos de lava hacia el occidente rellenan la depresión de la caldera, mientras que sobre los flancos S, E y NE, los flujos de lava tienen fuerte inclinación y muestran una inconformidad con las lavas subyacentes del CH I (Barba et al., 2005). La cumbre “Nicolás Martínez” (5650 m. snm), es un cono satélite producto del

funcionamiento de un segundo vento inmediatamente después de la construcción del CH-IIA y se ubica sobre la pendiente SE (Barba, 2006).

Las lavas del CH II son andesíticas–dacíticas (58.4-64.3 wt.% de SiO₂), enriquecidas en K, comparadas con el CH I. Ha sido datado entre 60 y 35 ka por Samaniego et al. (2012), quienes obtuvieron 3 dataciones ⁴⁰Ar/³⁹Ar para el edificio las cuales dan edades entre 60±11 y 37±9 ka.

2.3.1.3. CH III

Es el edificio más joven y alto (6268 m. snm), se construyó de forma discordante sobre los remanentes del CH-IIA al lado oriental y sobre el CH I al lado occidental (Barba et al., 2005; Barba, 2006; Samaniego et al., 2012) y está representado por las cumbres Whympfer y Veintimilla (Figura 8). Es un estratovolcán cónico que estuvo activo entre 35 y 1 ka AP, fue afectado por un deslizamiento menor del flanco norte, dejando escasos depósitos cerca de la vía Ambato–Guaranda (Barba, 2006). Presenta depósitos de caídas piroclásticas, flujos de escoria, flujos piroclásticos y flujos de lava. Hacia el flanco occidental del complejo, se exponen decenas de metros de depósitos de caída de tefras andesíticas a dacíticas (55.3-68.6 wt.% de SiO₂), las cuales se relacionan con la actividad volcánica reciente (Barba et al., 2005).

Se han identificado tres discordancias erosionales relacionadas a avances glaciares: 1) 33-27 ka, 2) 20-18 ka, 3) 16-14ka. Según Clapperton, (1990), estas discordancias dividen las secuencias de tefras, las cuales presentan capas con espesores entre 5 y 25 cm.

2.3.1.4. Resumen generalizado de las etapas del volcán Chimborazo.

Tabla 1. Cronoestratigrafía de las principales etapas del volcán Chimborazo. Modificado de Samaniego et al., (2012).

Unidades Volcánicas	Estilos eruptivos y Depósitos	Edad	Composición Magmática	
Cono Joven (CH-III)	Actividad explosiva holocénica	Actividad andesítica recurrente de baja magnitud (al menos 7 erupciones desde 7 ka)	1-8 ka	Tefras andesíticas
	Avalancha de escombros Río Colorado	Avalancha de escombros de pequeño volumen, depósito dirigido hacia el norte		
	Depósitos de caída Plateau-Occidental	Secuencia de potentes depósitos de caída que muestran discordancias erosionales e intercalaciones con depósitos glaciares	>12–14 ka	Escorias andesíticas and pómez (56–60 wt.% SiO ₂) con escasa pómez andesítica-dacítica (62–64 wt.% SiO ₂) dos piroxenos y andesitas olivínicas (56–60 wt.% SiO ₂)
	Etapas Murallas Rojas	Edificación de la cumbre principal: flujos de lava y depósitos piroclásticos relacionados	14–35 ka	
Edificio Intermedio (CH-II)	Flujo de ceniza Río Blanco	Depósitos de flujos de ceniza al norte (Río Blanco) y sur (Tintatacto)	42–43 ka	
	Etapas Politécnica y Matinez	Edificación de un principal edificio efusivo	~48 ka	Andesitas de dos piroxeno (59-63 wt. % SiO ₂) y dacitas subordinadas (64-67 wt.% SiO ₂)
	Etapas Guano	Flujos de lava Post-avalancha y depósitos piroclásticos relacionados (Secuencia Aucacán)	~60 ka	
Edificio Basal (CH-I)	Riobamba debris avalanche	Enorme depósito de avalanchas de escombros dirigido hacia el sureste	~60–65 ka	
	Flujo de cenizas Peñas Blancas	Depósitos de flujos de lava en el Río Ambato		Riolita portadora de biotita (70 wt.% SiO ₂) Andesitas de dos piroxeno (57-60 wt.% SiO ₂) y andesitas y dacitas que portan anfíboles (63-64 wt.% SiO ₂)
	Etapas El Castillo	Flujos superiores de lava y secuencias de flujo de lava viscosa (secuencia Templo Machay y Condor Palta)	65–ka	
	Etapas Albraspungo	Flujos de lava inferior	~100-120 ka	Andesitas de dos piroxeno (57-61 wt.% SiO ₂)

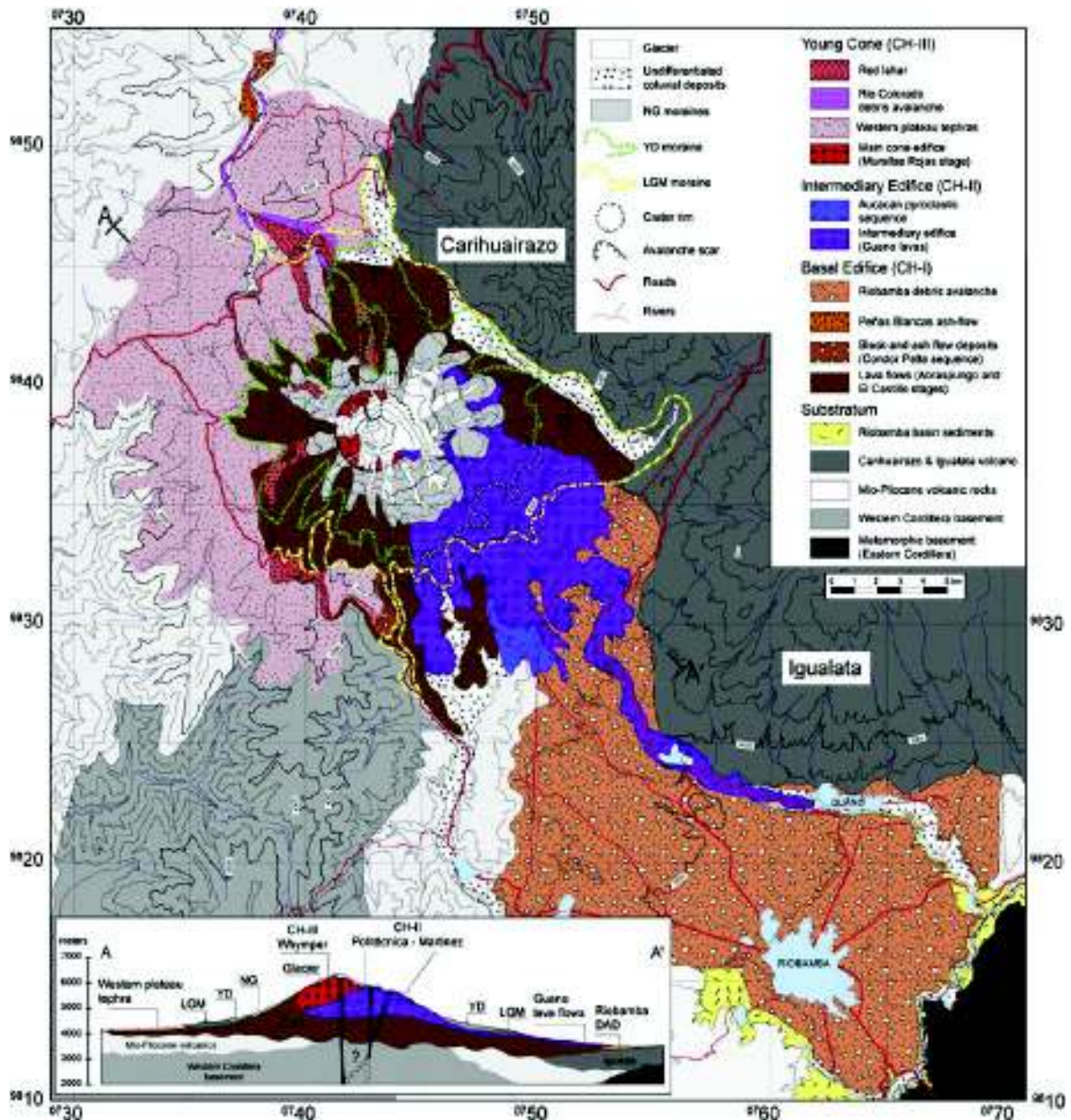


Figura 8. Mapa geológico del Volcán Chimborazo. Modificado de Samaniego et al. (2012)

2.3.2. Actividad eruptiva reciente del volcán Chimborazo

2.3.2.1. Actividad del Pleistoceno tardío.

El flanco occidental del complejo volcánico (en la zona de Totorillas) exhibe afloramientos de caídas de tefras andesíticas y dacíticas entre 5 y 75 cm de espesor (Figura 9). Estos depósitos indican actividad explosiva y recurrente durante el Pleistoceno Tardío, las inconformidades relacionadas con los avances glaciares (~33 – 27 ka, 20 – 18 ka, 16 – 14 ka AP), separan estas secuencias y se correlacionan con diferentes ciclos magmáticos (Eissen et al., 2006).

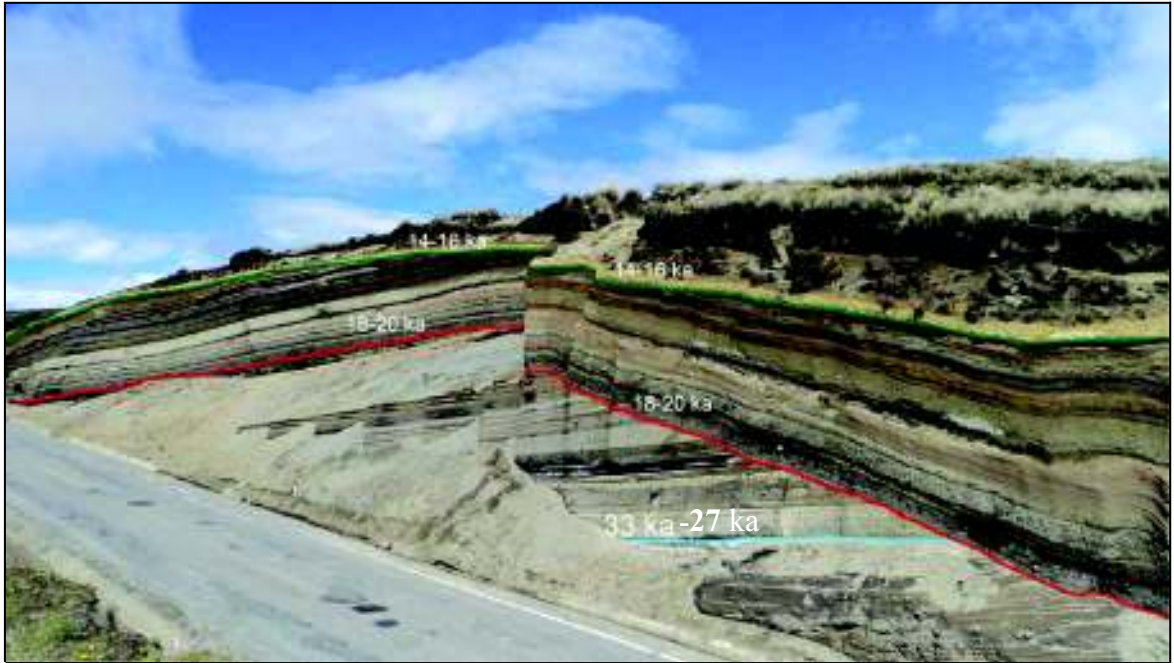


Figura 9. Sección estratigráfica de Totorillas. Se observa la presencia de 3 discordancias angulares (~33 – 27 ka, color celeste, 20 – 18 ka, color rojo, 16 – 14 ka AP, color verde).

2.3.2.2. Actividad del Pleistoceno tardío al Holoceno.

Durante este periodo encontraron un depósito de caídas Plinianas sobre el **DAE-Norte**. Este evento explosivo, fue diferenciado por un nivel de depósitos retrabajados, del evento de colapso. Los depósitos del lahar rojo no muestran ninguna relación con un evento volcánico; se cree que estos flujos de escombros están asociados a un evento climático. Las edades de estos dos eventos se pueden estimar a partir de observaciones estratigráficas; la **AE** tendría una edad entre 18 y 14 ka AP, mientras que los lahares rojos tendrían una edad entre 10 y 5 ka AP (Eissen et al., 2006).

2.3.2.3. Actividad Holocénica.

Durante el Holoceno, la actividad del Chimborazo ha estado caracterizada por al menos 7 eventos eruptivos entre ~8000 y ~1000 años AP (Barba et al., 2008) de pequeña magnitud cuyos depósitos cubren los flancos N y E del edificio actual y las morrenas asociadas al último avance glacial (Eissen et al., 2006). Estos depósitos resultan en una sucesión compleja de flujos piroclásticos, surges y depósitos de caída.

Dado que la última erupción ocurrió entre los siglos 5 y 7, el intervalo de tiempo promedio entre los eventos es de aproximadamente 1000 años y su ubicación sobre las cuencas de Ambato y Riobamba, el Chimborazo es considerado como un volcán potencialmente peligroso (Barba et al., 2008).

2.4. Teoría de formación, transporte y depositación de piroclastos.

2.4.1. Formación

El presente estudio se enfoca en depósitos de caídas piroclásticas, por lo cual su contexto teórico está enfocado en ellos.

La formación de los piroclastos empieza con procesos principales como son la **fragmentación magmática**, la cual depende de varios parámetros (cantidad de gases disueltos en el magma, viscosidad del magma, tasa de descarga magmática), la **vesiculación**, que generalmente empieza a 1-2 km de profundidad y produce una disminución de la densidad del magma y su aceleración en el conducto, y la **aceleración**, la cual puede producir fuertes extensiones del magma que permiten la ruptura de las paredes de las burbujas y la fragmentación del magma.

Según Cas and Wright, (1987), los depósitos de caídas piroclásticas se forman por la fragmentación del magma y rocas durante las erupciones explosivas.

2.4.1.1. Fragmentación magmática

La fragmentación es un proceso complejo, la cual consiste en transformar un magma compuesto por una fase líquida con presencia de burbujas de gas, en un flujo de alta velocidad compuesto por una fase gaseosa con fragmentos rocosos dispersos (piroclastos). La fragmentación comienza en las profundidades de la tierra, donde el magma se encuentra almacenado a altas presiones, las cuales pueden exceder la presión ejercida por la carga litostática. Durante la fragmentación se genera la fuerza explosiva de las erupciones, donde la energía potencial de expansión del magma es convertida a energía cinética de la fase gaseosa y de los piroclastos individuales, y luego es potenciada por la expansión térmica de la mezcla gas-partícula dentro de las plumas volcánicas. La diferencia de presión, que genera la erupción, actúa cuando la fuente de magma se conecta a una región de menor presión, como la atmósfera, a través de la superficie de fragmentación (Cashman and Scheu, 2015).

Se plantea dos modelos para la fragmentación primaria, que puede ocurrir cuando: 1) el magma asciende rápidamente durante una erupción explosiva; 2) después de una rápida descompresión causada por el colapso de una edificación volcánica o domos de lava; 3) por cizallamiento del magma en las paredes del conducto; y 4) por explosión inducida debido al impacto de bloques sólidos calientes durante el colapso de domos (Cashman and Scheu, 2015). La Fragmentación secundaria, que corresponde a fragmentación adicional por descompresión continua, colisiones mecánicas y abrasión, de las partículas que han sufrido una fragmentación primaria (Cashman and Scheu, 2015).

Se plantea dos modelos para la fragmentación primaria: 1) por rápida aceleración y 2) por rápida descompresión. La fragmentación por rápida aceleración, donde las burbujas crecen rápidamente, inicia desde profundidad hacia la superficie (Figura 10), mediante la intrusión de un nuevo magma más caliente o una sobrepresión volátil causada por la cristalización de fases anhidras. La fragmentación por rápida descompresión empieza cuando una sobrepresión es retirada (p.e. colapso de domo) y el magma subyacente experimenta descompresión en una escala de tiempo corta, donde otros procesos como la nucleación y crecimiento de las burbujas, son menos importantes (Figura 10)

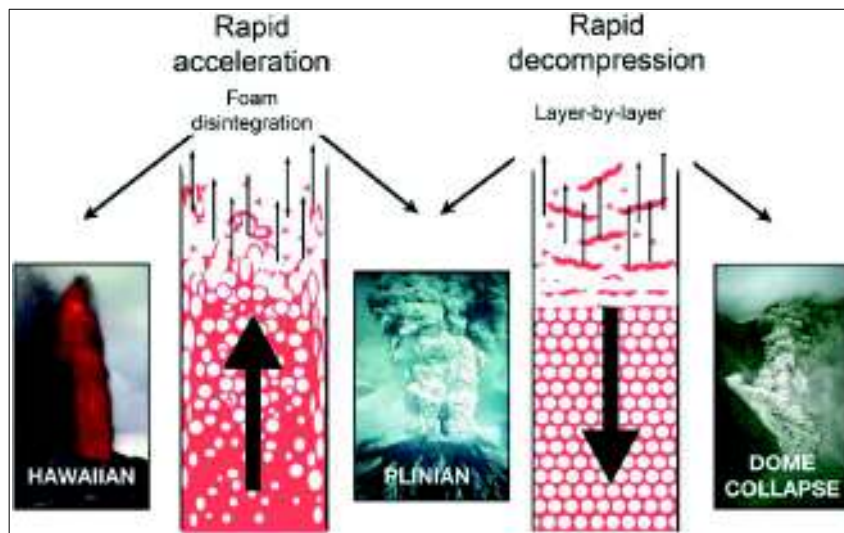


Figura 10. Modelos de fragmentación discutidos en (Cashman and Scheu, 2015)

2.4.2. Transporte y Depositación

Las plumas volcánicas son generadas por una amplia variedad de estilos de volcanismo explosivo. Son el resultado de la mezcla de partículas volcánicas, gases, en algunos casos líquidos y aire arrastrado, que se han producido por una variedad de erupciones explosivas. La expansión rápida del aire arrastrado y los gases que salen de la solución en el magma o que se generan por el calentamiento del agua externa, dan como resultado la generación de flotabilidad y la aceleración rápida del material hacia la atmósfera, a diferentes escalas, variando desde pequeñas descargas semejantes a chimeneas industriales hasta plumas de escala continental generadas durante súper erupciones (Carey and Bursik, 2015).

Según Carey and Bursik, (2015), en las columnas eruptivas se identifican varias partes como las siguientes:

- **Fase de Jet:** Zona en la cual los materiales son expulsados debido a la aceleración de los gases ganada por fragmentación magmática. Alcanza una altura de pocos cientos de metros (Figura 11)
- **Zona de convección:** Zona en la cual el material es transportado hacia zonas más altas por el contraste de densidad entre la columna eruptiva y la atmósfera (esta

fuerza es conocida como flotabilidad). Alcanza alturas de varios kilómetros (Figura 11)

- **Zona de Paraguas:** Zona en la cual la densidad del material eruptivo y la atmósfera alcanzan un equilibrio. En esta zona las partículas aún tienen energía cinética (proveniente de la zona de sobre-elevación respecto al nivel de flotabilidad neutra) que las transporta horizontalmente y también están sometidas a la dirección del viento (Cas and Wright, 1987).

La geometría y tamaño del depósito (sedimentación de la pluma volcánica) reflejan el tamaño, densidad de los piroclastos, altura que tuvo la pluma volcánica, velocidad y dirección del viento.

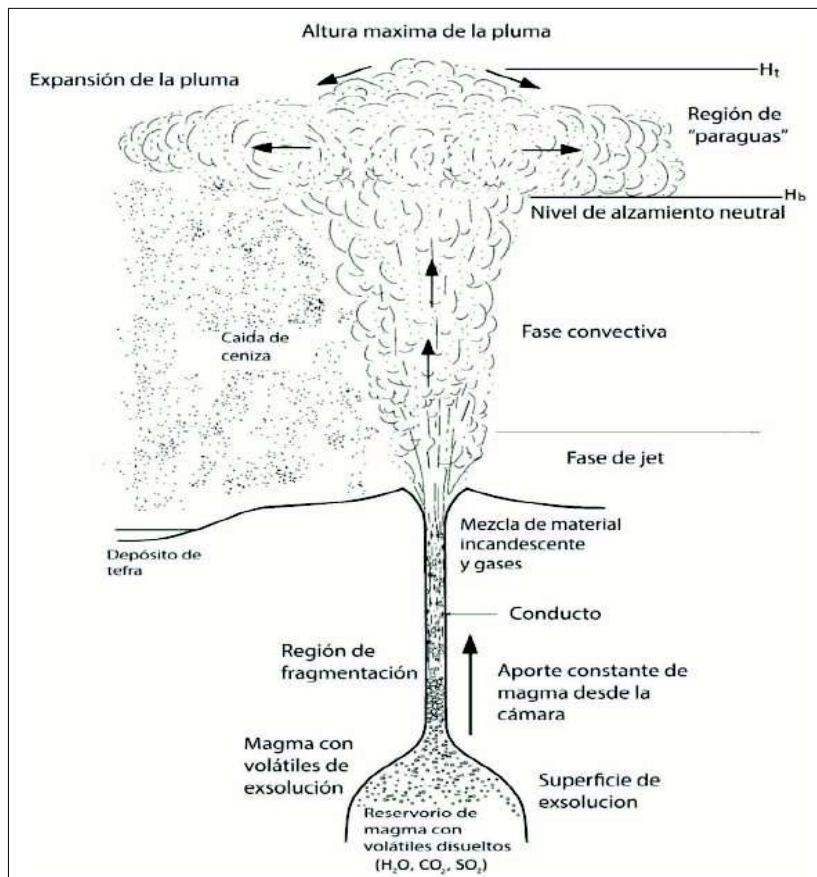


Figura 11. Estructura de una pluma volcánica generado por una erupción tipo Pliniana, Modificado de (Carey and Bursik, 2015).

2.4.3. Caídas piroclásticas

Una caída piroclástica corresponde a la sedimentación de piroclastos a través de la atmósfera, a partir de una erupción o una pluma durante una erupción explosiva (Houghton and Carey, 2015).

El viento produce una zona de deposición pseudo-elíptica, provocando que estos depósitos de caída cubran grandes áreas. Hacia las partes más distales el espesor disminuye y hacia las partes más proximales el espesor aumenta. El volumen de estos

depósitos de caída se puede calcular en base a la cartografía de espesores (Houghton and Carey, 2015).

Según White and Houghton, (2006), los depósitos piroclásticos no consolidados se clasifican principalmente en base a su tamaño.

Tabla 2. Clasificación de depósitos volcánicos primarios no consolidados según su tamaño de grano.

Tamaño de grano		Depósitos volcánicos primarios
(phi)	(mm)	No consolidados
> 4	< 1/16	Ceniza extremadamente fina
3-4	1/16-1/8	Ceniza muy fina
2-3	1/8-1/4	Ceniza fina
1-2	1/4-1/2	Ceniza media
0-1	1/2-1	Ceniza gruesa
-1 a 0	1-2	Ceniza muy gruesa
-2 a -1	2-4	Lapilli fino
-4 a -2	4-16	Lapilli medio
-6 a -4	16-64	Lapilli grueso
< -6	> 64	Bloque/Bomba

Los piroclastos más grandes denominados bombas y bloques, siguen trayectorias balísticas, caen cerca del cráter y ruedan sobre los flancos del volcán, pudiendo provocar severos daños por impactos. Los piroclastos más pequeños como ceniza y lapilli son llevados a mayor altura por flotabilidad, a medida que la pluma se eleva, se enfría y pierde flotabilidad, lo que provoca el proceso de sedimentación, el viento dispersa la pluma produciendo una afectación de mayor alcance.

Los depósitos de caídas piroclásticas tienen mejor sorteo que las corrientes de densidad piroclásticas (CDP), debido al transporte por el viento. También suelen presentar estratificación o laminación interna, pero nunca estratificación cruzada a menos que hayan sido retrabajados (Cas y Wright, 1988).

2.5. Estilos Eruptivos asociados.

Existen diferentes estilos eruptivos asociados a volcanes ecuatorianos, los más estudiados son los estilos eruptivos del volcán Tungurahua. Sin embargo, para el volcán Chimborazo son pocos los estudios realizados, por lo cual se consideró los siguientes estilos eruptivos de acuerdo a los productos de erupciones explosivas encontrados: Erupciones Estrombolianas, Vulcanianas, Sub-Plinianas y Plinianas.

2.5.1. Erupciones Estrombolianas

Se caracteriza por explosiones pequeñas, discretas y de corta duración, son la manifestación superficial de la liberación repentina de cúmulos de gas presurizado. La rápida expansión de este gas fragmenta y expulsa los cúmulos de magmas adyacentes y cenizas, más restos líticos menores ocasionalmente presentes en el viento (Taddeucci et

al., 2015). En teoría, estas erupciones involucran magmas de baja viscosidad y bajo contenido de gases, los cuales ascienden por el conducto lentamente a pocos metros por segundo. Por tanto, existe la oportunidad para que las burbujas crezcan en diámetro (alcanzando algunos metros dependiendo del diámetro del conducto) y se muevan hacia la superficie a través del cuerpo magmático (Francis and Oppenheimer, 2004).

La fragmentación en ocasiones no es muy eficiente y produce poca cantidad de ceniza, aunque esto depende de la tasa de descarga magmática, viscosidad, etc. La mayoría de los piroclastos son depositados cerca del ventó y generalmente se forma un cono de escorias, lapilli, bloques y bombas (McPhie et al., 1993).

Los piroclastos eyectados típicamente alcanzan unos cientos de metros de altura si son gruesos (arriba de 1 m), si incluyen una fracción de partículas de tamaño de ceniza pueden alcanzar un poco menos que un kilómetro de altura. Estos piroclastos pueden alcanzar velocidades de eyección de 400 m/s, pero las más comunes son entre 50 y 10 m/s (Taddeucci et al., 2015). La masa emitida típicamente está en el orden de 10^3 - 10^4 kg por explosión (Gaudin et al., 2014).

Dentro de las erupciones Estrombolianas se encuentran las erupciones **Estrombolianas Violentas o paroxismos Estrombolianos**, las cuales definen un estilo de actividad caracterizada por la repetición rápida (de segundos a minutos) de explosiones intensas ricas en lapilli y cenizas, expulsando bloques líticos, bombas y produciendo CDP ocasionalmente, que forman columnas eruptivas de pocos km de altura, punzantes, durante horas o días. Presentan depósitos de grano grueso bien sorteados y localmente dispersos en relación a los otros depósitos piroclásticos, con transiciones a otros estilos, tanto temporal como espacialmente (Taddeucci et al., 2015).

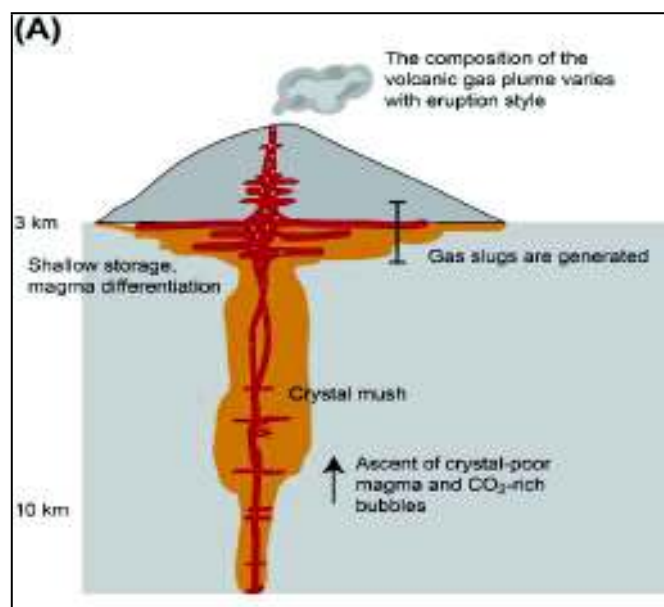


Figura 12. (A) Sección transversal estromboliana, deducida de estudios petrológicos y geoquímica de gas Tomado de (Taddeucci et al., 2015).

2.5.2. Erupciones Vulcanianas

Las erupciones vulcanianas son el resultado de la repentina descompresión de un conducto volcánico que contiene magmas de composición intermedia con burbujas altamente presurizados. La erupciones vulcanianas pueden tener amplias áreas de dispersión y grados de fragmentación, lo que las hace difíciles de clasificar a partir de las características de los depósitos. Esta erupción inicia cuando un tapón del conducto o domo es destruido debido a la alta presión en el magma subyacente (Clarke et al., 2015). Este tipo de erupciones se producen generalmente cuando el conducto se encuentra parcialmente obstruido, ya sea un tapón reológico, por la desgasificación del magma, porque sus paredes han colapsado o por material acumulado en el cráter de erupciones anteriores (Clarke et al., 2015). Esta lava se forma por la desgasificación del magma en el conducto (Diller et al., 2006), generando una zonificación de vesículas. Durante las erupciones vulcanianas, el material piroclástico es emitido a velocidades de cientos de metros por segundo, formando una columna eruptiva que asciende convectivamente sobre el cráter (Francis and Oppenheimer 1993) alcanzando altura de entre 5-10 km. Durante estas erupciones pueden ocurrir caídas de bloques balísticos y/o generación de flujos piroclásticos a partir de la columna eruptiva (Heiken and Wohletz, 1985; McPhie et al., 1993).

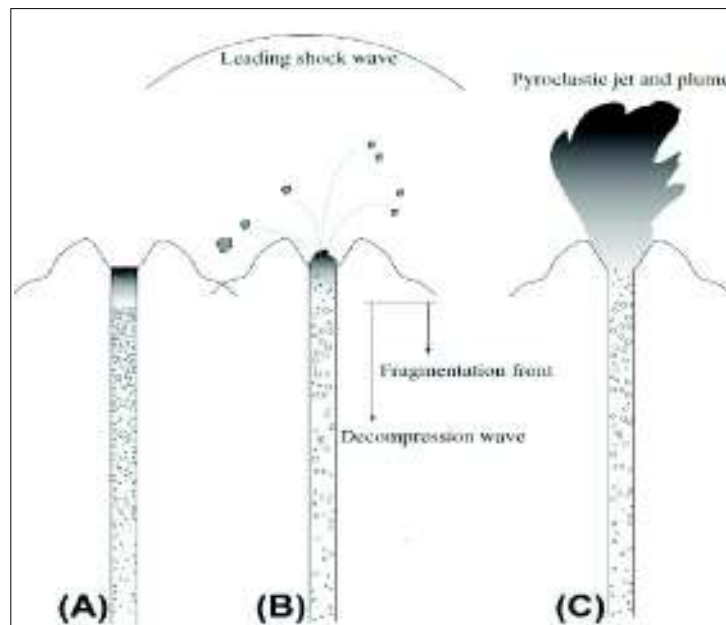


Figura 13. Erupción Vulcaniana. A.- Tapón denso obstaculizando la salida del magma; B.- Inicio de la erupción, tapón es destruido evidenciado por el lanzamiento de clastos balísticos; C.- Mezcla de magma fragmentado y gas en expansión a altas presiones.(Clarke et al., 2015).

