

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS

**DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑO DE PARTÍCULAS DE DEPÓSITOS DE
CENIZA VOLCÁNICA: COMPARACIÓN ENTRE 5 VOLCANES DEL
ECUADOR CONTINENTAL E IMPLICACIONES EN LOS DINAMISMOS
ERUPTIVOS Y LA DISPERSIÓN ATMOSFÉRICA**

**TRABAJO DE TITULACIÓN PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE
INGENIERO GEÓLOGO**

VEGA SALGUERO JONATHAN DAVID

jonathan.vega@epn.edu.ec

DIRECTOR: PhD. BERNARD BENJAMIN PIERRE THIBAUT

bbernard@igepn.edu.ec

Quito, octubre 2022

DECLARACIÓN

Yo, Jonathan David Vega Salguero, declaro bajo juramento que el trabajo aquí escrito 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.

La Escuela Politécnica Nacional 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 normativa institucional vigente.



Jonathan David Vega Salguero

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Jonathan David Vega Salguero, bajo mi supervisión.



PhD. Bernard Benjamin Pierre Thibaut

DIRECTOR

AGRADECIMIENTOS

A Dios, por brindarme siempre su incondicional bendición y permitirme culminar esta nueva meta de mi vida.

A mis padres, Mónica y William, estas líneas no me alcanzarían para agradecerles por el infinito e incansable esfuerzo que día a día han realizado por nosotros. Su incondicional apoyo y buen consejo en los momentos de debilidad me han hecho dar cuenta de lo afortunado que soy al contar con ustedes. Gracias por formarme como el hombre y ser humano que soy, sin ustedes, nada de esto sería posible. Los amo infinitamente.

A mis hermanos, Joseph y Matías, por ser las personas en las que siempre puedo confiar. Gracias infinitas por ser ese apoyo cuando lo necesito y poder compartir con ambos innumerables risas y experiencias. Definitivamente mi vida no sería la misma sin ustedes. Los amo demasiado.

A mi abuelita, Anita, su experiencia y consejos me han servido de mucho cuando he necesitado de su ayuda. Gracias por ser quien me ha enseñado a mejorar cada día y nunca rendirme ante las adversidades de la vida. Una buena hablada y se reinicia la vida, gracias Abueli.

A toda mi familia: abuelitos, tíos y primos que de una u otra manera han estado ahí con su constante apoyo. Gracias de corazón.

A mi amor bonito, Gaby, quien definitivamente llegó para cambiar mi vida. Estaré eternamente agradecido contigo por nunca dejar de creer en mí y ser quien me ayudó a encontrar el camino en la universidad. Me has enseñado que siempre se puede ser mejor y que los sueños con esfuerzo y dedicación llegan a cumplirse. Gracias por todas las risas, abrazos, desvelos, comidas y cada uno de los momentos compartidos. Siempre estarás en mi corazón buba, gracias infinitas.

A Juliana y Alejandra, por ser quienes me han apoyado en varios momentos de mi vida. Su amistad es algo que siempre quiero conservar.

Al Dr. Benjamin Bernard, por brindarme su tiempo, paciencia y conocimientos durante el desarrollo de este trabajo.

A todos los panas de la U: Henry, Elías, Sebastián, Mishell, Johanna, David, Luis, Eve, Joss, Jairo, Gene, quienes hicieron de las aulas un lugar en el que se aprendía mucho más que geología. ¡Lo estamos logrando muchachos!

A la Pelusa, por ser quien me acompañó durante todo este tiempo en las desveladas interminables.

¡A todos los que formaron parte de esta experiencia, gracias!

DEDICATORIA

A mis padres, que siempre serán mi motor.

A mis hermanos, que espero encuentren en este trabajo la motivación necesaria para seguir creciendo tanto personal como profesionalmente.

A todo aquel que busque en este manuscrito una humilde respuesta al basto universo llamado Geología.

Con mucho cariño, Jonathan.

ÍNDICE GENERAL

1. CAPÍTULO I	1
1.1. Antecedentes	1
1.2. Justificación.....	1
1.3. Objetivos	5
1.3.1. Objetivo General	5
1.3.2. Objetivos Específicos.....	5
1.4. Alcance	5
1.5. Metodología.....	5
2. CAPITULO II	7
2.1. Geodinámica del Ecuador Continental	7
2.2. Volcanismo de los Andes	8
2.2.1. Cordillera Occidental.....	10
2.2.2. Valle Interandino.....	10
2.2.3. Cordillera Real.....	10
2.2.4. Zona Sub-Andina	11
2.3. Registro de erupciones volcánicas en los últimos 25 años en el Ecuador	11
2.3.1. Guagua Pichincha.....	11
2.3.2. Reventador.....	13
2.3.3. Cotopaxi	16
2.3.4. Tungurahua	18
2.3.5. Sangay	22
2.4. Volcanismo Explosivo.....	24
2.4.1. Erupciones Explosivas	24
2.4.2. Erupciones Efusivas.....	25
2.5. Tipos de erupciones explosivas.....	25
2.5.1. Erupciones Vulcanianas	25
2.5.2. Erupciones Plinianas	27
2.5.3. Erupciones Sub-plinianas	28
2.5.4. Erupciones Estrombolianas.....	28
2.6. Fragmentación del Magma	29
2.6.1. Fragmentación Frágil	30
2.6.2. Fragmentación Dúctil.....	30

2.6.3.	Fragmentación por sobrepresión de burbujas	30
2.6.4.	Fragmentación por Descompresión.....	31
2.6.5.	Productos de Fragmentación	31
2.7.	Transporte y sedimentación atmosférica.....	31
2.7.1.	Columna Eruptiva.....	32
2.7.2.	Interacción del viento con la columna eruptiva	33
3.	CAPÍTULO III	35
3.1.	Metodología.....	35
3.2.	Tamizaje	35
3.3.	Granulometría láser	39
3.3.1.	Funcionamiento del Granulómetro	40
3.4.	Análisis estadístico	50
3.5.	Deconvolución de las distribuciones granulométricas con DECOLOG.....	52
4.	CAPITULO IV	56
4.1.	Distribución granulométrica en Histogramas	56
4.1.1.	Volcán Guagua Pichincha	58
4.1.2.	Volcán Reventador.....	61
4.1.3.	Volcán Cotopaxi	64
4.1.4.	Volcán Tungurahua	70
4.1.5.	Volcán Sangay	75
5.	CAPITULO V	79
	DISCUSIÓN	79
5.1.	Tamizaje y granulometría láser.....	79
5.2.	Comparación Láser - Tamizaje + Láser	79
5.3.	Dinamismos eruptivos, tamaño de grano y distribuciones granulométricas.....	83
5.3.1.	Erupciones Vulcanianas del Guagua Pichincha.....	83
5.3.2.	Erupción sub-pliniana en 2002 y actividad efusiva en la actualidad de El Reventador	84
5.3.3.	Hidromagmatismo del volcán Cotopaxi.....	85
5.3.4.	Erupción Vulcaniana del volcán Tungurahua.....	88
5.3.5.	Actividad Estromboliana del volcán Sangay	89
5.4.	Evolución de la distribución granulométrica con relación a la distancia del volcán Cotopaxi y Sangay.....	91
5.5.	Evolución de la distribución granulométrica en el volcán Guagua Pichincha y los dinamismos eruptivos.....	93

6. CAPÍTULO VI.....	95
6.1. CONCLUSIONES.....	95
6.2. RECOMENDACIONES.....	97
REFERENCIAS.....	98
ANEXOS.....	103
Anexo 1.- Análisis realizados con el granulómetro láser	103

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Ubicación de las zonas de muestreo para las muestras GGP-99-01 y GGP-99-02 recolectadas por Mónica Segovia (IG-EPN).....	2
Figura 1.2. Ubicación de las zonas de muestreo para las muestras REV-02-01 y REV-21-01 recolectadas por Mónica Segovia y Benjamin Bernard (IG-EPN).....	3
Figura 1.3. Ubicación de las zonas de muestreo para las muestras COT-15-01, COT-15-02, COT-15-03 y COT-15-04 recolectadas por Benjamin Bernard y Jorge Córdova (IG-EPN)	4
Figura 1.4. Ubicación de las zonas de muestreo para las muestras TUN-16-01, TUN-16-02 y TUN-16-03 recolectadas por Vicente Reyes (vigía del Tungurahua)	4
Figura 1.5. Ubicación de las zonas de muestreo para las muestras SAN-21-55, SAN-21-56, SAN-21-58 y SAN-21-59 recolectadas por Ruben Chérrez (Red de Observadores Volcánicos del Ecuador), Maurizio Mulas (ESPOL), Marco Solís y Benjamin Bernard (IG-EPN)	5
Figura 2.1. Configuración geodinámica del arco ecuatoriano que muestra la convergencia de la Placa Nazca bajo la Sudamericana. Los Andes se encuentran delineados por el contorno de 2000 m en color gris oscuro y los principales volcanes cuaternarios por los triángulos pequeños. (Modificado de Hall et al., 2008).....	7
Figura 2.2. Mapa esquemático de América del sur que muestra la división de las Zonas Volcánicas. (Modificado de Ramos y Alemán, 2000).....	8
Figura 2.3. Mapa de ubicación de los volcanes cuaternarios del Ecuador Continental. (Bernard y Andrade, 2011). De N a S se presentan los volcanes con el número 31 Reventador, 33 Guagua Pichincha, 62 Cotopaxi, 79 Tungurahua y 84 Sangay.....	9
Figura 2.4. Fotografía de la columna eruptiva registrada el 7 de octubre de 1999 provocada por la explosión del volcán Guagua Pichincha. (Fuente: IG-EPN).....	13
Figura 2.5. Imágenes obtenidas a partir de la modelización de dispersión y sedimentación de ceniza volcánica para la erupción de El Reventador en 2002. Las regiones sombreadas representan las concentraciones de ceniza a los 5000 msnm para las 13h00 y 23h00 LT. Las capas de ceniza (sombras grises) en base a la escala se encuentran en cm. (Modificado de Parra, 2014).....	15
Figura 2.6. Fotografía de larga exposición del volcán Reventador tomada el 6 de noviembre del 2021 desde la base “Azuela” ubicada en el flanco norte del volcán (Fuente: Benjamin Bernard, IG-EPN).....	16
Figura 2.7. Fotografía del volcán Cotopaxi tomada el 20 de agosto del 2015 desde el sector Puente 2, Autopista General Rumiñahui (Fotografía: Camilo Zapata).....	18
Figura 2.8. Fotografía de la explosión del volcán Tungurahua el 16 de agosto del 2006 tomada por Cristina Ramos que muestra un flujo piroclástico bajando por la quebrada Juive.....	20
Figura 2.9. Fotografía de la columna eruptiva del volcán Tungurahua por la explosión el 26 de febrero del 2016 tomada por Francisco Vásquez desde el OVT-IGEPN.....	21
Figura 2.10. Mapa del depósito de caída de ceniza asociado a la actividad eruptiva del volcán Tungurahua durante la erupción de febrero-marzo 2016 (Realizado por: Benjamin Bernard, IGEPN).....	22
Figura 2.11. Fotografía del volcán Sangay durante el sobrevuelo efectuado el 24 de junio de 2020. En color amarillo se puede observar la quebrada sur oriental y su abertura máxima en la cumbre. (Tomada de www.igepon.ec).....	24

Figura 2.12. Esquema gráfico de una erupción vulcaniana. A) Un tapón denso sella el conducto que contiene magma con burbujas. B) Inicio de la erupción cuando el tapón se rompe y clastos balísticos son lanzados. C) La mezcla de magma y gas con sobrepresión es expulsada a la atmósfera. (Tomado de Clarke 2015).....	26
Figura 2.13. Esquema general de regímenes eruptivos y parámetros físicos durante erupciones plinianas. (Tomado de Cioni y Rosi 2015).....	27
Figura 2.14. Ilustración esquemática de una erupción de tipo estromboliana. Se muestra la acumulación de burbujas en un magma ascendente de baja viscosidad produciendo una explosión estromboliana. (Modificado de Gonnerman et al., 2015).....	29
Figura 2.15. Esquema que muestra la intensidad de explosividad vs la altura de la columna eruptiva para los diferentes tipos de erupciones explosivas (Modificado de Cas y Wright, 1987).....	33
Figura 3.1. Tamices con aberturas desde los 16 mm hasta 63 μm utilizados para este trabajo.....	36.
Figura 3.2. Tamices con la fracción más fina de cenizas (710 μm hasta < 63 μm) sobre el vibrador marca Retsch propiedad del IG-EPN.....	37
Figura 3.3. Balanza de precisión y cenizas separadas según su distribución granulométrica en fundas individuales para la muestra TUN-16-02.....	38
Figura 3.4. Granulómetro Láser marca Horiba Scientific modelo Partica LA-960 utilizado en este estudio.....	39
Figura 3.5. Interfaz del Software LA-960 que muestra las condiciones de medición para la muestra SAN-21-55....	40
Figura 3.6. Parámetros ajustables de la secuencia automática en el granulómetro láser.....	42
Figura 3.7. Diagramas que muestran la longitud de onda (λ) en nm vs el contenido de SiO_2 wt % para los índices de refracción real (a) e imaginario (b). Las líneas negras representan los valores de 400 y 650 nm para los láseres azul y rojo respectivamente utilizados en este trabajo. El valor de la línea que cruza el contenido de SiO_2 con la de los láseres es referencial. Los círculos indican el color que debe ser considerado para tomar el valor según la escala a la derecha del gráfico (Modificado de Voguel et al., 2017).....	44
Figura 3.8. Pestaña que muestra los resultados de la medición en función de la distribución gráfica en histogramas..	46
Figura 3.9. Pestaña que muestra los resultados en tabla de datos.....	46
Figura 3.10. Pestaña que muestra los datos resultantes de la medición.....	47
Figura 3.11. Resultados del análisis granulométrico en escala de Phi.....	47
Figura 3.12. Resultados del análisis granulométrico para la muestra SAN-21-60 en función de los porcentajes para D50 (Median Size), D10 (10.000%) y D90 (90.000%).....	48
Figura 3.13. Control de calidad realizado a la muestra COT-15-01f dando como resultado de la suma de porcentajes 9.55% por lo que es un análisis de mala calidad.....	49
Figura 3.14. Control de calidad realizado a la muestra REV-02-01f dando como resultado de la suma de porcentajes 1.79% por lo que es un análisis de buena calidad.....	49
Figura 3.15. Distribución gráfica que muestra los diferentes tipos de curtosis.....	51
Figura 3.16. Tratamiento de datos para utilizar el software DECOLOG.....	53
Figura 3.17. Tratamiento de datos para utilizar el software DECOLOG.....	54
Figura 3.18. Interfaz del software DECOLOG que muestra la pestaña para la carga de archivos en color rojo.....	55
Figura 3.19. Opciones que proporciona el software para realizar la deconvolución.....	55

Figura 4.1. A) Histograma con distribución unimodal. B) Histograma con distribución bimodal. La línea roja representa los componentes del modo grueso mientras que la línea azul representa los componentes del modo fino. La línea entrecortada marca el corte en 3.5ϕ	58
Figura 4.2. Valores estadísticos globales vs fecha de recolección de las muestras para el volcán Guagua Pichincha. A) Media. B) Desv. Estándar. C) Asimetría. D) Curtosis.....	59
Figura 4.3. Histogramas para las muestras del volcán Guagua Pichincha y su erupción de 1999. A) GGP-99-01. B) GGP-99-02.....	60
Figura 4.4. Representación gráfica de los parámetros estadísticos vs fecha de recolección para las sub-poblaciones finas y gruesas de las muestras GGP-99-01 y GGP-99-02. A) Media. B) Desv. Estándar. C) Asimetría. D) Curtosis. En la leyenda, las muestras terminadas en F representan el modo fino mientras que las muestras terminadas en G representan el modo grueso.....	61
Figura 4.5. Valores estadísticos globales vs Distancia medida desde el volcán para las muestras del Reventador. A) Media. B) Desv. Estándar. C) Asimetría. D) Curtosis.....	62
Figura 4.6. Histogramas de distribución granulométrica para las cenizas del volcán Reventador con su erupción en 2002 y las cenizas recolectadas en noviembre 2021. A) REV-02-01. B) REV-21-01.....	63
Figura 4.7. Representación gráfica de los parámetros estadísticos vs distancia para las sub-poblaciones finas y gruesas de la muestra REV-02-01. A) Media. B) Desv. Estándar. C) Asimetría. D) Curtosis. En la leyenda, la muestra terminada en F representa el modo fino mientras que la muestra terminada en G representa el modo grueso.....	64
Figura 4.8. Valores estadísticos globales vs Distancia medida desde el volcán para las muestras del Cotopaxi. A) Media. B) Desv. Estándar. C) Asimetría. D) Curtosis.....	65
Figura 4.9. Histogramas de distribución granulométrica para las muestras del volcán Cotopaxi en su erupción del 2015. A) COT-15-03. B) COT-15-04. C) COT-15-01. D) COT-15-02.....	66
Figura 4.10. Representación gráfica de los parámetros estadísticos vs distancia para las subpoblaciones finas y gruesas de las muestras COT-15-01, COT-15-02, COT-15-03 y COT-15-04. A) Media. B) Desv. Estándar. C) Asimetría. D) Curtosis. En la leyenda, las muestras terminadas en F representan el modo fino mientras que las muestras terminadas en G representan el modo grueso.....	68
Figura 4.11. Histogramas de distribución granulométrica trimodal para las muestras del volcán Cotopaxi en su erupción del 2015. A) COT-15-04. B) COT-15-01.....	69
Figura 4.12. Representación gráfica de los parámetros estadísticos vs distancia para la sub-población fina, intermedia y gruesa de las muestras COT-15-01 y COT-15-04. A) Media. B) Desv. Estándar. C) Asimetría. D) Curtosis. En la leyenda, las muestra terminadas en F representan el modo fino, en I el modo intermedio mientras que las terminadas en G representan el modo grueso.....	70
Figura 4.13. Valores estadísticos globales vs horas transcurridas luego de la erupción para las muestras del Tungurahua. A) Media. B) Desv. Estándar. C) Asimetría. D) Curtosis.....	71
Figura 4.14. Histogramas de distribución granulométrica para las muestras del volcán Tungurahua en su erupción del 2016. A) TUN-16-01. B) TUN-16-02. C) TUN-16-03.....	73
Figura 4.15. Representación gráfica de los parámetros estadísticos vs distancia para las sub-poblaciones finas y gruesas de las muestras TUN-16-02 y TUN-16-03. A) Media. B) Desv. Estándar. C) Asimetría. D) Curtosis. En la leyenda, las muestras terminadas en F representan el modo fino mientras que las muestras terminadas en G representan el modo grueso.....	74
Figura 4.16. Valores estadísticos globales vs Distancia medida desde el volcán para las muestras del Sangay. A) Media. B) Desv. Estándar. C) Asimetría. D) Curtosis.....	76

Figura 4.17. Histogramas de distribución granulométrica para las muestras del volcán Sangay actualmente en erupción. A) SAN-21-55. B) SAN-21-56 C) SAN-21-58. D) SAN-21-59.....	77
Figura 4.18. Representación gráfica de los parámetros estadísticos vs distancia para las sub-poblaciones finas y gruesas de las muestras SA-21-55, SAN-21-56, SAN-21-58, SAN-21-59. A) Media. B) Desv. Estándar. C) Asimetría. D) Curtosis. En la leyenda, las muestras terminadas en F representan el modo fino mientras que las muestras terminadas en G representan el modo grueso.....	78
Figura 5.1. Comparación de histogramas obtenidos únicamente mediante granulometría láser (L) e histogramas obtenidos mediante la superposición de datos de tamizaje + granulometría láser en 3.5 phi ($T_{3.5\phi} + L$).....	81
Figura 5.2. Mapa de Isomasas del volcán Cotopaxi que enseña los lugares de recolección de muestras utilizadas en este estudio. Además, se muestran los valores globales de media (ϕ), desviación estándar (σ), asimetría (sk) y curtosis (k) para cada muestra de ceniza (Modificado de Bernard et al., 2016).....	86
Figura 5.3 Mapa Distribuciones granulométricas para las muestras del volcán Tungurahua que evidencian la disminución en wt % con el paso del tiempo.....	89
Figura 5.4. Mapa de Isomasas del volcán Sangay que enseña los lugares de recolección de muestras utilizadas en este estudio. Además, se muestran los valores globales de media (ϕ), desviación estándar (σ), asimetría (sk) y curtosis (k) para cada muestra de ceniza. (Modificado de Bernard. Pers. Com.).....	90
Figura 5.5. Tendencia recta de los parámetros globales para las muestras del volcán Cotopaxi.....	92
Figura 5.6. Tendencia obtenida en las muestras del volcán Sangay.....	93
Figura 5.7. Distribuciones granulométricas para las muestras del volcán Guagua Pichincha en relación con sus dinamismos eruptivos.....	94

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1.1. Número de muestras disponibles para cada volcán.....	2
Tabla 3.1. Código y nombre del volcán al que pertenecen las muestras sometidas a tamizaje.....	38
Tabla 3.2. Rangos de parámetros establecidos para realizar los análisis de granulometría láser.....	43
Tabla 3.3. Índices de refracción reales e imaginarios para los láseres azul y rojo en base a los datos geoquímicos de cada volcán.....	45
Tabla 3.4. Tamaños de grano y clasificación para los depósitos primarios no consolidados. (White y Houghton, 2006).....	50
Tabla 3.5. Rangos de valores estándar para el parámetro estadístico Desviación Estándar (Folk, 1980).....	51
Tabla 3.6. Rangos de valores estándar para el parámetro estadístico Curtosis (Folk, 1980).....	51
Tabla 3.7. Rangos de valores estándar para el parámetro estadístico Asimetría (Folk, 1980).....	52
Tabla 4.1. Resumen de análisis realizados a cada muestra de ceniza.....	56
Tabla 4.2. Parámetros gráficos globales para las muestras del volcán Guagua Pichincha.....	58
Tabla 4.3. Resumen de datos estadísticos para las muestras del volcán Guagua Pichincha.....	60
Tabla 4.4. Parámetros gráficos globales para las muestras del volcán Reventador.....	62
Tabla 4.5. Resumen de datos estadísticos para las muestras del volcán Reventador.....	63
Tabla 4.6. Parámetros gráficos globales para las muestras del volcán Cotopaxi.....	65
Tabla 4.7. Resumen de datos estadísticos para las muestras bimodales del volcán Cotopaxi.....	67
Tabla 4.8. Resumen de datos estadísticos para las muestras trimodales COT-15-01 y COT-15-04 del volcán Cotopaxi.....	69
Tabla 4.9. Parámetros gráficos globales para las muestras del volcán Tungurahua.....	71
Tabla 4.10. Resumen de datos estadísticos para las muestras del volcán Tungurahua.....	73
Tabla 4.11. Parámetros gráficos globales para las muestras del volcán Sangay.....	75
Tabla 4.12. Resumen de datos estadísticos para las muestras del volcán Sangay.....	78
Tabla 4.13. Comparación de valores estadísticos obtenidos con Decolog para la muestra SAN-21-59 presentados para tamizaje + granulometría láser y granulometría láser.....	82
Tabla 4.14. Comparación de valores estadísticos obtenidos con Decolog para la muestra TUN-16-03 presentados para tamizaje + granulometría láser y granulometría láser.....	82

RESUMEN

Al ser uno de los productos más frecuentes y de mayor alcance generados por una erupción, la ceniza volcánica ha representado uno de los principales problemas en el Ecuador en los últimos 25 años debido a las erupciones de los volcanes Guagua Pichincha en 1999, Reventador en 2002, Cotopaxi en 2015, Tungurahua en 2016 y Sangay en constante actividad.

Considerando que la distribución del tamaño de grano de las cenizas volcánicas es el principal factor que controla tanto la velocidad terminal como también la sedimentación en la nube volcánica, se analizaron las diferentes distribuciones granulométricas para las cenizas volcánicas emitidas en las erupciones antes mencionadas para establecer una relación entre los dinamismos eruptivos asociados y los parámetros que controlan la sedimentación-transporte de las cenizas

Las técnicas aplicadas para adquirir los diferentes rangos de tamaño en este estudio fueron tamizaje y granulometría láser que en conjunto permiten obtener gráficos (histogramas) y estos se interpretan para las diferentes subpoblaciones (modos) en cada una de las muestras. También, el uso del software Decolog, permitió obtener los valores estadísticos globales de: media, moda, desviación estándar y curtosis tanto para cada muestra como para cada subpoblación facilitando su clasificación. La mezcla de ambas técnicas se realizó con el fin de obtener información más precisa. Sin embargo, se pudo comprobar que únicamente utilizando granulometría láser los análisis son de excelente calidad.

Las distribuciones granulométricas que se obtuvieron fueron unimodales, bimodales y para el caso del volcán Cotopaxi hasta trimodales. Al analizarlas junto con los diferentes parámetros que controlan la sedimentación-transporte (distancia al viento donde se tomó la muestra, altura de la columna eruptiva, agregación de partículas, velocidades terminales, dirección del viento y tiempo transcurrido después de la erupción) se pudo evidenciar tendencias entre el tipo de la erupción generada y los diferentes tamaños de grano de las cenizas.

ABSTRACT

Being one of the most frequent and far-reaching products generated by an eruption, volcanic ash has represented one of the main problems in Ecuador in the last 25 years due to the eruptions of the volcanoes Guagua Pichincha in 1999, Reventador in 2002, Cotopaxi in 2015, Tungurahua in 2016 and Sangay in constant activity.

Considering that the grain size distribution of volcanic ashes is the main factor controlling both the terminal velocity and the sedimentation in the volcanic cloud, the different grain size distributions for volcanic ashes emitted in the eruptions were analysed to establish a relationship between the associated eruptive dynamisms and the parameters controlling the sedimentation-transport of ashes.

The techniques applied to acquire the different size ranges in this study were sieving and laser granulometry, which together allow obtaining graphs (histograms) and these are interpreted for the different subpopulations (modes) in each sample. Also, the use of Decolog software allowed obtaining the global statistical values of mean, mode, standard deviation, and kurtosis for each sample and for each subpopulation, facilitating their classification. The mixture of both techniques is done to obtain more accurate information. However, it was found that only by using laser granulometry the analyses are of excellent quality.

The granulometric distributions obtained were unimodal, bimodal and, in the case of Cotopaxi volcano, even trimodal. By analysing them together with the different parameters that control sedimentation-transport (distance to the wind where the sample was taken, height of the eruptive column, particle aggregation, terminal velocities, wind direction and time elapsed after the eruption), trends between the type of eruption generated and the different grain sizes of the ashes could be evidenced.

1. CAPÍTULO I

1.1. Antecedentes

Gracias al constante trabajo del Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IG-EPN) durante los últimos 39 años, los volcanes considerados como activos en el Ecuador cuentan con una amplia red de vigilancia para precautelar catástrofes por posibles erupciones.

Históricamente en el Ecuador, los productos de las erupciones volcánicas han afectado a las poblaciones aledañas de diversas formas. En el estudio de Hall y Mothes (2008) por ejemplo, se mencionan interrupciones abruptas en el desarrollo de la cerámica indígena precolombina que posiblemente fueron causadas por erupciones volcánicas y los productos que estas generan. En ese contexto, la ceniza volcánica se ha convertido en uno de los principales problemas generados por una erupción al ser su producto más frecuente y de mayor alcance (Bernard et al., 2019).

Este trabajo de titulación pretende analizar la distribución de tamaño de las cenizas volcánicas emitidas en erupciones ocurridas en los volcanes Guagua Pichincha, Reventador, Cotopaxi, Tungurahua y Sangay con el fin de establecer una relación con los dinamismos eruptivos asociados y su dispersión atmosférica. Adicionalmente se estudiará la proporción de ceniza extremadamente fina, que representa el mayor peligro para la salud humana (Horwell y Baxter, 2006).

1.2. Justificación

La generación de ceniza volcánica como resultado de la fragmentación de roca en partículas más pequeñas durante las erupciones explosivas depende de las condiciones volcánicas específicas de temperatura, sobrepresión de gas, tasa de descompresión y geometría en el conducto volcánico (Wohletz et al., 1989; Spieler et al., 2004; Kueppers et al., 2006; Cashman and Scheu, 2015; Paredes-Mariño et al., 2019). Las variaciones de las condiciones mencionadas influirán en la formación de partículas de ceniza y por ende en su distribución de tamaño. Además, la distribución del tamaño de grano de un depósito volcánico contiene información inherente sobre los procesos físicos que los forman, incluida la eficiencia de fragmentación del magma y los dinamismos eruptivos (Walker 1973; Kueppers et al., 2006; Costa et al., 2016).

Para poder establecer una relación entre el dinamismo eruptivo de erupciones volcánicas a lo largo del registro geológico se estudiará la distribución del tamaño de grano en muestras de

ceniza generadas por erupciones recientes (últimas dos décadas), que han sido vigiladas por el IG-EPN. Se realizarán análisis granulométricos a las muestras de ceniza volcánica provenientes de cinco volcanes del arco ecuatoriano: Guagua Pichincha, Reventador, Cotopaxi, Tungurahua, Sangay. La estimación del tamaño de partículas de ceniza permite afinar modelos para conocer su dispersión posterior a una erupción, lo cual contribuiría en la mejora de la gestión de riesgos (Paredes-Mariño et al., 2019). Además, los resultados obtenidos ayudarán a interpretar eventos volcánicos antiguos de los cuales no se tiene suficiente información.

A continuación, se detalla el número de muestras que se tiene para la realización de este estudio (Tabla 1.1) y la ubicación de las zonas de muestreo para cada volcán (Figuras 1.1-1.5).

Nombre del volcán	Número de muestras
Guagua Pichincha	2
Reventador	2
Cotopaxi	4
Tungurahua	3
Sangay	4

Tabla 1.1 Número de muestras disponibles para cada volcán.

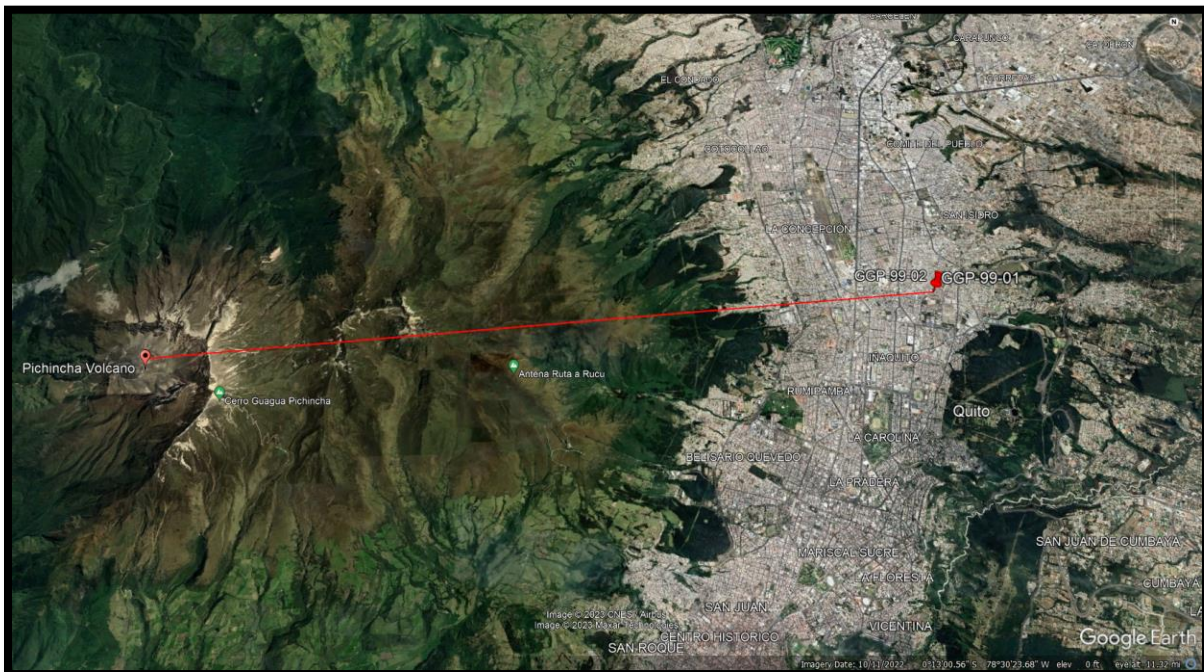


Figura 1.1. Ubicación de las zonas de muestreo para las muestras **GGP-99-01** y **GGP-99-02** recolectadas por Mónica Segovia (IG-EPN). La línea roja representa la distancia del viento al lugar de recolección de la muestra.

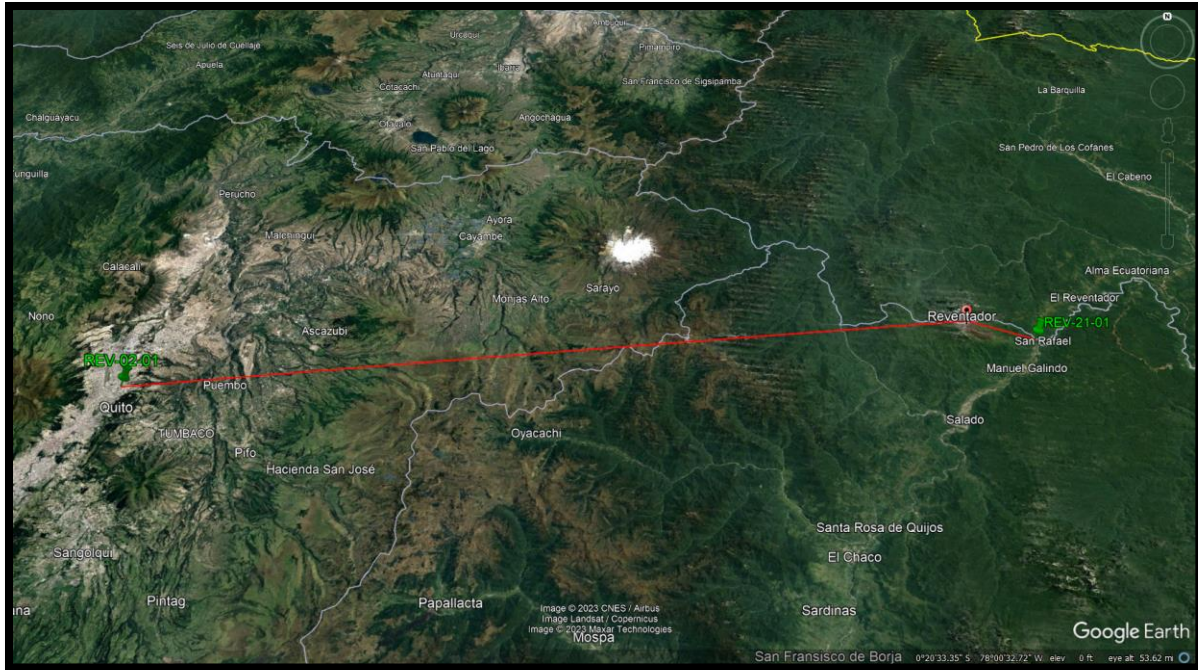


Figura 1.2. Ubicación de las zonas de muestreo para las muestras **REV-02-01** y **REV-21-01** recolectadas por Mónica Segovia y Benjamin Bernard (IG-EPN). La línea roja representa la distancia del viento al lugar de recolección de la muestra.

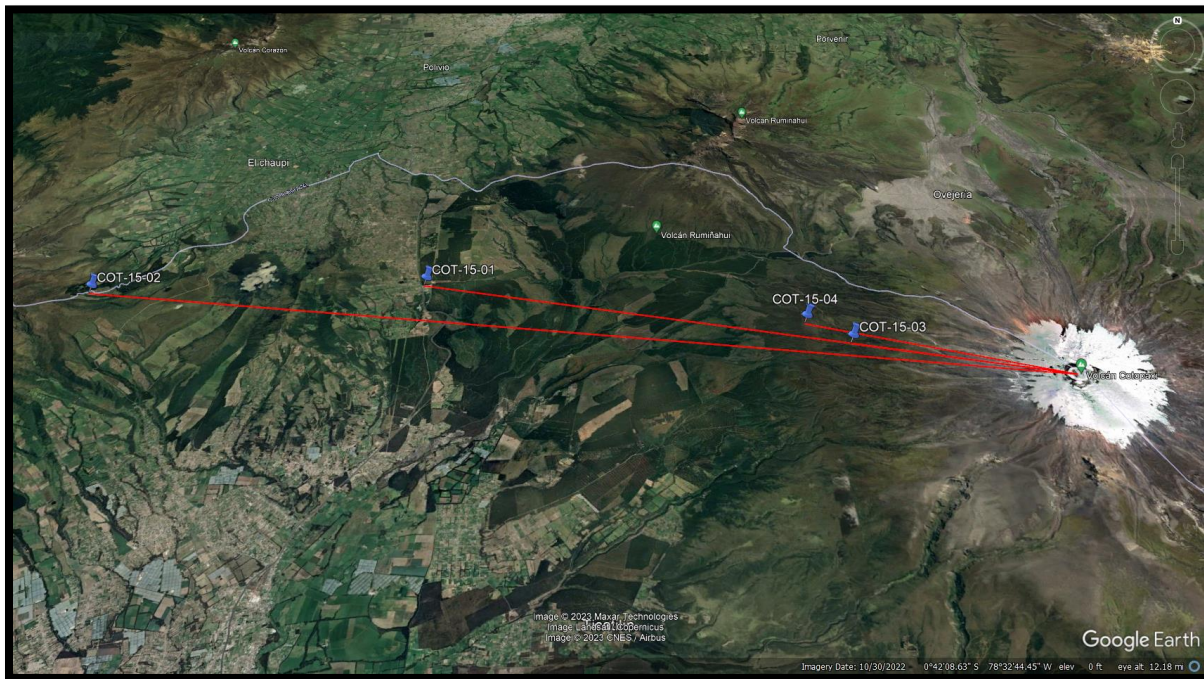


Figura 1.3. Ubicación de las zonas de muestreo para las muestras **COT-15-01**, **COT-15-02**, **COT-15-03** y **COT-15-04** recolectadas por Benjamin Bernard y Jorge Córdova (IG-EPN). La línea roja representa la distancia del viento al lugar de recolección de la muestra.