2.5.3. Erupciones Sub-Plinianas-Plinianas

Las erupciones Sub-Plinianas y Plinianas comparten dinámicas eruptivas comunes con valores de Índice de Explosividad Volcánica (VEI, Volcanic Explosivity Index, por sus siglas en inglés) diferentes, entre 4 y 7 respectivamente.

Durante los pulsos Plinianos, una mezcla de gas y partículas rocosas sólidas se descarga desde un vento a altas velocidades (típicamente 150-600 m / s). Las variaciones en la descarga o en los parámetros que controlan la dinámica de la erupción (composición del magma, contenido volátil, ventilación y geometría del conducto) generalmente ocurren en una escala de tiempo más larga que la típica del resto de procesos que dominan el ascenso del magma, la fragmentación magmática y el desarrollo de la pluma. Esto da como resultado una columna eruptiva permanente y casi constante (Cioni et al., 2015).

El volumen de material expulsado oscila entre 0,1 y 10 km³, con tasas máximas de descarga entre 10⁶ – 10⁸ kg/s. Debido a las altas tasas de descarga, su duración va desde pocas horas hasta días.

Las erupciones Sub-Plinianas tienen menores valores de magnitud e intensidad con respecto a los eventos Plinianos. Generalmente consisten de eventos inestables caracterizados por fases de cortos periodos de oscilación con tiempos de quiebre que se pueden repetir varias veces sobre largos periodos (días a semanas).

Este dinamismo resulta en la formación de pulsos convectivos de relativamente corta duración, frecuentemente seguidos por la generación de pequeños volúmenes de corrientes de densidad piroclástica (CDP). Presentan una tasa de descarga de material entre 10⁶ – 10⁷ kg/s, los depósitos de caída se alternan entre capas finas y gruesas.

CAPÍTULO III

3. METODOLOGÍA

3.1. Reconocimiento de muestras

Las muestras analizadas corresponden a una secuencia eruptiva del volcán Chimborazo del Pleistoceno Tardío. Fueron tomadas a lo largo del corte Totorillas (Flanco SW UTM WGS84 (18) 0738182 / 9832096 / 4145m snm) a 7.5 km de distancia de la cumbre del volcán, en campañas realizadas por el IG-EPN (Benjamin Bernard) en conjunto con Kenneth Warren (Universidad de Wyoming, EE.UU.) y se las denominaron Totorillas de la “A” a la “J” (Figura 14).

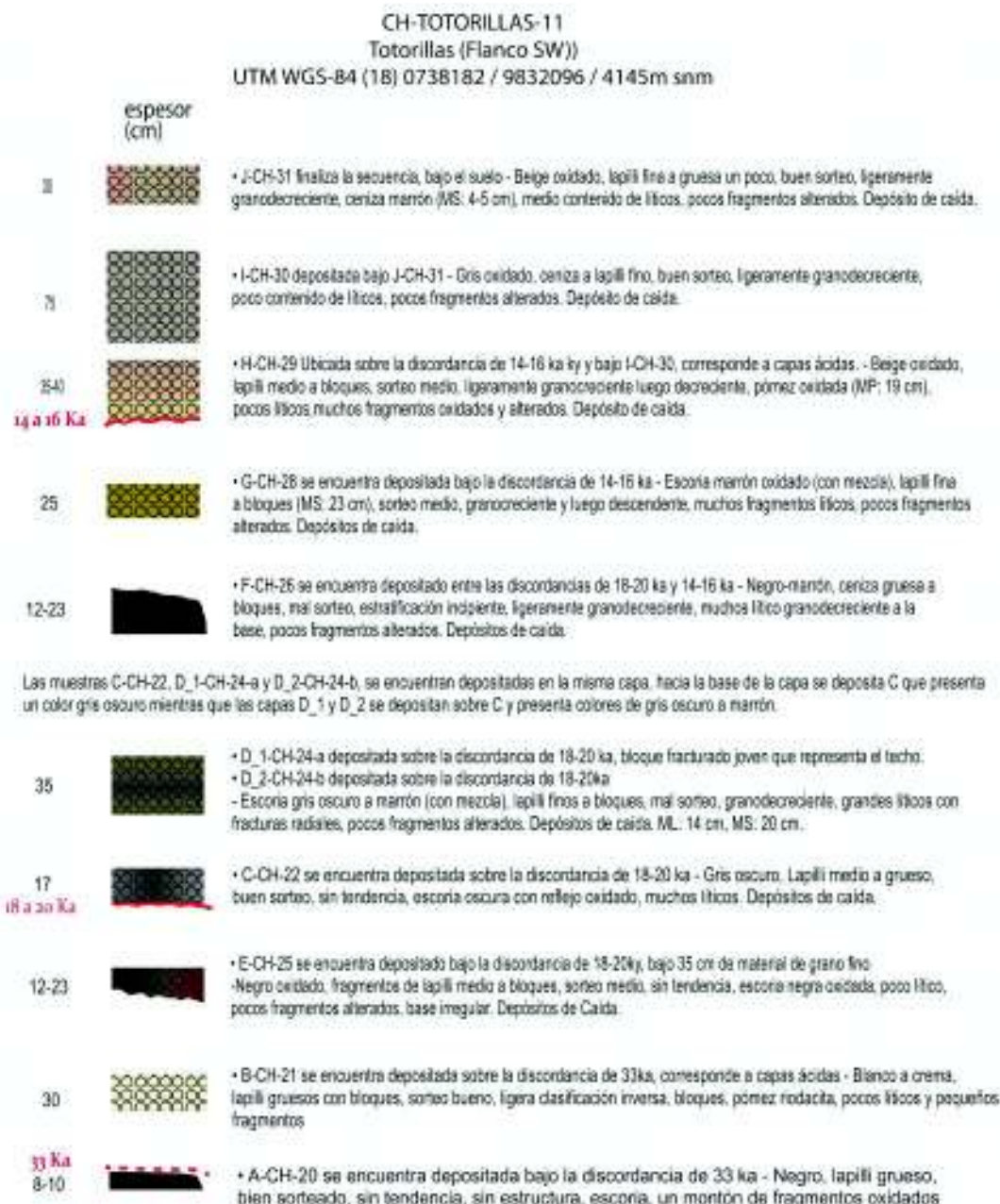


Figura 14. Sección estratigráfica del corte Totorillas. Se observa la presencia de 3 discordancias angulares, y la ubicación de las muestras en el corte Totorillas.

3.2. Granulometría de cenizas

Este ensayo permite separar las muestras en diferentes tamaños, de acuerdo al diámetro de los tamices utilizados, para determinar su porcentaje en peso. Este procedimiento fue realizado manualmente para evitar la modificación de las muestras por fracturamiento o fragmentación secundaria de las mismas debido a la fragilidad del material.

La granulometría provee información importante sobre los procesos de fragmentación. Por ejemplo, la distribución unimodal de una erupción Vulcaniana puede resultar de fragmentación por rápida descompresión de un tapón de lava (Morrisey and Mastin. 2001). Los parámetros gráficos de las curvas granulométricas pueden ser utilizados para caracterizar y atribuirle un origen al depósito (Wohletz et al., 1989).

3.2.1. Granulometría por tamizado manual

Este ensayo consiste en hacer pasar cada una de las muestras a través de tres columnas de tamices ordenadas de forma ascendente (la de mayor diámetro hacia el techo a la de menor diámetro a la base). La primera columna corresponde a los tamices de 45 mm a 5.6 mm, la segunda columna a los tamices de 4 mm a 0.50 mm y la tercera columna a los tamices de 0.355 mm a 0.063 mm, adicional a esto, se coloca al final de cada columna una bandeja que recoge todas las partículas de menor diámetro, para ser colocadas en la nueva columna. La medida de los tamices en mm, para facilidad de cálculos, será transformada mediante una progresión aritmética llamada escala phi (ϕ), la cual se define como el logaritmo negativo de base dos del diámetro del tamiz en milímetros, como se muestra en la ecuación 3.1 (Krumbein, 1936).

Los resultados obtenidos son representados en forma gráfica por medio de curvas acumulativas e histogramas, en el eje principal se representa el diámetro de las partículas en escala phi (ϕ) y en el eje secundario el porcentaje en peso.

$$\phi = -\log_2(\text{diámetro en mm})$$

Ecuación 1

3.2.1.1. Procedimiento de tamizado manual

- I. Las muestras son pesadas en una balanza de 10^{-2} g de precisión, tal cual son sacadas de las bolsas ziploc, luego secadas a 40°C durante aproximadamente 24h, controlando el peso cada cierto tiempo para verificar que la muestra está completamente seca. Este procedimiento se lo realiza a dicha temperatura para evitar que la muestra se vea afectada por fracturas térmicas.
- II. Se arman las columnas de tamices de acuerdo a la Tabla 3.

Tabla 3. Diámetro de abertura de los tamices usados en mm y en escala phi (ϕ).

Columna_1	Diámetro (mm)	Phi (ϕ)	Columna_2	Diámetro (mm)	Phi (ϕ)	Columna_3	Diámetro (mm)	Phi (ϕ)
	45	-5.5		4	-2.0		0.355	1.5
	31.5	-5.0		2.8	-1.5		0.25	2.0
	22.4	-4.5		2	-1.0		0.18	2.5
	16	-4.0		1.4	-0.5		0.125	3.0
	11.2	-3.5		1	0		0.09	3.5
	8	-3.0		0.71	0.5		0.063	4.0
	5.6	-2.5		0.5	1.0			

- III. Antes de agregar la muestra a la columna de tamices, se pesa cada uno de ellos vacío (Figura 15). Luego de agregar la muestra se procede al tamizado manual, la columna de tamices es colocada dentro de una funda de neopreno para minimizar la pérdida de muestra. El tamizado manual consiste en realizar movimientos aleatorios constantes de la columna de tamices y pequeñas sacudidas controlando la fuerza para evitar la fragmentación de las muestras.



Figura 15. Peso de uno de los tamices vacíos previo a la colocación de la muestra en su interior.

- IV. Se pesa el material retenido en conjunto con el tamiz (Figura 16), para calcular la cantidad de material de los diferentes diámetros, y se calcula el porcentaje en peso de cada fracción.



Figura 16. Peso del tamiz con el material retenido en él, luego de ser tamizado. La diferencia con el valor anterior (Figura 15) corresponde al peso de la muestra.

- V. Se ingresan los datos en el programa SFT (Sequential Fragmentation / Transport). En la parte izquierda el programa presenta una tabla con una columna que tiene la escala phi (ϕ) desde -10.0 a 15.0 phi (ϕ) en intervalos de 0.5 phi (ϕ) (Wohletz, 2013), y otra columna donde se coloca el wt.% obtenido para cada fracción (Figura 17). Para este estudio se consideró como el tamiz de medida más fina al de 4.0 phi ($63 \mu\text{m}$), ya que de acuerdo a la clasificación de (White and Houghton, 2006) para depósitos volcánicos primarios no consolidados, las fracciones superiores a 4.0 phi representan ceniza extremadamente fina que para nuestro estudio no representan una fracción significativa (<3 wt.% en general).

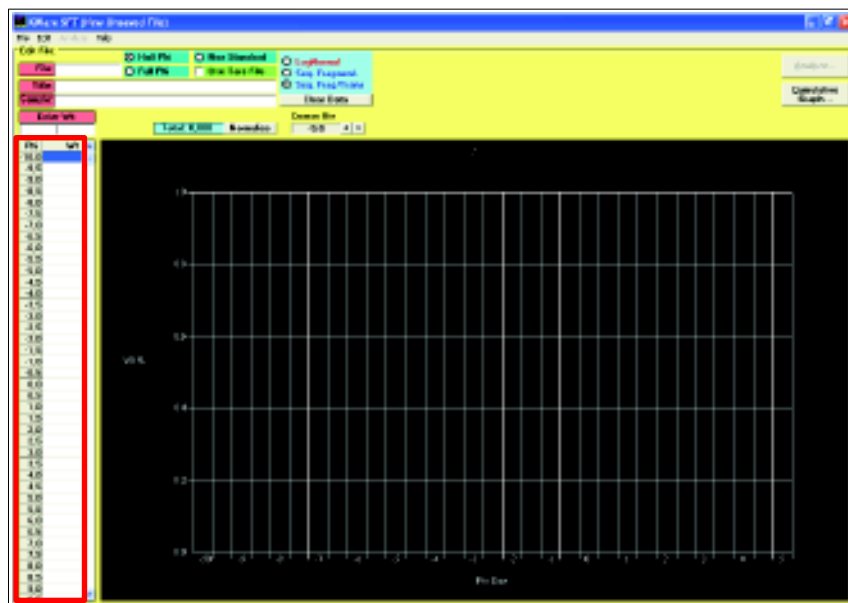


Figura 17. Ventana lista para ingresar datos.

- VI. Se normaliza los datos (Figura 18), para mantener una población cerrada y evitar la dispersión de los datos.

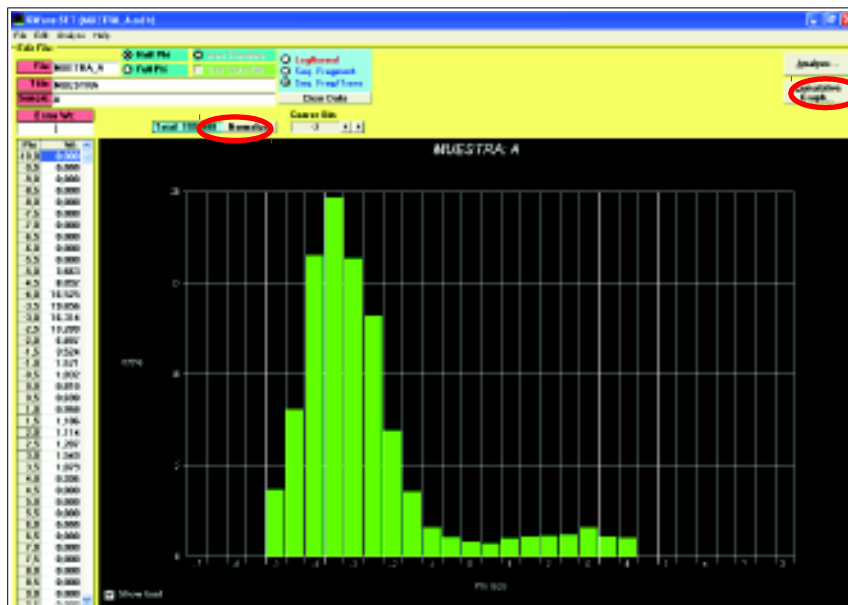


Figura 18. Ventana del programa con los datos listos para ser normalizados.

- VII. La función "Analyze", del software abre una nueva ventana, en la cual se presentan los resultados gráficos obtenidos del procesamiento de los datos granulométricos. Se puede realizar una deconvolución gaussiana de los datos, con el fin de obtener las estadísticas de las subpoblaciones (o modos) (Figura 19).



Figura 19. Ventana de análisis de los datos, en donde se grafica la curva de granulometría, la línea blanca representa la distribución de los datos y las líneas morada y turquesa representan la deconvolución realizada por el software.

- VIII. La función "Log Normal Statistics", despliega una nueva ventana, con los parámetros gráficos estadísticos de (Inman, 1952) y los parámetros gráficos estadísticos de (Folk and Ward, 1957) (Figura 20).

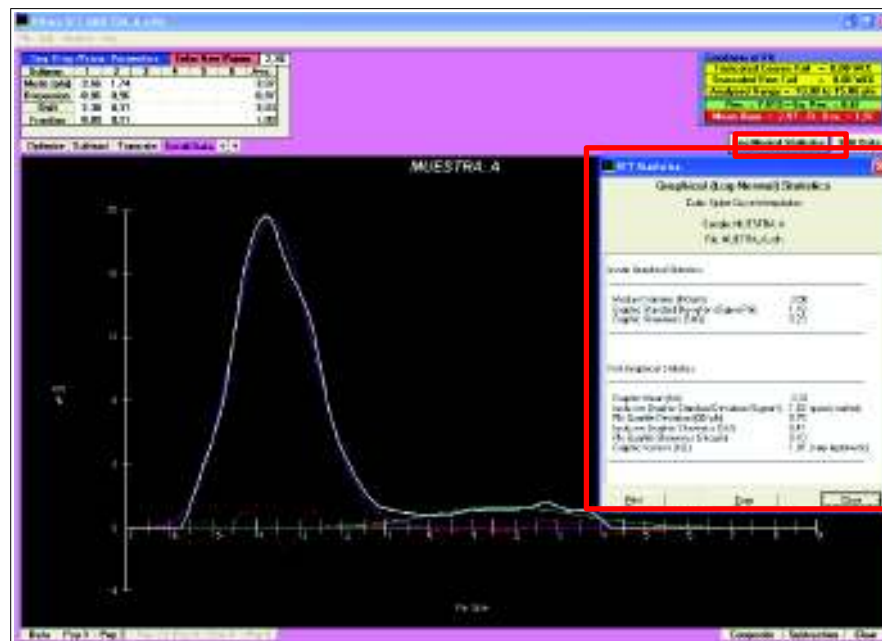


Figura 20. Visualización de los parámetros estadísticos generados por el programa

3.2.2. Parámetros estadísticos gráficos de Inman y Folk & Ward

Los valores granulométricos son analizados estadísticamente por medio de las formulas planteadas por Inman, (1952): mediana (Md-phi), desviación estándar gráfica (Sigma phi), coeficiente de asimetría gráfica (SkG) y por Folk & Ward, (1957): media (Mz), desviación estándar gráfica inclusiva (Sigma-I), coeficiente de asimetría gráfica inclusiva (SkI) y coeficiente gráfico de Curtosis (KG).

Los parámetros estadísticos propuestos por Inman, (1952) se calculan a partir de cinco percentiles obtenidos de la curva Tamaño (phi) vs Frecuencia acumulada (wt.%), los cuales son validos para curvas casi normales (unimodales), pero no refleja exactamente el tamaño medio en caso de curvas bimodales y fuertemente sesgadas; Por lo tanto Folk and Ward, (1957), reformulan los parámetros estadísticos para curvas bimodales.

A continuación se presenta un resumen de los parámetros gráficos que considerados en el presente estudio, tomado de Gorgas et al., (2011).

Media: Es el valor equivalente a la suma de todos los datos dividido para el número de datos.

$$Mz = \frac{\varphi 16 + \varphi 50 + \varphi 84}{3}$$

Ecuación 2

Mediana: Es el valor que divide en partes iguales los datos.

$$Md = \varphi 50$$

Ecuación 3

Desviación estándar

La desviación estándar nos indica la dispersión de los datos. Es equivalente al sorteo de los granos, dependerá de que tan buen sorteo presenten las muestras.

$$\text{Desviación Estándar } (\sigma_{\phi}) = \frac{\varphi 84 - \varphi 16}{2}$$

Ecuación 4

$$\text{Desviación Estándar Inclusiva } (\sigma I) = \frac{\varphi 84 - \varphi 16}{4} + \frac{\varphi 95 - \varphi 5}{6.6}$$

Ecuación 5

Coefficiente de asimetría

Está relacionado con las medidas centrales como la media, mediana y moda. Se dice que una curva es simétrica cuando los valores de las medidas de ambos extremos de la curva tienen las mismas frecuencias desde el valor central. En el caso que una de las medidas centrales cambie respecto a la media aritmética la curva puede ser asimétrica.

$$\text{Indice de asimetria } (SkI) = \frac{\varphi 84 + \varphi 16 - 2\varphi 50}{2(\varphi 84 - \varphi 16)} + \frac{\varphi 95 + \varphi 5 - 2\varphi 50}{2(\varphi 95 - \varphi 5)}$$

Ecuación 6

Coefficiente de Curtosis

Indica cómo está el agrupamiento de los datos entorno al valor central. Se pueden distribuir de forma que se tenga un gran apuntamiento alrededor del valor central, en cuyo caso se tiene una distribución **leptocúrtica**, o en el extremo contrario el histograma puede ser muy aplanado, lo que corresponde a una distribución **platicúrtica**. En el caso intermedio, es **mesocúrtica** y el agrupamiento corresponderá al de una distribución llamada **normal**, o en forma de campana de Gauss (Gorgas et al., 2011) (Figura 21).

$$Curtosis(KG) = \frac{(\psi_{95} - \psi_{5})}{2.44(\psi_{75} - \psi_{25})}$$

Ecuación 7

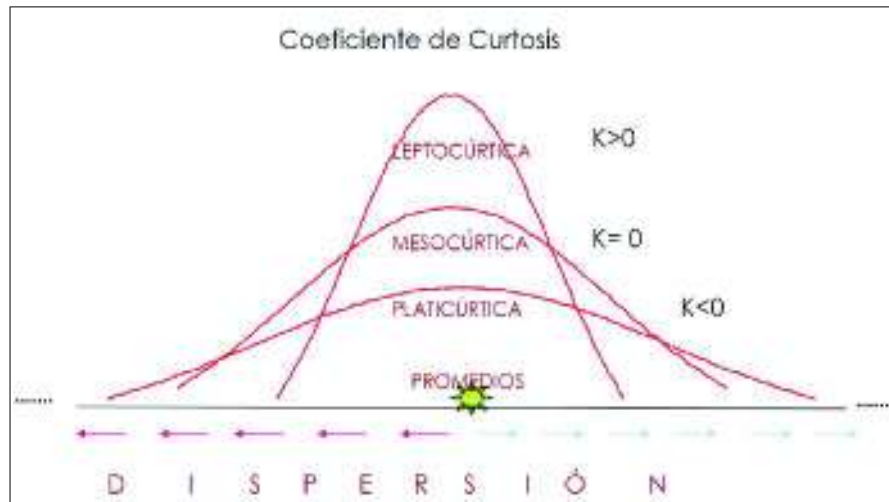


Figura 21. Distribuciones del coeficiente de Curtosis, tomado de Castañeda, (2015).

De esta manera las muestras se pueden clasificar de acuerdo con la siguiente tabla:

Tabla 4. Valores de desviación estándar modificado de Cas and Wright, (1987), y asimetría y curtosis para los depósitos piroclásticos modificado de Blott and Pye, (2001).

Desviación estándar	
<0.35-0.99	Muy buen sorteo
1.00-1.99	Buen Sorteo
2-3.99	Pobrememente sorteado
>4	Sorteo extremadamente pobre
Curtosis	
<0.67	Muy platicúrtica
0.67 a 0.90	Platicúrtica
0.90 a 1.11	Mesocúrtica
1.11 a 1.50	Leptocúrtica
1.50 a 3	Muy leptocúrtica
> 3	Extremadamente leptocúrtica
Asimetría	
-1 a -0.3	Muy negativa
-0.3 a -0.1	Negativa
-0.1 a 0.1	Casi simétrica
0.1 a 0.3	Positiva
0.3 a 1	Muy positiva

3.3. Análisis de Componentes

Para el análisis de componentes, se usó las muestras tamizadas, seleccionando únicamente las de mayor tamaño que comprendan entre un 50–55% del total la muestra, considerando un diámetro entre 2 y 45 mm. Los piroclastos fueron clasificados de forma macro y micro como se detalla en la siguiente Tabla 5.

Tabla 5. Clasificación de piroclastos en base a la presencia de material juvenil y no juvenil.

Macro	Micro
Material Juvenil	Escoria
	Pómez
Material No Juvenil	Lítico
	Oxidado

3.3.1. Material Juvenil

El material juvenil se forma directamente de la fragmentación de magma emitido en una erupción, estos incluyen bombas y fragmentos que indiquen magma nuevo solidificado, tales como escorias y pómez (Murcia et al., 2011).

3.3.1.1. Escorias

Son piroclastos con un alto porcentaje de vesículas de milimétricas a centimétricas, son bastante frágiles con presencia de vidrio volcánico y un alto contenido de Fe y Mg (básicas). Para este estudio se clasificó las escorias en, (1) color chocolate, las cuales representan a un polo magmático máfico (Figura 22-A), (2) color gris claro, las cuales representan a un segundo polo magmático intermedio (Figura 22-B) y fueron definidas de esta manera ya que algunos piroclastos presentan mezcla de magmas.

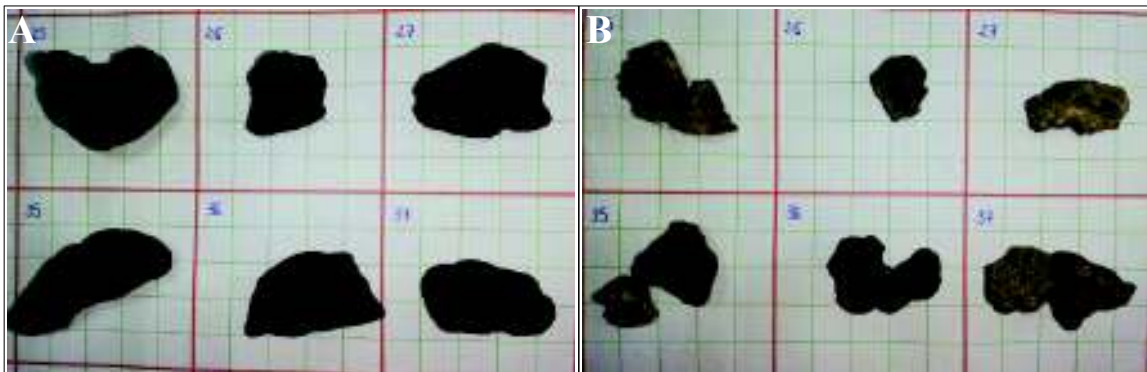


Figura 22. Material escoriáceo donde se identifican dos polos. A) Escoria color chocolate de composición básica, y B) Escoria de color gris de composición intermedia .

3.3.1.2. Pómez

Son piroclastos con un alto porcentaje de vesículas milimétricas a centimétricas y muy baja densidad, son bastante frágiles con presencia de vidrio volcánico, en general su composición varía entre dacita a riolita (ácidas). Las muestras fueron clasificadas en pómez gris (Figura 23 A) y pómez clara (Figura 23 B), la cual es afectada por la presencia de ácido húmico al estar en contacto con el medio ambiente.

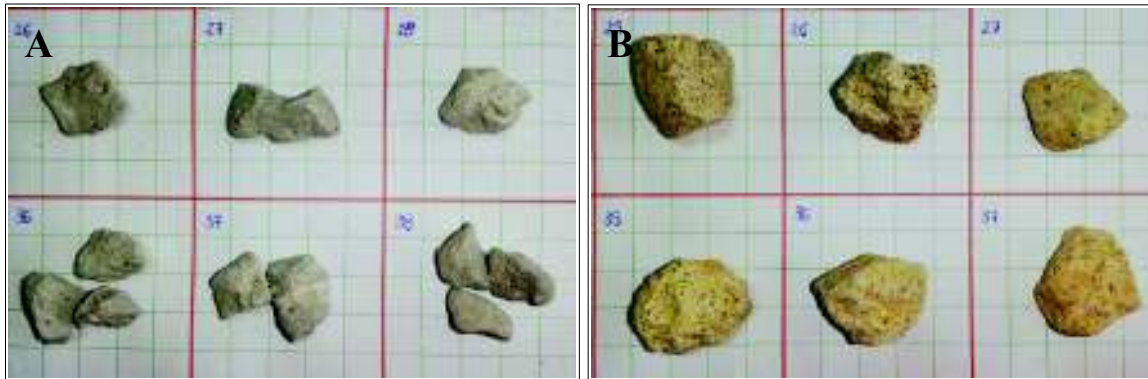


Figura 23. Material pumácea A) Pómez color gris, y B) Pómez de clara con patinas de oxidado por ácido húmico.

3.3.2. Material No-Juvenil

Son conocidos como “piroclastos líticos accesorios” que corresponden a fragmentos de la roca caja, desprendidos e incorporados de las paredes del conductos y del viento del volcán durante una erupción (Bernard et al., 2014).

3.3.2.1. Líticos

Son los fragmentos que tienen su origen en rocas que formaban parte del conducto o del cráter formados en erupciones pasadas después de un proceso de desgasificación en el conducto (Cas and Wright, 1987).

Generalmente son fragmentos densos, no vesiculados, de color negro con matriz vítrea, y en el caso de las muestras de Totorillas presentan alto contenido de plagioclasa y son bastante compactas (Figura 24). Pueden corresponder a rocas restos de un tapón (plug) o desde cualquier parte del conducto volcánico.

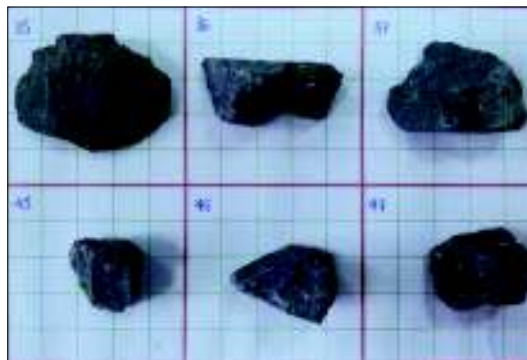


Figura 24. Líticos con alto contenido de plagioclasa.

3.3.2.2. Oxidados

El material oxidado presenta un color rojizo característico distinto al de las escorias y pómez oxidadas, ya que estos productos han sido oxidados desde el conducto y no en superficie, además presentan mayor densidad que una escoria.



Figura 25. Material oxidado.

3.4. Ensayos de volumen, densidad y porosidad

La porosidad y densidad de los piroclastos son usadas para reconstruir el dinamismo eruptivo del cual han sido procedentes los depósitos piroclásticos y hacer modelamientos numéricos. La porosidad del material influye en las propiedades del magma y así los procesos volcánicos que determinan el estilo eruptivo (Mueller, et al., 2011).

En este estudio se usó el método de saturación de agua, ya que no es destructivo y permite seguir trabajando en el futuro con las mismas muestras. Adicionalmente, es adecuado para las muestras que se utilizó ya que no presentan alta permeabilidad.

Se usó el principio de Arquímedes para calcular el volumen de la muestra y el método del picnómetro para el cálculo de las densidades DRE (Dense Rock Equivalent, Equivalente de roca densa). Se tomaron 60 piroclastos desde los de mayor diámetro, estos comprendían entre 45 y 11.2 mm.

3.4.1. Procedimiento del método por saturación de agua

- I. Se dibuja una grilla de 10x6 cuadros sobre un papel tamaño A3, cada cuadro numerado, y colocar los piroclastos en un cuadro (Figura 26), con el fin de tomar una foto y evitar confusiones durante el proceso.

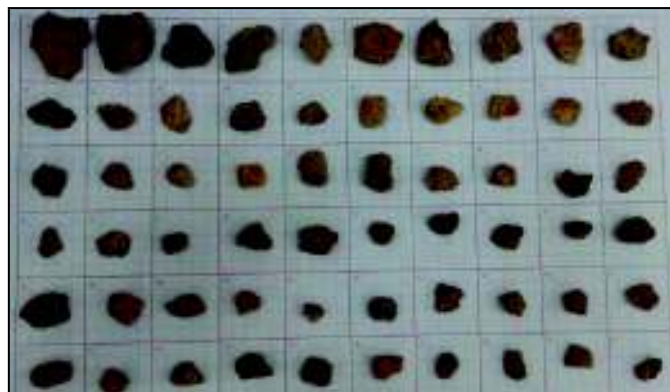


Figura 26. Malla numerada para evitar confusiones a futuros con los piroclastos.

- II. Pesar en la balanza de precisión cada uno de los piroclastos (Figura 26 A) y medir su longitud, ancho, y espesor (Figura 27 B, C, D). Estas mediciones se consideran para valorar la morfología de los piroclastos.

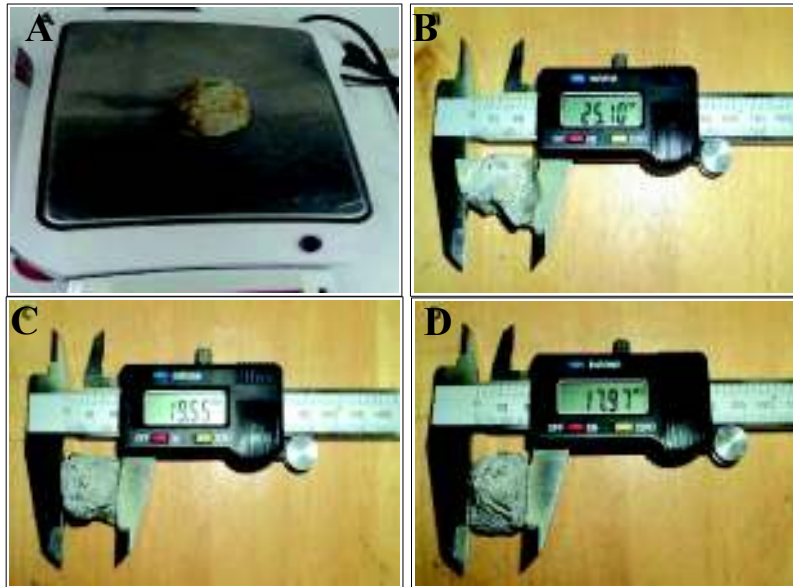


Figura 27. A) Peso de la muestra, medidas de B) longitud, C) espesor, y D) ancho.

- III. Preparar 60 recipientes (tapas de botellas de agua) debidamente indexados y con una rodela de acero para evitar que floten en el agua (Figura 28 A), y colocar cada una de las muestras en ellos y ubicarlos dentro de la cámara de vacío (Figura 28 B, C).

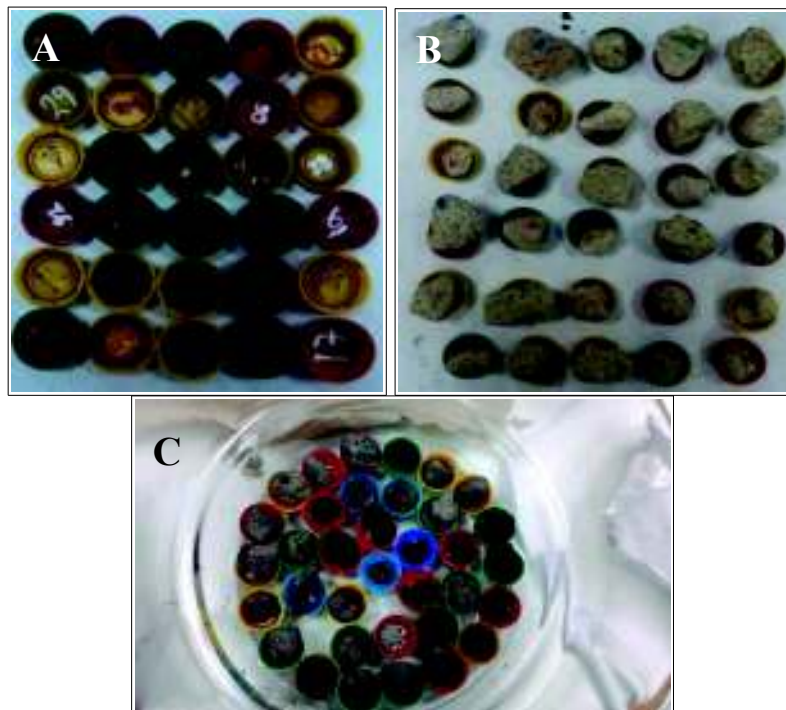


Figura 28. Muestras colocadas en su recipiente dentro de la cámara de vacío.

- IV. Colocar agua dentro de la cámara de vacío hasta un nivel que supere por unos 3cm a los piroclastos.
- V. Cerrar la cámara, y proceder a conectar la bomba de vacío por medio de una válvula la cual debe estar abierta para permitir la salida del aire de la cámara. Este proceso se dejará durante 1h30m a 2h.

- VI. Apagar la bomba de vacío y abrir la cámara, tomar los pesos de cada uno de los piroclastos para determinar el volumen de agua desplazada (mediante la aplicación del método de Arquímedes), secando la película de agua formada en la superficie del piroclasto (agua higroscópica) con una toalla de papel de forma rápida y poniéndolos en una canasta pequeña, la cual se sumerge en un volumen de agua (pesada previamente) sin tocar las paredes del recipiente (Figura 29).
- VII. Colocar nuevamente la muestra a que se sature de agua y tomar los pesos de cada uno de los piroclastos directamente sobre la balanza para determinar el peso de agua en los poros y así poder calcular la porosidad abierta, secando la película de agua formada en la superficie del piroclasto (agua higroscópica) con una toalla de papel de forma rápida.

3.4.2. Procedimiento del método del Principio de Arquímedes.

Este método permite calcular el volumen de agua desplazada, que será equivalente al volumen del piroclasto.

- I. Se monta un trípode con una canasta de 10 cm de diámetro colgando de este, la cual será sumergida en un recipiente con agua cuidando que no toque las paredes, y se coloca sobre una balanza.(Figura 29).

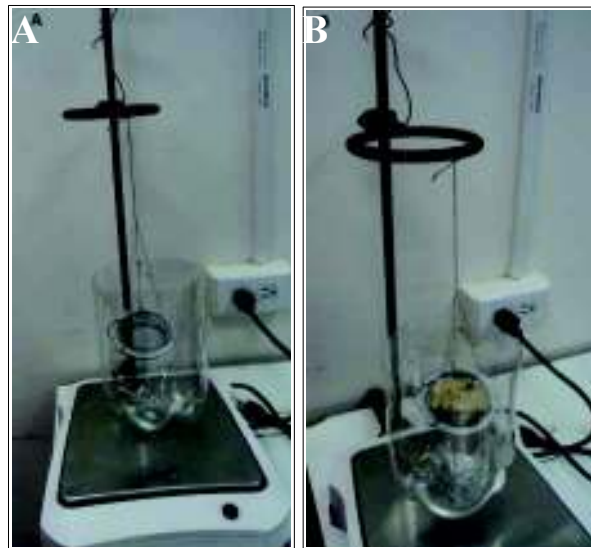


Figura 29. A) Se monta el trípode y se encera la balanza, y B) Peso del volumen de agua desplazado por el piroclasto.

- II. Se toma la muestra y se retira el agua higroscópica rápidamente, y se procede a colocarla en la canasta para medir el peso de agua desplazada por el piroclasto como en la Figura 29-B.

3.4.3. Procedimiento del método del picnómetro

Este método permite calcular el DRE y la densidad del agua con la que vamos a realizar el ensayo, ya que puede variar por factores externos como el contenido de químicos o

factores ambientales como la T° y P. Para este ensayo se usó dos piroclastos de aproximadamente 25 g c/u, y una muestra de agua de 200 ml, para cada capa.

- I. Cada muestra se reduce a un tamaño <math><10 \mu\text{m}</math>, en dos procedimientos: (1) procedimiento manual en el cual se usa una molienda de acero y se lo muele hasta llegar a un tamaño aproximado de 0.5 mm, (2) procedimiento con una molienda electrónica, en la cual se pone todo el material molido manualmente y se deja durante 10 min.
- II. Se pesan en la balanza electrónica los 3 picnómetros vacíos (tapón + envase) individualmente.
- III. Dos picnómetros se llenan con la muestra molida y uno se llena con agua y se pesan nuevamente.
- IV. Se llena con agua los picnómetros que contienen la muestra molida, se colocan en la cámara de vacío en conjunto con el picnómetro que contiene el agua (sin colocar el tapón) y un envase adicional con agua (nos ayudara a completar los picnómetros) y se procede a sacar el aire contenido en los picnómetros y el envase con agua con la ayuda de una bomba de vacío.
- V. Completar los picnómetros de agua y colocar el tapón, observando que quede lleno hasta el tope del tapón, si es necesario colocar más agua.
- VI. Pesarse el picnómetro con el tapón.

3.4.4. Cálculos de volumen, densidad y porosidad

Para los cálculos se tomó como ejemplo únicamente los 15 primeros piroclastos de la muestra Totorillas E detallados en la Tabla 6.

Tabla 6. Datos obtenidos del ensayo de saturación de agua, para los cálculos de volumen, densidad y porosidad. Py (piroclasto), W (agua).

TOTORILLAS E				
N°	Muestra	W Py (g)	W (Py+Agua) (g)	W agua desplazada (g)
1	Escoria gris	25	42.98	40.19
2	Escoria gris	6.39	9.92	10.87
3	Escoria gris	10.11	16.65	13.43
4	Escoria gris	3.36	6.92	6.85
5	Escoria gris	6.68	13.78	12.26
6	Escoria gris	5.65	11.05	10.56
7	Escoria gris	9.4	19.96	16.76
8	Escoria gris	8.45	14.3	15.02
9	Escoria gris	7.82	12.16	12.16
10	Escoria gris	9.37	17.14	14.27
11	Escoria gris	7.64	12.85	10.17
12	Escoria gris	3.95	6.24	5.59
13	Escoria gris	4.34	7.61	7.86
14	Escoria gris	10.95	14.17	12.1
15	Escoria gris	4.28	7.43	8.13

La densidad y porosidad del piroclasto (Py) son comúnmente usadas para reconstruir la dinámica eruptiva (Bernard et al., 2015).

Ecuación utilizada para el cálculo de la densidad del piroclasto (ρ_{Py}).

$$\rho_{Py} = \frac{W_{Py}}{V_{py}}$$

Ecuación 8

La masa del piroclasto (W_{Py}) se determina mediante el uso de una balanza de precisión, el volumen del piroclasto (V_{Py}) al ser irregular debe ser determinado mediante el método de Arquímedes.

Ecuaciones utilizadas para el cálculo del volumen del piroclasto (V_{Py}).

$$V_{Py} = \frac{W_{agua\ desplazada}}{\rho_{del\ agua}}$$

Ecuación 9

Con la solución de esta ecuación ya tendríamos todos los datos necesarios para la determinación de la densidad.

Ecuación utilizada para el cálculo del volumen de poros del piroclasto, después de retirar el agua higroscópica.

$$V_{agua} = \frac{W_{agua}}{\rho_{agua}}$$

Ecuación 10

Ecuación utilizada para el cálculo de la Porosidad Total del piroclasto.

$$\Phi_{Total} = \left(1 - \frac{\rho}{\rho_{DRE}}\right) \times 100$$

Ecuación 11

Donde ρ_{DRE} (Dense Rock Equivalent) es calculado por:

$$DRE = \frac{W_{rx}(\text{masa de la roca})}{V_{Rrx}(\text{Volumen de la roca})}$$

Ecuación 12

- Masa del picnómetro con el tapón (W_1).
- Masa del picnómetro lleno de agua con el tapón (W_2).
- Masa del picnómetro con el material molido en su interior junto al tapón (W_3).
- Masa del picnómetro con el material molido + agua y el tapón, luego de haber sido sometido al vacío (W_4).

$$\text{Masa de la roca: } W_{rx} = (W_3 - W_1)$$

Ecuación 13

$$\text{Volumen de la roca: } V_{rx} = \frac{V_{\text{picnometro}} (W_4 - W_3)}{\rho_{\text{Agua}}}$$

Ecuación 14

$$\text{Densidad del agua: } \rho = \frac{(W_2 - W_1)}{V_{\text{picnómetro}}}$$

Ecuación 15

Ecuación utilizada para el cálculo de la Porosidad Conectada del piroclasto.

$$\Phi_{\text{Conectada}} = \frac{V_{\text{total de poros}}}{V_{\text{total}}} \times 100$$

Ecuación 16

Donde:

$$V_{\text{total}} = (V_{\text{py}} + V_{\text{poros}}) = V_{\text{agua desplazada}}$$

Ecuación 17

Ecuación utilizada para el cálculo de la Porosidad Aislada del piroclasto.

$$\Phi_{\text{Aislada}} = |\Phi_{\text{Total}} - \Phi_{\text{Conectada}}|$$

Ecuación 18

Tabla 7. Cálculos de volumen, densidad y porosidad.

V Poros conectados	V agua desplazado	ρ_{Py}	$\phi_{\text{Conectada}}$	ρ_{DRE}	ϕ_{Total}	ϕ_{Aislada}
(cm ³)	(cm ³)	(g/cm ³)	(% del volumen del piroclasto)	(g/cm ³)	(Método de Mueller) (%)	(% del volumen del piroclasto)
18.01	40.25	0.62	0.45	2.72	0.77	0.32
3.54	10.89	0.59	0.33	2.72	0.78	0.46
6.55	13.45	0.75	0.49	2.72	0.72	0.24
3.57	6.86	0.49	0.52	2.72	0.82	0.30
7.11	12.28	0.54	0.58	2.72	0.80	0.22
5.41	10.578	0.53	0.51	2.72	0.80	0.29
10.58	16.79	0.56	0.63	2.72	0.79	0.16
5.86	15.04	0.56	0.39	2.72	0.79	0.40
4.35	12.18	0.64	0.36	2.72	0.76	0.41
7.78	14.29	0.66	0.55	2.72	0.76	0.21
5.22	10.19	0.75	0.51	2.72	0.72	0.21
2.29	5.60	0.71	0.41	2.72	0.74	0.33
3.28	7.87	0.55	0.42	2.72	0.80	0.38
3.23	12.12	0.90	0.27	2.72	0.67	0.40
3.16	8.14	0.53	0.39	2.72	0.81	0.42

3.5. Ensayo de geoquímica, mineralogía, y petrografía

Estos ensayos fueron realizados en cooperaciones. Para el ensayo de geoquímica fue auspiciado por el Dr. Kenneth Sims (Universidad de Wyoming, EE.UU.), y para el ensayo de mineralogía y petrografía se contó con el apoyo del INIGEMM, el cual realizó las láminas delgadas.

3.5.1. Geoquímica

Permite determinar la composición química de los magmas de cada una de las fases eruptivas involucradas en el corte de Totorillas del volcán Chimborazo y posibles diferencias o patrones entre las muestras.

Los análisis geoquímico se realizaron para elementos mayores por medio de fluorescencia de rayos X (FRX) y para los elementos traza por ICP-MS.

FRX.- Es versátil ya que permite analizar más de 80 elementos sobre una amplia gama de sensibilidades, detectando concentraciones desde el 100% hasta unas pocas ppm. Es un método rápido y un gran número de análisis precisos pueden ser hechos en un lapso relativamente corto de tiempo (Hugh, 1993).

Para las muestras Totorillas D, G y H, se realizó este análisis también en el DEMEX-EPN El análisis químico de las muestras se determinó en el equipo de Fluorescencia de rayos X S8 Tiger, con el programa Spectra Pluss. Estos valores corresponden al análisis realizado sobre pastillas prensadas.

ICP-MS.- Cada vez es más aceptado como una herramienta para el análisis de elementos traza y análisis isotópico, como resultado de los límites de detección muy bajos y la buena precisión y exactitud. Puede ser usado para analizar un rango amplio de elementos traza en una solución simple, usando una muestra pequeña (Hugh, 1993).

3.5.2. Mineralogía y Petrografía

El análisis de laminas delgadas permitió determinar la paracentesis mineral de cada muestra, permitiendo diferenciar los procesos de evolución magmática sufrida durante el ascenso a la superficie. Además se realizó el análisis macroscópico de las muestras de mano, para realizar una clasificación petrográfica.

Se realizó 12 láminas delgadas, se escogió dos piroclastos representativos de cada muestra. Posteriormente estas láminas fueron analizadas en un microscopio marca ZEISS modelo AXIO scope A1 del laboratorio de vulcanología del Instituto Geofísico.

CAPÍTULO IV

4. RESULTADOS

Los resultados obtenidos durante el estudio se presentaran de acuerdo a la posición en que se encuentran depositadas las capas en el corte, desde la más joven (ubicada hacia el techo) hacia la más antigua (ubicada a la base) de la siguiente manera Totorillas J, I, H, G, F, D, C, E, B, A, tomando como referencia las tres discordancias a lo largo del corte (Figura 14).

4.1. Granulometría

Gran parte de las muestras recolectadas presentan una distribución granulométrica unimodal (Error: no se encontró el origen de la referencia), es decir, se identificó una sola moda a lo largo de los tamaños de grano, excepto en la muestra Totorillas F la cual presenta dos modas a diferentes tamaños de grano (Figura 19).

En la Error: no se encontró el origen de la referencia se resumen los parámetros gráficos obtenidos, donde se observa que las modas de los piroclastos fluctúan entre -4.03 (phi) y -1.30 (phi), y para la muestra Totorillas F la moda de material más fino está alrededor de 0.05 (phi).

En cuanto a la media (Mz), los valores se encuentran entre lapilli medio (-3.60 phi) y lapilli fino (-1.23 phi) y en la mediana (Md) los valores se encuentran entre -3.85 y -1.25 phi. La muestra Totorillas H presenta los valores más altos (grano grueso) de media y mediana (-3.60 y -3.85 phi), ya que su distribución granulométrica tiende más a granos gruesos y en la muestra Totorillas I se encuentran los valores más bajos (-1.23 y -1.25), debido a su distribución granulométrica, ya que tienden hacia granos finos.

Tabla 8. Resumen del análisis estadístico para granulometría del software SFT.

Muestra	Media (Mz) (phi)	Mediana (Md-Phi) (phi)	Moda (phi)	Desviación Estándar (Sigma-I)		Asimetría (SKI)		Curtosis (KG)	
J	-2.42	-2.55	-2.65	1.22	Bien sorteado	0.19	Positiva	0.95	Mesocúrtica
I	-1.23	-1.25	-1.30	1.59	Bien sorteado	0.03	Casi simétrica	0.86	Platicúrtica
H	-3.60	-3.85	-4.03	1.59	Bien sorteado	0.42	Muy positiva	1.56	Muy leptocúrtica
G	-2.57	-2.90	-3.06	1.79	Bien sorteado	0.31	Muy positiva	0.98	Mesocúrtica
F	-1.45	-1.35	-3.27/ 0.05	1.99	Bien sorteado	-0.05	Casi simétrica	0.72	Platicúrtica
D	-2.90	-3.10	-3.26	1.35	Bien sorteado	0.32	Muy positiva	1.31	Leptocúrtica
C	-2.33	-2.60	-2.73	1.57	Bien sorteado	0.27	Positiva	0.96	Mesocúrtica
E	-2.40	-3.10	-3.66	2.22	Pobremente sorteado	0.51	Muy positiva	1.04	Mesocúrtica
B	-2.67	-2.75	-2.88	1.36	Bien sorteado	0.14	Positiva	0.96	Mesocúrtica
A	-3.32	-3.50	-3.65	1.63	Bien sorteado	0.41	Muy positiva	1.87	Muy leptocúrtica

Los valores de asimetría están entre -0.01 y 0.51, la mayoría de muestras son asimétricamente positivas y muy asimétricamente positivas debido a la presencia de una

cola hacia el material fino (por su excedencia sobre el material grueso), mientras que las muestras Totorillas F y Totorillas I son casi simétricas debido a su distribución granulométrica (igual contenido de material fino y grueso), prácticamente formando una campana de Gauss (Figura 30).

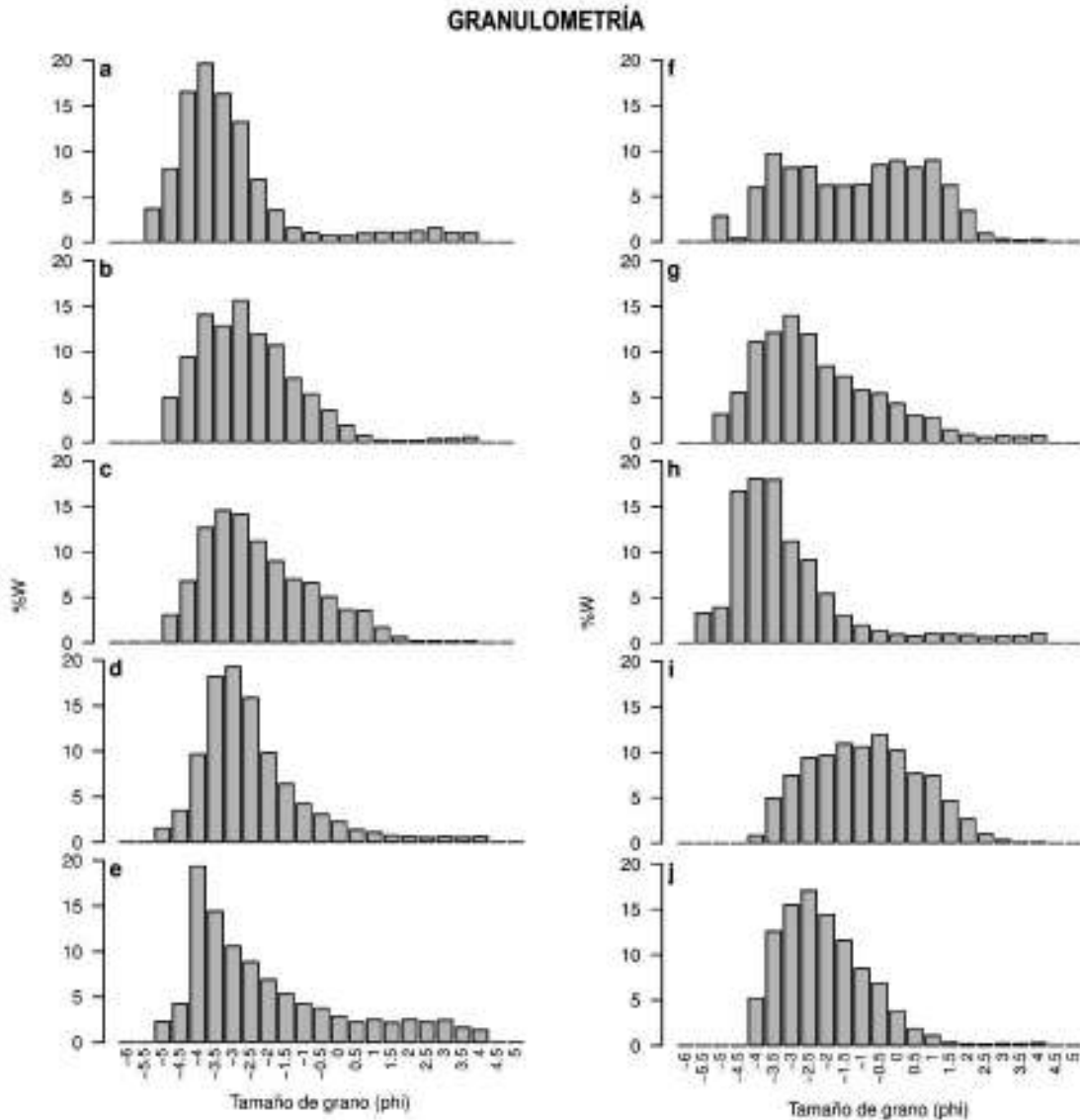


Figura 30. Distribución granulométrica de las muestras del Corte Totorillas.

Las muestras presentan un buen sorteo (desviación estándar esta entre 1.22 y 1.99), excepto la muestra Totorillas E que es pobremente sorteada (2.22). El coeficiente de Curtosis tiene variaciones entre 0.86 y 1.87, las muestras Totorillas F e I presentan una distribución Platicúrtica, las muestras Totorillas A, E, C, G y J presentan una distribución Mesocúrtica, mientras que las muestras Totorillas A; D y H se presentan distribución de Leptocúrtica a Muy leptocúrtica.

4.2. Componentes

Los resultados ponderados del porcentaje de componentes para cada muestra se resumen en la siguiente tabla:

Tabla 9. Porcentaje ponderado de componentes (wt.%) de las muestras del corte de Totorillas.

Muestra	Material Juvenil		Material No Juvenil	
	Escoria Chocolate/*Pómez Clara(%)	Escoria gris/*Pómez gris(%)	Líticos(%)	Óxidos(%)
J	89	-	10	
I	83	13	3	1
H	90	-	10	
G	91	-	9	-
F	74	15	10	1
D	68	13	17	2
C	90	3	1	6
E	68	19	8	5
B	85	8	3	4
A	75	13	2	10

El material juvenil (escoria chocolate + escoria gris) comprende ~90 wt. % en promedio, y es el más abundante en todas las muestras. Dentro del material juvenil las escorias chocolates representan en promedio 81 wt. %, y las escorias grises el 8 wt. %. También en las muestras Totorillas B y Totorillas H de composición dacítica (Pómez), los fragmentos juveniles representan en promedio el 87.5 wt. %. En todas las muestras el material juvenil no-vesiculado (líticos) tiene un promedio de 7 wt. % y el material no-juvenil (oxidados) un promedio de 4 wt. % (Figura 31).

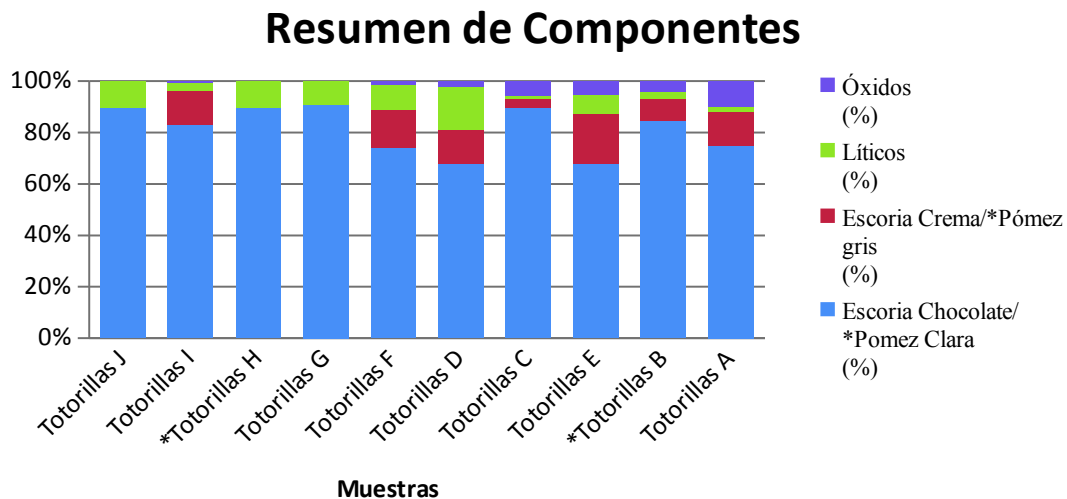


Figura 31. Resumen de componentes de entre 2 y 45 mm

4.3. Densidad y Porosidad

En el capítulo 3 (sección 3.2), se definieron los métodos a utilizar para determinar la densidad y porosidad de los piroclastos. Se tomaron 60 piroclastos de material juvenil comprendidos entre -5.5 y -3.5 phi (45 y 11.2 mm).

Para comparar los valores de los parámetros físicos de Inman (Desviación Estándar Gráfica, Asimetría Gráfica) y Folk & Ward (Desviación Estándar Gráfica Inclusiva, Asimetría Gráfica Inclusiva y Curtosis), se usó la media ponderada, a pesar que los valores de la media y mediana son cercanos, ya que esta es más precisa que las otras (Bernard et al., 2015)].

4.3.1. Densidad

A continuación, se presenta los resultados estadísticos gráficos resumidos para la Densidad:

Tabla 10. Resultados estadísticos del procesamiento de los datos de densidad (kg/m^3) para las muestras del corte Totorillas.

Muestra	DENSIDAD (kg/m^3)							
	Media ponderada	Parámetros gráficos de Inman			Parámetros gráficos de Folk y Ward			
		Mediana	Desviación Estándar	Asimetría Gráfica	Media	Desviación Estándar	Asimetría Gráfica Inclusiva	Curtosis
J	1398.87	1378.36	119.35	0.13	1398.69	119.63	0.26	0.90
I	1377.67	1357.67	134.19	0.07	1369.94	137.54	0.04	1.06
H	667.80	693.15	135.95	-0.18	659.88	130.20	-0.26	1.03
G	891.04	865.28	171.19	0.10	888.35	168.72	0.23	1.00
F	920.32	915.58	151.50	0.07	929.87	145.31	0.15	0.96
D	1144.80	1149.03	132.67	-0.04	1141.41	147.25	0.10	1.03
C	933.10	959.06	115.19	-0.09	945.14	108.11	-0.13	0.95
E	618.32	586.93	161.76	0.20	630.07	150.67	0.45	1.00
B	615.82	572.19	216.47	0.13	610.44	196.44	0.27	0.93
A	1170.19	1167.05	164.77	0.09	1186.24	150.16	0.17	0.78

La densidad media ponderada para las muestras presenta valores entre 615 (kg/m^3) y 1398 (kg/m^3).

La desviación estándar gráfica se encuentra entre 115.19 (kg/m^3) y 216.47 (kg/m^3) y la desviación estándar grafica inclusiva entre 108.11 (kg/m^3) y 196.44 (kg/m^3) para todas las muestras.

Las curvas generadas son: casi simétricas (de -0.10 a 0.09) para las muestras Totorillas A, C, D, F, I asimétrica negativa (de -0.30 a -0.11) para la muestra Totorillas H, mientras que las curvas generadas para las muestras Totorillas B, E, G, J son asimétrica positiva (de 0.10 a 0.29).

Las muestra Totorillas A presenta una distribución Platicúrtica (de 0.67 a 0.89), para el resto de muestras Totorillas B, C, D, E, F, G, H, I y J su distribución es Mesocúrtica (de 0.90 a 1.09), siendo las que más se aproximan a una curva Log-normal (Anexo VI).

En la Figura 32 se puede observar que las medias ponderadas están entre 600 (kg/m³) y 1500 (kg/m³), y las desviaciones estándar de la densidad varían en un rango entre ~100 (kg/m³) y 200 (kg/m³), exceptuando la muestra Totorillas B que sobrepasa los 200.