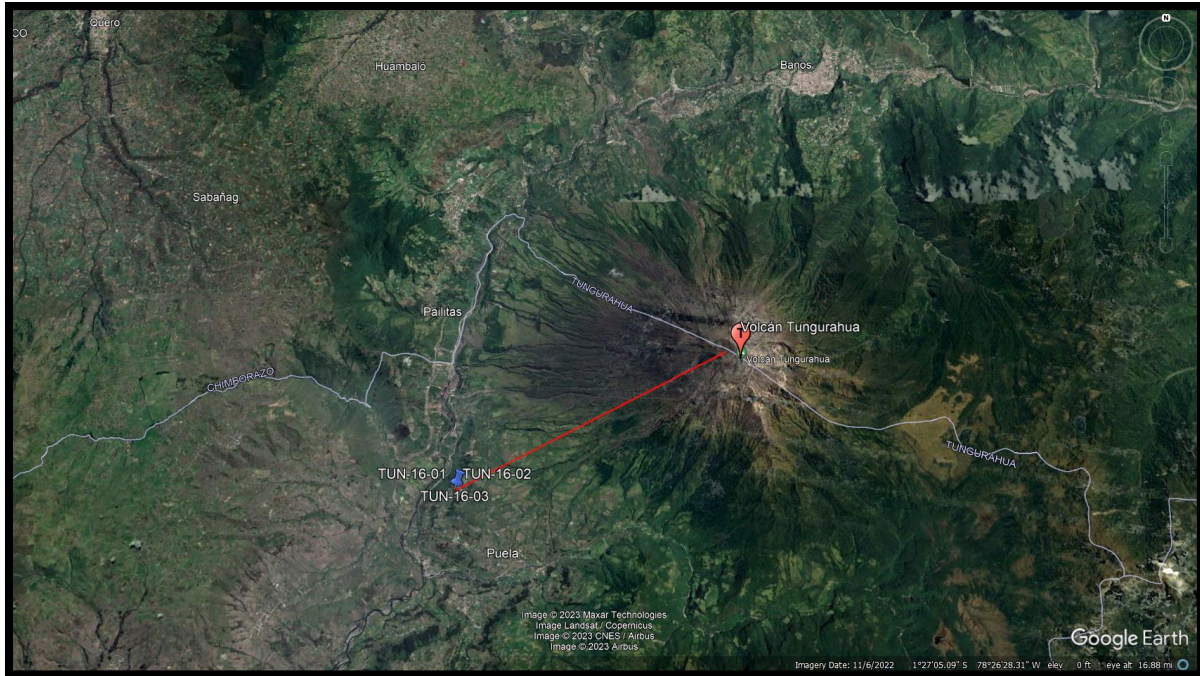


Figura 1.4. Ubicación de las zonas de muestreo para las muestras **TUN-16-01**, **TUN-16-02** y **TUN-16-03** recolectadas por Vicente Reyes (vigía del Tungurahua). La línea roja representa la distancia del viento al lugar de recolección de la muestra.

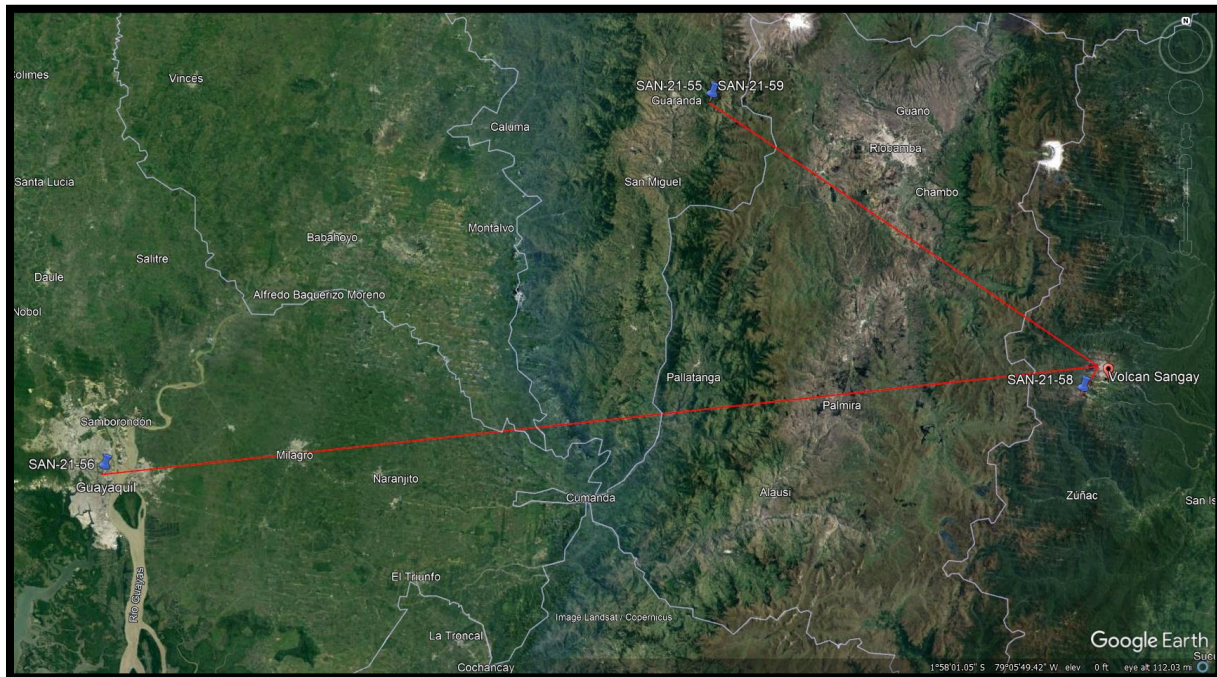


Figura 1.5. Ubicación de las zonas de muestreo para las muestras **SAN-21-55**, **SAN-21-56**, **SAN-21-58**, y **SAN-21-59** recolectadas por Ruben Chérrez (Red de Observadores Volcánicos del Ecuador), Maurizio Mulas (ESPOL), Marco Solís y Benjamin Bernard (IG-EPN). La línea roja representa la distancia del viento al lugar de recolección de la muestra.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo General

Establecer la relación entre los dinamismos eruptivos y la dispersión atmosférica en cinco volcanes del Ecuador continental a través de la comparación de distribución del tamaño de partículas de depósitos de ceniza volcánica.

1.3.2. Objetivos Específicos

- Realizar mediciones y ensayos de laboratorio como granulometría láser y tamizaje.
- Describir la distribución granulométrica con un programa de análisis estadístico y deconvolución para las diferentes mezclas de subpoblaciones.
- Determinar si existe una relación entre el tipo de ceniza y el dinamismo eruptivo a través de la recopilación de los análisis granulométricos en una base de datos.
- Realizar aportes para la gestión de riesgo en caso de erupciones volcánicas en base al modelamiento de dispersión de ceniza y el tamaño de partícula.

1.4. Alcance

- Recopilación y lectura de información bibliográfica anterior respecto a la distribución de tamaño de las partículas de ceniza.
- Trabajos de laboratorio con granulómetro láser y tamices para cada muestra de ceniza.
- Pruebas de calidad a los datos obtenidos.
- Deconvolución de las distribuciones granulométricas polimodales.
- Clasificación de muestras de ceniza pertenecientes a la cenizoteca del IG-EPN.
- Correlación e interpretación de resultados.
- Presentación y discusión de resultados.

1.5. Metodología

Para realizar el trabajo de titulación se seguirá la siguiente metodología:

- a. Se recopilará información bibliográfica e histórica de estudios anteriores para su posterior lectura y análisis.

- b. Se realizarán análisis de distribución de tamaño de las muestras presentadas mediante los métodos de tamizaje y granulometría láser.
- c. Se propone realizar una salida de campo a los volcanes Reventador y Sangay con el fin de recolectar nuevas muestras de ceniza, sin embargo, este apartado se encuentra sujeto a cómo evolucione la situación del país en el contexto de pandemia por el Covid-19.
- d. Se representarán los valores granulométricos mediante histogramas, diagramas de dispersión y otras medidas estadísticas con el fin de observar la distribución de las partículas utilizando softwares específicos como DECOLOG.
- e. Se realizará un análisis comparativo de los resultados para interpretarlos dentro del sistema fragmentación-transporte-sedimentación de la ceniza volcánica.

2. CAPITULO II

GEODINÁMICA Y VOLCANISMO ANDINO

2.1. Geodinámica del Ecuador Continental

La reorganización y división de la antigua placa Farallón ocurrida en el Mioceno (23 Ma) produjo el nacimiento de dos nuevas placas tectónicas denominadas Cocos y Nazca (Lonsdale, 2005) dando paso a la subducción de Nazca bajo la placa continental Sudamericana. Sobre Nazca se encuentra una cadena montañosa submarina denominada Carnegie que representa la traza del punto caliente de las Galápagos sobre la placa oceánica (Hall et al., 2008) (Figura 2.1).

Según Guillier et al (2001), la corteza subducida se sumerge de forma constante con un ángulo de 25° y un azimuth de $N85^\circ E$, además, este alcanzaría profundidades de 100 km bajo el frente volcánico (Cordillera Occidental) y 140 km bajo la Cordillera Real. El proceso de subducción daría como resultado la formación de los Andes Ecuatorianos (Spikings et al., 2001).

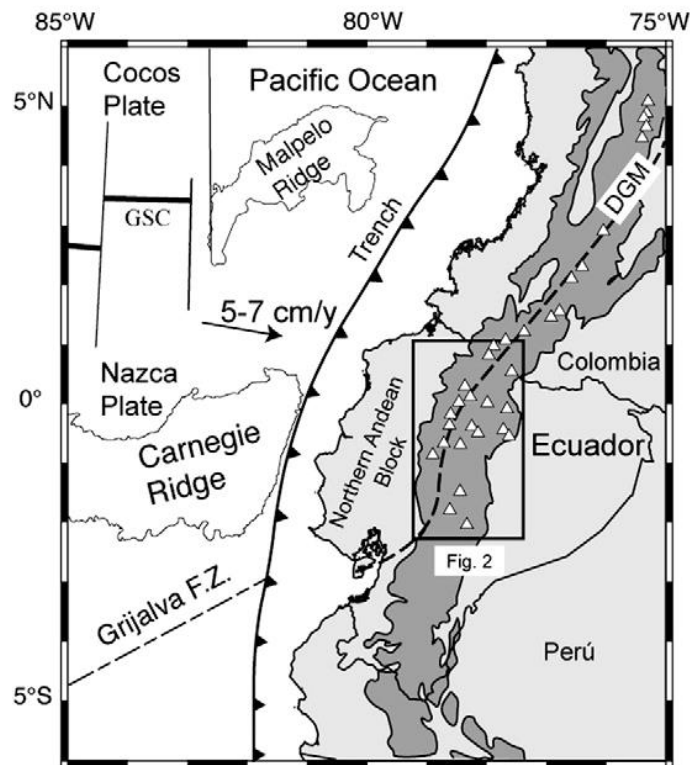


Figura 2.1. Configuración geodinámica del arco ecuatoriano que muestra la convergencia de la Placa Nazca bajo la Sudamericana. Los Andes se encuentran delineados por el contorno de 2000 m en color gris oscuro y los principales volcanes cuaternarios por los triángulos pequeños. (Modificado de Hall et al., 2008).

2.2. Volcanismo de los Andes

Los Andes, cadena montañosa producto de la subducción de la placa Nazca bajo la sudamericana, cuenta con un volcanismo activo que se extiende desde el sur de Colombia pasando por Ecuador y Perú hasta el Sur de Chile (Thorpe, 1984). Esta se divide en 4 segmentos: Zona Volcánica Norte (ZVN), Zona Volcánica Central (ZVC), Zona Volcánica Sur (ZVS) y Zona Volcánica Austral (ZVA) (Ramos y Alemán, 2000) (Figura 2.2).

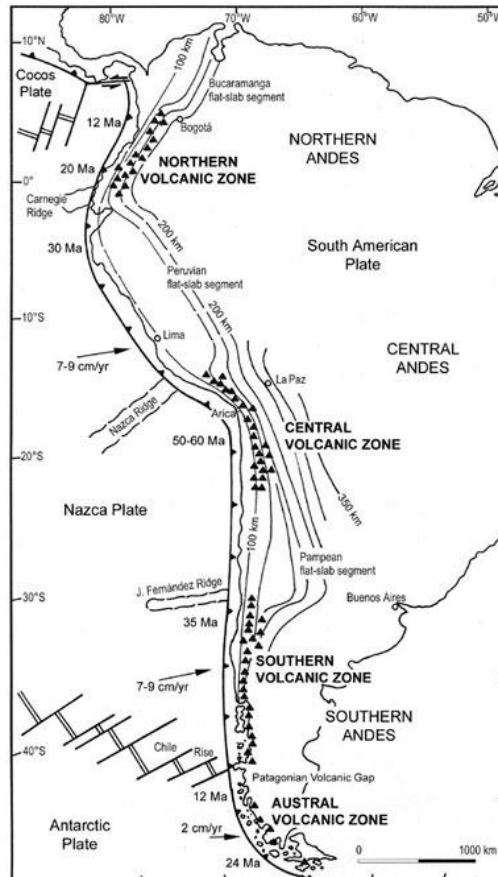


Figura 2.2. Mapa esquemático de América del sur que muestra la división de las Zonas Volcánicas. (Modificado de Ramos y Alemán, 2000).

El Ecuador continental, ubicado en la ZVN, está dividido por la cordillera de los Andes en tres provincias fisiográficamente conocidas como: Andes, Oriente y la zona Costera. Así mismo, los Andes Ecuatorianos se encuentran divididos en dos cadenas montañosas paralelas conocidas como: Cordillera Occidental y Cordillera Real, con un promedio de alturas entre los 3500 a 4000 m sobre el nivel del mar (snm) separadas por una depresión estructural denominada Valle Interandino (Hall et al., 2008). En la sección Ecuatorial de los Andes, los cerca de 84 centros volcánicos cuaternarios contabilizados se muestran en la figura 2.13.

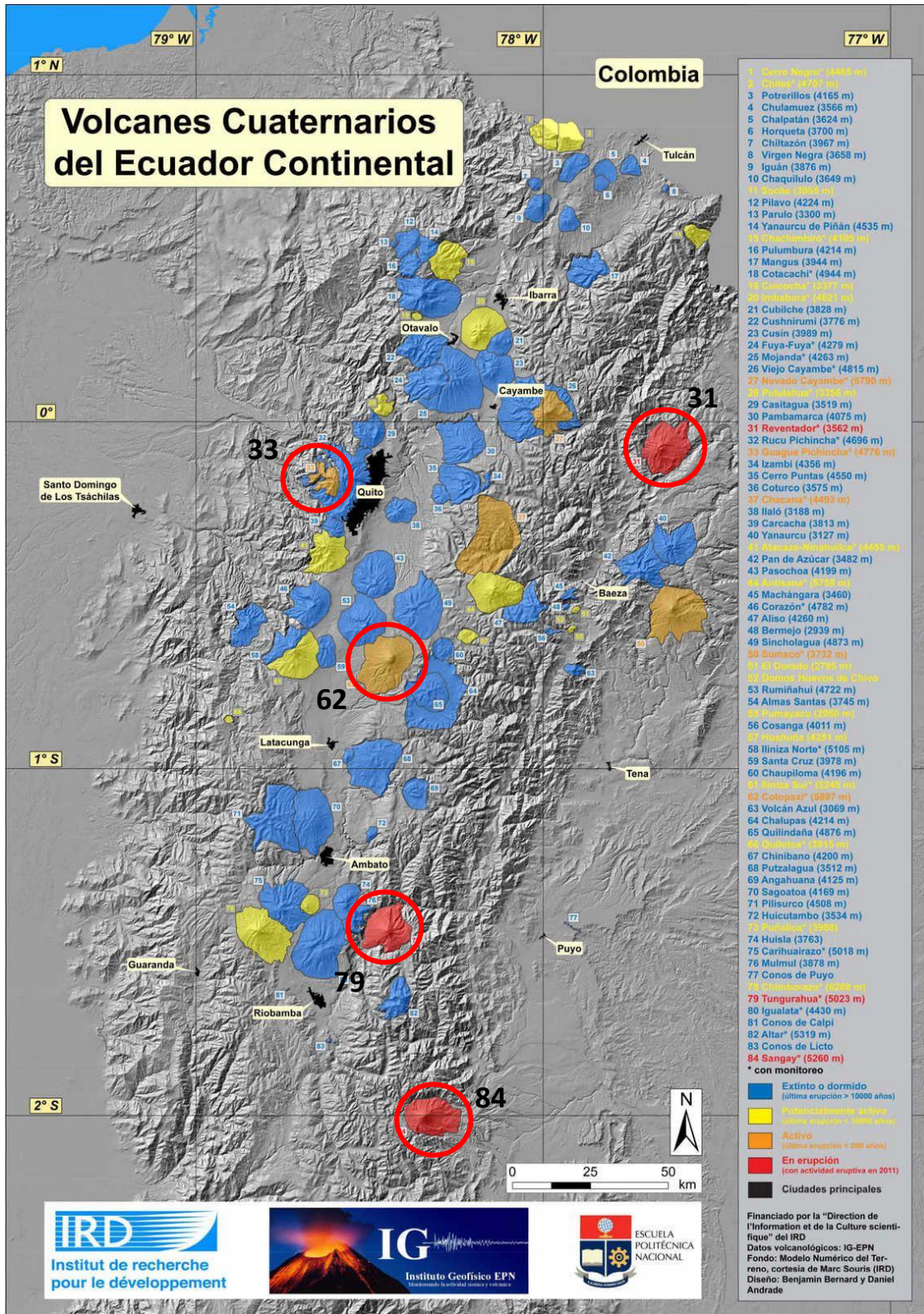


Figura 2.3. Mapa de ubicación de los volcanes cuaternarios del Ecuador Continental. (Bernard y Andrade, 2011). De N a S se presentan los volcanes con el número 31 Reventador, 33 Guagua Pichincha, 62 Cotopaxi, 79 Tungurahua y 84 Sangay.

2.2.1. Cordillera Occidental

La Cordillera Occidental del Ecuador está compuesta por acreciones de rocas oceánicas asociadas con una variedad de sedimentos posiblemente derivados del Plateau del Caribe (Hughes y Pilatasig, 2002; Jaillard et al., 2004). Este frente de arco está compuesto por algunos complejos volcánicos con elevaciones que varían desde los 3000 hasta más de 6000 m snm como es el caso del volcán Chimborazo (6263 m snm).

La actividad en el Pleistoceno Tardío - Holoceno de los volcanes que aquí se encuentran, fue en su mayoría de composición andesítica o dacítica seguida por una fase de construcción de estratovolcanes compuestos principalmente por andesitas más diferenciadas (Hall et al., 2008). Estas rocas normalmente presentan fenocristales de plagioclasa, anfíbol, ortopiroxeno y óxidos de Fe-Ti, mientras que la biotita y el cuarzo son escasos.

Los centros volcánicos que aquí se encuentran presentan cicatrices de deslizamiento abiertas al oeste cuyas dimensiones pueden alcanzar los 3 km lo que representa una característica morfológica distintiva en este frente volcánico. Además, erupciones históricas como la del complejo volcánico Pichincha, ejemplifican el estado activo de esta cordillera.

2.2.2. Valle Interandino

Esta depresión estructural cuenta con volcanes considerados en su mayoría como extintos como por ejemplo los conos de escoria de Calpi (Bablon et al., 2019) y el volcán Imbabura que presentó actividad eruptiva durante el Holoceno (Le Penneq et al., 2011). Las elevaciones de estos edificios volcánicos se encuentran entre los 3800 a 4700 msnm con anchos de 10 a 20 km.

Según Hall et al (2008), los volcanes en el Valle interandino presentan una característica de distribución espacial que hace referencia a su concentración en las zonas donde hay una ligera curva axial de los Andes como por ejemplo el complejo volcánico Mojanda-Fuya Fuya (ubicado en las cercanías de Otavalo), Cusín e Imbabura, además de los volcanes Igualata, Huisla y Puñalica (ubicados entre las ciudades de Ambato y Riobamba).

2.2.3. Cordillera Real

Según Aspden y Litherland (1992), los centros volcánicos de esta cordillera se encuentran subyacidos por rocas metamórficas Paleozoicas y Mesozoicas las cuales forman su basamento.