Parámetros Gráficos de Inman

Parámetros Gráficos de Folk & Ward

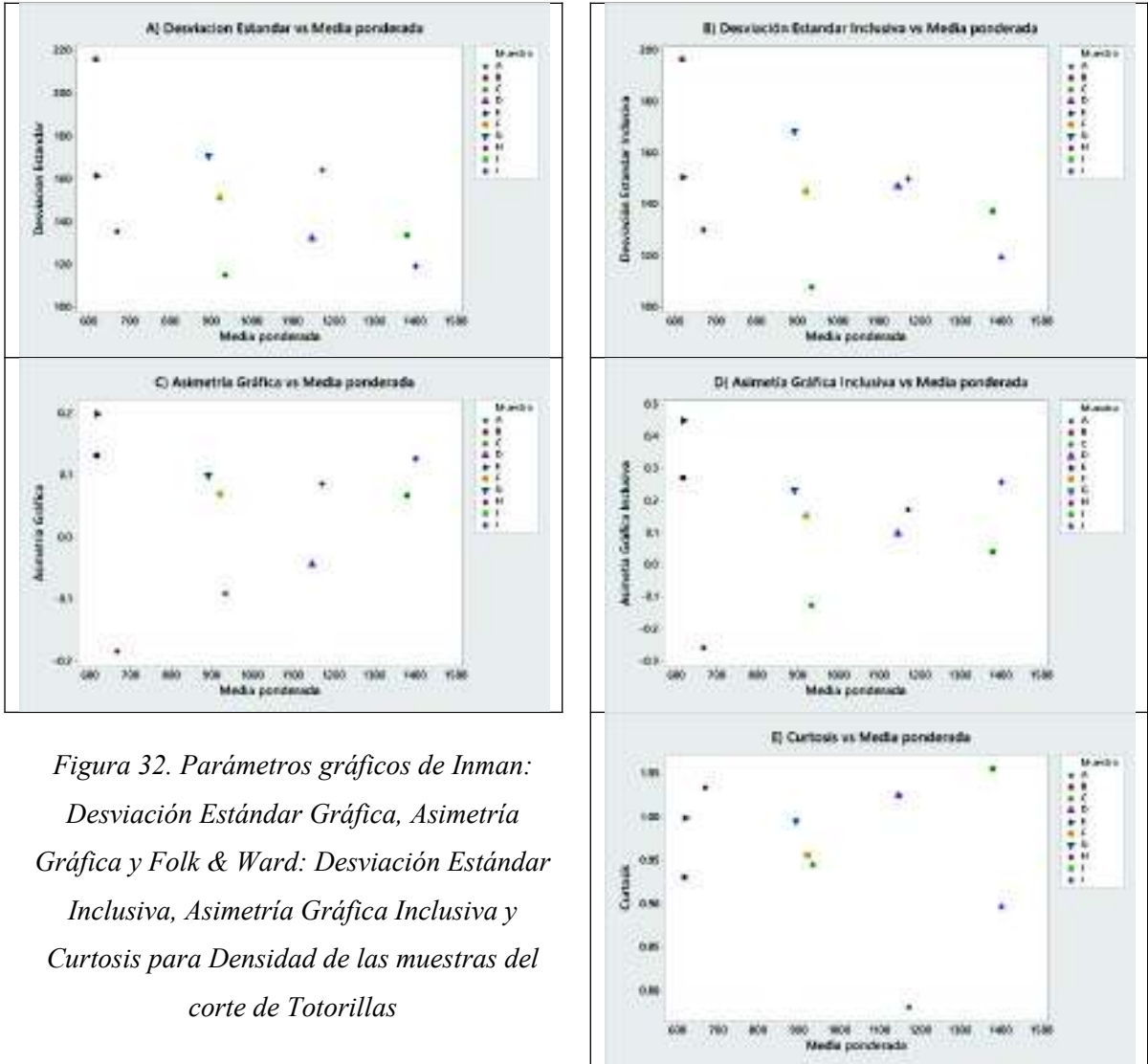


Figura 32. Parámetros gráficos de Inman: Desviación Estándar Gráfica, Asimetría Gráfica y Folk & Ward: Desviación Estándar Inclusiva, Asimetría Gráfica Inclusiva y Curtosis para Densidad de las muestras del corte de Totorillas

En general, la desviación estándar no presentan valores dispersos sino más bien se encuentra dentro de un rango, como podemos ver en la Figura 32, ciertas muestras se agrupan a una misma media ponderada como Totorillas B, E, y H se concentran hacia la izquierda del gráfico, totorillas C, F y G hacia las parte central, totorillas A y D se concentran hacia la parte centro-derecha y totorillas I y J hacia la parte derecha del gráfico, lo cual se puede considerar como la ocurrencia de eventos eruptivos con eyección de piroclastos de similar material (Pómez y Escorias en su mayoría). Por otro lado, en el caso de la asimetría en relación a la media ponderada sucede lo contrario, ya que se puede observar dos tendencias, una con pendiente positiva (asimétricamente negativos) y

otra con pendiente negativa (asimétricamente positivos). Esto se puede considerar como la variabilidad de las propiedades que controlan la densidad del magma en cada erupción (composición química, la presión y temperatura).

4.3.2. DRE (Dense Rock Equivalente, Equivalente de roca densa)

Para el cálculo de la porosidad es necesario tener un valor teórico de densidad conocido como DRE. Según Mueller et al., (2011) los valores de DRE para andesitas basálticas son de 2.76, 2.82, 2.83 g/cm³, para andesitas 2.64, 2.67, 2.73 g/cm³ y para dacitas 2.47 g/cm³. A continuación se detallan los valores de DRE obtenidos en la práctica.

Tabla 11. Valores de DRE para las muestras del corte Totorillas.

Muestra	DRE (g/cm ³)
A	2.58
B	2.47
C	2.66
D	2.66
E	2.72
F	2.59
G	2.52
H	2.45
I	2.72
J	2.62

4.3.3. Porosidad

Las propiedades del magma son influenciadas por su porosidad y de esta manera determinan los estilos eruptivos (reología, conductividad térmica, permeabilidad, fragmentación) (Mueller et al., 2011)

A continuación, se presenta los resultados estadísticos resumidos para la Porosidad Total, Conectada y Aislada.

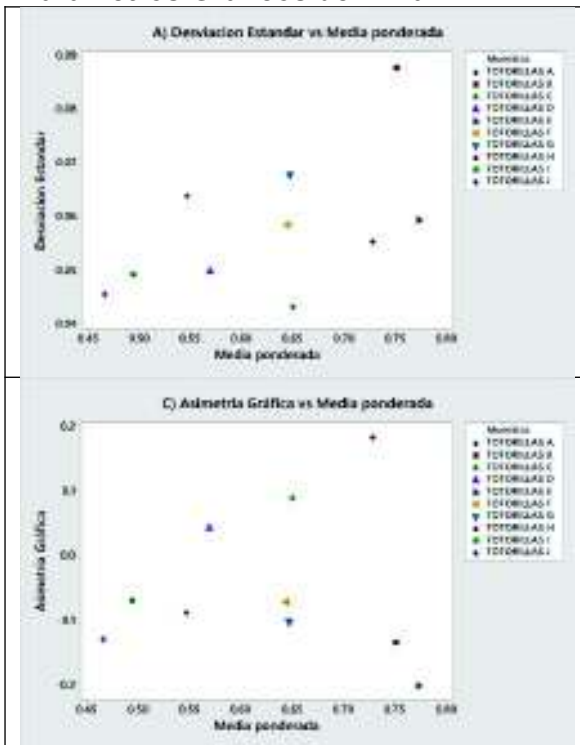
4.3.3.1. Porosidad Total

Tabla 12. Resultados estadísticos del procesamiento de los datos de Porosidad para las muestras del corte Totorillas.

Muestra	POROSIDAD TOTAL							
	Media ponderada	Parámetros gráficos de Inman			Parámetros gráficos de Folk			
		Mediana	Desviación Estándar Gráfica	Asimetría Gráfica	Media	Desviación Estándar Gráfica Inclusiva	Asimetría Gráfica Inclusiva	Curtosis
J	0.465	0.473	0.046	-0.128	0.465	0.046	-0.132	0.897
I	0.494	0.501	0.049	-0.069	0.496	0.051	0.026	1.056
H	0.728	0.717	0.055	0.184	0.731	0.053	0.072	1.035
G	0.646	0.656	0.068	-0.101	0.647	0.067	-0.133	0.996
F	0.645	0.646	0.059	-0.071	0.641	0.056	-0.084	0.957
D	0.569	0.567	0.050	0.043	0.570	0.055	-0.144	1.026
C	0.649	0.639	0.043	0.091	0.645	0.041	0.035	0.946
E	0.773	0.784	0.059	-0.200	0.768	0.055	-0.251	1.000
B	0.751	0.768	0.088	-0.133	0.753	0.080	-0.140	0.932
A	0.546	0.547	0.064	-0.087	0.540	0.058	-0.086	0.782

La porosidad media ponderada para las muestras presenta valores entre 0.465 y 0.773. La Desviación Estándar Gráfica se encuentra entre 0.043 y 0.088 y la Desviación Estándar Gráfica Inclusiva entre 0.041 y 0.080. Las curvas generadas son: casi simétricas (de -0.10 a 0.09) para las muestras Totorillas A, C, D, F, G, I, asimétrica negativa (de -0.30 a -0.11) para las muestras Totorillas B, E y J, mientras que la curvas generada para la muestra Totorillas H son asimétrica positiva (de 0.10 a 0.29). Las muestras Totorillas A y J presentan una distribución Platicúrtica (de 0.67 a 0.89), para las muestras Totorillas B, C, D, E, F, G, H e I su distribución es Mesocúrtica (de 0.90 a 1.09), siendo las que más se aproximan a una curva Log-normal (Anexo VII). En la Figura 33 no se observa una gran diferencia entre los parámetros gráficos de Inman y los de Folk and Ward para las muestras del corte de Totorillas. La desviación estándar presentan una ligera pendiente positiva, mientras que la asimetría presenta dos posibles tendencias, una de pendiente positiva (muestra Totorillas A, C, D, H, I, y J), y otra de pendiente negativa (B, E, F y G) y la distribución de Curtosis no presenta alguna tendencia identificable.

Parámetros Gráficos de Inman



Parámetros Gráficos de Folk & Ward

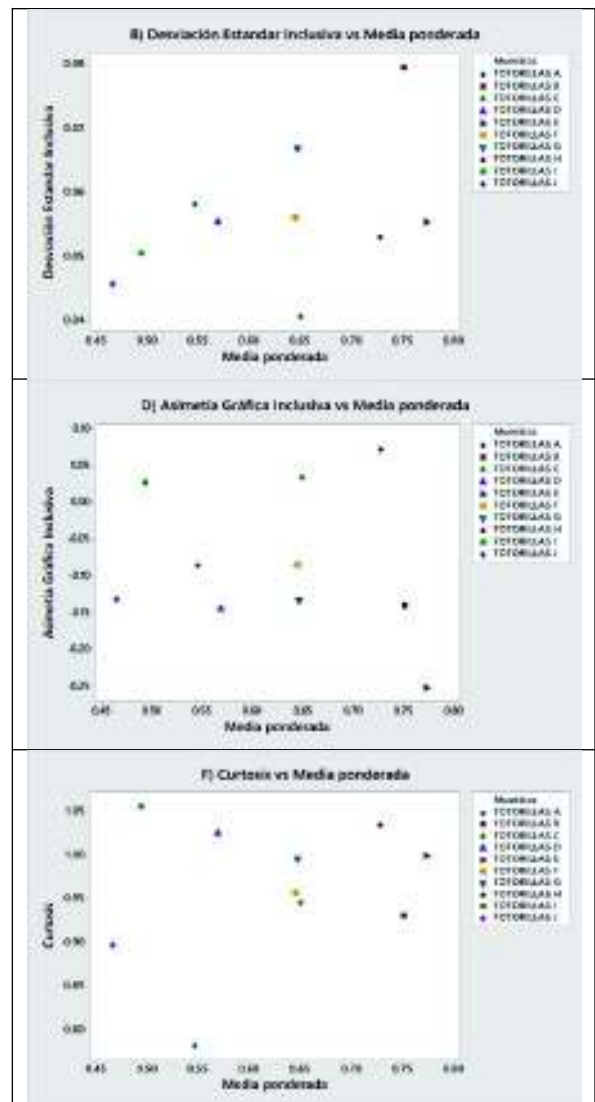


Figura 33. Parámetros gráficos de Inman: Desviación Estándar Gráfica, Asimetría Gráfica y Folk & Ward: Desviación Estándar Inclusiva, Asimetría Gráfica Inclusiva y Curtosis para Porosidad Total de las muestras del corte de Totorillas

En general, se puede observar una correlación positiva entre desviación estándar y media ponderada: a medida que la porosidad aumenta en los depósitos, su desviación estándar se incrementa, es decir que la porosidad es más variable en los magmas que tienen alta porosidad que en los que tienen baja porosidad. Tienen principalmente una distribución de porosidad simétrica (SkG y SkI alrededor de 0). La distribución de la porosidad total para los depósitos del corte de Totorillas es típicamente mesocúrtica (KG~1), excepto para la muestra Totorillas A que presenta una distribución de porosidad total platicúrtica bastante marcada (KG ~0.80).

4.3.3.2. Porosidad Conectada y Aislada

Tabla 13. Valores normalizado de media ponderada para la porosidad conectada y aislada.

Valores Normalizados		
Muestra	Porosidad conectada	Porosidad Aislada
	Media Pondera	Media Ponderada
J	62%	38%
I	65%	35%
H	58%	42%
G	64%	36%
F	56%	44%
D	52%	48%
C	55%	45%
E	55%	45%
B	61%	39%
A	54%	46%

La media ponderada para la porosidad conectada esta entre 52 y 65% y para la porosidad aislada entre 35 y 48%, siendo predominante la porosidad conectada sobre la porosidad aislada en todas las muestras. No se ve un comportamiento tendencial en el contenido de porosidad en las capas conforme nos acercamos a la superficie o en profundidad.

Para la porosidad conectada, la Desviación Estándar Gráfica se encuentra entre 0.04 y 0.12 y la Desviación Estándar Grafica Inclusiva entre 0.05 y 0.12 en todas las muestras.

Las curvas generadas son: casi simétricas (de -0.10 a 0.09) para las muestras Totorillas F, G, H, I, J, asimétrica negativa (de -0.30 a -0.11) para las muestras Totorillas B, C y E, mientras que las curvas generadas para las muestras Totorillas A y D son asimétricas positivas (de 0.10 a 0.29) (Anexo VIII).

Las muestras Totorillas B, C y F presentan una distribución Platicúrtica (de 0.67 a 0.89), para las muestras Totorillas A, D, E, H y J su distribución es Mesocúrtica (de 0.90 a 1.09), siendo las que más se aproximan a una curva Log-normal y las muestras Totorillas G e I presentan una distribución Leptocúrtica (de 1.10 a 1.49) (Anexo IX).

Para la porosidad aislada, la Desviación Estándar Gráfica se encuentra entre 0.037 y 0.77 y la Desviación Estándar Grafica Inclusiva entre 0.038 y 0.84 para todas las muestras, las curvas generadas son: casi simétricas (de -0.10 a 0.09) para las muestras Totorillas B, E,

C, D, G, H y J, mientras que las curvas generadas para las muestras Totorillas A, F e I son asimétrica positiva (de 0.10 a 0.29) (Anexo VIII).

Las muestras Totorillas A, H y J presentan una distribución Platicúrtica (de 0.67 a 0.89), para las muestras Totorillas B, C, F, e I su distribución es Mesocúrtica (de 0.90 a 1.09), siendo las que más se aproximan a una curva Log-normal y las muestras Totorillas E, D y G presentan una distribución Leptocúrtica (de 1.10 a 1.49) (Anexo X).

Hay que resaltar que la porosidad total es el resultado de la suma de la porosidad conectada, por esta razón, cuando analizamos por separado la porosidad conectada y aislada, vemos que las muestras individualmente no tienen el mismo comportamiento que en la porosidad total.

4.4. Petrografía y Mineralogía

4.4.1. Láminas delgadas y Muestras de mano

El análisis petrográfico y mineralógico de 12 láminas delgadas permitió determinar el porcentaje de los minerales que componen las muestras. Para las muestras A y D, se realizaron dos láminas de cada una, con el fin de asegurarnos que se trata de dos polos distintos, a pesar de no tener la geoquímica de cada polo se pudo observar que presenta características de paragénesis minerales distintas.

En láminas delgadas las muestras en general presentan una textura vitrofírica muy vesiculada, donde los fenocristales son de tamaño variable, pero diferenciables.

Al realizar el análisis en muestras de mano, se puede ver que son de composición intermedia hasta ácida y están representadas por escorias de color chocolate en su mayoría y de color crema, y pómez de color crema y aperlado, las cuales presentan fenocristales de olivino, piroxenos y olivinos.

Estas muestras están constituidas por 5-25 vol. % de fenocristales, 20-50 vol. % de matriz y alto porcentaje de vesículas entre 40 – 60 vol. % (Figura 34). Se identifican: 1) Cristales de Plagioclasa (Plg) de forma euhedral a subhedral con maclas de Albita, Periclina y Carlsbad, además presentan fuertes zonaciones concéntricas (representan las fases de cristalización del cristal) (Anexo III) y presentan un tamaño entre 0.40 mm y 1.15 mm; 2) Piroxenos (Clinopiroxeno-Diópsido y Ortopiroxeno-Augita) de formas euhedrales a subhedralas con hábitos tabulares y basales con tamaños que varían desde 0.40 mm hasta 1.10 mm; 3) Horblenda de forma subhedral en tonos verde oliva a marrón oscuro, su tamaño varía entre 0.15 mm y 0.75 mm; 4) Olivino de forma subhedral bastante fracturado, su tamaño varía entre 0.40 mm – 1 mm (Anexo V).

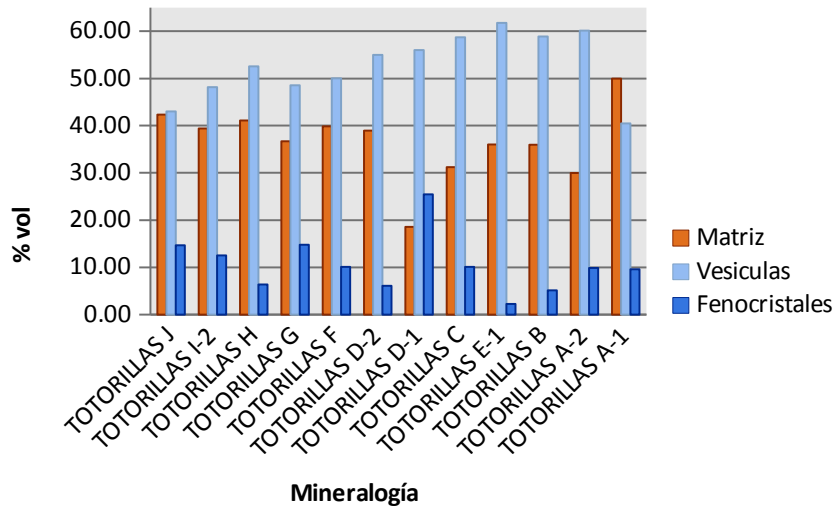


Figura 34. Histograma del contenido de matriz, vesículas y fenocristales.

Según el histograma comparativo de la paragénesis mineral de fenocristales normalizado (Figura 35) el contenido de plagioclasa está entre 45–95 vol. %; Clinopiroxeno 10–40 vol. %; Ortopiroxeno hasta 15 vol. %; Horblenda hasta vol. 5% y Olivino hasta 5 vol.%.

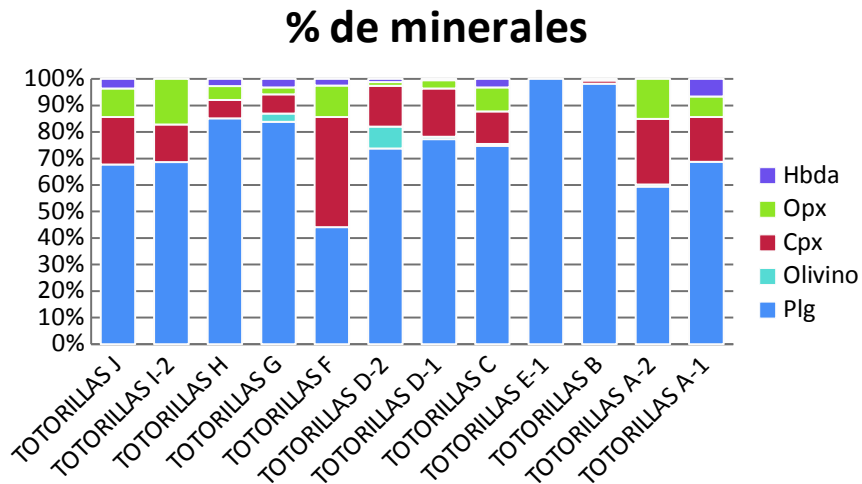


Figura 35. Histograma de la paragénesis mineral normalizada. Hbda=Horblenda, Opx= Ortopiroxeno, CPX= Clinopiroxeno, Plg= Plagioclasa.

De acuerdo a la paragénesis mineral analizada, los minerales característicos en las muestras, en su mayoría plagioclasa y piroxeno, corresponden a andesitas, de ahí variando el contenido de Olivino o Anfíbol (Horblenda), las muestras corresponderán a andesitas basálticas o dacitas, lo cual concuerda con el análisis geoquímico.

4.5. Geoquímica

Las muestras recolectadas, se encuentran dispuestas como en la Figura 14.

4.5.1. Elementos Mayores (Óxidos)

Las muestras presentan un contenido de SiO₂ entre 55 y 68 % wt (Tabla 14).

Tabla 14. Análisis geoquímico de elementos mayores

Muestra(%wt)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Total
J	58.71	16.47	6.45	0.11	5.14	7.17	3.54	1.45	0.74	0.22	100.00
I	57.71	16.29	6.80	0.12	5.40	7.75	3.49	1.47	0.75	0.23	100.00
F	56.36	16.00	7.20	0.13	5.93	8.03	3.61	1.72	0.76	0.27	100.00
D_2	58.23	17.12	6.49	0.10	4.62	6.65	4.15	1.50	0.87	0.27	100.00
D_1	58.08	17.26	6.48	0.10	4.68	6.62	4.14	1.50	0.88	0.27	100.00
C	58.39	17.25	6.39	0.10	4.48	6.52	4.20	1.53	0.86	0.27	100.00
E	56.20	18.42	7.37	0.11	4.21	7.20	4.06	1.14	1.02	0.27	100.00
B	66.58	16.88	3.84	0.09	1.52	3.97	4.59	1.84	0.47	0.24	100.00
A	57.58	17.84	6.77	0.11	4.12	6.97	4.19	1.26	0.89	0.26	100.00
ANÁLISIS DE FLUORESCENCIA DE RAYOS X - DEMEX											
Muestra (%wt)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Total
H	69.54	15.79	2.80	0.04	0.76	3.76	4.52	2.25	0.41	0.14	100.00
G	62.29	18.37	5.38	0.08	1.98	5.03	3.96	1.84	0.82	0.25	100.00
D	57.38	18.17	6.92	0.09	3.30	6.60	4.80	1.54	0.97	0.24	100.00

De acuerdo a la clasificación química de rocas volcánicas propuesta por Le Bas et al., (1986) (Figura 36), las muestras de piroclastos de caída del corte de Totorillas, se encuentran dentro del rango entre andesitas basálticas y dacitas, la muestra D_FRX presenta un contenido mayor de álcalis (Na₂O+K₂O) que el resto de muestras y se encuentra en el campo de traqui-andesitas.

En base a la composición química se puede definir tres grupos: el primer grupo corresponde a piroclastos de composición andesítica basáltica (55 y 57 % wt. SiO₂), está conformado por las muestras Totorillas E y F, el segundo grupo presenta una composición andesítica (57 y 59 % wt. SiO₂), corresponde a las muestras Totorillas A, C, D, G_FRX, I y J, y el tercer grupo se localiza dentro del campo dacítico (64 y 66 % wt. SiO₂), corresponde a las muestras Totorillas B y H_FRX. Hay que mencionar que para la muestra Totorillas D, se analizó 2 muestras de distintas partes de la capa, la muestra D_1 corresponde a un bloque joven ubicado cerca al techo de la capa y D_2 a una escoria.

En los diagramas de correlación respecto al contenido de SiO₂, se obtuvo relaciones inversamente proporcionales en: FeO, MgO, CaO, MnO, TiO₂, y relaciones directamente proporcionales en: Na₂O, K₂O, mientras que para Al₂O₃ no se tiene una relación tendencial marcada (Figura 37).

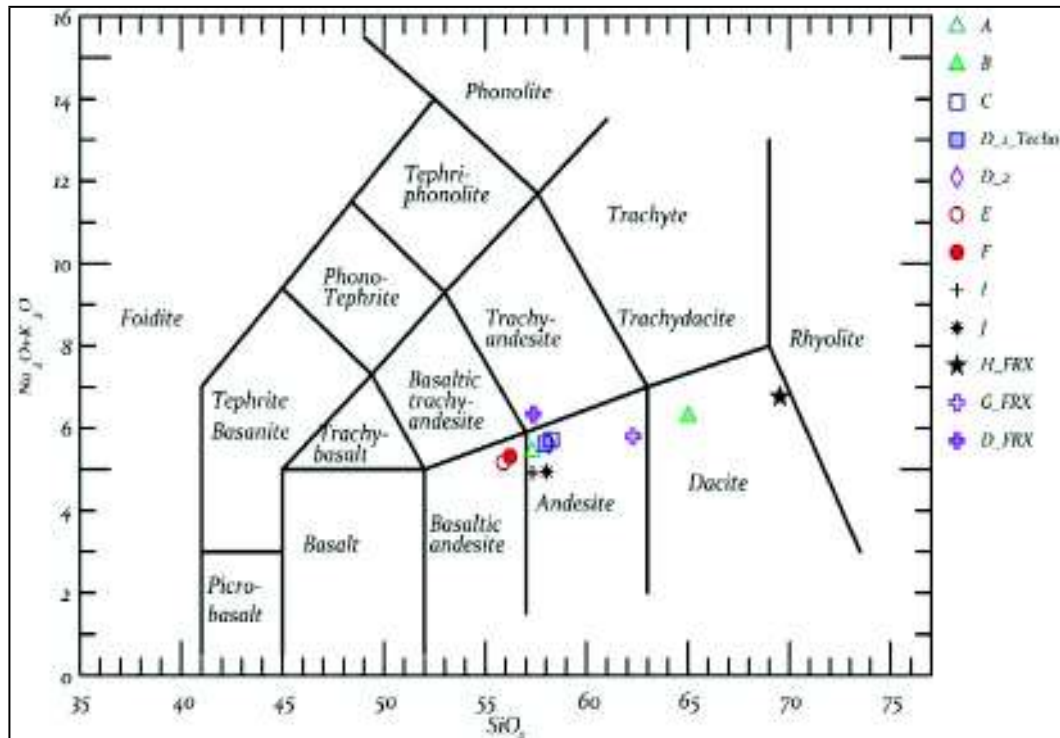


Figura 36. Clasificación geoquímica de los productos eruptivos del volcán Chimborazo durante el Pleistoceno Tardío. Diagrama Total Alkali-Silica (TAS) de Le Bas et al., (1986). Los datos geoquímicos están normalizados al 100% en base anhidra.

Para el Al_2O_3 , se observa que su rango varía entre 16–19 wt. % y presenta mayor concentración entre 16–17.4 wt. % Las muestras identificadas composicionalmente como andesitas basálticas y andesitas están presentes a lo largo de todo el rango composicional, mientras que las muestras dacíticas presentan igual contenido de Al_2O_3 .

El FeO (hierro total), MgO, CaO y TiO_2 presentan dos agrupaciones bastante marcadas, la primera corresponde a las muestras andesitas basálticas y andesitas que están entre 6-8 wt. %, 4-7 wt. %, 6-9 wt. % y 0.7-1.1 wt. % respectivamente y el segundo grupo corresponde a las muestras dacitas, para las cuales su contenido está entre 3-5 wt. %, 1-3 wt. %, 3-6 wt. % y 0.4-0.7 wt. % respectivamente.

El Na_2O por su parte no refleja una agrupación composicional, ya que es un elemento que puede reemplazar catiónicamente al Ca^{++} (serie de la plagioclasa) con lo cual su composición puede ser variable de acuerdo a la alteración composicional de la muestra.

El K_2O presenta una correlación lineal positiva con la sílice, a medida que la sílice aumenta, el contenido de K se incrementa. Con valores que van desde 1-2 wt. % se comporta como un elemento incompatible asumiendo que el wt. % de SiO_2 es proporcional al grado de diferenciación (Gill, 1981).

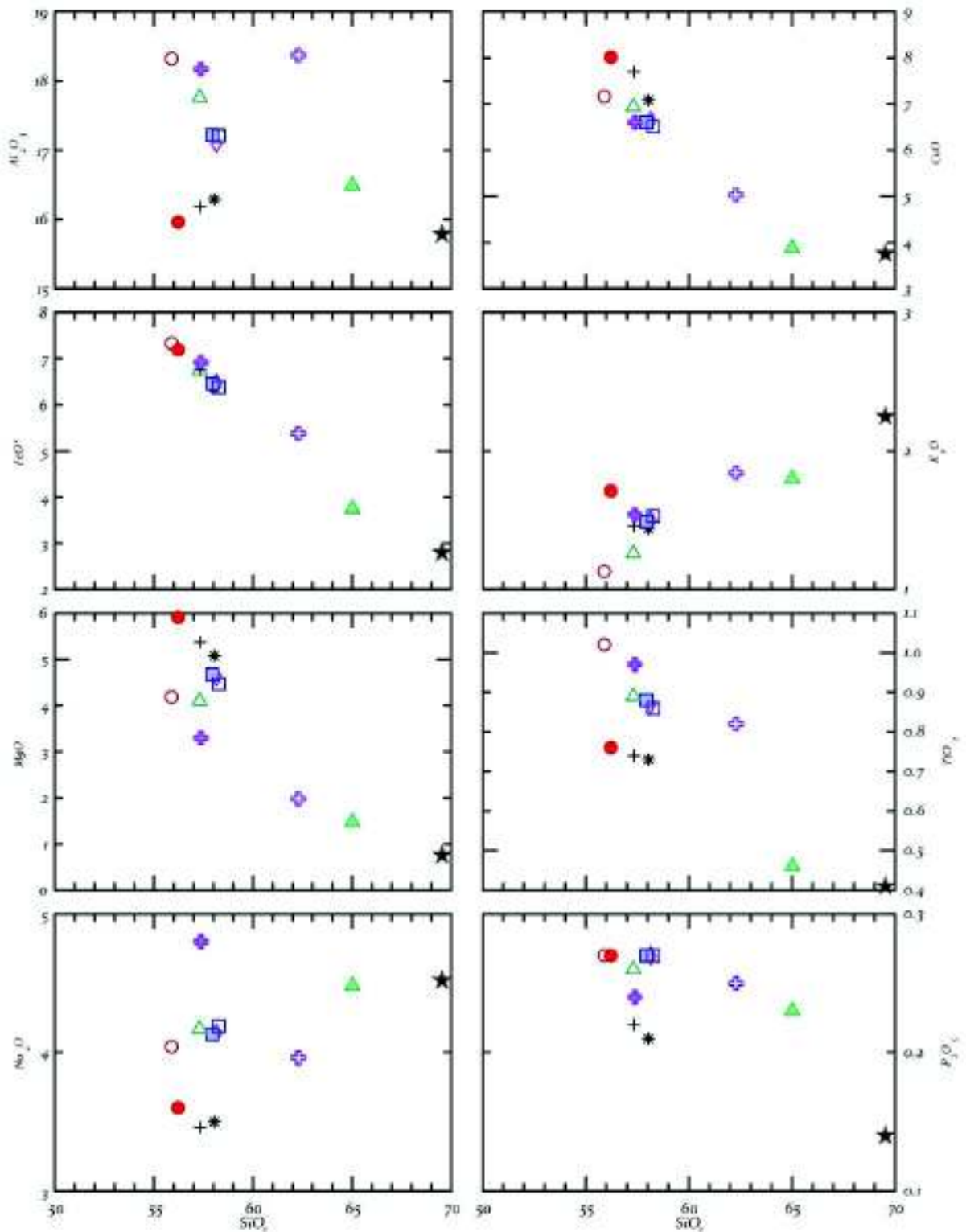


Figura 37. Diagramas Harker de óxidos mayores para las rocas del corte de Totorillas.