Las alturas que alcanzan los estratovolcanes andesíticos en la Cordillera Real alcanzan entre los 5700 a 5900 msnm con un relieve mayor a 3000 m (Hall et al., 2008).

La actividad de los volcanes en esta cordillera, con respecto a la Cordillera Occidental, es mayor en el Holoceno y se ejemplifica con las erupciones de los volcanes Cotopaxi, Tungurahua, Reventador y Sangay en los últimos años.

La caída de ceniza y escoria de lapilli es un fenómeno típico de las erupciones cuyos productos son llevados a través del Valle Interandino debido a los vientos dominantes en la dirección este a este- sureste (Hall et al., 2008).

2.2.4. Zona Sub-Andina

La zona del tras arco (Sub-Andino) ubicada hacia el este de la Cordillera Real, alberga un reducido grupo de estratovolcanes con alturas entre los 2000 – 4000 m snm. Estos volcanes reposan sobre los sedimentos deformados correspondientes al occidente de la Cuenca Oriente (Hall et al., 2008; Baby et al., 2014).

Los volcanes que aquí se encuentran son: Sumaco, Yanaurcu, Pan de Azúcar y los conos de Puyo (Hoffer et al., 2008).

Según Hall et al (2008), el volcán Sumaco se caracteriza por ser principalmente basanitas y tefrítas con la presencia de grandes fenocristales de piroxeno de Na y hauyna envueltos en una matriz microcristalina de plagioclasa, piroxeno, óxidos de Fe-Ti ± olivino y noseana.

2.3. Registro de erupciones volcánicas en los últimos 25 años en el Ecuador

Al ser considerado como activo, el arco volcánico del Ecuador ha registrado erupciones importantes en los últimos 25 años. En este trabajo vamos a interesarnos en cinco diferentes erupciones volcánicas que corresponden a: Guagua Pichincha en 1999, Reventador en 2002 y 2021, Cotopaxi en 2015, Tungurahua en 2016 y Sangay 2021 y actualmente en erupción ya que todas las erupciones emitieron ceniza volcánica.

A continuación, se presenta una reseña de las erupciones antes mencionadas.

2.3.1. Guagua Pichincha

El volcán Pichincha, ubicado en la Cordillera Occidental 12 km al oeste de la ciudad de Quito, es un estratovolcán andesítico a dacítico (Wright et al., 2006) constituido por un volcán

antiguo ya extinto (Rucu Pichincha) y un edificio más joven (Guagua Pichincha) el cual se construyó al oeste sobre los remanentes del edificio antiguo (Hall, 1977; Barberi et al., 1992). Según Monzier et al (2002, 2006) y Robin et al (2008), este volcán ha presentado por lo menos 3 episodios eruptivos a lo largo de la historia: ~2000 años AP, ~1100 - 1200 años AP, y la última fase eruptiva histórica en 1566 – 1582 y 1660 DC.

En septiembre de 1999 luego de algunos meses de actividad freática, el volcán entró en un periodo eruptivo caracterizado por la extrusión de varios domos dacíticos, erupciones subplinianas (Wright et al., 2006), erupciones vulcanianas y la producción de flujos piroclásticos (García-Aristizabal et al., 2007). Así mismo, debido al recurrente crecimiento y destrucción de los domos por explosiones o colapsos, los flujos piroclásticos generados descendían por el valle del Río Cristal.

El 7 de octubre de 1999 ocurrió una explosión de tipo subpliniana (Wright et al., 2006) que incluyó vapor, gas y cenizas produciendo una columna eruptiva de más de 12 km de altura snm (Figura 2.4) que pudo ser observada desde toda la ciudad de Quito y alrededores del volcán. Cabe mencionar que esta erupción no fue la primera debido a que se registró una explosión precursora de menor magnitud el 29 de agosto y una segunda de mayor magnitud el 5 de octubre de 1999 provocando una importante caída de ceniza sobre la ciudad de Quito (IG-EPN, 2013). La caída del material volcánico se extendió hasta los Valles y se registraron capas de ceniza en el asfalto y sobre los techos de viviendas de hasta 2 mm de espesor.

A partir del 15 de noviembre de 1999, se registraron erupciones vulcanianas cortas acompañadas por señales sísmicas de explosiones que producían pequeños volúmenes de magma y ceniza (Wright et al., 2006). Así mismo, el 25 de noviembre del mismo año se registró una erupción que produjo una columna eruptiva que alcanzó entre los 9 y 10 km snm (Hall, 2001). Durante estos episodios volcánicos no se registraron lluvias en la capital.

Finalmente, cabe mencionar que no se cuenta con información granulométrica sobre esta caída de cenizas en Quito.

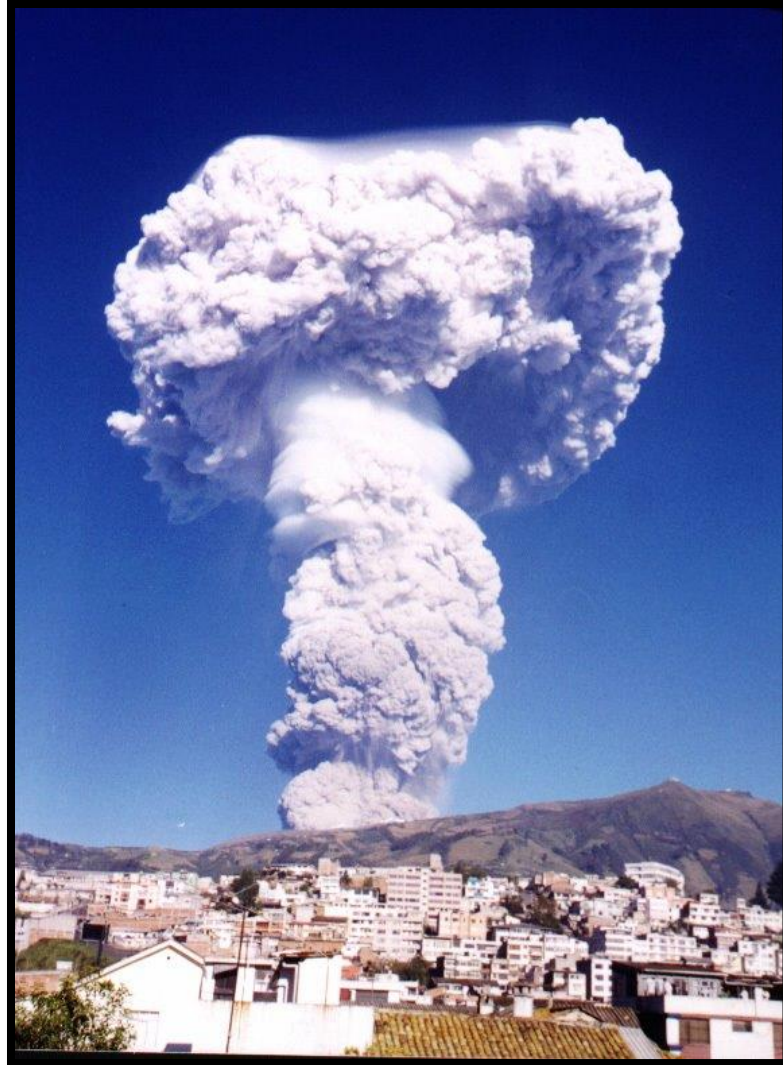


Figura 2.4. Fotografía de la columna eruptiva registrada el 7 de octubre de 1999 provocada por la explosión del volcán Guagua Pichincha. (Fuente: IG-EPN).

2.3.2. Reventador

El volcán Reventador es un cono andesítico joven ubicado entre las provincias de Napo y Sucumbios, 90 km hacia el este de Quito (Samaniego et al., 2008). Morfo-estructuralmente, su evolución inició en el Plioceno y está representada por 3 unidades estratigráficas correspondientes a los edificios volcánicos: Complejo Volcánico Basal, PaleoReventador y Cono Actual (Nieto 1991). Según Hall (1977) y Ridolfi et al (2008), el cono actual se formó principalmente por actividad estromboliana que en su mayoría fue explosiva. En la actualidad su altura máxima ha sido influenciada por los cambios morfológicos que ha sufrido el volcán.

Los periodos eruptivos reportados de este edificio volcánico han sido por lo menos 17, destacando que los más importantes ocurrieron a partir del siglo 20 (Hall et al., 2004).

El 3 de noviembre del 2002, el volcán erupcionó tras 26 años de reposo con un índice de explosividad volcánica igual a 4 ($VEI = 4$) seguida por la emisión de flujos piroclásticos que se depositaron al oriente del edificio volcánico y acompañada por una columna eruptiva de ceniza que alcanzó de 16 a 17 km snm (Hall et al., 2004). Esta erupción de tipo sub-pliniana generó caída de ceniza en la ciudad de Quito.

Delpit et al. (2008), describen a las cenizas como un conjunto de depósitos heterogéneos con abundantes líticos, cuyas partículas vesiculares y vítreas de mayor densidad evidencian un alto grado de fragmentación del magma durante el proceso de erupción.

Según Hall et al. (2004), se produjo una división de la columna de cenizas debido a los fuertes vientos provocando que la parte baja de esta (bajo los 16 km) se dirija hacia el oeste suroeste y suroeste hacia Quito con una velocidad de 30-45 km/h, mientras que la parte alta de la nube de cenizas viajó hacia la región Amazónica además de alcanzar el Sur de Colombia y el noroeste de Brasil. Debido a la caída del material volcánico, se declaró estado de emergencia en las Provincias de Pichincha, Sucumbíos, Napo y Orellana (El Universo, 2002).

En cuanto a la dispersión de ceniza, en el trabajo de Parra (2014) se realizó una modelización de la dispersión y deposición (sedimentación) de la ceniza volcánica para la erupción de El Reventador en el 2002 mediante el uso del modelo WRF (Eulerian Weather Research and Forecasting) y el modelo de dispersión de ceniza Fall3d.

Para la modelización, Parra indica que utilizó información granulométrica reportada por Delpit et al (2008) quien colectó muestras de tefra en las partes proximales, intermedias y distales luego de la erupción, indicando tamaños entre 90 μm a 250 μm . Además, utilizó la información granulométrica de las muestras de ceniza recolectadas por Horwell (2007) en el valle de Tumbaco, quien reportó un diámetro medio de 44 μm . En base a esta información, la distribución granulométrica para la simulación fue asumida como bigaussiana (bimodal).

Los resultados de la modelización mostraron la dispersión y sedimentación a diferentes horas una vez ocurrida la erupción (5 am para el estudio). Entre los datos más importantes de la modelización se obtuvo que: a la 1 pm (13h00 tiempo local; LT) de ese día la nube de ceniza habría cubierto completamente el Valle de Tumbaco, una parte del área urbana de Quito y

parcialmente el Valle de los Chillos, mientras que, a las 12 pm, una capa de ceniza con espesor de 1 a 5 mm se habría formado en la mayor parte del área urbana de Quito (Figura 2.5).

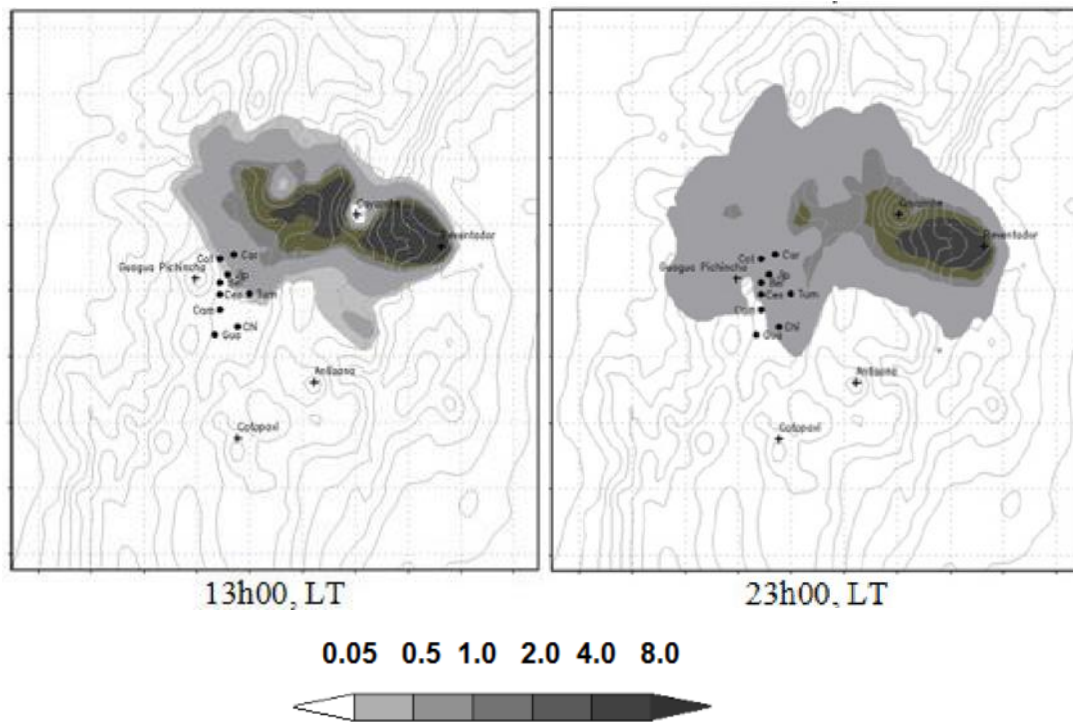


Figura 2.5. Imágenes obtenidas a partir de la modelización de dispersión y sedimentación de ceniza volcánica para la erupción de El Reventador en 2002. Las regiones sombreadas representan las concentraciones de ceniza a los 5000 msnm para las 13h00 y 23h00 LT. Las capas de ceniza (sombras grises) en base a la escala se encuentran en cm. (Modificado de Parra, 2014).

Según Parra (2014), los resultados obtenidos a partir de la modelización con WRF y Fall3d proveyeron resultados coherentes con respecto al tiempo de arribo y la dispersión de la ceniza volcánica respecto a este evento.

El volcán Reventador es uno de los volcanes que actualmente se encuentra en erupción dentro del territorio ecuatoriano con una actividad de tipo más efusivo que ha generado flujos de lava y explosiones que generan columnas explosivas de 1 a 2 km de altura sobre el nivel del cráter (snc) (IG-EPN, 2021) (Figura 2.6).



Figura 2.6. Fotografía de larga exposición del volcán Reventador tomada el 6 de noviembre del 2021 desde la base “Azuela” ubicada en el flanco este del volcán (Fuente: Benjamin Bernard, IG-EPN).

2.3.3. Cotopaxi

El volcán Cotopaxi ubicado sobre la Cordillera Oriental 35 km al Noreste de Latacunga y 50 km al Sureste de Quito es considerado uno de los volcanes activos más peligrosos del mundo. Según Mothes et al (2004) y Hall y Mothes (2008), este volcán ha presentado una larga historia eruptiva caracterizada por un volcanismo bimodal con magmas riolíticos (70-75 wt% SiO₂) y andesíticos (56 – 62 wt% SiO₂) con más de 70 erupciones y un VEI estimado entre 2 y 4 desde 1534. En la actualidad su actividad eruptiva es andesítica caracterizada por caída de escoria, flujos de lava y flujos piroclásticos que han contribuido a la construcción del edificio actual (Pistolesi et al., 2011).

Una de sus erupciones más devastadora fue la ocurrida el 26 de junio de 1877 en donde la población más afectada por la lluvia de ceniza fue Machachi, ciudad en la que según Sodiro (1877), la capa de ceniza que se depositó alcanzó los casi 2 cm de espesor sobre la superficie de techos y asfalto. Además, según Hall y Mothes (2008), el mayor peligro asociado a este volcán son los lahares que se generan debido al derretimiento del glaciar durante las erupciones.

Según el récord histórico y la estratigrafía, la actividad eruptiva del volcán Cotopaxi responde a periodos que se encuentran en los rangos de 200 a tan solo 22 años, generando erupciones Plinianas y fases de larga duración de actividad eruptiva explosiva (Pistolesi et al., 2011; Gaunt et al., 2016). Las erupciones comúnmente empiezan con un estilo explosivo Vulcaniano y posterior a la apertura del conducto, la actividad continua de manera Sub-pliniana a Pliniana. Durante este último estilo eruptivo, la caída de ceniza y lapilli, en su mayoría dirigida hacia el W-NW del cono, es registrada gracias a la deposición de capas de ceniza en la ciudad de Quito (Hall y Mothes, 2008).

El 14 de agosto del 2015, el volcán Cotopaxi erupcionó por primera vez en 73 años (Figura 2.7) luego de aproximadamente 4 meses de actividad precursora que inició en abril del mismo año en el que se registró un incremento de actividad sísmica, emisión de gases y deformación superficial menor (Gaunt et al., 2016; Hidalgo et al., 2018). Las explosiones iniciales ocurridas el 14 de agosto a las 4:02 y 4:07 am produjeron una pluma de ceniza y gas con altura superior a los 8 km snc generando que la ceniza sea reportada en comunidades locales al noroeste del volcán. Bernard et al. (2016), definió que el volcán Cotopaxi tuvo 4 fases dentro del periodo eruptivo de agosto a noviembre 2015. La primera fase (14 -15 de agosto) caracterizada por explosiones hidro magmáticas, mientras que las otras 3 (15 de agosto al 2 de octubre, 2 de octubre al 4 de noviembre y del 4 al 30 de noviembre) mostraron un descenso de intensidad y fueron dominados por procesos de venteo de cenizas.



Figura 2.7. Fotografía del volcán Cotopaxi tomada el 20 de agosto del 2015 desde el sector Puente 2, Autopista General Rumiñahui (Fotografía: Camilo Zapata).

En el trabajo de Gaunt et al. (2016), se realizaron análisis granulométricos a las cenizas recolectadas luego de la erupción del 2015. Ahí se definió que la ceniza emitida por el volcán es fina a extremadamente fina con sorteo pobre, asimetría (Sk) positiva y una distribución de platicúrtica a mesocúrtica. Además, la mayoría de la distribución del tamaño de grano es bimodal con un modo grueso agudo (0.0 a 3.7 ϕ) y un modo fino (4.0 a 6.3 ϕ), sin embargo, esta distribución bimodal muestra muy poca variación a lo largo de la erupción lo que sugiere que la dinámica de esta no cambia significativamente.

En la actualidad el Cotopaxi cuenta con una red de monitoreo bastante amplia debido al crecimiento poblacional en las cercanías del volcán. Según el IG-EPN, se operan 59 diferentes instrumentos de monitoreo alrededor del volcán desde la primera instalación de una estación sísmica en 1976 (Hidalgo et al., 2018; www.igepn.edu.ec).

2.3.4. Tungurahua

El volcán Tungurahua es un estratovolcán andesítico con altura de 5023 m ubicado en la parte sur de Cordillera Real del Ecuador 140 km al sur de Quito, 33 km al SE de Ambato y 8 km al norte de la ciudad de Baños (Hall et al., 1999). Desde el inicio de su periodo eruptivo en

octubre de 1999, la caída de ceniza ha sido el peligro volcánico más frecuente hasta la actualidad (Le Pennec et al., 2012, Bernard et al., 2013a, Eychenne et al., 2013).

Según Hall et al. (1999), el Tungurahua ha generado erupciones con productos volcánicos como flujos piroclásticos, caídas de ceniza, flujos de lava y lahares al menos una vez por siglo desde el año 1300 AD. Además, Le Pennec et al. (2008) afirman que este volcán cuenta con al menos 5 periodos eruptivos registrados a través de la historia en los siguientes rangos de años: 1641-1646, 1773-1781, 1886-1888, 1916-1918 y 1999-2016. La actividad del volcán Tungurahua ha sido interpretada de tipo vulcaniana, estromboliana y en ocasiones sub-pliniana (Wright et al., 2012; Hidalgo et al., 2015 y Andújar et al., 2017).