4.5.2. Elementos Traza

Para los elementos en traza, se analizó 33 elementos en ppm (Anexo I). Estos análisis incluyen: 4 elementos litófilos de ion grande (LILE: Rb, Cs, Sr, Ba); 5 elementos de alto potencial iónico (HFSE: Zr, Hf, Nb, Ta, Th); 4 elementos de tierras raras ligeras (LREE: La,

Ce, Pr, Nd); 3 elementos de tierras raras medianas (MREE: Sm, Eu, Gd); 6 elementos de tierras raras pesadas (HREE: Dy, Ho, Er, Tm, Yb); 6 elementos de transición (Cr, Ni, Cu, Zn, Sc, V). Además, se tiene el análisis de Pb (moderadamente incompatible en procesos magmáticos), U y Ga (ligeramente incompatible).

En el diagrama de Multi-Elementos normalizado a Manto Primitivo (Figura 38), se aprecia una anomalía negativa de Nb y un enriquecimiento en K las cuales son características de las rocas procedentes de arco volcánico, además se observa una anomalía negativa de P y Ti las cuales hacen referencia al fraccionamiento de Apatito y óxidos de Fe y Ti respectivamente.

Hay un enriquecimiento en Th, U, La, Ce en las muestras I y J que se diferencia del resto de andesitas, mientras que en el grupo de las andesitas basálticas la muestra F esa mas enriquecida en Th, U, La y Ce, lo cual representa una mayor interacción de estas muestras con la corteza al momento de la asimilación.

Para el diagrama Spider normalizado a Condritos (Figura 38) se observa que las HREE fraccionan con respecto a las LREE.

En lo que respecta a los diagramas Pseudo-Harker para elementos traza comparados con el contenido de SiO₂ (Anexo II), se puede observar que los siguientes elementos en traza presentan un relación inversamente proporcional: Sc, V, Cr, Eu, Gd, Y, mientras que Rb, Ba, Cs, Nb y Zr presentan una relación directamente proporcional y el resto de elementos en traza no presentan una relación tendencial clara.

Se han identificado tres grupos de muestras que presentan comportamientos similares. El primer grupo compuesto por las muestras C, D_1 y D_2, las cuales pertenecen a la misma capa, el segundo grupo compuesto por las muestras B y H, las cuales presentan composiciones similares (posiblemente mismo reservorio) y el tercer grupo I y J, estas agrupaciones de las muestras en los diferentes elementos nos permiten concluir una misma fuente. El comportamiento similar se asocia a los rangos en ppm de los elementos en traza y el %wt de SiO₂.

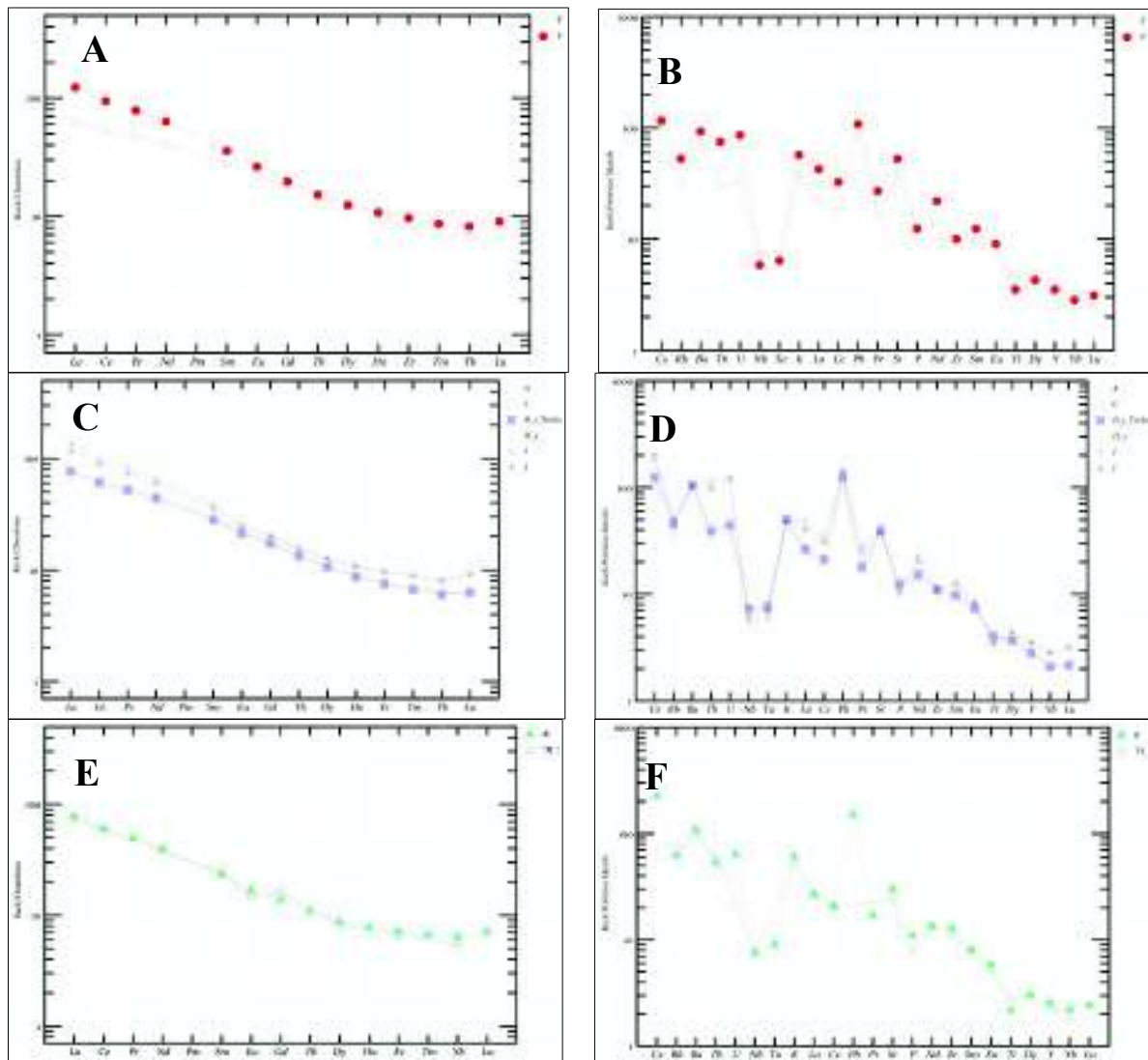


Figura 38. Diagramas Multi-Elementos, B) Andesitas basálticas, D) Andesitas, F) Dacitas, y Spider, A) Andesitas basálticas, C) Andesitas, E) Dacitas, según McDon (1989).

CAPÍTULO V

5. DISCUSIÓN

Se realizó un resumen generalizado (Anexo XI) con el fin de exponer los resultados obtenidos y a partir de ello interpretarlos y discutirlos estos resultados. Se interpretó capa por capa de acuerdo a la evolución temporal con las diferentes etapas eruptivas y a que dinamismos eruptivos se encuentra asociados.

5.1. Dinamismo Eruptivo

Dinamismo eruptivo bajo la discordancia de 33ka.

Totorillas A

El depósito presenta una composición intermedia (57.31 wt.% de SiO₂), con moda de distribución granulométrica de lapilli medio (~-3.5phi), el contenido de líticos es ~2 % , la densidad del material (escorias) está entre 900 y 1500 kg/m³, tiene buen sorteo, sin tendencia ni grado de estratificación observables en campo. Cashman & Scheu (2015), proponen que las erupciones explosivas silíceas de magnitud intermedia (Estromboliana violenta a Vulcaniana) tienen tamaños de partículas mediano (-3.5 a 0 phi), lo cual se ajusta a la distribución granulométrica, sin embargo, su estudio es para una distribución total de tamaño de grano (TGSD, Total Grain Size Distribution, por sus siglas en inglés) mientras el presente estudio es de una sola muestra de un sitio proximal al viento. Además Taddeucci et al., (2015) y Cioni et al., (2015) asocian el bajo contenido de líticos a erupciones Estrombolianas violentas y Subplinianas.

La erupción del volcán Tungurahua del año 2006 presenta parámetros físicos y químicos similares a los observados en la muestra A, en los resultados de laboratorio y en la salida de campo. El Tungurahua tiene menor cantidad de material oxidado; el volcán entro en erupción desde 1999, teniendo actividad suficiente para limpiar su conducto hasta el evento paroxísmico.

Según Eychenne et al., (2013), esta erupción está caracterizada por un estilo Subpliniano, presenta una composición entre 57-59 wt.% de SiO₂ (Samaniego et al., 2011), la densidad de las escorias está entre ~1400 y ~2500 kg/m³, los depósitos de caídas piroclásticas no presentan una estratificación marcada, el espesor de sus capas a ~8 km del viento (distancia similar a la del corte de totorillas al viento) tienen un espesor de ~8 cm, el cual es similar al espesor de la capa.

Una parte fundamental del presente estudio es el análisis de Densidad-Porosidad de los piroclastos juveniles. Según Mueller et al., (2011) los parámetros estadísticos definidos para la muestra A (Tabla 15), se asocian al modelo de explosiones basálticas, donde la media de porosidad de la erupción del volcán Kilauea Iki 1956 (52.1%), considerada para este modelo, es similar a la media de la muestra (54.6 %). Sin embargo, la curva de

porosidad presenta un comportamiento similar a la curva de la erupción de Augustine 1986 (distribución bimodal, rangos de porosidad entre 40-80%) asociada al modelo de erupciones subplinianas, plinianas y ultraplinianas. Las erupciones subplinianas presentan porosidades entre 10 y 80% con modas entre 40 y 75% (Cioni et al., 2015), lo cual se ajusta a la porosidad de la muestra, mientras que el modelo de explosiones basálticas plantea modas únicamente entre 60 y 70%.

Bajo estas condiciones, se puede afirmar que esta etapa se encuentra asociada a un estilo eruptivo subpliniano.

Dinamismo eruptivo entre las discordancias de 33 ka y 18-20 ka

Totorillas B

Esta capa tiene una composición ácida (65.02 wt.% de SiO₂), conformada principalmente de material juvenil (pómez) altamente vesiculado (porosidad total media 75%), bajo contenido de líticos (3%) y material oxidado (4%). Según (Cioni et al., 2015), los depósitos de caídas piroclásticas asociados a erupciones subplinianas y plinianas presentan características similares a la muestra, además consisten de una sucesión compleja de pulsos volcánicos, dando como resultado capas de grano grueso bien sorteadas en el área proximal (7-10 km del viento) gradando a capas finas de ceniza, lo cual se observó en la salida de campo y está reflejado en la capa α de la columna CH-11 en (Barba, 2006), la cual consiste de varios niveles de grano grueso (-3.0 a -2.5phi) con sorteo bueno a medio entre 30-70 cm de espesor intercalados con niveles de ceniza con espesores de ~ 5 cm.

Comparado con los modelos de Mueller et al., (2011), la curva de distribución de porosidad se comporta como las curvas del modelo de erupciones Subplinianas, Plinianas y Ultraplinianas, especialmente para la curva del volcán Novarupta, la cual tiene una media de porosidad total entre 70-80 %, con distribución unimodal, similar a la presentada por la muestra (Tabla 15).

Para Sigurdsson, (2007), la generación extremadamente alta de porosidad como en la muestra B, requiere de fragmentación por rápida descompresión y se encuentra asociada a erupciones Plinianas. Además (Cioni et al., 2015), plantea que los fragmentos juveniles pertenecientes a erupciones plinianas generalmente presentan pequeños rangos de porosidad (65-85%) a diferencia de los amplios rangos de las erupciones Subplinianas (10-80%). .

Con este análisis y lo descrito por Polacci et al., (2003), para las medidas de densidad de los depósitos de caídas de pómez de la fase Pliniana del Campanian Ingninbrite, podríamos decir que esta capa está asociada a un estilo eruptivo Pliniano. Además Hidalgo et al., (2008), describe dos depósitos de caídas de tefras (N5 y N6) para el complejo volcánico Atacazo-Ninahuilca, con características composicionales y depositacionales similares a la muestra y los asocia a un estilo eruptivo Pliniano.

Totorillas E

La capa de esta muestra presenta una distribución granulométrica amplia, unimodal de grano grueso (moda -4.5 phi), con mayor contenido de material fino en comparación con las capas anteriores. Cas & Wright (1987), demostró que a distancias >5 km del viento se produce una disminución en la proporción de clastos gruesos y las erupciones vulcanianas, respecto a otras erupciones explosivas, presentan una media de tamaño de grano relativamente fino, esto explica la cola de finos que presenta la distribución granulométrica. Los depósitos de caída de tefra de grano fino pueden estar relacionados a la energía específica asociada la etapa de rápida descompresión al inicio de la erupción.

Esta muestra tiene un contenido significativo de líticos (8 %), Cioni et al., 2015 y Cas and (Wright, 1987), asocian este tipo de contenidos a erupciones Subplinianas a Plinianas y erupciones Vulcanianas respectivamente. En el caso de las erupciones Vulcanianas, se inician cuando un plug (tapón) del conducto o domo se rompe debido a un gradiente de presión suficientemente alto en el magma subyacente, generando un mayor contenido de líticos en comparación con otras erupciones explosivas. Además, la muestra E presenta una composición con bajo contenido de SiO₂ (55.9 wt%), como se expuso anteriormente, algunos depósitos de escoria basáltica o andesita basáltica son Subplinianos por sus características de dispersión, en lugar de ser Estrombolianos, similar al caso del volcán Calbuco (54-56 %wt SiO₂) en su erupción Subpliniana de abril de 2015 (Segura, 2016). Houghton et al (2000) y Carey y Bursik (2000), han observado en las erupciones explosivas de magmas basálticos, que el tamaño de grano varía entre -6.5 y -2.0 y el grado de sorteo varía entre 0.5 y 2.5, lo cual se ajusta a nuestros resultados.

De acuerdo al trabajo de Mueller et al., (2011), los patrones de distribución de porosidad (unimodal, casi simétrica) y los valores de los parámetros estadísticos (Media 77.3 %, varianza pequeña) (Tabla 15), se ajustan al modelo de erupciones Subplinianas, Plinianas y Ultraplínianas, y la curva de distribución de porosidad es similar a la erupción subpliniana del volcán Kelut 1990.

En base al estudio realizado y al análisis de los datos en comparación con estudios previos, podríamos asumir un estilo eruptivo subpliniano para esta capa. Sin embargo, la presencia del material lítico y la ceniza fina nos hace pensar en un estilo eruptivo vulcaniano, por lo cual se asume que presenta un comportamiento mixto, el cual empieza con un comportamiento vulcaniano en donde se produce gran cantidad de material fino, líticos y bloques (asociado a la base irregular observada en campo por impacto) y cambia a un comportamiento subpliniano, el cual genera columnas eruptivas altas, depositando material con distribución granulométrica amplia. Según Clarke et al., (2015), la duración de la erupción Vulcaniana es limitada, por lo que a menudo sirven como etapa inicial en algunas erupciones Subplinianas o Plinianas.

Características similares presenta la capa P_E, depositada durante la erupción de 1877 del volcán Cotopaxi (Pistolesi et al., 2011), la cual presenta una distribución granulométrica amplia con una moda de material grueso (-3.5 phi) y una cola de material fino, con la diferencia que contiene mayor contenido de líticos (24.4%). Tiene una composición intermedia (58.22 wt.% de SiO₂), con un espesor de 15 cm en sitios proximales al vento. Pistolesi et al., (2011), estima esta erupción como Subpliniana con una fase inicial de menor explosividad.

Entre discordancia 18-20 ka y 14-16 ka

Totorillas C

A la capa f de Barba, (2006), la hemos dividido en dos capas; (1) la capa C (a la base) y (2) la capa D (en la parte superior), ya que presentan diferentes características.

La capa C presenta características granulométricas similares a la muestra B (asociada a un estilo eruptivo subpliniano), tiene alto contenido de material grueso y muy poco material fino y líticos (~1%), además, tiene buen sorteo, sin tendencia de acuerdo a las observaciones de campo y presenta una composición intermedia (58.27 %wt). Comparando los resultados obtenidos para la muestra, lo dicho por Cas & Wright (1987), algunos depósitos de composición intermedia son subplinianos por sus características de dispersión en lugar de ser estrombolianos y por Cioni et al., (2015), las capas con una distribución granulométrica amplia, unimodal con un contenido bajo de líticos, están asociadas a erupciones subplinianas, se ajusta muy bien a nuestra capa.

Comparado con los modelos propuestos por Mueller et al., 2011, analizando nuestra grafica de distribución de porosidad, las curvas se comportan de la misma manera que las del modelo de erupciones subplinianas, plinianas y ultraplínianas, especialmente para la curva de la erupción de 1990 del volcán Kelut, la cual muestra una media de porosidad total entre 60-70 %.

Con estos resultados y considerando los estudios con características similares, podríamos decir que esta capa presenta un estilo eruptivo subpliniano.

Totorillas D

Esta capa presenta un comportamiento similar a la muestra A, tanto en parámetros físicos como químicos, tiene una composición intermedia (~58 wt.% SiO₂), su distribución granulométrica es unimodal ligeramente positiva, con moda de grano grueso (-3.5), el contenido de líticos es relativamente alto en comparación de todas las muestras (17%), lo cual se puede relacionar a una erupción poco profunda, con alto contenido de volátiles, lo cual limpió las paredes del vento y el cráter. En base a Taddeucci et al., (2015), se podría asociar las características de la muestra D a erupciones Estrombolianas violentas, la cuales en sus fases finales presenta gran contenido de piroclastos de menor tamaño, lo que nos explica la asimetría ligeramente positiva de la distribución granulométrica.

Además, una de las características principales de las erupciones Estrombolianas violentas es que sus depósitos son de grano grueso, bien sorteados, pobremente estratificados y en ocasiones presentan escorias rojas (oxidadas), sin embargo el espesor de la capa (35 cm) difícilmente se produciría en este tipo de erupciones a esas distancias del viento, por lo que podríamos asumir un estilo eruptivo más violento. Cashman & Scheu (2015), asocian las erupciones explosivas silíceas de magnitud intermedia (Estromboliana violenta a Vulcaniana) con parámetros físicos similares a los obtenidos para esta capa, incluso una erupción vulcaniana explicaría el alto contenido de líticos, ya que esto se relaciona con la eficiencia de la fragmentación y la energía presentada por esta erupción (fragmenta el conducto).

Según Cas & Wright, (1987), los depósitos de caídas piroclásticas asociadas al estilo eruptivo Estromboliano usualmente presentan baja fragmentación del magma, esto se ajustaría de buena manera en comparación con nuestros depósitos, ya que son de grano grueso lo cual se refiere a una fragmentación poco efectiva, sin embargo la presencia de un amplio rango de tamaño de granos, nos indicaría una fragmentación más efectiva, posiblemente estilo Vulcaniano.

De acuerdo con el estudio de Mueller et al., (2011) y sus modelos planteados, la curva de porosidad total de nuestra muestra presenta patrones (Tabla 15) similares a los presentados en el modelo de explosiones basálticas por la erupción de 1956 del volcán Kilauea Iki.

Bajo estas consideraciones, podríamos asumir una erupción vulcaniana para esta capa, la cual sería la parte final de un periodo eruptivo asociado a la capa C (erupción subpliniana). Sin embargo, en las observaciones de campo, la capa presenta un espesor de 35 cm, con tamaños de líticos de 14cm y escorias de 20 cm, lo cual sería poco probable que suceda en este tipo de erupciones. Las erupciones Plinianas y Subplinianas son eventos muy complejos conformados por diferentes pulsos de estilos variables en magnitud e intensidad (Cioni et al., 2015), por lo cual nos atrevemos a decir que las capas C y D están relacionadas a un mismo periodo eruptivo, en donde la capa D presenta un estilo eruptivo con magma más fluido, de menor porosidad y mayor contenido de líticos, probablemente de subpliniano a pliniano.

Totorillas F

Esta capa presenta una distribución granulométrica particular con curva bimodal (la única de todas las muestras analizadas), lo cual Sigurdsson, (2007), asocia con una historia compleja de fragmentación, con dos mecanismos (rápida aceleración y rápida descompresión) actuando simultáneamente. Eychenne et al., (2012) manifiesta que existen diferencias cerca del conducto donde se observan depósitos de caída con granulometría gruesa, producto de mezclas producidas por caídas de proyección balística

y clastos derivados de la pluma, dando distribuciones polimodales. A pesar de su distribución bimodal, presenta parámetros químicos y físicos similares a la muestra C, con una diferencia significativa en el contenido líticos (10%), el cual está dentro del contenido común (Cioni et al., 2015), lo cual refleja una erosión más efectiva del sistema conducto-cráter o a su vez se podría considerar como restos de la destrucción de un tapón por efecto de la presión de los gases. Tiene una composición intermedia de bajo contenido de sílice (56.23 wt. % SiO₂), aunque esta composición se socia generalmente a erupciones Estrombolianas, algunos depósitos de escoria de andesita basáltica son subplinianos por sus características de dispersión, en lugar de ser estromboliano (Cas and Wright, 1987).

Los parámetros estadísticos de la distribución de porosidad de la muestra (Tabla 15) son parecidos al modelo de erupciones subplinianas, plinianas y ultraplinianas planteado por Mueller et al., (2011), especialmente para la curva de la erupción de 1990 del volcán Kelut, la cual muestra una media de porosidad total entre 60-70 % con una distribución unimodal. Considerando lo expuesto anteriormente, podríamos decir que esta etapa eruptiva se encuentra asociada a un estilo subpliniano. Además, la erupción de agosto de 2006 del volcán Tungurahua mostró un cambio en el dinamismo eruptivo, siendo una de sus etapas eruptivas de estilo subpliniano, la cual mostró distribuciones granulométricas bimodales. Eychenne et al., (2012), explica que la deposición sincrónica de lapilli grueso de una pluma volcánica con ceniza de grano fino durante el emplazamiento de corrientes de densidad piroclásticas es un mecanismo adicional para explicar las distribuciones bimodales del tamaño de grano en las capas de caída de tefra. Si bien en nuestro estudio no identificamos una CDP, el comportamiento de los parámetros analizados es similar, presentan una distribución bimodal pobremente sorteada como se observó en la salida de campo en el área proximal al vento (~8km), para la subpoblación de grano grueso la mediana varía entre -2.0 y 1.5 phi (-1.35 en F), la desviación estándar entre 0.7 y 1.9 (1.99) y Sk entre -0.02 y 0.15 (-0.05 para F).

Totorillas G

La capa presenta una composición química de intermedia a ácida (62.29 wt .%), consiste principalmente de material juvenil (escoria gris) altamente vesiculados (porosidad total media 64.6%), con distribución granulométrica unimodal, tiene una cola de material fino, un contenido de líticos de 9% y prácticamente sin material alterado (oxidado). Cioni et al., (2015), asocian estas características a los depósitos de caídas piroclásticas de erupciones Subplinianas a Plinianas; sin embargo, el alto contenido de líticos y fragmentos finos puede indicar un estilo eruptivo con alto contenido de gases como es el caso de las erupciones Vulcanianas, que presentan características deposicionales de una columna Subpliniana a Pliniana.

Comparado con los modelos propuestos por Mueller et al., (2011), la gráfica de la distribución de porosidad se comportan de la misma manera que las del modelo de erupciones subplinianas, plinianas y ultraplinianas, especialmente para la curva de la erupción de 1990 del volcán Kelut, la cual muestra una media de porosidad total entre 60-70 % con una distribución unimodal, similar a la presentada por la muestra (Tabla 15).

Con estas consideraciones podríamos decir que esta etapa eruptiva se encuentra asociada a un estilo eruptivo subpliniano con una fase inicial vulcaniana.

Dinamismo eruptivo sobre la discordancia de 14-16ka.

Totorillas H

Los parámetros tanto químicos como físicos son similares a la muestra Totorillas B. Presenta una composición química ácida (69.02 wt.%) coherente con el valor DRE (2.45 g/cm³ dacita a riocacita), consiste principalmente de material juvenil (pómez) altamente vesiculado (porosidad total media 72.8%), con una distribución granulométrica unimodal de grano grueso. Presenta una cola de finos, que puede estar asociada a la eyección de partículas a la estratosfera por columnas eruptivas grandes, el espesor de la capa (35-40 cm) demuestra una fuerte erupción. Tiene un contenido de líticos de 10% que refleja una erosión efectiva de las paredes del conducto y el cráter, sin presencia de material oxidado, lo cual contrasta con las observaciones de campo ya que se encontró bastantes fragmentos oxidados y alterados. Las erupciones subplinianas a plinianas generalmente están asociadas a composiciones de intermedias a ácidas (andesitas basálticas, andesitas, dacitas, riolitas) y menos probable a composiciones básicas (Cas and Wright, 1987). Las características principales de las erupciones subplinianas a plinianas son similares a las presentadas por la muestra, a distancias <10km del viento, tienen de medio a buen sorteo, grano grueso, gradación inversa. Las principales diferencias entre subpliniano y pliniano radican en el mayor contenido de líticos, la cantidad de material fino expulsado a la atmósfera y el rango más pequeño de porosidad (65-85%) presentado por las erupciones plinianas (Cioni et al., 2015).

Analizando el comportamiento de la curva de distribución de porosidad, es similar al modelo de erupciones subplinianas, plinianas y ultraplinianas propuesto por Mueller et al., (2011), especialmente para la curva del volcán Taupo, la cual muestra una media de porosidad total entre 70-80 % y abundancia ~40%, con distribución unimodal, similar a la presentada por la muestra (Tabla 15).

Con este análisis y considerando las observaciones de campo podríamos decir que esta etapa eruptiva se encuentra asociada a un estilo eruptivo subpliniano bastante fuerte a pliniano.

Totorillas I

Presenta una composición intermedia (57.33 %wt SiO₂), su distribución granulométrica se asocia a tamaños de grano de lapilli media a ceniza media (entre -3.0 y 2.0 phi), unimodal casi simétrica con una moda de ceniza gruesa (-0.5 phi), no presenta fragmentos oxidados o alterados con líticos menor al 5%. Para Houghton et al (2000) y Carey & Bursik (2000), las erupciones basálticas de baja explosividad ocupan un rango granulométrico comprendido entre -4.0 y -0.75 phi y sorteo entre 0.5 y 2.0 phi. Sin embargo, desde el punto de vista eruptivo esto también podría estar relacionado con la altura de la columna (más baja que el resto de erupciones) o que estamos fuera del eje de dispersión, ya que esto generaría una distribución granulométrica de menor tamaño de grano en erupciones más explosivas tipo subpliniana.

La curva de distribución de porosidad de la muestra no presenta algún comportamiento similar a las erupciones estudiadas por Mueller et al., (2011). Los datos estadísticos obtenidos para Densidad-Porosidad (Tabla 15) se ajustan en parte a los datos del modelo de explosiones basálticas, lo cual nos reflejaría un bajo contenido de volátiles, sin embargo considerando otros aspectos como el espesor de la capa, se puede inferir un estilo eruptivo más violento del tipo subpliniano, ya que es poco probable generar capas con ese espesor en erupciones de menor magnitud e intensidad.

Con este análisis podríamos asumir que esta etapa eruptiva se encuentra asociada a un estilo eruptivo subpliniano.

Totorillas J

La distribución granulométrica de esta muestra presenta algo de similitud con las muestras B y C, unimodal con un rango de lapilli fina a ceniza fina (de -4.0 a 4.0 phi), tiene 10% de líticos, aunque en campo se estimó poco contenido, el cual se puede relacionar con limpieza de las paredes del conducto o cráter durante el evento, por efecto de la presión de los gases, presenta composición intermedia (58.04 wt.% de SiO₂) asociada a un DRE 2.62 g/cm³ (Andesita).

Los resultados obtenidos para la muestra J, se acercan a lo dicho por Cas & Wright (1987), algunos depósitos de composición intermedia son subplinianos por sus características de dispersión en lugar de ser estrombolianos y por Cioni et al., (2015), las capas con una distribución granulométrica amplia, unimodal con un contenido bajo de líticos, están asociadas a erupciones subplinianas, se ajusta bastante bien a la capa J. Sin embargo, hay que considerar que esta capa presenta un alto contenido de líticos, que podrían asociarse a una etapa eruptiva con alto contenido de gases que limpia las paredes del conducto y el cráter, similar al comportamiento de una erupción vulcaniana.

De acuerdo a los modelos de Mueller et al., (2011), los datos obtenidos (Tabla 15) se ajustan al modelo de explosiones basálticas, pero la curva de distribución de porosidad no

presenta comportamiento similar a alguna erupción planteada para el modelo, la más cercana sería la erupción de 1999 del volcán Anak Krakatau con un pico mayor a 55%. Con este análisis de resultados se puede decir que esta etapa eruptiva se encuentra asociada a un estilo subpliniano, con una fase inicial vulcaniana que limpio el conducto produciendo el contenido de líticos expuesto arriba.

Tabla 15. Parámetros estadísticos para estimación del estilo eruptivo.

POROSIDAD TOTAL					
MUESTRA	Media ponderada	Mediana	Desviación Estándar	Varianza	Asimetría Gráfica
	(%)	(%)	σ	$(\sigma)^2$	
TOTORILLAS J	0.465	0.473	0.046	0.002	-0.128
TOTORILLAS I	0.494	0.501	0.049	0.002	-0.069
TOTORILLAS H	0.728	0.717	0.055	0.003	0.184
TOTORILLAS G	0.646	0.656	0.068	0.005	-0.101
TOTORILLAS F	0.645	0.646	0.059	0.003	-0.071
TOTORILLAS D	0.569	0.567	0.050	0.002	0.043
TOTORILLAS C	0.649	0.639	0.043	0.002	0.091
TOTORILLAS E	0.773	0.784	0.059	0.004	-0.200
TOTORILLAS B	0.751	0.768	0.088	0.008	-0.133
TOTORILLAS A	0.546	0.547	0.064	0.004	-0.087

5.2. Estimación del VEI

La estimación del VEI, se la realizó principalmente en base al espesor de capas, para lo cual se realizaron modelizaciones usando la extensión de la USGS “Ash3D Dispersión Model” (Larry et al., 2013), para erupciones del volcán Chimborazo donde las columnas eruptivas alcanzaron diferentes alturas. Uno de los parámetros considerados es la dirección de los vientos, para el modelo VEI 3 el eje principal de dispersión va hacia el SW (en dirección del corte) y para el VEI 4 y VEI 5 el eje principal de dispersión va hacia el SE (desplazado de la dirección del corte). Además, se considera otros parámetros como la porosidad (es un indicador valioso del carácter de la erupción volcánica), que nos acerquen a un VEI más preciso. Mueller, et al., (2011), indica que los valores de porosidad media de los depósitos se correlacionan positivamente con VEI, en base a este análisis en la Figura 39-D, se puede estimar un VEI en base a la porosidad y la composición de la capa.

Totorillas A.

Presenta un espesor entre 8-10 cm, de acuerdo al modelo realizado se establece un VEI 3 grande (Figura 39-A), en el eje de dispersión los depósitos generados son mayores a 3 cm y un VEI 4 pequeño (Figura 39-B), estando un poco fuera del eje de dispersión principal se generan depósitos por encima de 10 cm. La porosidad de los piroclastos es 54% y

presenta una composición de Andesítica a Andesítica-Basáltica, en base a Mueller, et al., (2011) se puede estimar un VEI 2, lo cual es contrario respecto a las características de la muestra y el dinamismo eruptivo, dan para un mayor VEI como el determinado en base al espesor, por lo cual el modelo en base a espesores parece más válido.

Totorillas B

Esta capa tiene un espesor de 30 cm, aunque pertenece a un ciclo eruptivo que generó depósitos de mayor potencia, la capa estimada sería generada por una erupción con un VEI 4 grande (Figura 39-B), los depósitos fuera del eje de dispersión tienen espesores mínimos de 10 cm, a una VEI 5 pequeña (Figura 39-C), aunque el espesor de la capa no se acercan demasiado al del modelo (67.5 cm mínimo), la densidad de la capa apunta a un VEI 5 pequeño. En base al estudio realizado por Mueller et al., (2011), podemos estimar un VEI 6 ya que la porosidad media es de 76% y presenta una composición dacítica, lo cual está sobre-estimado, ya que erupciones con este VEI generan capas más potentes.

Totorillas E

El espesor de la capa se encuentra entre 12 y 23 cm, de acuerdo a los modelos fácilmente es una erupción VEI 4 (Figura 39-B), analizando la densidad de la capa confirmamos esto, además comparando con otras erupciones como la del Tungurahua 2006, la cual es VEI 3 de media a grande, presenta espesores menor a esta capa y comparando con el Cotopaxi (Pistolesi et al 2011) si estamos un poco en los lados del eje de dispersión, probablemente está entre Mb (VEI 4 pequeño) y Mt (VEI4 medio). El tamaño máximo de los bloques indicaría una altura similar a Mt con lo cual confirmaríamos un VEI 4 para esta capa. Mueller, et al., (2011), indica que los valores de 77% de porosidad media y composición andesita basálticas presentan un VEI 3 grande a VEI 4 pequeño, similar a lo determinado con los modelos de dispersión.

Totorillas C

Tiene un espesor de 17 cm, pertenece a la capa f en Barba, (2006), que fue dividida en dos, de acuerdo a los modelos presenta una erupción VEI 4 pequeño (Figura 39-B), ya que tiene un espesor mayor a 10 cm que es la cantidad mínima cuando se aleja del eje de dispersión. En base a la composición (andesítica) y al porcentaje de porosidad media (64%), podemos estimar un VEI aproximado de 4 comparando con Mueller, et al., (2011), lo cual confirma el VEI determinado en base al espesor de las capas.

Totorillas D

Esta capa está asociada a la dinámica eruptiva de la anterior, es la parte superior de la capa f en Barba, (2006), tiene un espesor de 35 cm, compara con los modelos se asocia a una erupción con VEI 4 grande (Figura 39-B). En base al análisis de Mueller, et al., (2011)

como podemos ver en la figura, podemos estimar un VEI 4 ya que la porosidad media es de 57% y presenta una composición andesita. Esto confirma el VEI determinado en base al espesor. Individualmente ambas capas son consideradas como VEI 4, sin embargo si se las hubiera considerado como una sola capa, como lo hizo (Barba, 2006) (capa f, podríamos hablar de un VEI 5 pequeño).

Totorillas F

La capa tiene un espesor entre 12 y 23 cm, de acuerdo a los modelos, la erupción esta entre VEI 3 grande y VEI 4 pequeño, además considerando los ejemplos para muestra E confirmaríamos el mismo VEI para esta capa. Analizando el porcentaje de porosidad media (65%) y la composición andesítica-basáltica, podemos estimar un VEI 4, en base a Mueller, et al., (2011), como podemos ver en la Figura 39-D, lo cual es similar a lo determinado en base al espesor de las capas.

Totorillas G

De acuerdo con el espesor de esta capa (25 cm) y su estilo eruptivo, se considera como una VEI 4, ya que está por encima del espesor mínimo determinado para este VEI alejado del eje de dispersión (10 cm). En base a Mueller, et al., (2011), podemos estimar un VEI 4 pequeño, ya que la porosidad media es de 65% y presenta una composición andesita con alto contenido de sílice al límite del campo Andesita-Dacita, lo cual se ajusta a lo determinado anteriormente.

Totorillas H

Esta capa tiene un espesor de 35-40 cm, de acuerdo a los modelos numéricos, estaríamos entre un VEI 4 moderado a VEI 5 pequeño. La porosidad media (72%) y la composición dacítica que presentan la capa, están asociadas a un VEI 6 según Mueller et al., (2011), lo cual es poco probable, ya que el espesor de la capa no es suficientemente grande para ser generado por un VEI 6, por lo tanto el modelo en base al espesor de la capa es el más fiable.

Totorillas I

Esta capa es la más grande de todas las estudiadas, presenta un espesor de 75 cm, tomando en cuenta los modelos de dispersión se hablarían de una erupción VEI 5, si nos encontramos fuera del eje de dispersión sería grande y si nos colocamos justo en el eje de dispersión probablemente sería un VEI 5 moderado. Comparando con el modelo de Mueller et al., (2011), podemos estimar un VEI 4 como podemos ver en la figura, ya que la porosidad media es de 50% y presenta una composición de andesita a andesita-basáltica, sin embargo considerando el espesor, este modelo no se acerca a un VEI real ya que es poco probable que generen capas tan potentes.

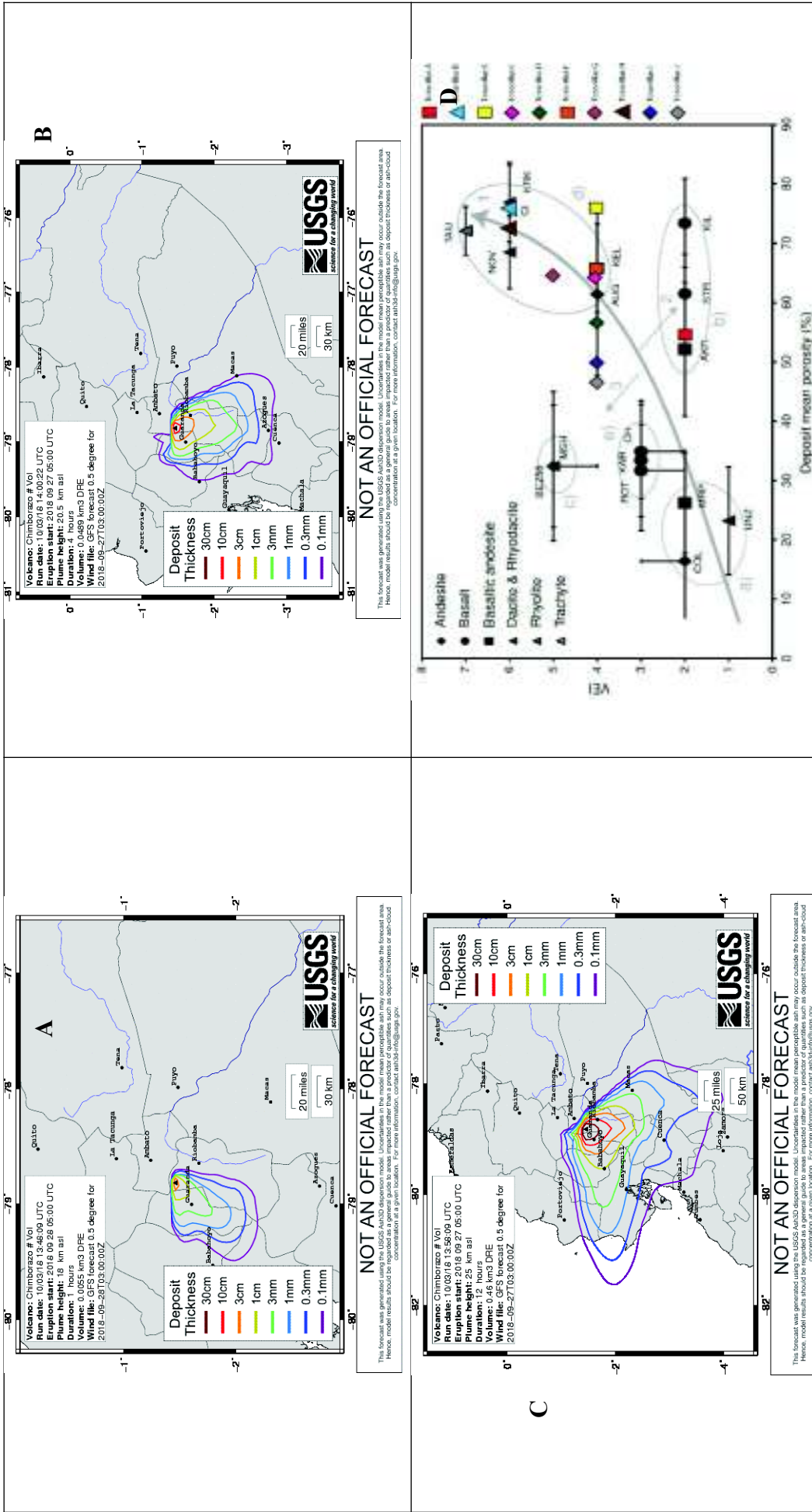


Figura 39. Modelización realizada por Benjamin Bernard en Ash3D Dispersion Model de la USGS; A) VEI 3, B) VEI 4, C) VEI 5, D) VEI vs. Porosidad media, basado en Mueller et al., (2011)

Totorillas J

Esta capa finaliza la secuencia sobre la discordancia de 14-16 ka, presenta un espesor de 30 cm, en base a los modelos de dispersión, nos encontramos en un VEI 4 moderado a grande fuera del eje de dispersión. Considerando la porosidad media para esta capa (47%), en base al estudio de Mueller, et al., (2011), podemos estimar un VEI aproximado de 4, ya que además presenta una composición de andesita a andesita-basáltica. Este modelo se ajusta a otros parámetros como la granulometría y el espesor ya analizado, los cuales indica que sin duda se trata de un VEI 3 grande, podría llegar a ser del tamaño de la erupción del Tungurahua 2006.

La relación que hace Mueller et al., (2011) del VEI vs. Porosidad, considera pocas erupciones, esto no permite que sus resultados sean confiables, en la descripción podemos observar que el modelo (Figura 39-D) se aplica bien a composiciones intermedias (andesita), mientras que para composiciones ácidas y básicas sus resultados son poco confiables. Lo óptimo sería aumentar el número de casos de estudios, con esto lograría reducir el margen de error y mejorar la calidad del estudio.

5.3. Análisis de Componentes Principales

Se realizó un Análisis de Componentes Principales (ACP), con el fin de encontrar las correlaciones más fuertes entre variables por medio de una matriz de correlaciones. El objetivo de esta herramienta estadística es reducir el número de variables en base a su correlación, sin embargo, para este estudio usaremos la parte de esta herramienta (matriz de correlaciones) que ayude a nuestro fin, para compararlas entre si y obtener mejores resultados a la hora de interpretar y discutir los resultados de este estudio. Dentro de la matriz de correlaciones () tomamos en cuenta los valores superiores a 0.60, tanto para correlaciones positivas como negativas. Además, se elaboró graficas bivariantes de relaciones >0.50 (Anexo XII), de las cuales las relaciones entre 0.50 y 0.60 no presentan tendencia, lo cual nos demuestra que el rango tomado para la matriz es el óptimo para el estudio.

Porosidad Total (media ponderada) vs. Densidad (media ponderada).

Estos componentes presentan una anti-correlación fuerte (-0.995), a medida que la densidad aumenta la porosidad total disminuye (Figura 40-A). Esta relación, es importante, antes que dar conocimiento nuevo, indica la validez del ACP, ya que es una relación bastante conocida y bien estudiada. La densidad se define como la masa por unidad de volumen, mientras que la porosidad total, representa el volumen de espacios vacíos dentro de un volumen total, entonces, conforme los piroclastos presenten mayor porosidad la densidad de la muestra tiende a disminuir. La porosidad total es la suma de la porosidad aislada y conectada, por lo tanto, tendrán la misma relación con la densidad que la porosidad total (Figura 40 B y C).

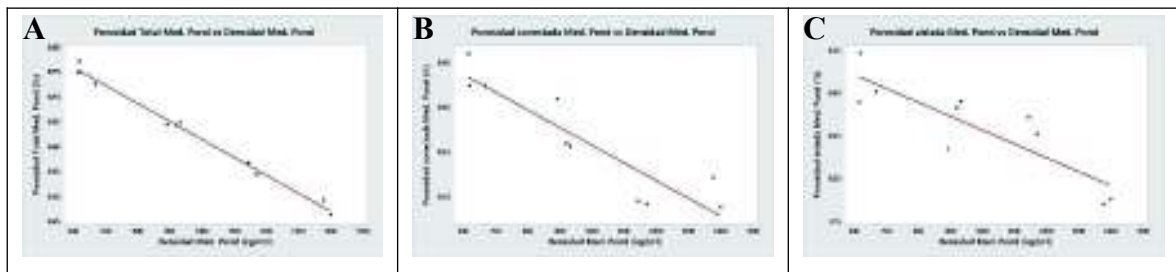


Figura 40. Gráficos bivariantes de las relaciones ACP. A) Densidad Media vs. Porosidad Total, B) Densidad Media vs. Porosidad Conectada, C) Densidad Media vs. Porosidad Aislada.

SiO₂ (wt. %) vs. DRE (g/cm³)

Esta relación presenta un comportamiento asintótico (Figura 41), a medida que el DRE aumenta, el contenido de SiO₂ disminuye hasta alcanzar cierto rango (55-58 wt. %) en donde presenta distintos valores de DRE entre 2.55 y 2.60 g/cm³. Este comportamiento se relaciona con la paragénesis mineral que presentan los piroclastos. Densidades altas (~2.70 g/cm³) corresponden a composiciones básicas (45-52 wt.% SiO₂), es decir minerales con alto contenido de FeO, MgO, TiO₂, los cuales no pueden ser reemplazados catiónicamente por cadenas simples de SiO₂, por el contrario, densidades bajas (< 2.50 g/cm³) corresponden a composiciones ácidas (>66 wt% SiO₂), las cuales tienen minerales altos en CaO, Na₂O, los cuales pueden ser reemplazados por cadenas compuestas de SiO₂, pero, las composiciones intermedias (52-66 wt.% SiO₂), pueden contener minerales máficos (alto contenido de Fe y Mg, ClinoPx y Orto Px), como félsicos (alto contenido de SiO₂, Plg), generando una amplia gama de asociaciones minerales con densidades entre 2.50 y 2.70 g/cm³, lo cual explicaría el comportamiento asintótico de la relación.

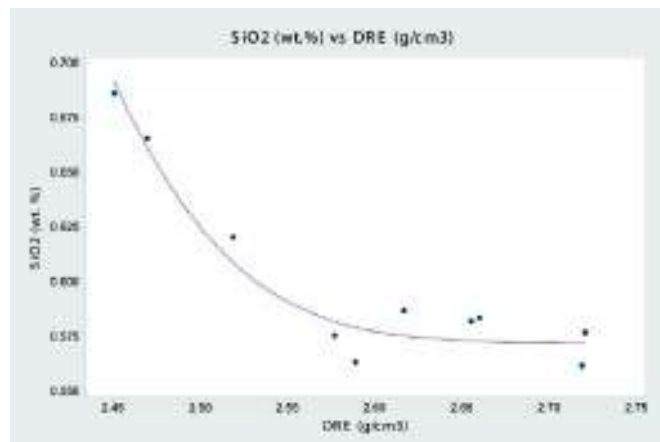


Figura 41. Gráfico bivariante de las relaciones ACP. DRE vs. SiO₂

Densidad (media ponderada) vs. Contenido de Px

La densidad media ponderada se correlaciona positivamente con el contenido de Px (Figura 42), debido a la composición química que presentan los Px, lo cual genera mayor densidad en el mineral y por ende en los magmas básicos e intermedios que lo contengan.

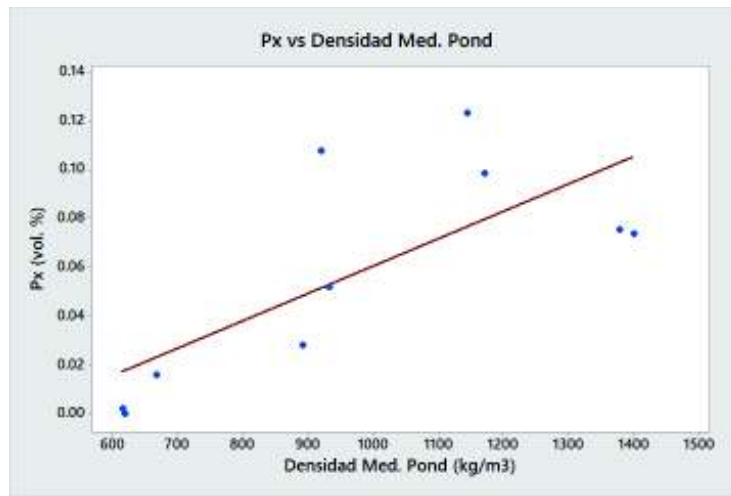


Figura 42. Gráfico bivalente de las relaciones ACP. Densidad Media vs. Px

Matriz (vol. %), Px (vol. %) vs. Porosidad Conectada (media ponderada).

La matriz y la porosidad conectada presentan una relación positiva (Figura 43-A), si bien esta relación no parece lógica, esto sucede debido a que los datos de la matriz están ponderados sin considerar el porcentaje de vesículas, entonces, a medida que aumenta la porosidad se necesita magmas más fluidos (menos diferenciados) que permitan el escape de gases, lo cual genera mayor contenido de matriz frente al contenido de fenocristales, explicando la relación positiva que se presenta. El mismo concepto se maneja para la relación presentada entre Porcentaje de Px vs. Media ponderada de Porosidad conectada, a medida que aumenta la porosidad conectada el contenido de Px disminuye (Figura 43-B).

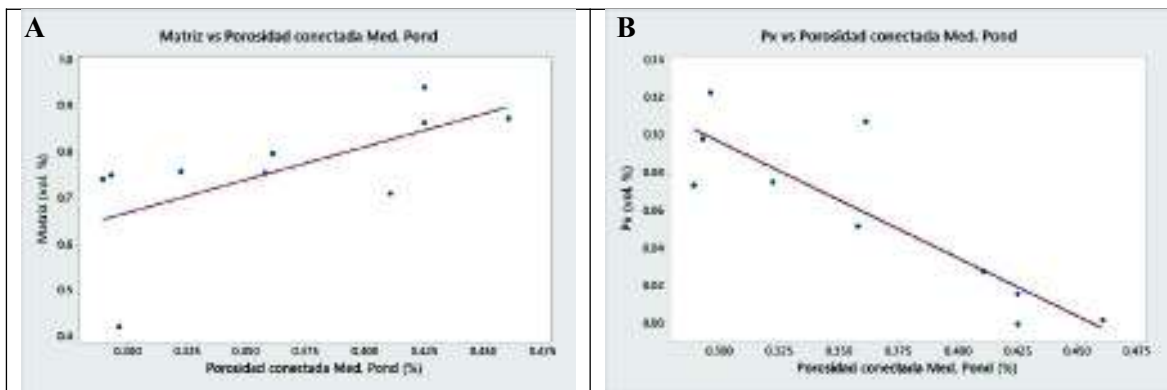


Figura 43. Gráficos bivariantes de las relaciones ACP. A) Porosidad Conectada vs. Matriz, B) Porosidad Conectada vs. Px.

En la matriz de componentes (Tabla 16) se especifican otras relaciones las cuales son comunes, como las presentadas entre porcentaje de matriz vs. Contenido de Plg, a medida que aumenta el contenido de Plg disminuye el contenido de matriz, esto se explica por el nivel de diferenciación que presenta el magma, magmas más diferenciados contienen mayor contenido de fenocristales en especial Plg.

Con este análisis se entrega una nueva herramienta al momento de interpretar resultados, que ayudaría a encontrar relaciones poco visibles, que podrían entregar

información importante sobre procesos que hayan sucedido, además se pudo comprobar la eficacia del análisis con relaciones ya conocidas y bastante estudiadas.

Se puede interpretar que en todas las muestras del corte en general predomina el contenido de material juvenil (Pómez y Escorias), con un ligero aumento del contenido en las capas más jóvenes, lo que nos indica que durante la erupción explosiva hubo gran cantidad de gases y el ascenso del magma fue rápido. Por otra parte, líticos están presentes en todas las capas del corte, con mayor contenido en las capas más jóvenes que va disminuyendo hacia las capas más antiguas, lo cual refleja una erosión del conducto más efectiva en las últimas etapas eruptivas, lo cual podría asociar un aumento de la tasa de descarga de magma. El material no-juvenil (oxidados) no está presente en todas las capas, el contenido disminuye hasta la capa de donde se tomó la muestra Totorillas F, lo cual nos indica que la erosión e incorporación de agregados (material no juvenil) tuvo lugar en las primeras fases eruptivas.

Tabla 16. Matriz de componentes. Verde.(principales relaciones entre componente).

Matriz de componentes	Espejor	Granulometría media (µm)	Transparencia agua est. (pH)	Densidad med pond (g/m ³)	Densidad agua est (g/ml)	DRE (g/l/m ³)	Pericardio Total med pond (%)	Posibilidad conectada Med. Pond (%)	Pericardio albedo Med. Pond (%)	Componente Juvenil(Polo 1)	Componente Juvenil(Polo 2)	Componente Lírico	Componente No Juvenil	Pg (wt%)	Ps (wt%)	Matriz (wt%)	Componente SDC (wt%)
Espejor	1.00	-0.23	0.11	0.22	-0.09	0.19	-0.18	0.02	-0.32	0.10	0.10	-0.04	-0.44	0.16	0.00	0.12	0.37
Transparencia media (pH)	-0.23	1.00	0.21	-0.28	0.08	-0.50	0.25	0.11	0.41	0.08	-0.31	0.15	0.24	0.10	-0.17	0.02	0.58
Transparencia agua est. (pH)	0.11	0.21	1.00	0.48	-0.16	-0.21	-0.49	-0.38	-0.51	0.37	-0.48	0.11	-0.16	0.49	0.23	0.46	0.32
Densidad med pond (g/m ³)	0.22	-0.28	0.48	1.00	-0.55	0.46	0.36	0.16	0.49	0.03	-0.04	0.06	-0.11	0.40	0.15	0.55	0.51
Densidad agua est (g/ml)	-0.09	0.08	-0.16	-0.55	1.00	-0.49	0.52	0.11	0.30	-0.12	0.22	-0.26	0.26	-0.27	-0.45	0.37	0.37
DRE (g/l/m ³)	0.19	-0.50	-0.21	0.46	-0.49	1.00	-0.38	-0.50	-0.16	-0.47	0.56	-0.04	0.16	0.14	0.34	-0.21	0.47
Pericardio Total med pond (%)	-0.18	0.25	-0.49	0.36	0.52	-0.48	1.00	0.51	0.38	-0.08	0.10	-0.07	0.13	-0.00	-0.75	0.58	0.46
Posibilidad conectada Med. Pond (%)	0.02	0.11	-0.38	-0.02	0.62	-0.50	0.01	1.00	0.00	0.22	-0.11	-0.16	-0.12	-0.46	0.41	0.14	0.44
Pericardio albedo Med. Pond (%)	-0.32	0.41	-0.51	-0.38	0.30	-0.16	0.38	0.10	1.00	-0.29	0.51	0.04	0.28	-0.25	-0.41	0.33	0.36
Componente Juvenil(Polo 1)	0.10	0.08	0.37	0.03	-0.12	-0.47	-0.08	0.22	-0.38	1.00	-0.50	-0.29	-0.41	-0.15	-0.38	0.32	0.57
Componente Juvenil(Polo 2)	0.10	-0.31	-0.48	-0.03	0.22	0.56	0.10	0.11	0.31	-0.29	1.00	-0.05	0.45	-0.12	0.20	0.34	-0.60
Componente Lírico	-0.04	0.15	0.11	0.06	-0.26	-0.04	-0.07	0.16	0.04	-0.29	-0.05	1.00	-0.55	0.53	0.11	-0.54	0.10
Componente No Juvenil	-0.44	0.24	-0.16	-0.11	-0.12	0.13	-0.08	-0.12	0.38	0.41	0.45	-0.55	1.00	-0.16	0.06	0.32	-0.19
Pg (wt%)	0.16	0.38	0.49	0.40	-0.27	0.14	-0.40	-0.46	-0.25	-0.15	-0.12	0.55	-0.16	1.00	0.51	0.16	-0.09
Ps (wt%)	0.00	-0.17	0.23	0.73	-0.45	0.24	-0.73	-0.87	-0.41	-0.38	0.26	0.51	0.06	0.51	1.00	-0.72	-0.58
Matriz (wt%)	-0.12	-0.02	-0.46	-0.53	0.37	-0.21	0.56	0.64	0.33	0.22	0.03	0.54	0.32	-0.96	-0.72	1.00	0.26
Componente SDC (wt%)	0.17	0.58	0.32	-0.51	0.37	-0.85	0.46	0.62	0.16	0.57	-0.80	0.00	-0.29	-0.09	-0.58	0.28	1.00

CAPÍTULO VI

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1. Conclusiones

- Se concluyó que cada una de las capas analizadas por medio de las muestras recolectadas, pertenecen a distintas etapas eruptivas, ya que presentaron características físicas y químicas diferentes.
- Se definieron tres diferentes tipos de dinamismos, asociados a las diferentes etapas eruptivas del volcán, de acuerdo al comportamiento de los parámetros físicos y químicos.
- Algunas muestras presentan depósitos con características iniciales Vulcanianas, por el alto contenido de líticos y material fino, las cuales evolucionan a Subplinianas, ya que presentan distribuciones granulométricas y espesores de capa de columnas de este tipo de erupciones, tal es el caso de las capas E y G.
- Para la determinación del VEI es mejor hacer una estimación en base al espesor de las capas, ya que el resto de parámetros dependen de varios aspectos que pueden confundir fácilmente la estimación.
- El modelo de Mueller et al., 2011, carece de suficientes casos de estudio que permitan definir de manera óptima a que dinamismo eruptivo y VEI se encuentra asociado determinada erupción.
- La eficiencia de la fragmentación, transporte y depositación de los piroclastos se ve reflejada en las distribuciones granulométricas presentadas por las muestras. Estas distribuciones son en su mayoría unimodales, con asimetría hacia los granos finos, indicando que las etapas eruptivas son sostenidas en el tiempo y hacia las etapas finales de la erupción se depositó material fino y en las etapas iniciales se depositaron piroclastos de grano grueso.
- El DRE calculado para las muestras se ajusta al contenido de SiO₂ determinado mediante el análisis geoquímico, confirmando de esta manera que el método del picnómetro es confiable y se lo realizó de manera correcta.
- La característica bimodal de la muestra Totorillas F, asociada a una erupción subpliniana, se debe a una historia compleja de fragmentación, con ambos mecanismos de fragmentación (rápida aceleración y rápida descompresión) actuando simultáneamente, en donde cerca del viento se observan depósitos de caída con granulometría gruesa, productos de mezclas producidas por caídas por

proyección balística y clastos derivados de la pluma (grano fino), dando distribuciones bimodales.

- El estudio granulométrico, de componentes, densimétrico y de porosidad realizado en las muestras del corte de Totorillas, demuestra que sus partículas guardan características asociadas al dinamismo eruptivo bajo en cual se formaron. La descripción de estas características permite conocer y describir de mejor manera los fenómenos que dieron su origen

6.2. Recomendaciones

- Realizar una columna estratigráfica de todas las capas que comprenden el corte de Totorillas.
- Comparar los resultados obtenidos con volcanes que presenten similares dinanismos eruptivos a distancias iguales que las del corte de Totorillas.
- Realizar ensayos de granulometría, densidad, porosidad con otras metodologías para comparar resultados y contrastar la veracidad de los obtenidos.
- Realizar campañas de campo para identificar en otras zonas más depósitos nuevos que se correlacionen, para calcular el volumen de las erupciones y determinar de manera precisa el VEI.
- Sería interesante realizar una clasificación más detallada de los componentes, usando las diferentes características que distinguen al material juvenil.
- Actualizar los modelos presentados por Mueller et al., (2011), con más casos de estudio, con el fin de poder ampliar los modelos.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alfano, F., C. Bonadonna, and L. Gurioli, 2012, Insights into eruption dynamics from textural analysis: the case of the May, 2008, Chaitén eruption: *Bulletin of Volcanology*, v. 74, no. 9, p. 2095–2108, doi:10.1007/s00445-012-0648-3.
- Alvarado, A., L. Audin, J. M. Nocquet, E. Jaillard, P. Mothes, P. Jarrín, M. Segovia, F. Rolandone, and D. Cisneros, 2016, Partitioning of oblique convergence in the Northern Andes subduction zone: Migration history and the present-day boundary of the North Andean Sliver in Ecuador: EASTERN LIMIT OF THE NORTH ANDEAN SLIVER: *Tectonics*, v. 35, no. 5, p. 1048–1065, doi:10.1002/2016TC004117.
- Aspden, J. A., and M. Litherland, 1992, The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador: *Tectonophysics*, v. 205, no. 1–3, p. 187–204, doi:10.1016/0040-1951(92)90426-7.
- Barba, D., 2006, Estudio vulcanológico del complejo volcánico Chimborazo Ecuador, Tesis de Ingeniería: Quito-Ecuador, EPN, 193 p.
- Barba, D., C. Robin, P. Samaniego, and J.-P. Eissen, 2008, Holocene recurrent explosive activity at Chimborazo volcano (Ecuador): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 176, no. 1, p. 27–35, doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.05.004.
- Barba, D., P. Samaniego, J.-P. Eissen, C. Robin, M. Fornari, J. Cotten, and B. Beate, 2005, Geology and structure of the late Pleistocene to Holocene Chimborazo stratovolcano (Ecuador): p. 90–93.
- Bernard, B., and D. Andrade, 2011, *Volcanes Cuaternarios del Ecuador Continental*.
- Bernard, B., U. Kueppers, and H. Ortiz, 2015, Revisiting the statistical analysis of pyroclast density and porosity data: *Solid Earth Discussions*, v. 7, no. 1, p. 1077–1095, doi:10.5194/sed-7-1077-2015.
- Bernard, B., B. van Wyk de Vries, D. Barba, H. Leyrit, C. Robin, S. Alcaraz, and P. Samaniego, 2008, The Chimborazo sector collapse and debris avalanche: Deposit characteristics as evidence of emplacement mechanisms: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 176, no. 1, p. 36–43, doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.03.012.
- Bourdon, E., J.-P. Eissen, M.-A. Gutscher, M. Monzier, M. L. Hall, and J. Cotten, 2003, Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America): *Earth and Planetary Science Letters*, v. 205, no. 3–4, p. 123–138, doi:10.1016/S0012-821X(02)01024-5.
- Carey, S., and M. Bursik, 2015, Volcanic Plumes, *in* *The Encyclopedia of Volcanoes*: Elsevier, p. 571–585, doi:10.1016/B978-0-12-385938-9.00032-8.
- Carey, S., and R. S. J. Sparks, 1986, Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns: *Bulletin of Volcanology*, v. 48, no. 2–3, p. 109–125, doi:10.1007/BF01046546.