El Tungurahua ha presentado varias erupciones violentas en su último periodo desde 1999 hasta el 2016. Uno de esos eventos volcánicos fue el ocurrido el 14 y 15 de julio de 2006 en el que se reportó una erupción de tipo sub-pliniana con VEI = 3 considerada como la primera vez que se generaron flujos piroclásticos y una columna de ceniza de hasta 14 km de altura (Fee et al., 2010). Después, el 16-17 de agosto del mismo año se registró una segunda erupción sub-pliniana con VEI = 3 acompañada de una columna de ceniza de hasta 17 km de altura (Figura 2.8) y más de 30 flujos piroclásticos. (Wright et al., 2012; Eychenne et al., 2012). Esta fase eruptiva ha sido considerada como una de las más catastróficas del último periodo debido a que se reportaron 6 fallecidos además de casas, carreteras y cultivos destruidos (Eychenne et al., 2012).



Figura 2.8. Fotografía de la explosión del volcán Tungurahua el 16 de agosto del 2006 tomada por Cristina Ramos que muestra un flujo piroclástico bajando por la quebrada Juive.

En cuanto a la granulometría, se recolectaron 22 muestras en el área localizada entre 7 a 20 km del viento para realizar tamizaje y análisis de difracción láser. Los resultados obtenidos de tamizaje fueron en porcentaje en peso (wt%) mientras que los resultados de la difracción láser fueron obtenidos en porcentaje en volumen (v%). Estas fracciones fueron combinadas para obtener un escala consistente cada 0.5 phi desde -5 hasta 10 phi (Eychenne et al., 2012). Los resultados de la distribución granulométrica para estas 22 muestras mostraron una distribución bimodal con un modo más grueso que 2 phi y uno más fino que 4 phi definiendo así 2 sub-poblaciones.

Según Eychenne et al., (2012), la sub-población de grano grueso se interpreta como el resultado del transporte y sedimentación de la pluma volcánica principal que se desplazó hacia el oeste de la columna. Mientras que la sub-población de grano fino se distribuye de manera desigual lateralmente en la capa de caída piroclástica. Los resultados indicaron que la distribución bimodal del tamaño de grano resulta de una deposición sincrónica de lapilli proveniente de la pluma principal y de ceniza fina proveniente de flujos de escoria. Además, indica que datos inapropiados del tamaño de grano pueden resultar en una caracterización inadecuada del tipo eruptivo.

La última erupción registrada de este volcán fue el 26 de febrero del 2016 a las 12h11 pm en la que ocurrieron explosiones de tipo vulcanianas con columnas de cenizas que alcanzaron hasta 8 km de altura snm. Además, se reportó la caída de proyectiles balísticos y corrientes de densidad piroclástica que descendieron por los flancos NW y W. Esta actividad se mantuvo por 4 horas para luego cambiar a un estilo discontinuo con algunas explosiones. Según el reporte del IG-EPN (2016), la dirección del viento para este evento fue principalmente hacia el W, SW y NW con una carga considerable de cenizas. La erupción duró un total de 19 días y arrojó cerca de 1.5 millones de m³ de material volcánico permitiendo calificarlo con un VEI = 2.



Figura 2.9. Fotografía de la columna eruptiva del volcán Tungurahua por la explosión el 26 de febrero del 2016 tomada por Francisco Vásquez desde el OVT-IGEPN.

Las principales zonas afectadas por las emisiones y explosiones de este periodo eruptivo fueron las localizadas hacia el Occidente del volcán en las poblaciones de Choglontus, El Manzano, Puela, Cahuají, Pillate, Palitahua, Juive, Chacauco, Cusúa, Bilbao, Cotaló y Quero (Figura 2.10).

de 1628 y afectando a la cotidianidad de las personas en ese sector. Además, en las últimas dos décadas, debido a la actividad continua del volcán, en repetidas ocasiones se ha reportado afectaciones en ciudades algo alejadas como Guayaquil en 2018 y 2020 (IG-EPN 2018, 2020).

El periodo eruptivo actual que empezó el 7 de mayo de 2019 (Figura 2.11) ha sido el más intenso en los últimos 60 años provocando caídas de ceniza al occidente del volcán y aumento de la cantidad de sedimentos en los ríos Volcán y Upano (Bernard et al., 2022). Según el IG-EPN (2021), después del paroxismo (momento en el que una erupción alcanza su punto máximo de actividad) del 5 de marzo del 2021, la actividad del volcán Sangay pasó a ser dominada por actividad estromboliana casi continua lo cual fue verificado con observaciones visuales ocasionales desde Julio del mismo año gracias al buen estado climático.

En Bernard et al. (2022) se utilizaron muestras de ceniza recolectadas luego del pulso eruptivo del 20 de septiembre del 2020 y se estableció la granulometría utilizando el equipo Horiba LA-960. Para un mejor entendimiento de la distribución granulométrica, los resultados fueron presentados en base a los gráficos estadísticos tradicionales (Folk y Ward, 1957) empleando la deconvolución de distribuciones polimodales mediante uso del software libre DECOLOG 6.0 aplicadas a 35 de las 36 muestras recolectadas.

Las cenizas no presentaron tamaños sobre 1 mm probablemente debido a la ausencia de muestras proximales dando como resultado tamaños de grano de muy fino a extremadamente fino. Además, los valores obtenidos con DECOLOG permitieron observar y caracterizar estadísticamente estas cenizas.

Una vez realizadas las deconvoluciones, se visualizó un claro descenso en la desviación estándar evidenciando el paso de sorteo muy pobre a moderado mientras la distancia al volcán aumentaba. La mayoría de las distribuciones eran simétricas con una pequeña afinidad de las distribuciones hacia los finos. En cuanto a la curtosis, las distribuciones cambian de platicúrticas en el área media a mesocúrticas y leptocúrticas en el área distal.

Finalmente, las distribuciones se muestran bimodales en el área media y unimodales en el área distal lo que podría explicarse debido al aumento de la distancia con respecto al viento (90 km) donde el tamaño de grano disminuye.



Figura 2.11. Fotografía del volcán Sangay durante el sobrevuelo efectuado el 24 de junio de 2020. En color amarillo se puede observar la quebrada sur oriental y su abertura máxima en la cumbre. (Tomada de www.igepn.ec).

2.4. Volcanismo Explosivo

La clasificación de la actividad explosiva en los volcanes desde un principio se ha basado en las características visuales de las columnas eruptivas. Sin embargo, investigaciones actuales han demostrado que, en la mayoría de los casos, las diferencias entre las columnas están relacionadas fundamentalmente por las diferencias en los mecanismos de la erupción produciendo tipos específicos de depósitos piroclásticos que son reconocibles en el campo (Clarke, 2015). Existen varios tipos de erupciones volcánicas que han sido clasificadas según criterios cualitativos como por ejemplo el darle un nombre cuando se observó por primera vez un cierto comportamiento durante la explosión.

En ese contexto, se han definido dos tipos de erupciones conocidas como: Erupciones Explosivas y Erupciones Efusivas.

2.4.1. Erupciones Explosivas

Caracterizadas por la liberación violenta de piroclastos, las erupciones explosivas se producen cuando la viscosidad del magma es elevada al igual que su contenido de sílice. Se produce un aumento de presión que genera fuertes explosiones debido a que este tipo de magma retiene una gran cantidad de gases (Woods, 1994). Sin embargo, Walker (1973) señala que las

erupciones explosivas son un fenómeno de corta duración en donde menos del 10% de erupciones explosivas han sido bien documentadas científicamente por lo que los vulcanólogos tendrían la oportunidad de observar no más de 3 o 4 erupciones explosivas largas durante toda su vida.

2.4.2. Erupciones Efusivas

Este tipo de erupciones está caracterizado por la emisión de lava sin una erupción explosiva significativa. Por ejemplo, si un sistema magmático somero es abastecido por magma a un caudal intermedio, la erupción será lenta y efusiva hasta que la presión en la cámara magmática sea muy grande (Woods, 1994). El magma se encuentra en estado fluido con pocos gases por lo que en el exterior se lo puede observar cómo lava o roca fundida que se esparce lentamente.

2.5. Tipos de erupciones explosivas

Los volcanes de tipo andesítico y dacítico presentan erupciones caracterizadas en su mayoría por ser explosivas. Entre las más conocidas se encuentran, por ejemplo, las de tipo Vulcanianas ocurrida en la erupción del volcán Guagua Pichincha en 1999 y las erupciones de tipo Sub-plinianas, Plinianas y Estrombolianas registradas históricamente en las erupciones del volcán Tungurahua desde 1999 hasta el 2016.

En ese contexto, se definen los siguientes tipos de erupciones:

2.5.1. Erupciones Vulcanianas

Descrita en 1891 por Mercalli y Silvestri, una erupción de tipo Vulcaniana hace referencia a una serie de erupciones que ocurren aleatoriamente. Son seguidas por periodos de paulatina inactividad que pueden durar desde minutos hasta días y que en ocasiones son premonitoras de fases eruptivas más largas. Estas erupciones limpian el conducto volcánico para dar paso a estilos eruptivos menos explosivos (Francis y Oppenheimer, 1993).

Este tipo de erupción resulta de una descompresión repentina del conducto volcánico que contiene magma de composición intermedia altamente presurizado además que la morfología de los productos juveniles indica magmas de alta viscosidad y baja vesicularidad (Clarke et al., 2015). Al aumentar la presión de gas debido a la acumulación de capas de roca por erupciones previas, se genera una sobrepresión provocando que esta se rompa de manera frágil generando así la erupción tipo Vulcaniana (Figura 2.12).

Los materiales piroclásticos son emitidos a velocidades de cientos de metros por segundo y temperaturas de 320 °C a más de 1000 °C (Clarke et al., 2015) lo que da lugar a una columna eruptiva que asciende de manera convectiva sobre el cráter alcanzando alturas entre los 5 a 10 km (Francis y Oppenheimer, 1993).

Según Heiken y Wohletz (1985), durante este tipo de erupciones pueden ocurrir caída de bloques además de la generación de flujos piroclásticos a partir de la columna eruptiva. También, debido a la violencia de esta erupción, las cenizas que aquí se emiten pudieron generarse en erupciones magmáticas y freatomagmáticas pasadas además de presentar una cantidad variable de fragmentos juveniles y no juveniles.

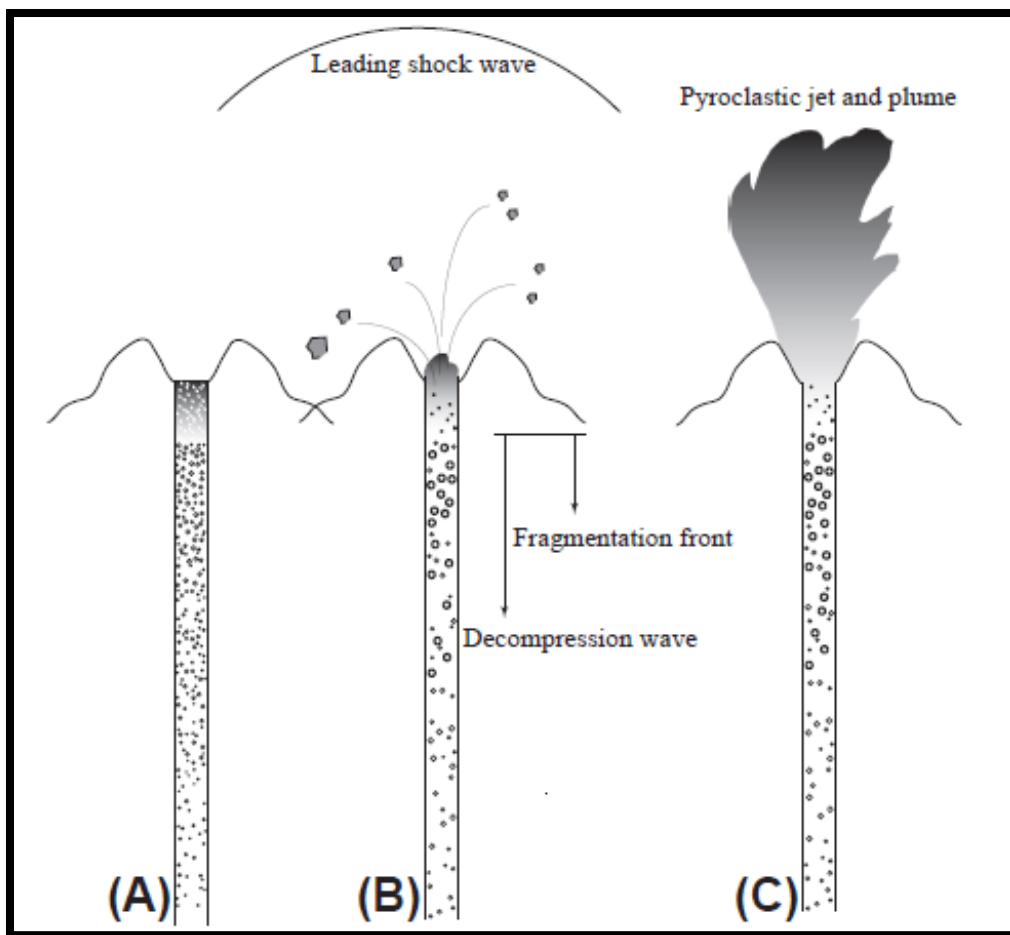


Figura 2.12. Esquema gráfico de una erupción vulcaniana. A) Un tapón denso sella el conducto que contiene magma con burbujas. B) Inicio de la erupción cuando el tapón se rompe y clastos balísticos son lanzados. C) La mezcla de magma y gas con sobrepresión es expulsada a la atmósfera. (Tomado de Clarke 2015).

2.5.2. Erupciones Plinianas

El término “Pliniano” hace referencia a erupciones explosivas muy fuertes caracterizadas por la larga duración, alta velocidad de descarga en la atmosfera a muy altas temperaturas y una mezcla multifase de partículas en estado sólido, líquido y gaseoso (Cioni y Rosi, 2015). Las columnas eruptivas pueden alcanzar decenas de kilómetros de altura (~30 km) (Wilson, 1976). En ocasiones presentan fases de colapso y luego de alcanzar su altura máxima, la columna eventualmente se dispersa lateralmente en lo que se conoce como nube tipo “paraguas” (Cioni y Rosi, 2015).

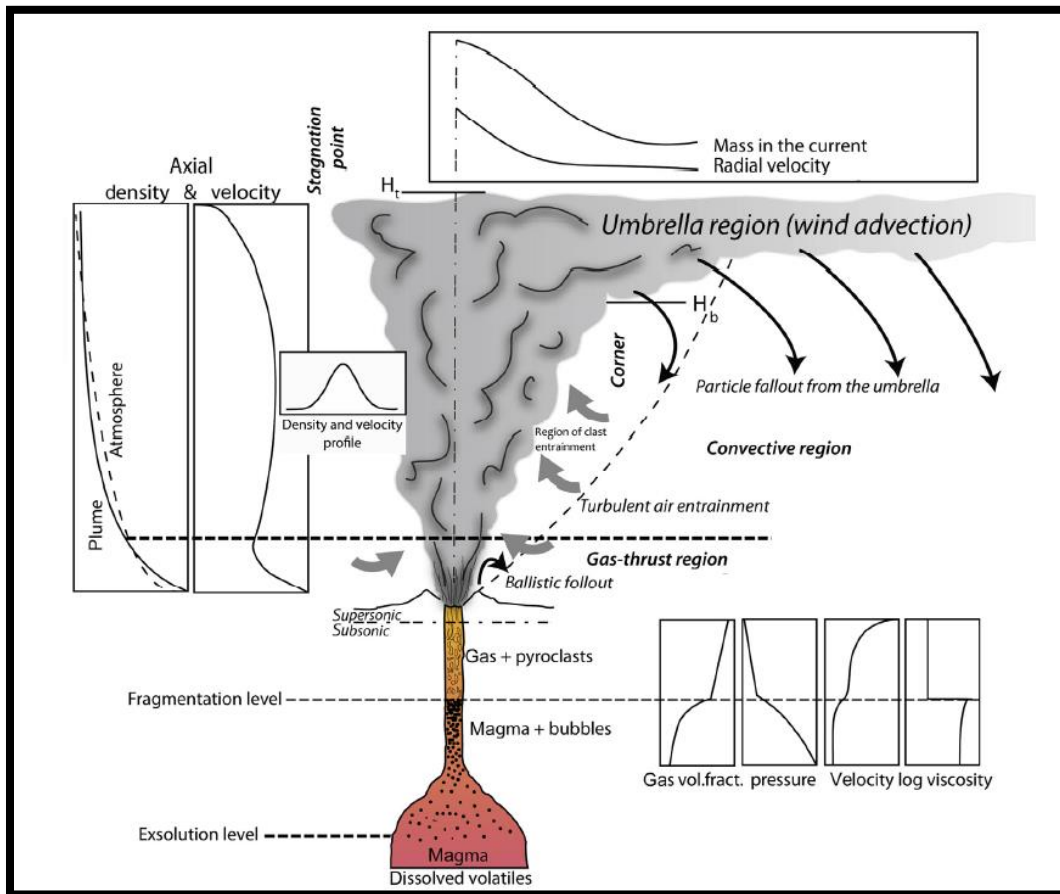


Figura 2.13. Esquema general de regímenes eruptivos y parámetros físicos durante erupciones plinianas. (Tomado de Cioni y Rosi 2015)

Las erupciones de este tipo se relacionan a magmas ricos en sílice que generalmente son de composición dacítica a riolítica o magmas alcalinos muy evolucionados. Sin embargo, se han reportado pocas erupciones plinianas de composición basáltica (Tarawera, 1886). Los productos volcánicos consisten en bombas, lapilli pumicea y cenizas que dan paso a depósitos

de caída y flujos que pueden alcanzar volúmenes de 0.1 a 10 km³ (Cioni et al, 2000). Durante los pulsos plinianos, una mezcla de gas y partículas es descargada del viento a una alta velocidad y temperatura (Cioni y Rosi, 2015).

2.5.3. Erupciones Sub-plinianas

A diferencia de las Plinianas, este tipo de erupción está caracterizada por ser un evento explosivo de moderado a grande y por la formación de una columna eruptiva de aproximadamente 10 km de altura, volúmenes de caída de lapilli en el orden de 10⁷ m³ y una descarga de masa no mayor que 10⁶ kg/s (Arrigui et al., 2001).

Según Cioni (2015), la dinámica de esta erupción es similar a la Pliniana, sin embargo, la principal diferencia se basa en las fluctuaciones de alta frecuencia y las pausas temporales en la descarga de los materiales durante la erupción además de ser de menor magnitud e intensidad.

2.5.4. Erupciones Estrombolianas

Este tipo de erupciones están caracterizadas por durar pocos minutos a segundos, tener grandes pausas entre explosiones, no generar columnas eruptivas sostenidas, la depósitacion de los materiales piroclásticos cerca del viento y ser el resultado de explosiones discretas e intermitentes de burbujas de gas (Gas Slug) (Figura 2.14) que migran hacia arriba en un conducto abierto (McPhie et al., 1993).