- Cas, R. A. F., and J. V. Wright, 1987, *Volcanic Successions Modern and Ancient*: Dordrecht, Springer Netherlands, doi:10.1007/978-94-009-3167-1.
- Cashman, K. V., and B. Scheu, 2015, Magmatic Fragmentation, *in* *The Encyclopedia of Volcanoes*: Elsevier, p. 459–471, doi:10.1016/B978-0-12-385938-9.00025-0.
- Castañeda, M., 2015, Seminario de Investigación IV y Trabajo de Grado.
- Cioni, R., M. Pistolesi, and M. Rosi, 2015, Plinian and Subplinian Eruptions, *in* *The Encyclopedia of Volcanoes*: Elsevier, p. 519–535, doi:10.1016/B978-0-12-385938-9.00029-8.
- Clapperton, C. M., 1990, Glacial and volcanic geomorphology of the Chimborazo-Carihuairazo Massif, Ecuadorian Andes: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, v. 81, no. 02, p. 91–116, doi:10.1017/S0263593300005174.
- Clarke, A. B., T. Esposti Ongaro, and A. Belousov, 2015, Vulcanian Eruptions, *in* *The Encyclopedia of Volcanoes*: Elsevier, p. 505–518, doi:10.1016/B978-0-12-385938-9.00028-6.
- Climate Data, n.d., Clima: Riobamba: Ecuador, Climate-Data.org.
- Diller, K., A. B. Clarke, B. Voight, and A. Neri, 2006, Mechanisms of conduit plug formation: Implications for vulcanian explosions: *Geophysical Research Letters*, v. 33, no. 20, doi:10.1029/2006GL027391.
- Eissen, J.-P., D. Barba, and B. Bernard, 2006, “CHIMBORAZO VOLCANO” Late Pleistocene and Holocene Activity, *in* *Quito-Ecuador*.
- Eychenne, J., J.-L. Le Pennec, P. Ramón, and H. Yepes, 2013, Dynamics of explosive paroxysms at open-vent andesitic systems: High-resolution mass distribution analyses of the 2006 Tungurahua fall deposit (Ecuador): *Earth and Planetary Science Letters*, v. 361, p. 343–355, doi:10.1016/j.epsl.2012.11.002.
- Eychenne, J., J.-L. Le Pennec, L. Troncoso, M. Gouhier, and J.-M. Nedelec, 2012, Causes and consequences of bimodal grain-size distribution of tephra fall deposited during the August 2006 Tungurahua eruption (Ecuador): *Bulletin of Volcanology*, v. 74, no. 1, p. 187–205, doi:10.1007/s00445-011-0517-5.
- Folk, R., and W. Ward, 1957, Brazos river: A study in the significance of grain size parameters.
- Font, Y., M. Segovia, S. Vaca, and T. Theunissen, 2013, Seismicity patterns along the Ecuadorian subduction zone: new constraints from earthquake location in a 3-D a priori velocity model: *Geophysical Journal International*, v. 193, no. 1, p. 263–286, doi:10.1093/gji/ggs083.
- Francis, P., and C. Oppenheimer, 2004, *Volcanoes*: Oxford ; New York, Oxford University Press, 521 p.

- Gaudin, D., J. Taddeucci, P. Scarlato, M. Moroni, C. Freda, M. Gaeta, and D. M. Palladino, 2014, Pyroclast Tracking Velocimetry illuminates bomb ejection and explosion dynamics at Stromboli (Italy) and Yasur (Vanuatu) volcanoes: Bomb ejection at Stromboli and Yasur: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 119, no. 7, p. 5384–5397, doi:10.1002/2014JB011096.
- Gorgas, J., N. Cardiel López, and J. Zamorano Calvo, 2011, *Estadística básica para estudiantes de ciencias*: Madrid, Departamento de Astrofísica y Ciencias de la Atmósfera, Universidad Complutense de Madrid.
- Gutscher, M.-A., J. Malavieille, S. Lallemand, and J.-Y. Collot, 1999, Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 168, no. 3–4, p. 255–270, doi:10.1016/S0012-821X(99)00060-6.
- Hall, M. L., P. Samaniego, J. L. Le Penec, and J. B. Johnson, 2008, Ecuadorian Andes volcanism: A review of Late Pliocene to present activity: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 176, no. 1, p. 1–6, doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.06.012.
- Heiken, G., and K. Wohletz, 1985, *Volcanic ash*: Berkeley, University of California Press, Los Alamos series in basic and applied sciences 6, 246 p.
- Hidalgo, S., M. Monzier, E. Almeida, G. Chazot, J.-P. Eissen, J. van der Plicht, and M. L. Hall, 2008, Late Pleistocene and Holocene activity of the Atacazo–Ninahuilca Volcanic Complex (Ecuador): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 176, no. 1, p. 16–26, doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.05.017.
- Hoffer, G., 2008, Fusion partielle d'un manteau métasomaté par un liquide adakitique : approches géochimique et expérimentale de la genèse et de l'évolution des magmas de l'arrière-arc équatorialien, phdthesis: Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II.
- Hoffer, G., J.-P. Eissen, B. Beate, E. Bourdon, M. Fornari, and J. Cotten, 2008, Geochemical and petrological constraints on rear-arc magma genesis processes in Ecuador: The Puyo cones and Mera lavas volcanic formations: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 176, no. 1, p. 107–118, doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.05.023.
- Houghton, B., and R. J. Carey, 2015, Pyroclastic Fall Deposits, *in* *The Encyclopedia of Volcanoes*: Elsevier, p. 599–616, doi:10.1016/B978-0-12-385938-9.00034-1.
- Hughes, R. A., and L. F. Pilatasig, 2002, Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador: *Tectonophysics*, v. 345, no. 1–4, p. 29–48, doi:10.1016/S0040-1951(01)00205-0.
- INEC, 2010, • Instituto Nacional de Estadísticas y Censos INEC (2010).
- Inman, D., 1952, Measures for describing the size distribution of sediments.
- Jaillard, E., M. Ordoñez, J. Suárez, J. Toro, D. Iza, and W. Lugo, 2004, Stratigraphy of the late Cretaceous–Paleogene deposits of the cordillera occidental of central Ecuador:

- geodynamic implications: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 17, no. 1, p. 49–58, doi:10.1016/j.jsames.2004.05.003.
- Kendrick, E., M. Bevis, R. Smalley, B. Brooks, R. B. Vargas, E. Lauría, and L. P. S. Fortes, 2003, The Nazca–South America Euler vector and its rate of change: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, no. 2, p. 125–131, doi:10.1016/S0895-9811(03)00028-2.
- Kilian, R., E. Hegner, S. Fortier, and M. Satir, 1995, Magma evolution within the accretionary mafic basement of Quaternary Chimborazo and associated volcanos (Western Ecuador): *Revista Geológica de Chile* v. 22, no. 2, p. 203–218.
- Krumbein, W., 1936, Application of Logarithmic Moments to Size Frequency Distributions of Sediments: *SEPM Journal of Sedimentary Research*, v. Vol. 6, doi:10.1306/D4268F59-2B26-11D7-8648000102C1865D.
- Larry, G., G. Mastun, and J. Michael, 2013, User’s guide and reference to Ash3d—A three-dimensional model for Eulerian atmospheric tephra transport and deposition.
- Le Penneç, J.-L., G. A. Ruiz, P. Ramón, E. Palacios, P. Mothes, and H. Yepes, 2012, Impact of tephra falls on Andean communities: The influences of eruption size and weather conditions during the 1999–2001 activity of Tungurahua volcano, Ecuador: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 217–218, p. 91–103, doi:10.1016/j.jvolgeores.2011.06.011.
- Lonsdale, P., and K. D. Klitgord, 1978, Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin: *Geological Society of America Bulletin*, v. 89, no. 7, p. 981, doi:10.1130/0016-7606(1978)89<981:SATHOT>2.0.CO;2.
- McPhie, J., M. Doyle, and R. L. Allen, 1993, *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*: Hobart, Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, Univ. of Tasmania, 198 p.
- Michaud, F., C. Witt, and J.-Y. Royer, 2009, Influence of the subduction of the Carnegie volcanic ridge on Ecuadorian geology: Reality and fiction: *Geological Society of America Memoirs*, v. 204, no. 0, p. 217–228, doi:10.1130/2009.1204(10).
- Mueller, S., B. Scheu, U. Kueppers, O. Spieler, D. Richard, and D. B. Dingwell, 2011, The porosity of pyroclasts as an indicator of volcanic explosivity: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 203, no. 3–4, p. 168–174, doi:10.1016/j.jvolgeores.2011.04.006.
- Murcia, H. F., C. A. Borrero, N. Pardo, G. E. Alvarado, M. Arnosio, and T. Scolamacchia, 2011, Depósitos volcánicoclásticos: términos y conceptos para una clasificación en español: *Revista Geológica de América Central*, no. 48, doi:10.15517/rgac.v0i48.12211.
- Newhall, C. G., and S. Self, 1982, The volcanic explosivity index (VEI) an estimate of explosive magnitude for historical volcanism: *Journal of Geophysical Research*, v. 87, no. C2, p. 1231, doi:10.1029/JC087iC02p01231.

- Nocquet, J.-M. et al., 2014, Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes: *Nature Geoscience*, v. 7, no. 4, p. 287–291, doi:10.1038/ngeo2099.
- Nocquet, J. M., P. Mothes, and A. Alvarado, 2012, Geodésia, geodinámica y ciclo sísmico en Ecuador: p. 17.
- Pistolesi, M., M. Rosi, R. Cioni, K. V. Cashman, A. Rossotti, and E. Aguilera, 2011, Physical volcanology of the post-twelfth-century activity at Cotopaxi volcano, Ecuador: Behavior of an andesitic central volcano: *Geological Society of America Bulletin*, v. 123, no. 5–6, p. 1193–1215, doi:10.1130/B30301.1.
- Polacci, M., L. Pioli, and M. Rosi, 2003, The Plinian phase of the Campanian Ignimbrite eruption (Phlegrean Fields, Italy): evidence from density measurements and textural characterization of pumice: *Bulletin of Volcanology*, v. 65, no. 6, p. 418–432, doi:10.1007/s00445-002-0268-4.
- Pyle, D. M., 2015, Sizes of Volcanic Eruptions, *in The Encyclopedia of Volcanoes*: Elsevier, p. 257–264, doi:10.1016/B978-0-12-385938-9.00013-4.
- Samaniego, P., D. Barba, C. Robin, M. Fornari, and B. Bernard, 2012, Eruptive history of Chimborazo volcano (Ecuador): A large, ice-capped and hazardous compound volcano in the Northern Andes: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 221–222, p. 33–51, doi:10.1016/j.jvolgeores.2012.01.014.
- Santamaría F, S. D., B. Bernard, and S. Hidalgo, 2017, Análisis de la frecuencia de erupciones explosivas en el arco volcánico ecuatoriano durante el Holoceno.
- Segura, A., 2016, Erupción Subpliniana de abril de 2015 del volcán Calbuco, andes del sur; Génesis, Dinámica y parametros físicos de la columna eruptiva y depositos piroclásticos de caída asociados.: Santiago de Chile, Universidad de Chile, facultad de Ciencias Físicas Y Matemáticas Departamento de Geología, 99 p.
- Spikings, R. ., W. Winkler, D. Seward, and 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 and Planetary Science Letters*, v. 186, no. 1, p. 57–73, doi:10.1016/S0012-821X(01)00225-4.
- Taddeucci, J., M. Edmonds, B. Houghton, M. R. James, and S. Vergnolle, 2015, Hawaiian and Strombolian Eruptions, *in The Encyclopedia of Volcanoes*: Elsevier, p. 485–503, doi:10.1016/B978-0-12-385938-9.00027-4.
- UNISDR Panamá, 2009, Terminología sobre Reduccion del Riesgo de Desastres: Ginebra, Suiza, 38 p.
- Vinueza, D., 2016, La Reserva de Producción de Fauna Chimborazo es un lugar mágico para contactarse con la naturaleza.
- Walker, G., 1973, Explosive volcanic eruptions — a new classification scheme: *Geologische Rundschau*, v. 62, no. 2, p. 431–446, doi:10.1007/BF01840108.

White, J. D. L., and B. F. Houghton, 2006, Primary volcanoclastic rocks: *Geology*, v. 34, no. 8, p. 677, doi:10.1130/G22346.1.

Wohletz, K., 2013, SFT(Sequential Fragmentation/Transport).

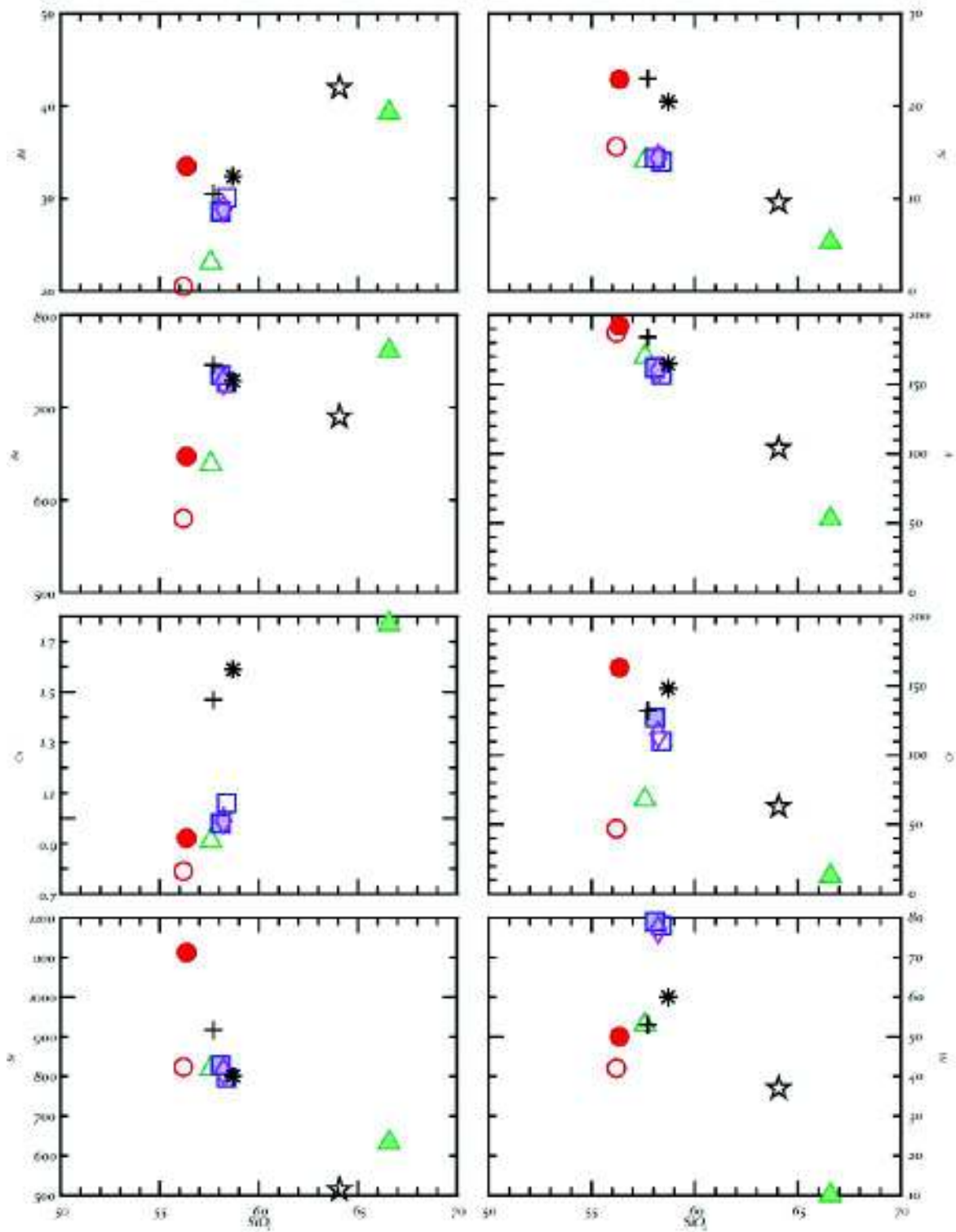
Wohletz, K. H., M. F. Sheridan, and W. K. Brown, 1989, Particle size distributions and the sequential fragmentation/transport theory applied to volcanic ash: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 94, no. B11, p. 15703–15721, doi:10.1029/JB094iB11p15703.

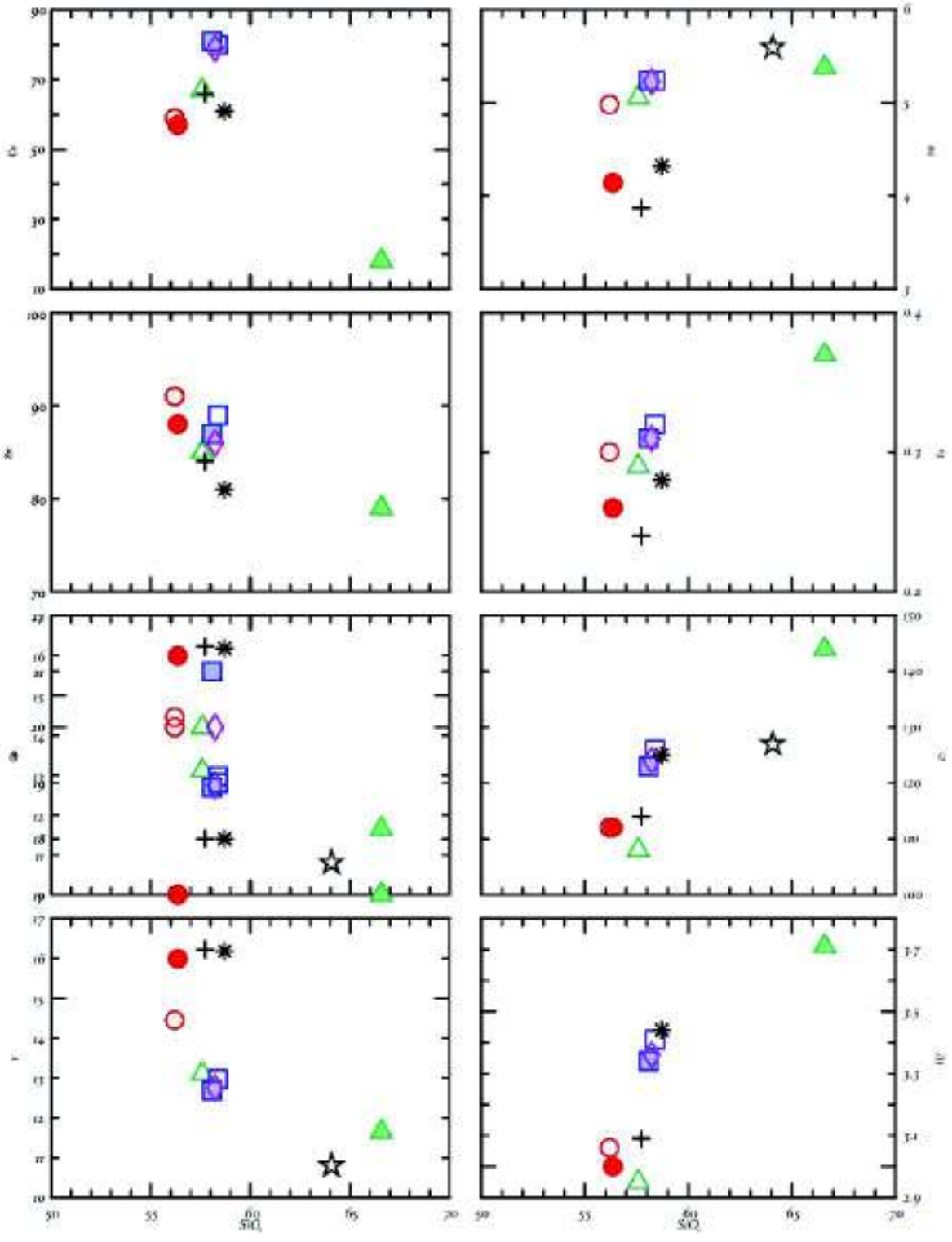
ANEXOS

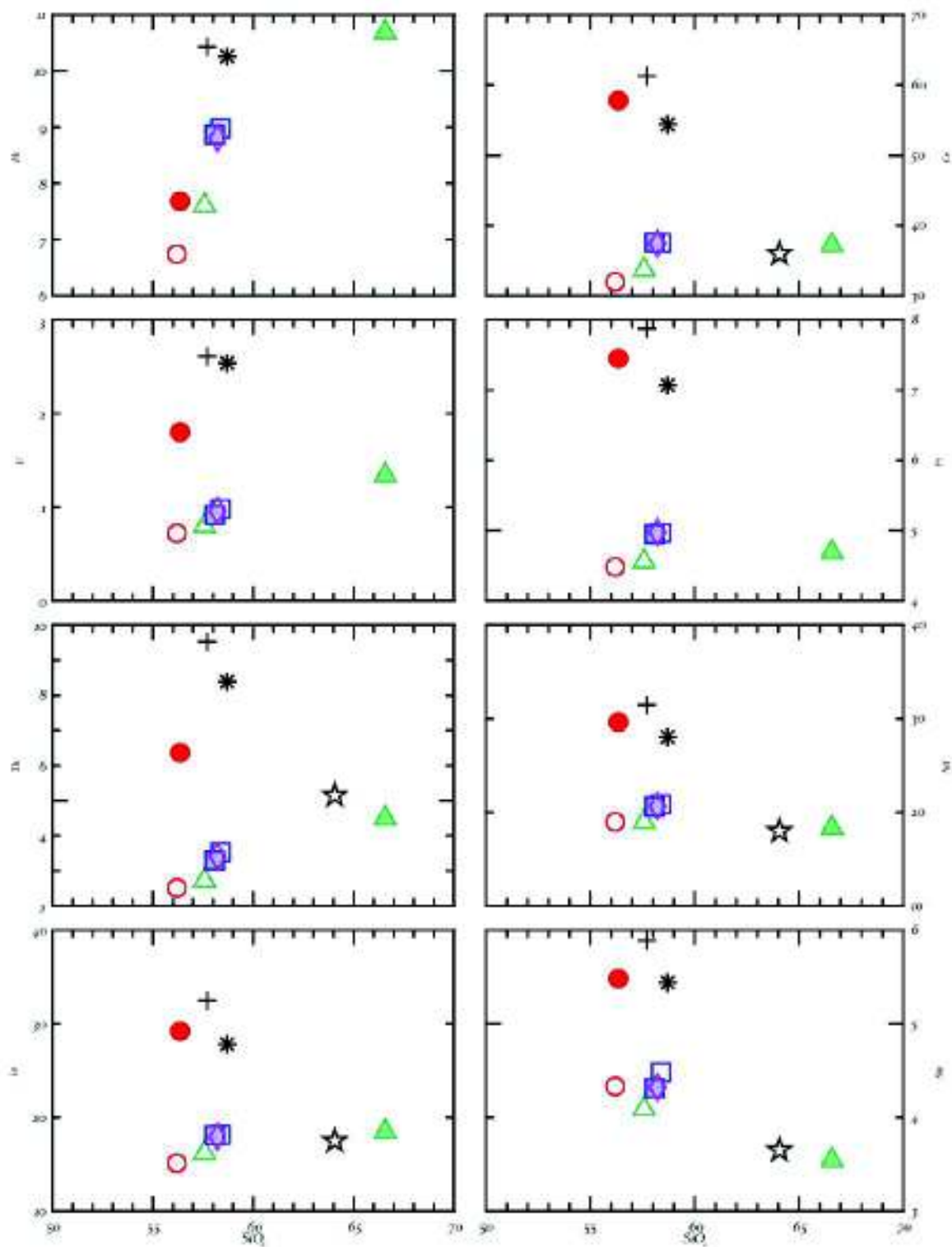
Anexo I. Análisis Geoquímico de Elementos Traza

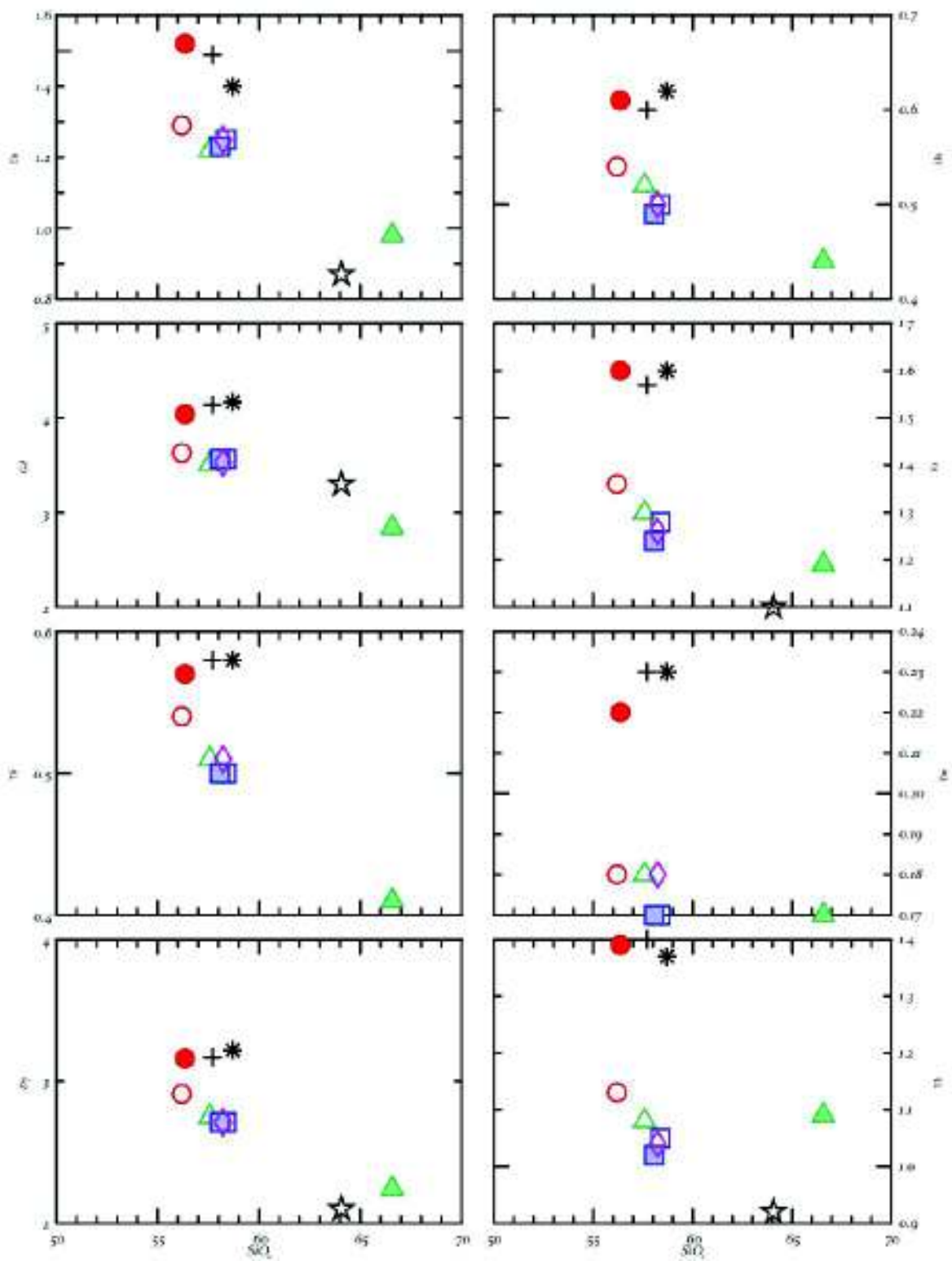
Muestra	A	B	C	D	D_1	D_2	E	F	I	J	H_*BARBA
Rb	23.1	39.3	30.1	18.9	28.6	28.9	20.5	33.5	30.5	32.4	42.0
Cs	0.91	1.77	1.06	0.70	0.98	0.99	0.79	0.92	1.47	1.59	
Sr	819	633	797	653	828	813	823	1112	917	801	514
Ba	639	761	727	494	735	728	580	647	746	729	690
Sc	14.1	5.3	14.0	19.1	14.4	14.4	15.6	22.9	23.0	20.5	9.6
V	170	53	157	193	162	160	187	192	184	165	104
Cr	68	13	110	235	127	115	47	163	132	148	63
Ni	53	10	78	104	79	77	42	50	53	60	37
Cu	67	18	80	67	81	79	59	57	66	61	
Zn	85	79	89	91	87	86	91	88	84	81	
Ga	20	17	19	19	21	20	20	17	18	18	
Y	13.11	11.65	12.97	13.20	12.69	12.75	14.45	15.99	16.22	16.18	10.80
Nb	5.06	5.38	5.24	3.88	5.24	5.23	4.98	4.14	3.87	4.32	5.60
Ta	0.29	0.37	0.32	0.24	0.31	0.31	0.30	0.26	0.24	0.28	
Zr	108	144	126	95	123	124	112	112	114	125	127
Hf	2.95	3.71	3.41	2.57	3.34	3.36	3.06	3.00	3.09	3.44	
Pb	7.61	10.69	8.98	5.70	8.87	8.81	6.74	7.68	10.43	10.26	
U	0.80	1.34	0.98	0.63	0.92	0.96	0.72	1.80	2.61	2.54	
Th	2.72	4.50	3.53	2.21	3.30	3.41	2.51	6.36	9.52	8.39	5.15
La	16.19	18.48	18.15	12.57	18.12	17.93	15.10	29.19	32.50	27.81	17.50
Ce	33.72	37.21	37.56	26.68	37.60	37.41	31.98	57.80	61.29	54.39	36.00
Pr	4.56	4.69	4.97	3.67	4.95	4.98	4.48	7.45	7.88	7.07	
Nd	18.97	18.32	20.85	15.70	20.62	20.63	18.95	29.62	31.47	28.04	18.00
Sm	4.09	3.54	4.48	3.68	4.31	4.32	4.33	5.48	5.89	5.44	3.65
Eu	1.22	0.98	1.25	1.11	1.23	1.25	1.29	1.52	1.49	1.40	0.87
Gd	3.51	2.84	3.57	3.32	3.57	3.53	3.63	4.04	4.14	4.17	3.30
Tb	0.51	0.41	0.50	0.50	0.50	0.51	0.54	0.57	0.58	0.58	
Dy	2.75	2.24	2.71	2.73	2.71	2.71	2.91	3.16	3.17	3.22	2.10
Ho	0.52	0.44	0.50	0.52	0.49	0.50	0.54	0.61	0.60	0.62	
Er	1.30	1.19	1.28	1.31	1.24	1.26	1.36	1.60	1.57	1.60	1.10
Tm	0.18	0.17	0.17	0.18	0.17	0.18	0.18	0.22	0.23	0.23	
Yb	1.08	1.09	1.05	1.08	1.02	1.04	1.13	1.39	1.40	1.37	0.92
Lu	0.16	0.18	0.16	0.17	0.16	0.16	0.19	0.23	0.24	0.23	

Anexo II. Diagramas Pseudo-Harker de Elementos Traza.

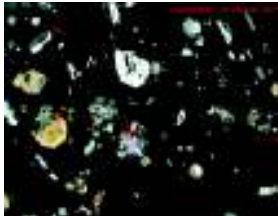

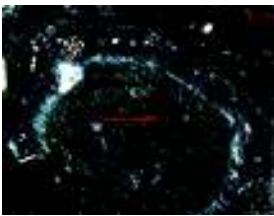




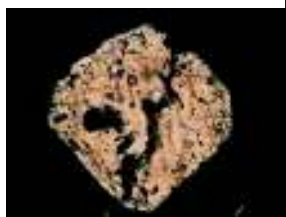







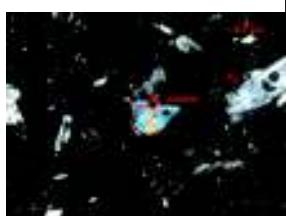







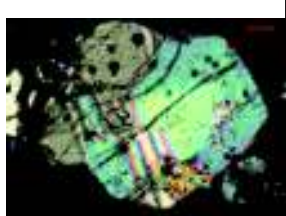


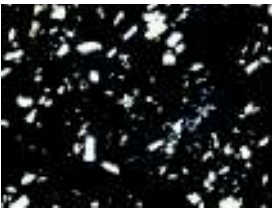

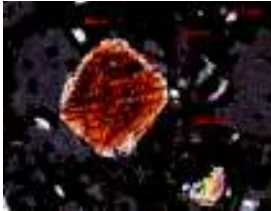


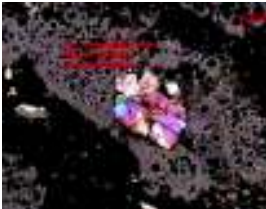
















Anexo III. Imágenes de las láminas

A				
B				
C				
D				
E				
F				

G				
H				
I				
J				

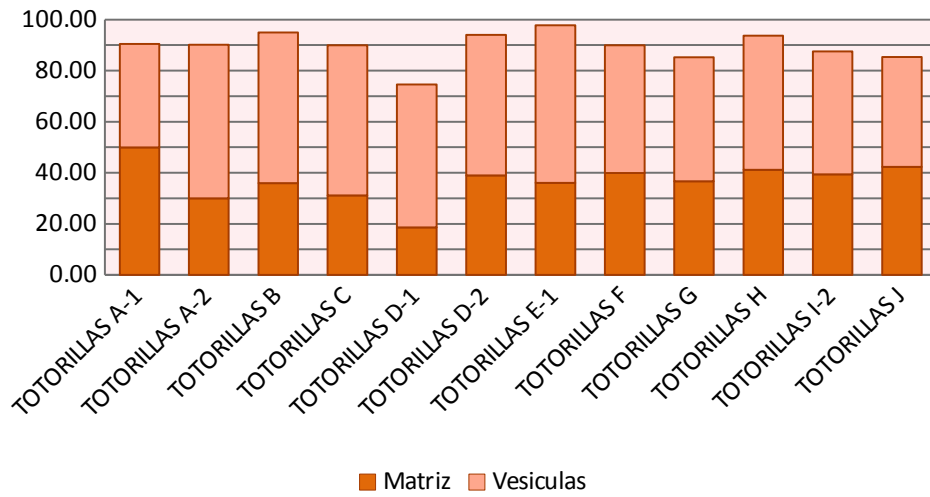
Anexo IV, Resumen de la paragénesis mineral de las muestras del Corte Totorillas en % volumen y tamaño máximo de los cristales en mm

Muestra	Roca	% vol. para cada una de las fases minerales presentes, matriz y vesículas							Textura	Tamaño de XX(mm)				
		Plg	Cpx	Opx	Hbda	Olivino	Matriz	Vesículas		Plg	Cpx	Opx	Olivino	Hbda
TOTORILLAS A-1	Escoria	6.60	1.62	0.74	0.64	0.00	49.95	40.45	Vitrofirica	0.81	1.11	0.83	0.00	0.72
TOTORILLAS A-2	Escoria	5.87	2.44	1.49	0.00	0.08	29.99	60.13	Vitrofirica	0.89	0.42	0.62	0.37	0.00
TOTORILLAS B	Pómez	5.02	0.06	0.03	0.00	0.00	35.98	58.91	Vitrofirica	0.93	0.76	0.80	0.00	0.00
TOTORILLAS C	Escoria	7.52	1.24	0.91	0.32	0.07	31.19	58.75	Vitrofirica	0.74	0.63	0.60	0.91	0.50
TOTORILLAS D-1	Escoria	19.65	4.62	0.80	0.12	0.24	18.58	55.99	Vitrofirica	1.01	0.34	0.25	0.42	0.44
TOTORILLAS D-2	Escoria	4.47	0.93	0.09	0.07	0.50	38.94	55.00	Vitrofirica	1.13	0.41	0.39	0.39	0.24
TOTORILLAS E-1	Escoria	2.22	0.00	0.00	0.00	0.00	36.00	61.78	Vitrofirica	0.92	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTORILLAS F	Escoria	4.45	4.18	1.20	0.25	0.00	39.88	50.04	Vitrofirica	0.38	0.80	0.66	0.00	0.68
TOTORILLAS G	Escoria	12.38	1.06	0.39	0.47	0.47	36.67	48.56	Vitrofirica	0.94	0.54	0.56	0.55	0.14
TOTORILLAS H	Pómez	5.40	0.44	0.33	0.17	0.00	41.11	52.55	Vitrofirica	1.01	0.39	0.77	0.00	0.78
TOTORILLAS I-2	Escoria	8.58	1.76	2.15	0.00	0.00	39.38	48.13	Vitrofirica	0.35	0.64	0.40	0.00	0.00
TOTORILLAS J	Escoria	9.94	2.63	1.57	0.53	0.00	42.33	43.00	Vitrofirica	0.37	0.67	0.43	0.00	0.43

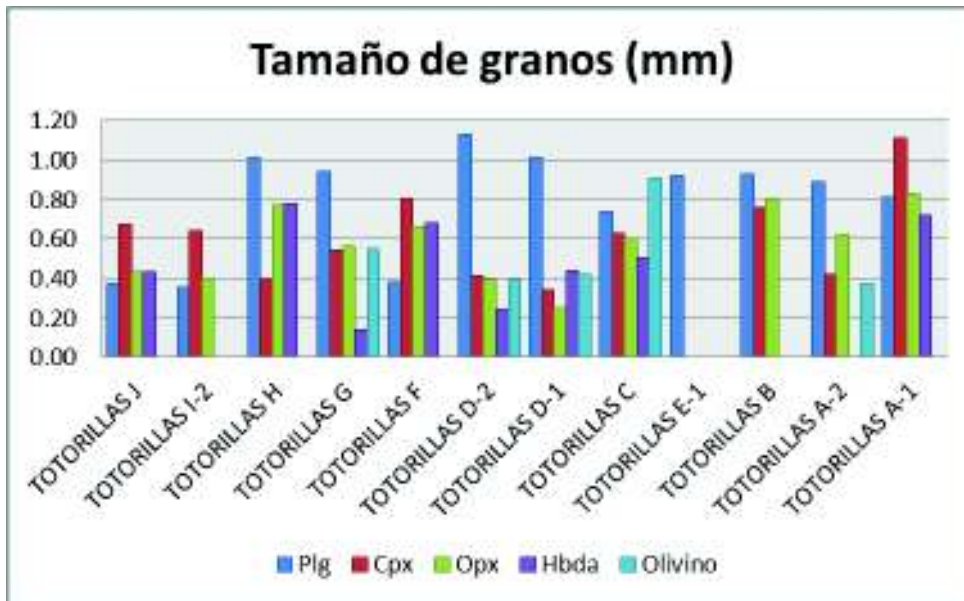
CH-III CORTE DE TOTORILLAS

Anexo V. Histogramas del contenido de matriz y vesículas de cada muestra y el tamaño máximo de cada cristal.

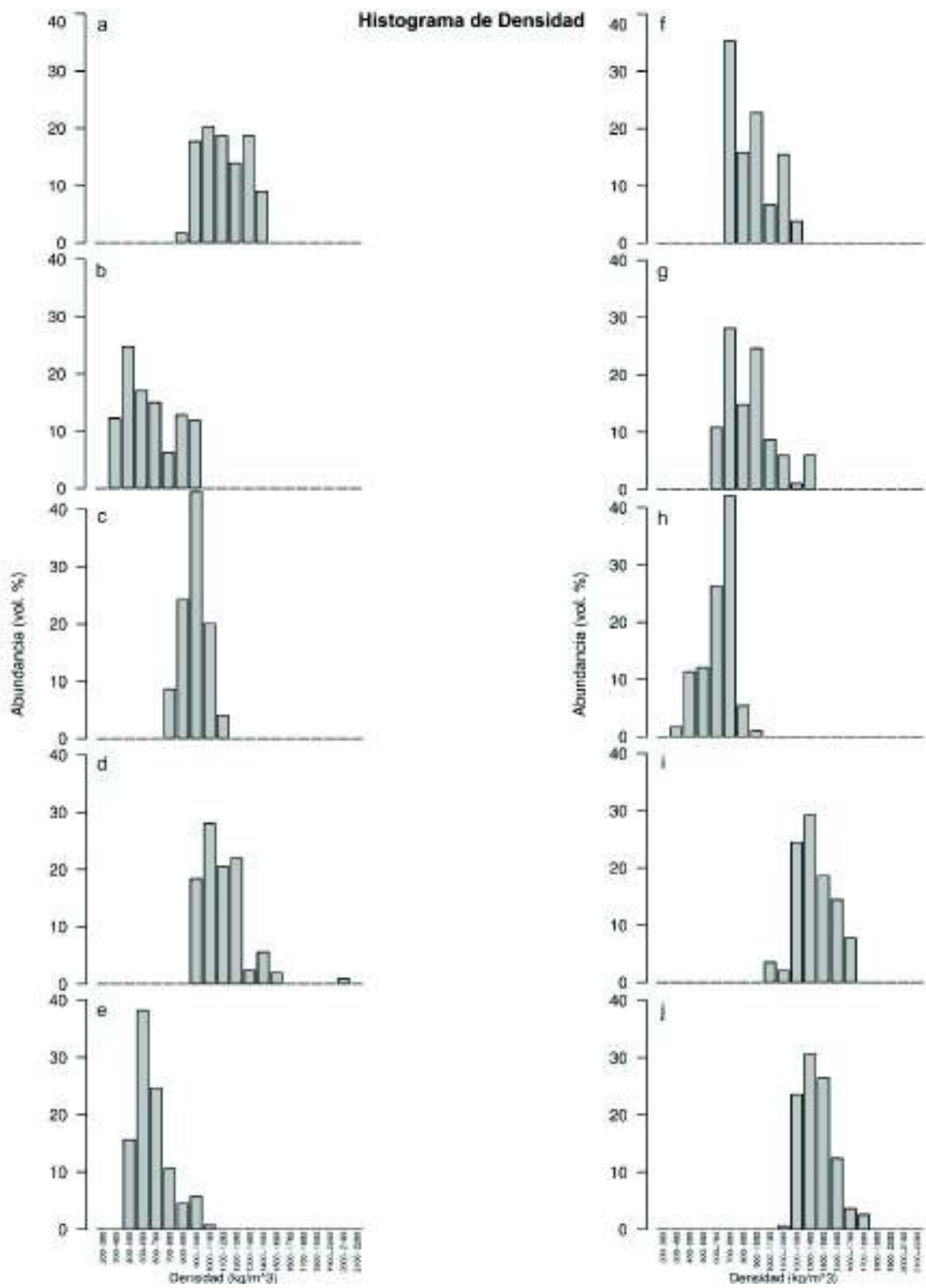
Matriz-Vesículas



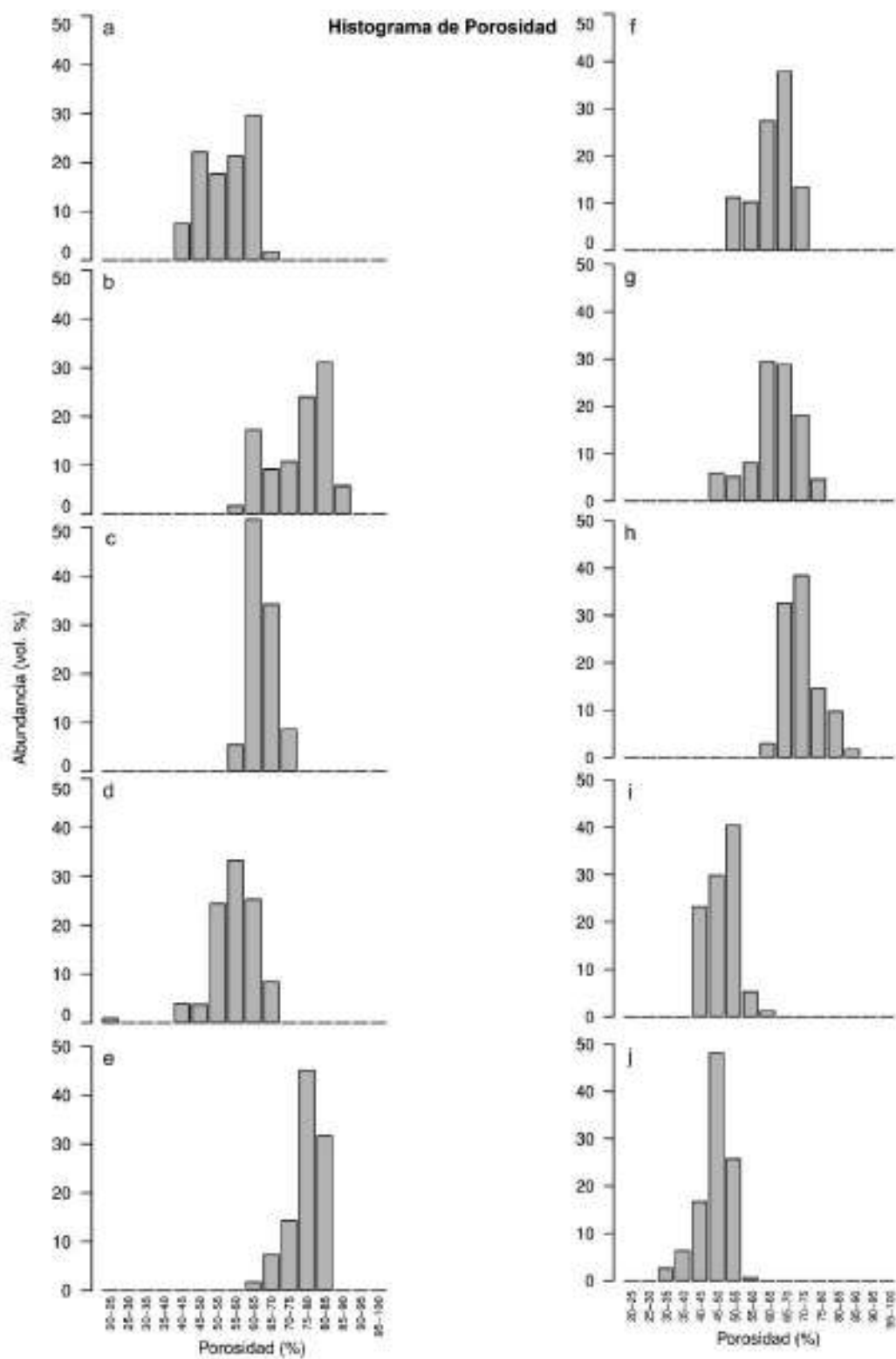
Tamaño de granos (mm)



Anexo VI. Histogramas de Densidad.



Anexo VII. Histogramas de Porosidad Total.

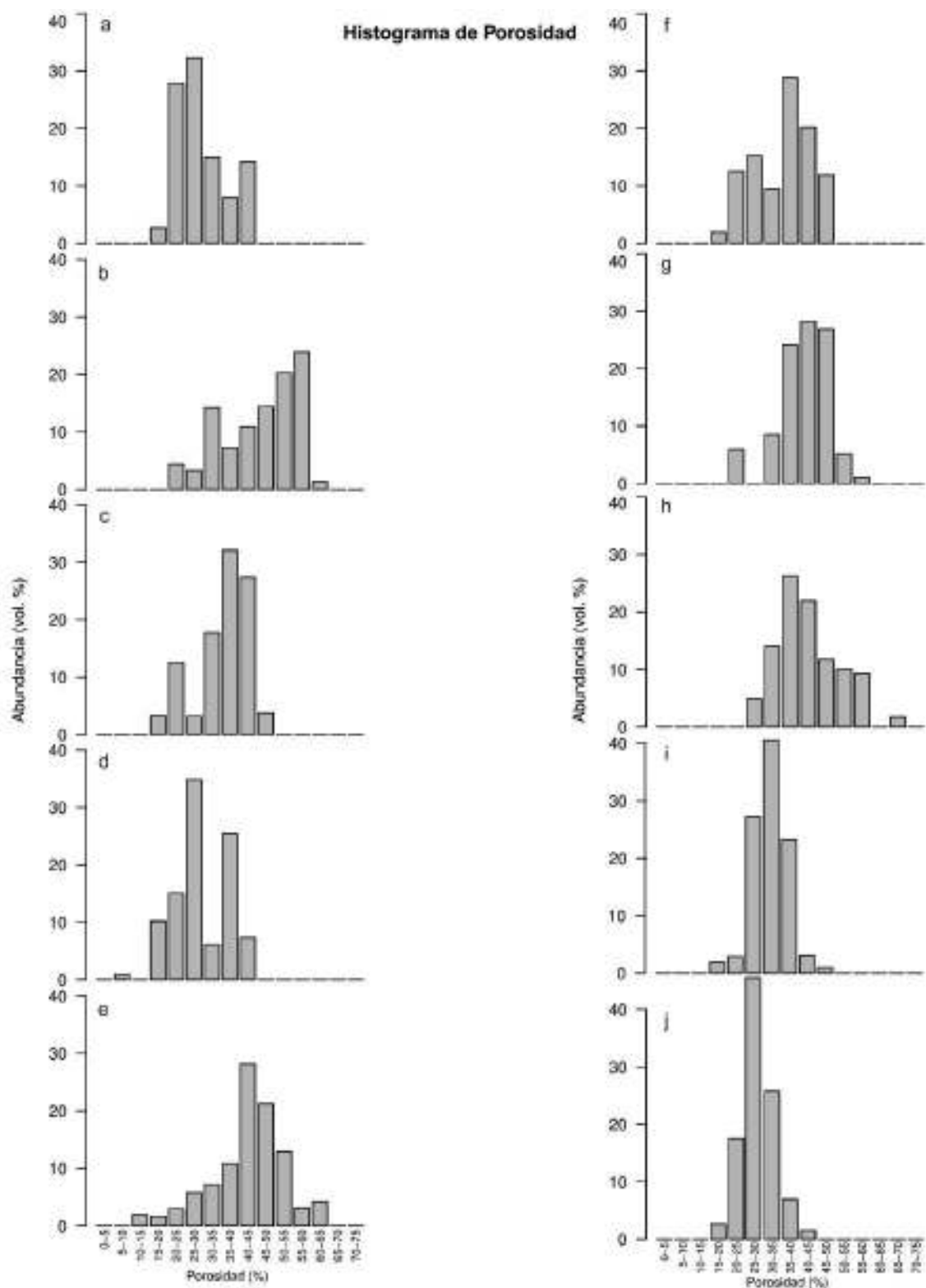


Anexo VIII. Resultados estadísticos del procesamiento de los datos de Porosidad conectada y aislada para las muestras del corte Totorillas

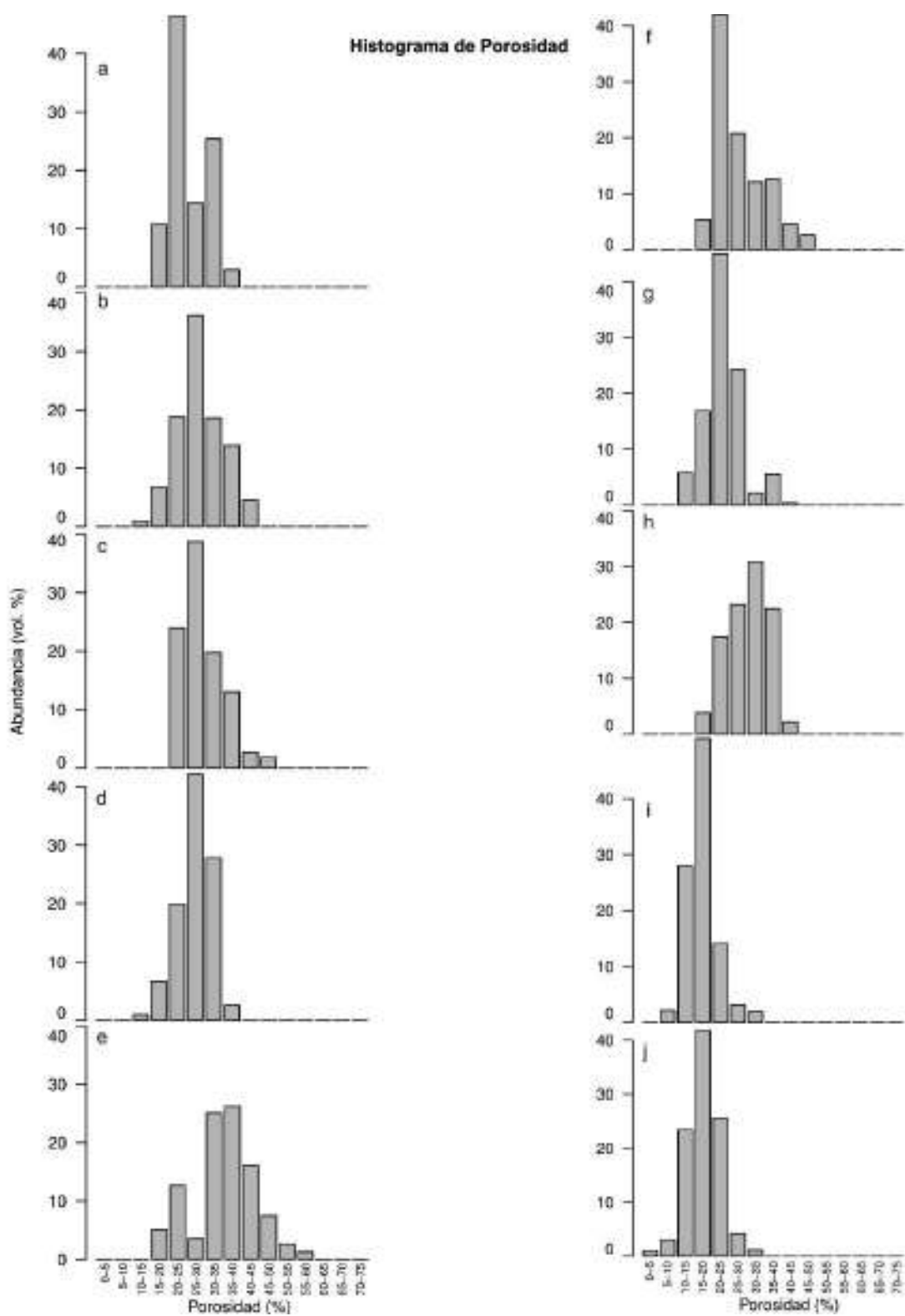
Muestra	POROSIDAD CONECTADA							
	Media ponderada	Parámetros gráficos de Inman			Parámetros gráficos de Folk			
		Mediana	Desviación Estándar	Asimetría Gráfica	Media	Desviación Estándar	Asimetría Gráfica Inclusiva	Curtosis
J	0.289	0.291	0.050	0.001	0.291	0.050	0.035	1.035
I	0.322	0.326	0.040	0.024	0.327	0.049	0.009	1.274
H	0.425	0.435	0.106	0.058	0.443	0.097	0.026	0.924
G	0.411	0.419	0.057	0.028	0.421	0.059	-0.065	1.136
F	0.361	0.359	0.100	-0.061	0.351	0.091	-0.055	0.741
D	0.296	0.271	0.072	0.163	0.287	0.068	0.094	1.082
C	0.358	0.348	0.090	-0.106	0.336	0.082	-0.172	0.684
E	0.425	0.428	0.121	-0.193	0.397	0.115	-0.181	0.934
B	0.460	0.504	0.112	-0.197	0.475	0.102	-0.210	0.835
A	0.293	0.272	0.066	0.155	0.285	0.061	0.180	1.005

Muestra	POROSIDAD AISLADA							
	Media ponderada	Parámetros gráficos de Inman			Parámetros gráficos de Folk			
		Mediana	Desviación Estándar	Asimetría Gráfica	Media	Desviación Estándar	Asimetría Gráfica Inclusiva	Curtosis
J	0.176	0.172	0.058	0.043	0.175	0.056	-0.036	0.820
I	0.172	0.167	0.037	0.123	0.173	0.038	0.095	0.960
H	0.303	0.284	0.062	0.041	0.287	0.060	0.024	0.768
G	0.236	0.226	0.044	-0.033	0.224	0.054	0.009	1.337
F	0.284	0.278	0.076	0.180	0.296	0.075	0.133	0.929
D	0.273	0.284	0.041	-0.044	0.281	0.044	-0.089	1.181
C	0.292	0.305	0.070	0.055	0.310	0.067	0.084	0.934
E	0.348	0.374	0.077	0.019	0.376	0.084	-0.042	1.220
B	0.290	0.276	0.068	0.007	0.276	0.064	0.035	0.921
A	0.253	0.236	0.058	0.226	0.254	0.055	0.154	0.798

Anexo IX. Histogramas de Porosidad Conectada.

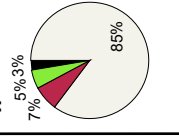
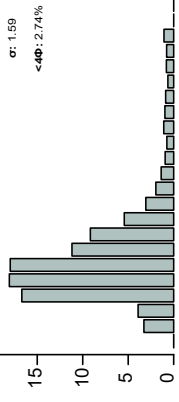


Anexo X. Histogramas de Porosidad Aislada.

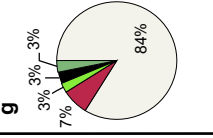
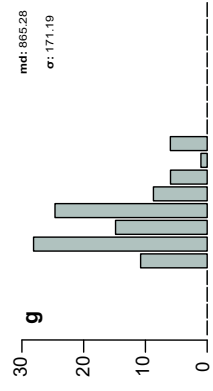
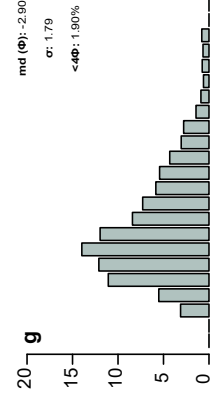


Anexo XI. Resumen generalizado

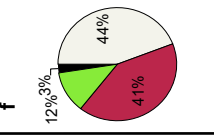
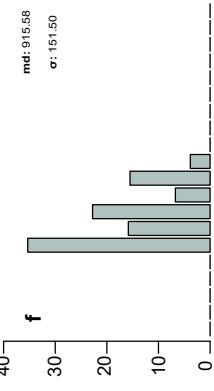
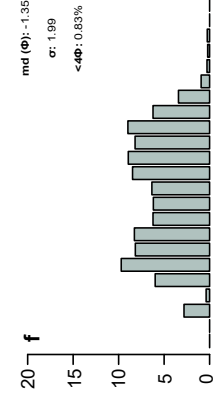
lente luego decreciente, pomez oxidada (MP: 19 cm), pocos lílicos,



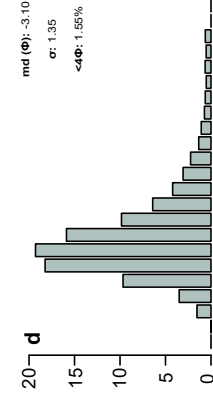
seo medio, granodreciente y luego descendente, muchos fragmentos



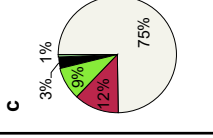
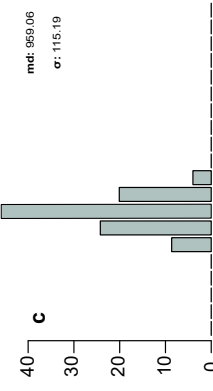
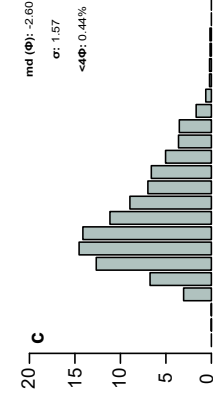
ligeramente granodreciente, muchos lílico granodreciente a la



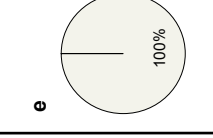
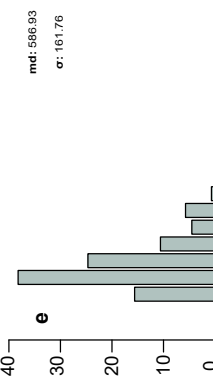
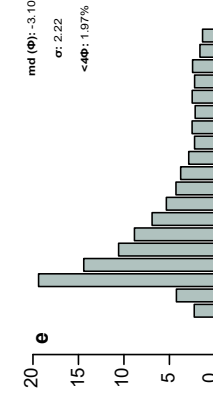
o, granodreciente, grandes lílicos con fracturas radiales, pocos



oscura con reflejo oxidado, muchos lílicos. Depósitos de caída.



ancia, escoria negra oxidada, poco lílico, pocos fragmentos alterados,



RELACIONES ACP > 0.50