La actividad estromboliana se encuentra teóricamente relacionada con magmas de baja viscosidad y bajo contenido de gases por lo que en su mayoría las erupciones son el resultado de las burbujas explotando en la parte alta de la columna de magma (Francis y Oppenheimer 1993; Leduc, 2015). Según McPhie et al. 1993, debido a que la fragmentación del magma no siempre es muy eficiente, la cantidad de ceniza que se produce es poca por lo que la mayoría de los materiales que se depositan en las partes proximales del viento forman conos de escoria, lapilli, bloques y bombas.

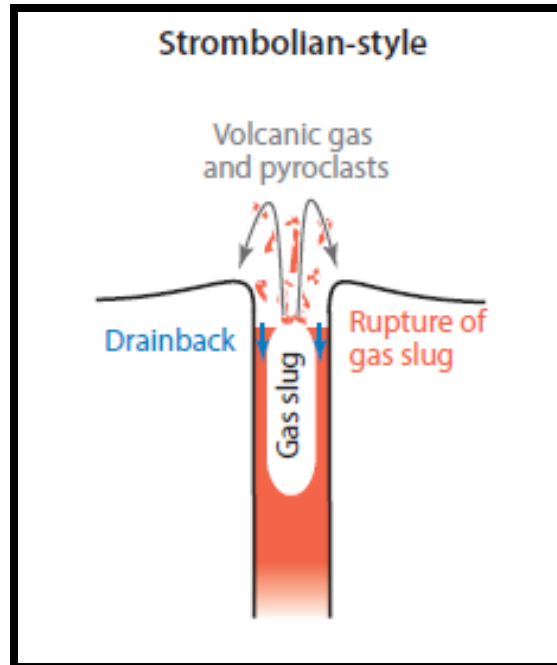


Figura 2.14. Ilustración esquemática de una erupción de tipo estromboliana. Se muestra la acumulación de burbujas en un magma ascendente de baja viscosidad produciendo una explosión estromboliana. (Modificado de Gonnerman et al., 2015)

2.5.5. Erupciones Hidromagmáticas

Según Wohletz y Sheridan (1982), este proceso resulta de la interacción entre magma y cuerpos de agua superficial o subterránea. Para el caso de las erupciones hidromagmáticas, White y Houghton (2000) mencionan que una interacción persistente y completa del magma que asciende con fluidos externos da lugar a columnas eruptivas que están controladas por explosiones brevemente pausadas o descargas sostenidas.

Estas erupciones pueden contener tanto vapor como agua líquida provocando que la sedimentación de los depósitos de caída sea rica en cenizas altamente fragmentadas.

Este tipo de erupciones puede variar su estilo desde interacciones relativamente leves con emisión de lava con baja viscosidad que fluye fácilmente o explosiones muy altamente energéticas.

2.6. Fragmentación del Magma

La fragmentación es un proceso que transforma el magma desde una fase líquida con burbujas de gas dispersas a una fase de gas con fragmentos de magma dispersados (piroclastos) (Cashman y Scheu, 2015).

Entonces, la fragmentación del magma se define como la ruptura continua de un volumen de roca fundida en partes más pequeñas denominadas piroclastos durante una erupción (Gonnerman et al., 2015)

2.6.1. Fragmentación Frágil

Según Mader (1996), cuando un flujo de dos fases (líquido y gaseoso) se somete a una tasa de cizalla – deformación muy grande y el tiempo de relajación natural es excedido, ocurre la fragmentación frágil. Un material que ha sido sometido a este tipo de proceso se fractura de manera parecida a la de un vidrio como por ejemplo la pómez. Además, Gonnerman 2015, menciona que para que exista fragmentación frágil (como la fase líquida del magma o “melt”), se requiere que un material viscoelástico responda a un esfuerzo en una manera predominantemente elástica.

2.6.2. Fragmentación Dúctil

Este tipo de fragmentación ocurre en su totalidad en estado líquido y se basa en un adelgazamiento progresivo de capas líquidas por 2 mecanismos: eliminación de líquido de las capas por efecto de la gravedad y por expansión de la fase gaseosa (Mader, 1998). Debido a que el adelgazamiento continúa hasta que la capa llega a ser extremadamente delgada, esta se rompe. Un ejemplo práctico de piroclastos que se forman debido a este tipo de fragmentación son los cabellos de Pelé.

2.6.3. Fragmentación por sobrepresión de burbujas

Según Gonnerman 2015, la densidad y viscosidad del gas magmático (burbujas) son mucho más pequeñas que las del melt. Cuando existe un decrecimiento de la presión del magma que asciende, este disminuirá la solubilidad volátil que resulta en la difusión de volátiles en burbujas con menor densidad.

Así mismo, Cashman et al. (2001), indican que la fragmentación ocurre cuando el magma asciende muy rápidamente por el conducto volcánico acelerándose por expansión y sobrepresión de la fase gaseosa. Mientras las burbujas de gas ascienden por el conducto volcánico, estas aumentan su tamaño. Si la velocidad de crecimiento de estas burbujas es mayor a la difusión a través de las paredes o a la velocidad de ascenso de las burbujas, el magma se fragmentará .

2.6.4. Fragmentación por Descompresión

Al contrario de la fragmentación por sobrepresión (aceleración rápida), Cashman y Scheu (2015) señalan que este tipo de fragmentación inicia con la aplicación (casi instantánea) de una gran sobrepresión, y el magma subyacente experimenta la descompresión en una escala de tiempo en la que otros procesos, como la nucleación y el crecimiento de burbujas, no son tan importantes. En estas condiciones, el comportamiento dominante del magma es frágil.

2.6.5. Productos de Fragmentación

Cualquier modelo de fragmentación debe explicar tanto la distribución de tamaño como las características texturales de las partículas resultantes (Cashman y Scheu, 2015). Además, la distribución total del tamaño de grano provee una medida de la energía liberada por la erupción. Según Cashman y Scheu (2015), estos datos muestran que las grandes erupciones silíceas explosivas presentan partículas de tamaños muy pequeños (<1 mm). Además, las erupciones de magnitud intermedia (Estrombolianas violentas y Vulcanianas) presentan un tamaño de partículas mediano (1 – 10 mm) y finalmente en erupciones Hawaianas y Estrombolianas tienen tamaños de grano mayores (>10 mm).

Por otro lado, la relación entre la eficiencia de fragmentación y la energía total liberada por la erupción han sido exploradas mediante la rápida decompresión natural de muestras volcánicas a temperaturas de erupción. Rust y Cashman (2011), indican que la distribución de tamaño de las burbujas pequeñas en el magma, controlan la distribución de tamaño de las partículas de ceniza y que, además, los clastos más grandes se preservan durante la fragmentación debido a la suficiente permeabilidad de estos al momento de la fragmentación.

2.7. Transporte y sedimentación atmosférica.

Es bien conocido que las erupciones volcánicas son catalogadas como uno de los eventos naturales más violentos debido al potencial de daño que pueden causar tanto a las estructuras viales, edificaciones, tráfico aéreo, cultivos y ganado como también a las poblaciones aledañas por la gran liberación de material y energía que esta genera.

Durante una erupción, las cenizas volcánicas junto con gases calientes son expulsados a la atmósfera en forma de columnas eruptivas lo que genera un riesgo hacia la salud humana por la inhalación de partículas que causan enfermedades.

2.7.1. Columna Eruptiva

Costa et al. (2006), define que una columna eruptiva comúnmente comprende 3 regiones distintas caracterizadas por regímenes de flujo diferentes. Así entonces, se tendrá: la parte baja (basal) o zona de jet, una zona intermedia convectiva y una zona superior de paraguas (Figura 2.15).

Los magmas típicamente contienen pequeñas cantidades de componentes volátiles disueltos, así como también agua, dióxido de carbono, y dióxido de azufre antes de una erupción (Carey y Bursik, 2015).

Según Carery y Bursik (2001), cuando este material es expulsado a través del vento, su densidad es mayor a la de la atmósfera, pero sube a través de ella gracias al momentum ganado por la exsolución de gases. La zona de Jet se puede extender algunos kilómetros sobre el cráter y su característica principal es que su flujo es altamente turbulento. Debido al desarrollo de márgenes turbulentos en los márgenes de la columna eruptiva, el aire atmosférico es llevado hacia adentro de la columna y se calienta generando un descenso de la densidad de la columna mientras gana altura. Las fuerzas que mueven a la columna en ese momento son dominadas por flotabilidad lo que provoca el aumento progresivo del ancho de la columna eruptiva con la altura mientras el aire continúa ingresando al flujo de masa ascendente. Esta región es conocida como zona convectiva y representa la parte más grande de la columna eruptiva pudiendo alcanzar hasta decenas de kilómetros sobre el cráter (Figura 2.13)

Eventualmente, la parte convectiva alcanzará un nivel en el que tanto la densidad de la columna como la densidad de la atmosfera sean las mismas debido a que la atmósfera terrestre disminuye su densidad con la altura.

Finalmente, la zona de paraguas estaría representada por la forma de hongo observada usualmente en erupciones Vulcanianas y Plinianas.

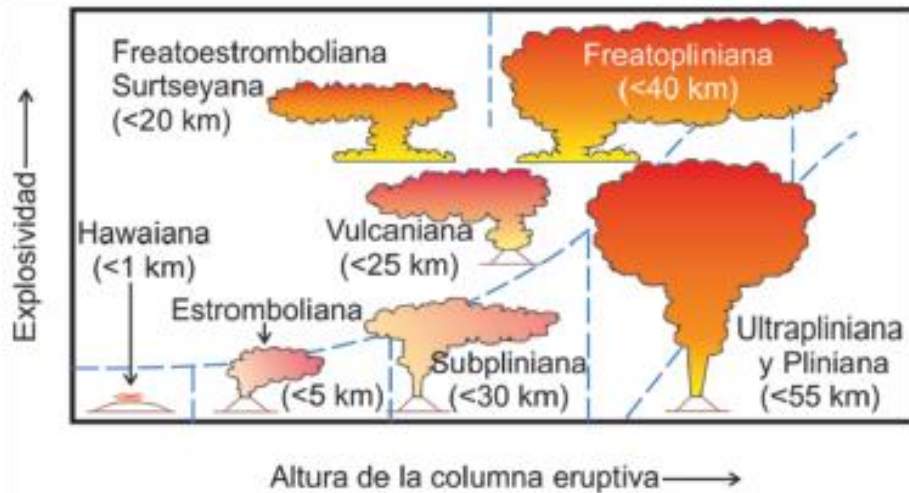


Figura 2.15. Esquema que muestra la intensidad de explosividad vs la altura de la columna eruptiva para los diferentes tipos de erupciones explosivas. (Modificado de Cas y Wright, 1987).

2.7.2. Interacción del viento con la columna eruptiva

Una vez generada la pluma volcánica, el flujo horizontal dominante en la atmósfera empezará a distorsionar su estructura y transportará material a favor del viento (Carey y Bursik, 2015). Además, cabe recalcar que los patrones para el transporte de material (cenizas) por acciones del viento, dependerá de la magnitud explosiva del evento, así como también de las velocidades del viento presentes al momento de la erupción ya que serán determinantes para la formación o no de una zona de paraguas.

Según Carey y Bursik (2015), las columnas eruptivas pueden ser clasificadas en débiles y fuertes haciendo referencia a la relación que existe entre la velocidad horizontal del viento y la velocidad vertical (ascendente) de la columna. Entonces, una columna débil es aquella incapaz de generar una zona de paraguas, así como tampoco genera una columna vertical significativa. La estructura de una columna eruptiva débil es parecida a la de una nube al momento de alcanzar su altura máxima de ascenso debido a que sus características de flujo no se reorganizan en la atmósfera por efectos de la gravedad.

Por otra parte, las columnas eruptivas fuertes son aquellas que típicamente forman una zona de paraguas y alcanzan una altura mayor a 20 km snc. En estos casos, no hay valores específicos para que la velocidad del viento sea capaz de afectar substancialmente el ascenso de la columna (Carey y Bursik, 2015).

2.7.3. Velocidad terminal de las cenizas

Por definición, la velocidad terminal se refiere a la velocidad que alcanza un objeto en caída libre a través de un fluido. Es utilizada para modelar el transporte y sedimentación de partículas en diferentes flujos (Dioguardi et al., 2016). En el caso de las cenizas volcánicas, esta dependerá de factores como sus formas que son difíciles de describir por formas geométricas simples (Dellino y La Volpe 1999; Leibrandt y Le Pennec 2015; Vonlanthhen et al. 2015), su tamaño y el medio en que se transportan.

2.7.4. Agregación de las cenizas

Las erupciones volcánicas explosivas generan una gran cantidad de partículas de cenizas finas que se dispersan en la atmosfera por plumas boyantes sobre los ventos volcánicos y corrientes de densidad piroclásticas (Brown et al. 2011). Por lo general, la mayoría de las cenizas más finas a 125 μm se transportan en la atmósfera como partículas agregadas que tienen velocidades terminales mayores que como partículas individuales (Carey y Sigurdsson, 1982; Sorem, 1982; Lane et al., 1993).

En las últimas décadas, el fenómeno de agregación ha sido considerado un control de primer orden en la dispersión de ceniza fina dentro de una columna eruptiva sin embargo los procesos físicos y químicos envueltos todavía no han sido completamente entendidos. Según Brazier et al. (1983) la agregación es un proceso muy común durante la caída de ceniza por erupciones explosivas y a menudo puede ocurrir este engrosamiento secundario.

Así entonces la agregación, ocurre cuando las partículas finas se adhieren entre ellas como resultado de la atracción electrostática, adhesión de humedad entre partículas (Sorem, 1982; Gilbert y Lane, 199; Schumacher y Schmincke, 1991, 1995; James et al., 2002) y la formación de hidrometeoros (Durant et al., 2009). Por esta razón, un factor a considerar cuando ocurren erupciones volcánicas sería la caída o no de lluvia ya que esta favorecería la agregación.

Finalmente, la distancia en donde se deposite la partícula con relación al viento se verá afectada considerando que se encuentren ceniza finas tanto en las partes proximales como en las partes lejanas de la fuente en los casos de plumas volcánicas con abundante ceniza (Brown et al., 2011).

3. CAPÍTULO III

3.1. Metodología

Existen varias técnicas que permiten determinar el tamaño de partículas de los productos de caída posteriores a una erupción. Entre las principales se encuentran el Microscopio Electrónico de Barrido (SEM), sedimentometría, granulometría láser y tamizaje.

En vulcanología las técnicas antes mencionadas ayudan en el mejor entendimiento de procesos como determinación de la tasa de ascenso del magma, caracterización de dinamismos eruptivos y clasificación de productos de caída. En el trabajo de Narváez (2014) por ejemplo, se utilizan métodos como tamizaje y granulometría láser aplicados a muestras de ceniza del volcán Tungurahua para determinar el tamaño de partículas y compararlo con los dinamismos eruptivos.

Así mismo, Horwell et al (2006) utilizaron imágenes obtenidas con el SEM aplicadas a muestras de ceniza de erupciones en los volcanes Cerro Negro (Nicaragua), Mt. St. Helens (United States), Sakurajima (Japón) y Vesuvio (Italia) para establecer el tamaño de grano de las partículas, su morfología y poder relacionarlas con las enfermedades respiratorias que estas pueden causar.

Idealmente las muestras de ceniza para los diferentes análisis deben ser recolectadas en superficies planas donde el espesor de este depósito sea más grueso que 1 mm. Además, se toma típicamente un área de 50 x 50 cm (Bernard et al., 2022) y se almacena la muestra cuidadosamente en una bolsa de plástico sellada. Para este trabajo, las muestras se tomaron en diferentes sitios, a diferentes distancias del volcán y en diferentes superficies como techos de casas, terrazas, asfalto e incluso algunas cenizas recolectadas en cenizómetros ubicados en las diferentes estaciones.

En este trabajo, se utilizaron los métodos de tamizaje y granulometría láser (descritos a continuación) para obtener la distribución de tamaño de las muestras.

3.2. Tamizaje

El método de tamizaje consiste en obtener la distribución de tamaño en porcentaje en peso (wt %) de las partículas utilizando tamices. Los tamices son herramientas, generalmente de forma circular que están formados por alambres entretejidos obteniendo aberturas de tamaños normalizados. Estos tamices son colocados en orden descendente, con el tamiz de mayor abertura en el tope y un recipiente de recolección en la base.

Las muestras de cenizas utilizadas en este estudio fueron cuarteadas y pesadas con la ayuda de una balanza de precisión previo a ser colocadas en los tamices.

Ya que los tamaños de las partículas son variables y medibles en el orden de micras, se utilizaron 17 tamices con aberturas desde los 16 mm hasta 63 μm (Figura 3.1).



Figura 3.1. Tamices con aberturas desde los 16 mm hasta 63 μm utilizados para este trabajo.

El proceso se lo realizó en dos etapas que consistieron en separar primero los tamices con aberturas desde los 16 mm hasta 1 mm para las cenizas con partículas visiblemente más grandes. Posteriormente con la porción que pasó el tamiz de 1 mm, se procedió a tamizarla

desde el tamiz con abertura de 710 μm hasta $< 63 \mu\text{m}$ con la ayuda de un vibrador para facilitar el proceso (Figura 3.2).



Figura 3.2. Tamices con la fracción más fina de cenizas (710 μm hasta $< 63 \mu\text{m}$) sobre el vibrador marca Retsch propiedad del IG-EPN.

Cabe recalcar que no todas las muestras que se utilizaron en este estudio fueron sometidas a tamizaje debido a que la porción con la que se contaba era demasiado pequeña. Sin embargo, todas fueron analizadas con el granulómetro láser. Además, se procedió a limpiar manualmente cada tamiz de malla fina debido a que algunas partículas quedan incrustadas en la misma.

Las muestras tamizadas fueron las siguientes:

Volcán	Código
Cotopaxi	COT-15-01, COT-15-02, COT-15-03, COT-15-04
Tungurahua	TUN-16-01, TUN-16-02, TUN -16-03
Sangay	SAN-21-58, SAN-21-59

Tabla 3.1. Código y nombre del volcán al que pertenecen las muestras sometidas a tamizaje.

Una vez que se tenía la porción de muestra en cada tamiz, estas fueron pesadas con la ayuda de una balanza de precisión y separadas en fundas individuales según su tamaño como se muestra en la figura 3.3.



Figura 3.3. Balanza de precisión y cenizas separadas según su distribución granulométrica en fundas individuales para la muestra TUN-16-02.

3.3. Granulometría láser

Este método se basa en el cálculo de la difracción hacia adelante que un cuerpo esférico produce al ser incidido por un haz de láser (Eshel et al., 2004). El método permite realizar análisis relativamente rápidos (5-10 min) por muestra, además de utilizar una pequeña cantidad de esta (menos de 1 g).

Lo más destacable de la granulometría láser, es que se puede obtener un amplio rango de fracciones de tamaños en las muestras a analizar. Según Horwell (2007), existen una variedad de equipos que permiten realizar este tipo de análisis y obtener resultados confiables como por ejemplo el analizador Microtrac S3500 que puede detectar tamaños de partículas en el rango de ~ 0.1 a $2000 \mu\text{m}$.

El IG-EPN cuenta con un granulómetro láser marca Horiba, modelo Partica LA-960 (Figura 3.4) que permite medir partículas desde $0.03 \mu\text{m}$ hasta $5000 \mu\text{m}$ gracias a su sistema óptico de alto rendimiento de 2 láseres (rojo y azul) para entregar resultados procesables en poco tiempo.



Figura 3.4. Granulómetro Láser marca Horiba Scientific modelo Partica LA-960 utilizado en este estudio.

3.3.1. Funcionamiento del Granulómetro

El analizador cuenta con un software propio que permite configurar cada uno de sus parámetros según sea necesario como, por ejemplo, número de mediciones a la muestra, tiempo de la medición (≤ 1 minuto), rangos de circulación y agitación de agua, valores del ultrasónico, cantidad de agua en el alimentador de muestra, así como también otras especificaciones de acuerdo con cada muestra como el tipo de material, índices de refracción (IR) y rangos de transmitancia para los láseres que se ajustan según sea necesario (Figura 3.6).

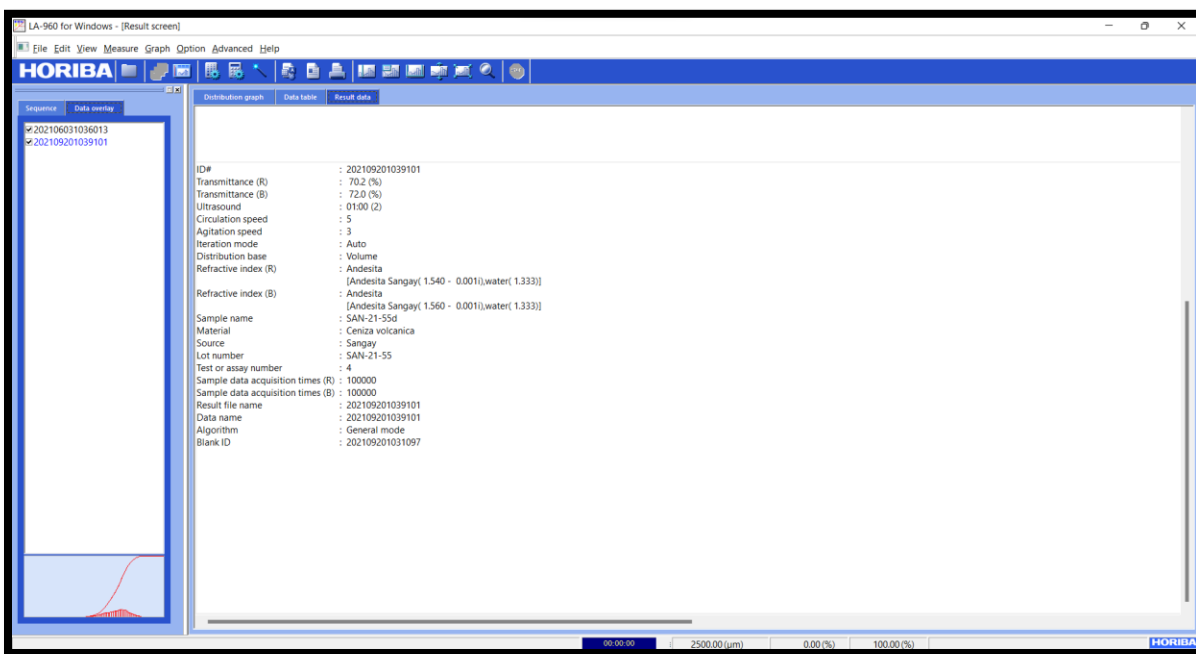


Figura 3.5. Interfaz del Software LA-960 que muestra las condiciones de medición para la muestra SAN-21-55.

Una ventaja de esta herramienta es que se puede mecanizar el proceso mediante una secuencia autoprogramable que se realice automáticamente y el usuario únicamente deba colocar la muestra que sea necesaria en el alimentador.

Las acciones que el granulómetro realiza de manera general en una secuencia automática preestablecida son las siguientes:

- **Feed:** Utilizado para controlar el nivel de agua en el alimentador de muestra con rangos de medio, alto y lleno.
- **Circulation.-** Controla la velocidad del agua en que circula la muestra con valores entre 1 y 15.

- **Agitation.-** Controla la agitación del agua en donde se encuentra la muestra con valores entre 1 y 15.
- **Debubble.-** Utilizado para retirar las burbujas que se encuentran en el agua que captará la muestra.
- **Blank.-** Utilizado para resetear los láseres y realizar nuevas medidas.

Una vez terminadas las acciones antes descritas, se procede a colocar la muestra en el alimentador y la secuencia continúa con los siguientes parámetros:

- **USonic.-** Utilizado para separar partículas grandes de pequeñas y la muestra sea más limpia.
- **Measurement.-** Inicia el proceso de medición de acuerdo al número de repeticiones que se haya establecido.
- **Rinse.-** Utilizado para limpiar la celda de medición y retirar los restos de muestra que quedaron. Esto permite que los canales de medición del granulómetro se estabilicen.
- **Drain.-** La muestra analizada conjuntamente con el agua son desechadas y el granulómetro puede ser utilizado para una nueva medición.

Toda esta secuencia descrita, se configura de acuerdo con las especificaciones de la muestra cómo se presenta en la figura 3.6.

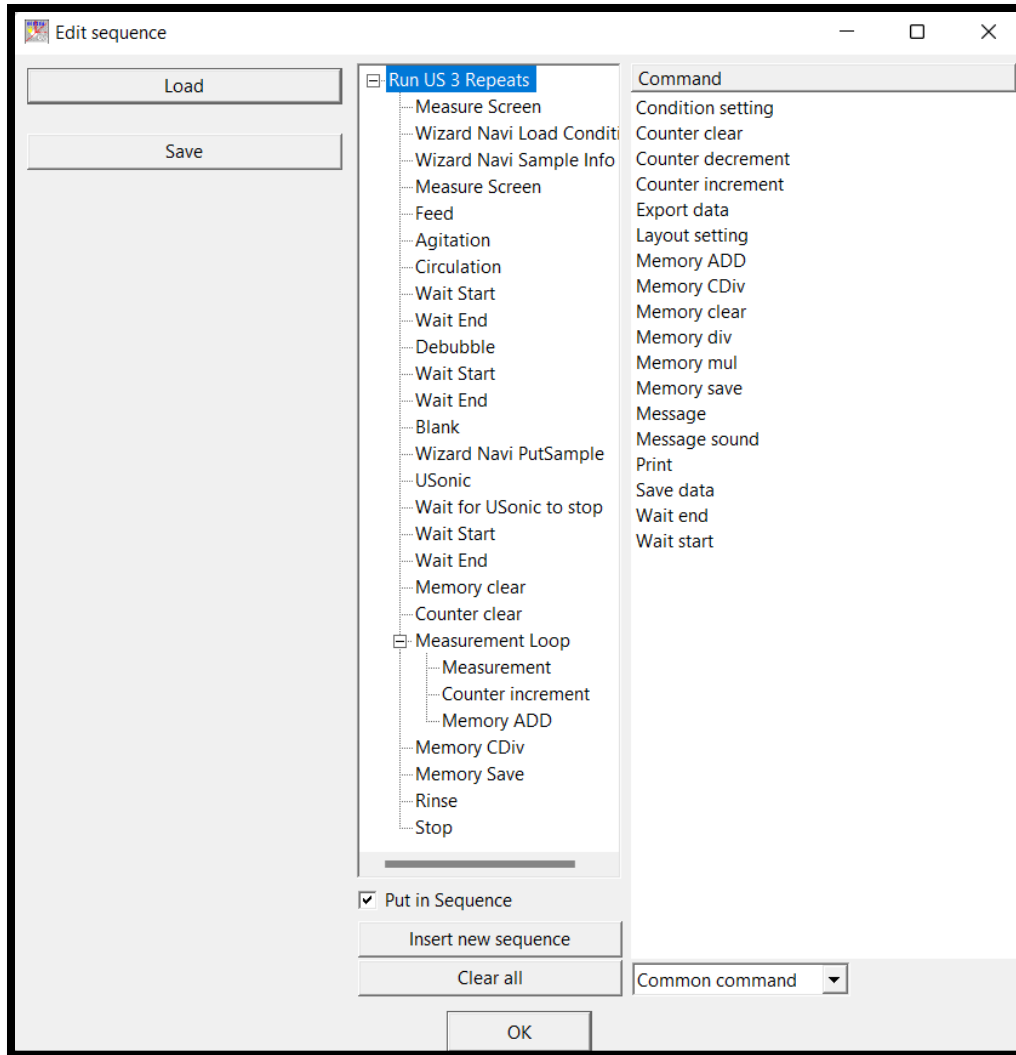


Figura 3.6. *Parámetros ajustables de la secuencia automática en el granulómetro láser.*

Para el análisis de las muestras, el granulómetro láser optimiza la cantidad de material que se va a analizar, es decir, se utiliza una porción pequeña de muestra en rangos entre 10 mg hasta un máximo de 5 g dependiendo el material a estudiar.

En el caso de las cenizas volcánicas, se analizaron las partículas con tamaño menor a 1 mm que fueron obtenidas posterior a su tamizaje y se utilizó una secuencia automática en donde los parámetros establecidos para las mediciones fueron los siguientes:

Parámetro	Valor
Número de mediciones a la muestra	6 con promedio
Circulación:	entre 4 y 6
Agitación:	entre 2 y 4 (intermitente)
Ultrasónico:	2
Nivel de agua:	medio
Transmitancia:	entre 85 % y 65 %

Tabla 3.2. Rangos de parámetros establecidos para realizar los análisis de granulometría láser.

Además, debido a que los valores de los IR tanto real como imaginario son establecidos por el usuario y varían de acuerdo con lo que se desee analizar, se utilizaron los obtenidos a partir del uso de los diagramas presentados en el trabajo de Vogel et al (2017).

Los diagramas muestran la parte real e imaginaria en función de la longitud de onda y el contenido de SiO₂ en porcentaje en peso, lo que permite obtener los valores de los índices de refracción para cada volcán como muestra la figura 3.7.

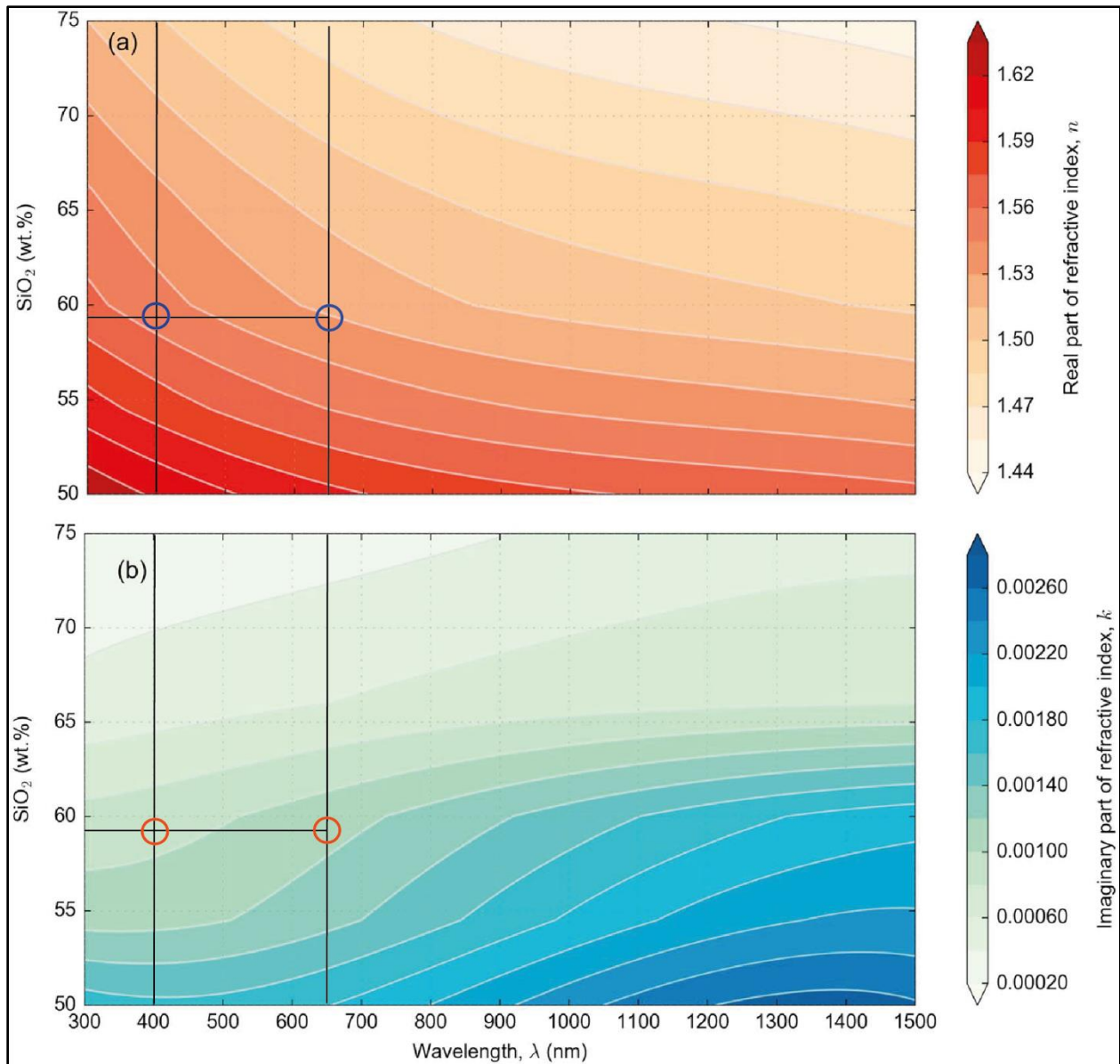


Figura 3.7. Diagramas que muestran la longitud de onda (λ) en nm vs el contenido de SiO_2 wt % para los índices de refracción real (a) e imaginario (b). Las líneas negras representan los valores de 400 y 650 nm para los láseres azul y rojo respectivamente utilizados en este trabajo. El valor de la línea que cruza el contenido de SiO_2 con la de los láseres es referencial. Los círculos indican el color que debe ser considerado para tomar el valor según la escala a la derecha del gráfico (Modificado de Voguel et al., 2017).

Según las especificaciones del granulómetro láser, el valor de λ para el láser azul es de 400 nm y para el láser rojo de 650 nm. Por otra parte, los valores de SiO_2 fueron tomados de trabajos previos que realizaron estudios geoquímicos a las cenizas volcánicas. Una vez conocidos los valores de SiO_2 y de λ se pueden obtener los valores para los láseres como se muestra a continuación en la tabla 3.3.

	Guagua Pichincha	Reventador	Cotopaxi	Tungurahua	Sangay
% SiO₂	64.32 % (Wright et al., 2007)	59.46 % (Samaniego et al., 2008)	57.28 % (Hidalgo et al., 2018)	57.88 % (Bernard, B. datos no publicados)	57.24 % (Bernard, B. datos no publicados)
IR real láser rojo	1.51	1.53-1.54	1.53-1.54	1.53-1.54	1.53-1.54
IR imaginario láser rojo	0.00070	0.0010-0.0012	0.0014-0.0012	0.0014-0.0012	0.0014-0.0012
IR real láser azul	1.53-1.545	1.55-1.56	1.56-1.57	1.56-1.57	1.56-1.57
IR imaginario láser azul	0.00070	0.0080-0.0010	0.0012-0.0010	0.0012-0.0010	0.0012-0.0010

Tabla 3.3. Índices de refracción reales e imaginarios para los láseres azul y rojo en base a los datos geoquímicos de cada volcán.

Según la norma ISO 13320, se deben realizar al menos 6 medidas consecutivas en un periodo corto de tiempo a la misma muestra para que se puedan analizar una cantidad suficiente de partículas. Por lo tanto, todas las muestras de ceniza volcánica que fueron analizadas en granulómetro láser tuvieron no menos de 6 medidas como indica la norma.

El software proporciona los resultados de las mediciones en tres pestañas que muestran la distribución gráfica en histogramas mientras se realiza la medición (Figura 3.8), tabla de datos (Figura 3.9) y datos resultantes (Figura 3.10) donde se puede verificar que los parámetros establecidos para la secuencia automática sean los deseados.

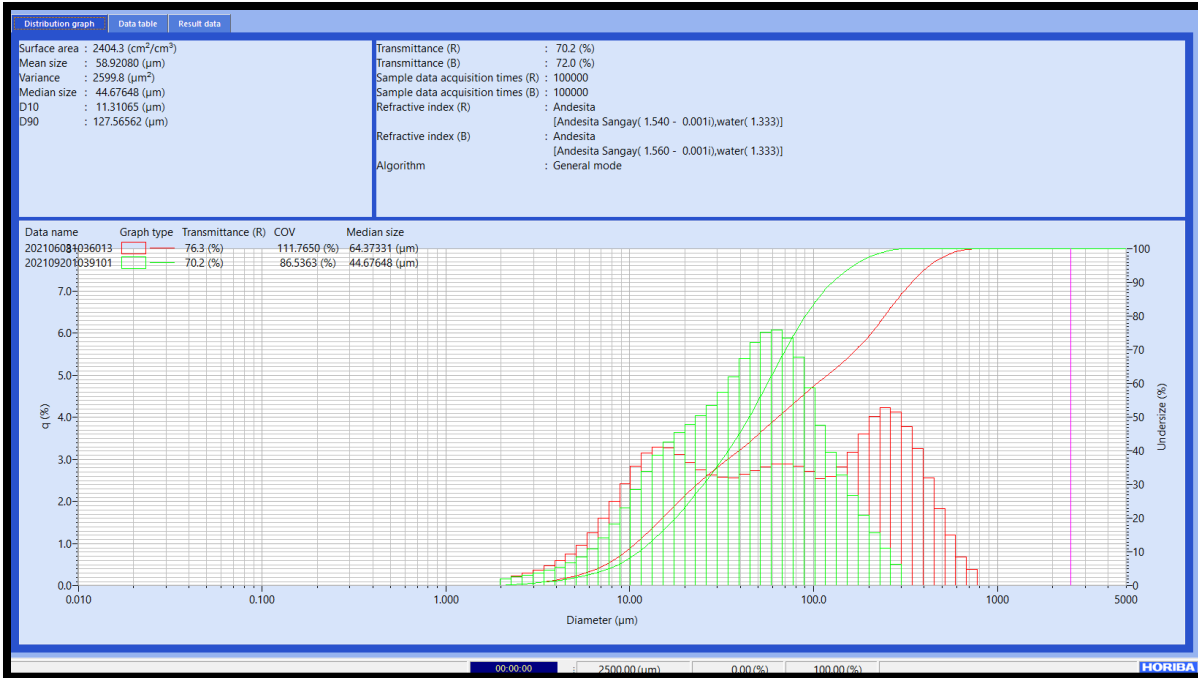


Figura 3.8. Pestaña que muestra los resultados de la medición en función de la distribución gráfica en histogramas.

	Diameter (µm)	q (%)	Undersize (%)
1	0.011	0.000	0.000
2	0.013	0.000	0.000
3	0.015	0.000	0.000
4	0.017	0.000	0.000
5	0.020	0.000	0.000
6	0.023	0.000	0.000
7	0.026	0.000	0.000
8	0.030	0.000	0.000
9	0.034	0.000	0.000
10	0.039	0.000	0.000
11	0.044	0.000	0.000
12	0.051	0.000	0.000
13	0.058	0.000	0.000
14	0.067	0.000	0.000
15	0.076	0.000	0.000
16	0.087	0.000	0.000
17	0.100	0.000	0.000
18	0.115	0.000	0.000
19	0.131	0.000	0.000
20	0.150	0.000	0.000
21	0.172	0.000	0.000
22	0.197	0.000	0.000

Figura 3.9. Pestaña que muestra los resultados en tabla de datos.

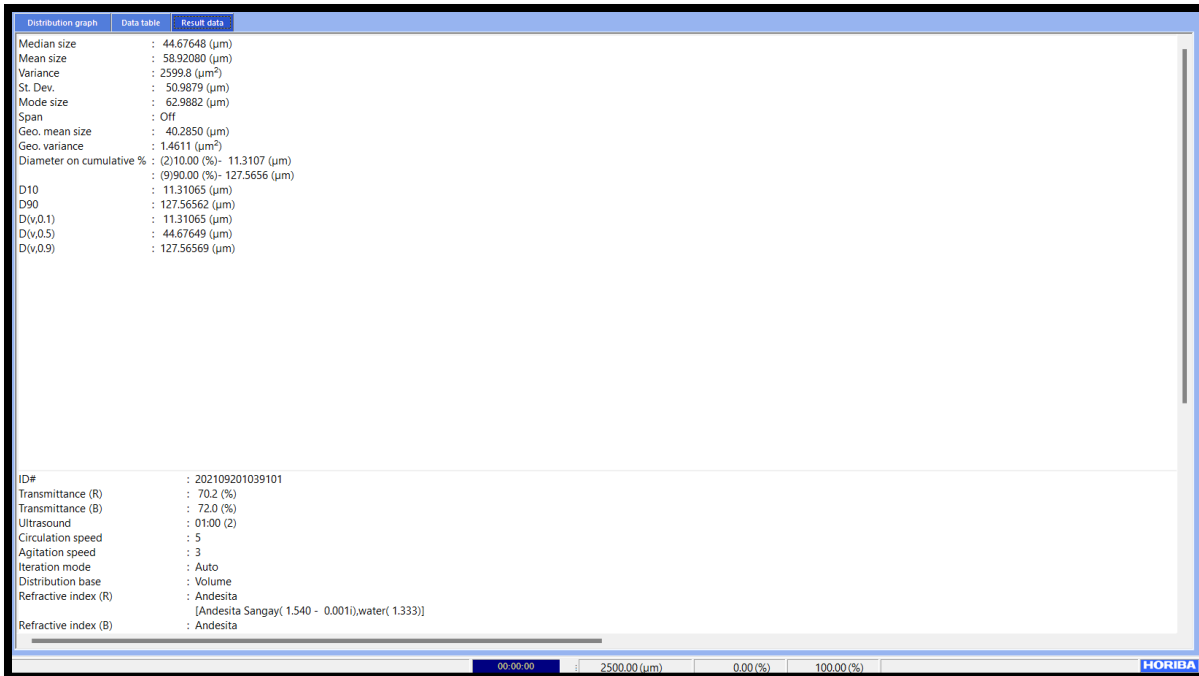


Figura 3.10. Pestaña que muestra los datos resultantes de la medición.

Además, el software también proporciona una tabla con los resultados de la medición en unidades de diámetro, escala de phi (Figura 3.11) y los valores de D10, D50 y D90 (Figura 3.12).

	U.S. MESH	Diameter			Frequency	Weight %	
		PHI	MILS	Microns		Frequency	Cumulative
F PEBBLE	5	-2.00	157.480	4000.000	0.000	0.000	100.000
	6	-1.75	132.425	3363.586	0.000		100.000
V FINE PEBBLE	7	-1.50	111.355	2828.427	0.000		100.000
	8	-1.25	93.638	2378.414	0.000		100.000
V CRS SAND	10	-1.00	78.740	2000.000	0.000	0.000	100.000
	12	-0.75	66.212	1661.793	0.000		100.000
	14	-0.50	55.678	1414.214	0.000		100.000
	16	-0.25	46.819	1189.207	0.000		100.000
CRS SAND	18	0.00	39.370	1000.000	0.000	0.000	100.000
	20	0.25	33.106	840.896	0.000		100.000
	25	0.50	27.839	707.107	0.000		100.000
	30	0.75	23.410	594.604	0.000		100.000
MED SAND	35	1.00	19.685	500.000	0.000	0.000	100.000
	40	1.25	16.553	420.448	0.000		100.000
	45	1.50	13.919	353.553	0.000		100.000
	50	1.75	11.705	297.302	0.039		99.961
FINE SAND	60	2.00	9.843	250.000	0.762	0.801	99.199
	70	2.25	8.277	210.224	1.351		97.848
	80	2.50	6.960	176.777	1.968		95.880
	100	2.75	5.852	148.651	2.762		93.118
V FINE SAND	120	3.00	4.921	125.000	3.589	9.670	89.529
	140	3.25	4.138	105.112	4.498		85.031
	170	3.50	3.480	88.388	5.766		79.265
	200	3.75	2.926	74.325	7.048		72.217
	230	4.00	2.461	62.500	7.596	24.907	64.621
	270	4.25	2.069	52.556	7.695		56.926

Export data | Print

OK

Figura 3.11. Resultados del análisis granulométrico en escala de Phi.

File Name	Sample name	Median Size	10.000%	90.000%
202106030956005.N	SAN-21-60a	56.324	9.376	319.064
202106030956006.N	SAN-21-60a	53.125	9.240	307.800
202106030957007.N	SAN-21-60a	56.883	9.401	315.721
202106030957008.N	SAN-21-60a	53.732	9.286	306.847
202106031032009.N	SAN-21-60b	63.067	9.676	338.496
202106031033010.N	SAN-21-60b	62.633	9.654	340.115
202106031034011.N	SAN-21-60b	63.476	9.621	341.140
202106031035012.N	SAN-21-60b	62.382	9.543	338.271
202106031036013.N	SAN-21-60b	64.373	9.574	341.996
202106031037014.N	SAN-21-60b	63.901	9.504	340.877
202106031037015.N	SAN-21-60b	63.296	9.594	340.162
202106031051017.N	SAN-21-60c	59.592	9.567	331.975
202106031052018.N	SAN-21-60c	58.842	9.518	334.587
202106031053019.N	SAN-21-60c	59.718	9.505	337.611
202106031054020.N	SAN-21-60c	58.966	9.469	333.749
202106031055021.N	SAN-21-60c	59.298	9.456	333.068
202106031056022.N	SAN-21-60c	56.867	9.323	332.363
202106031056023.N	SAN-21-60c	58.876	9.471	333.906
202106031107025.N	SAN-21-60d	59.353	9.566	334.561
202106031108026.N	SAN-21-60d	58.961	9.503	336.855
202106031109027.N	SAN-21-60d	58.413	9.449	333.660
202106031110028.N	SAN-21-60d	58.546	9.429	336.519
202106031111029.N	SAN-21-60d	58.268	9.375	337.756
202106031112030.N	SAN-21-60d	57.565	9.330	335.568
202106031112031.N	SAN-21-60d	58.519	9.440	335.816
202106031129034.N	SAN-21-60e	56.766	9.504	330.016
202106031130035.N	SAN-21-60e	56.281	9.459	330.440
202106031131036.N	SAN-21-60e	55.620	9.422	328.447
202106031132037.N	SAN-21-60e	56.272	9.427	327.569
202106031133038.N	SAN-21-60e	55.720	9.373	333.397
202106031134039.N	SAN-21-60e	55.271	9.329	332.816
202106031134040.N	SAN-21-60e	55.989	9.418	330.450

Figura 3.12. Resultados del análisis granulométrico para la muestra SAN-21-60 en función de los porcentajes para D50 (Median Size), D10 (10.000%) y D90 (90.000%).

Una vez terminada la secuencia y realizadas las 6 medidas a la misma muestra, el software calcula una media ponderada entre los valores obtenidos y los resultados se someten a un control de calidad para analizar la reproducibilidad.

La reproducibilidad hace referencia a la variación causada por el sistema de medición, es decir, es la variación que se observa cuando se mide la misma parte muchas veces, usando el mismo sistema de medición bajo las mismas condiciones.

Para el control de calidad se utilizaron los valores reportados de D10, D50 y D90. Según la norma ISO 13320:2020, para que los porcentajes de desviación respecto al promedio de las medidas sean de buena calidad, la desviación del valor para el D50 debe ser menor a 1.5%. Sin

embargo, la tolerancia fue ampliada a 3% debido a que el valor buscado (menos de 1.5%) no se cumple con frecuencia para muestras naturales. Asimismo, para los porcentajes de desviación respecto al promedio de D10 y D90, este no debería ser mayor a 3% en cada uno.

Empíricamente, la suma de estos porcentajes no debería ser mayor a 7.5% por lo que, si el valor que se obtiene es superior, se puede concluir que el análisis es de mala calidad (Figura 3.13). Por otra parte, si el valor que se obtiene es menor a 7.5% se puede deducir que el análisis es de buena calidad (Figura 3.14). El número total del mediciones que se realizaron a todas las muestras en el granulómetro láser fue de 790 (Anexo 1).

D	E	F	G	H	I	J	K
Sample	D50	D10	D90	D50	D10	D90	
COT-15-01f	33.322	6.044	175.072	5.83 %	1.69 %	1.63 %	
COT-15-01f	32.438	5.996	172.792	3.26 %	0.90 %	0.33 %	
COT-15-01f	31.579	5.97	172.304	0.63 %	0.47 %	0.05 %	
COT-15-01f	30.792	5.921	171.31	1.91 %	0.35 %	0.53 %	
COT-15-01f	30.668	5.903	172.116	2.32 %	0.66 %	0.06 %	
COT-15-01f	29.603	5.83	169.461	6.00 %	1.92 %	1.63 %	
COT-15-01f	31.38	5.942	172.22	6.00 %	1.92 %	1.63 %	9.55 %

Figura 3.13. Control de calidad realizado a la muestra COT-15-01f dando como resultado de la suma de porcentajes 9.55% por lo que es un análisis de mala calidad.

Sample	D50	D10	D90	D50	D10	D90	
REV-02-01f	36.232	8.844	106.558	0.20 %	0.51 %	0.17 %	
REV-02-01f	36.263	8.814	106.572	0.29 %	0.17 %	0.18 %	
REV-02-01f	36.164	8.777	106.393	0.02 %	0.25 %	0.02 %	
REV-02-01f	35.924	8.733	106.054	0.65 %	0.76 %	0.30 %	
REV-02-01f	36.194	8.735	106.412	0.10 %	0.73 %	0.03 %	
REV-02-01f	36.158	8.799	106.375	0.65 %	0.83 %	0.30 %	1.79 %

Figura 3.14. Control de calidad realizado a la muestra REV-02-01f dando como resultado de la suma de porcentajes 1.79% por lo que es un análisis de buena calidad.

Una vez realizados los análisis de granulometría láser a todas las muestras y de obtener el valor de la suma de porcentajes, se escogieron los análisis que cumplían con las premisas antes descritas para poder interpretar sus distribuciones granulométricas mediante histogramas.

Los histogramas que se presentan en el capítulo IV, son una integración de los datos de granulometría láser con tamizaje. Sin embargo, como se mencionó anteriormente, no todas las muestras fueron tamizadas debido a que su porción era demasiado pequeña. Para ese caso, los gráficos que se presentan únicamente se realizaron en base a los resultados de granulometría láser.

3.4. Análisis estadístico

La medición de la distribución de tamaño en las partículas (cenizas) permite obtener importante información sobre su naturaleza y proveniencia gracias a los estudios granulométricos.

Según Folk y Ward (1957), los valores de media, desviación estándar, curtosis y asimetría pueden ser calculados para las cenizas volcánicas según las siguientes fórmulas:

$$\text{Media (Md)} = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$$

$$\text{Desviación estándar } (\sigma_0) = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6}$$

$$\text{Curtosis (K}_G) = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44(\phi_{75} - \phi_{25})}$$

$$\text{Asimetría (Sk}_l) = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$$

Además, White y Houghton (2006) clasificaron a los depósitos piroclásticos no consolidados en base a su tamaño de grano como se muestra a continuación:

Tamaño de grano		Depósitos Primarios No Consolidados
(Phi, φ)	(mm)	
>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

Tabla 3.4. Tamaños de grano y clasificación para los depósitos primarios no consolidados. (White y Houghton, 2006)

Los valores obtenidos de los parámetros estadísticos permitirán clasificar a las cenizas de la siguiente manera:

Desviación Estándar (σ)	
0 < 0.35	Muy buen sorteo
0.35 a 0.50	Buen Sorteo
0.50 a 1	Sorteo moderado
1 a 2	Sorteo pobre
2 a 4	Sorteo muy pobre
>4	Sorteo extremadamente pobre

Tabla 3.5. Rangos de valores estándar para el parámetro estadístico Desviación Estándar (Folk, 1980).

Curtosis (k)	
0 < 0.67	Muy platicúrtica
0.67 a 0.9	Platicúrtica
0.9 a 1.11	Mesocúrtica
1.11 a 1.5	Leptocúrtica
1.5 a 3	Muy leptocúrtica
>3	Extremadamente leptocúrtica

Tabla 3.6. Rangos de valores estándar para el parámetro estadístico Curtosis (Folk, 1980).

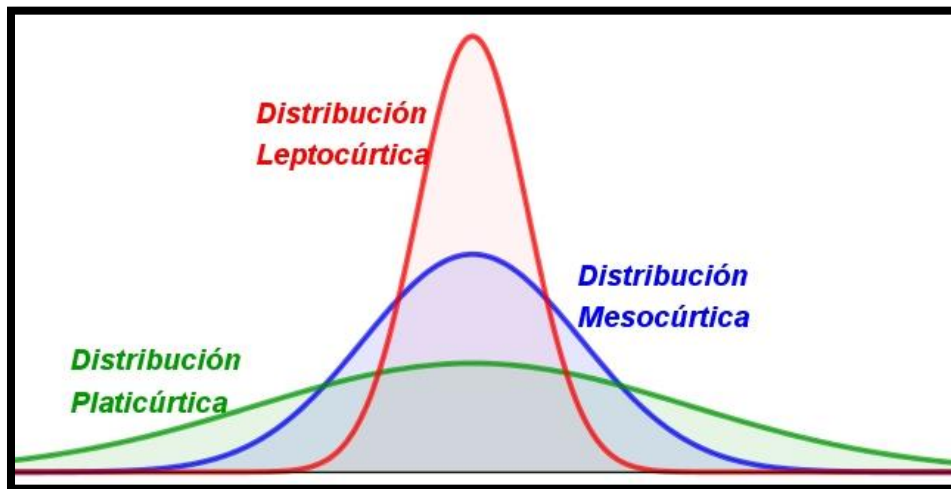


Figura 3.15. Distribución gráfica que muestra los diferentes tipos de curtosis.

El parámetro estadístico “Curtosis”, se refiere a una medida cuantitativa del grado en el que la distribución se desvía de una forma gaussiana (Ellingson y Cohen-Adad, 2014). Los valores

numéricos propios de cada distribución de frecuencia muestran el grado de concentración de los valores alrededor de la media central, dando como resultado curvas más agudas o aplanadas.

Por tanto, las distribuciones en base a los valores de curtosis presentados en la Tabla 3.4, se definen de la siguiente manera:

- **Platicúrtica:** Los valores tienden a estar dispersos por lo que su distribución presenta una curva con un pico ancho o más aplanado (Figura 3.4).
- **Mesocúrtica:** La concentración de valores alrededor de la media central es moderada presentando una curva con un pico regular (Figura 3.4).
- **Leptocúrtica:** Los valores se encuentran muy agrupados alrededor de la media central dando como resultado una curva con un pico más agudo (Figura 3.4).

Asimetría (sk)	
-1 a -0.3	Asimetría muy negativa (hacia los gruesos)
-0.3 a -0.1	Asimetría negativa
-0.1 a 0.1	Simétrica
0.1 a 0.3	Asimetría positiva
0.3 a 1	Asimetría muy positiva (hacia los finos)

Tabla 3.7. Rangos de valores estándar para el parámetro estadístico Asimetría (Folk, 1980).

El parámetro estadístico asimetría al igual que la curtosis, es utilizado para describir el grado de simetría que presenta una distribución. Este valor indica si hay el mismo número de elementos a la izquierda o derecha de la medida por lo que se pueden establecer asimetrías hacia el lado fino o grueso de una distribución. Los valores con los que la asimetría será definida se muestran en la tabla 3.7.

3.5. Deconvolución de las distribuciones granulométricas con DECOLOG.

El software DECOLOG desarrollado por Borchelli y Sarocchi (2004 -2009), es una herramienta de libre licencia para la comunidad científica que tiene como objetivo decodificar (deconvolucionar) la información presente en la mezcla natural de partículas/sedimentos que han sido parte de procesos geológicos como meteorización, transporte y sedimentación.

El uso de DECOLOG permite entender de mejor manera la distribución granulométrica de las partículas (cenizas) mediante la obtención de diferentes parámetros estadísticos (media,

desviación estándar, curtosis y asimetría) así como también gráficas que permiten apreciar las distribuciones o poblaciones de cada muestra.

Para poder utilizar este software, se necesitan los datos de granulometría en escala de phi preferentemente y prepararlos de la siguiente manera:

- I. Colocar los datos en una nueva hoja sin formato (de preferencia en Libre Office; CALC) y guardarlos como CSV en la carpeta descargada del software DECOLOG con el nombre de la muestra y con la extensión “.txt” (Figura 3.16).

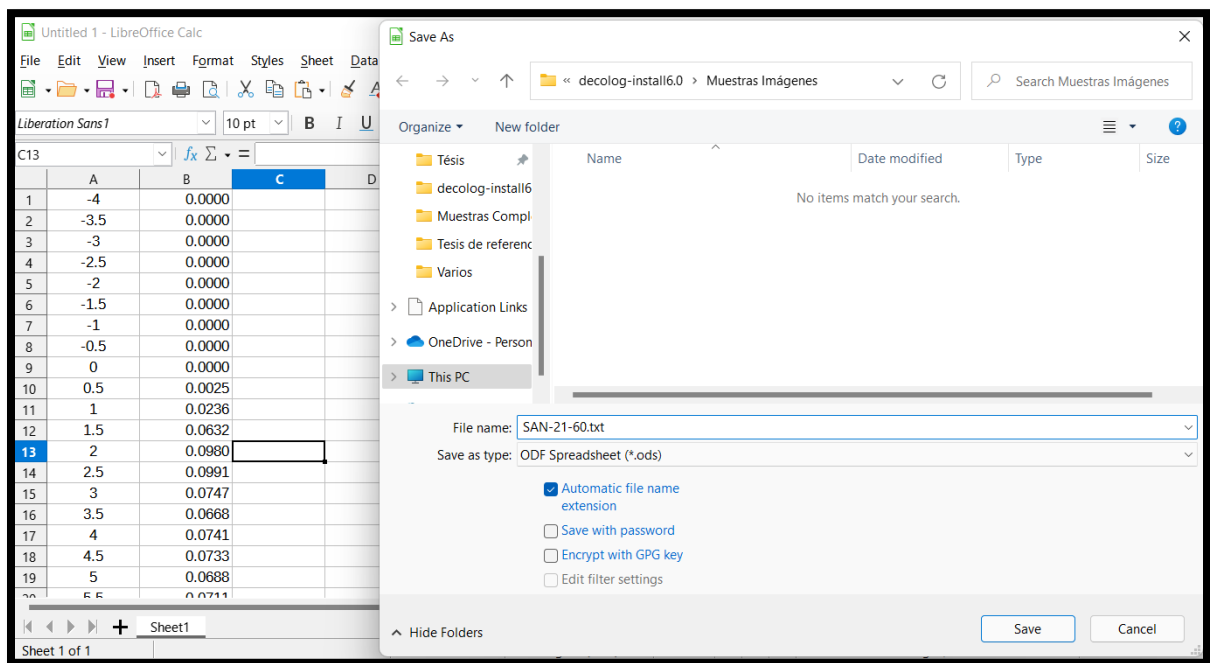


Figura 3.16. Tratamiento de datos para utilizar el software DECOLOG.

- II. Abrir el archivo previamente guardado con “NotePad” y guardarlo nuevamente con la extensión “.dat” (Figura 3.17)

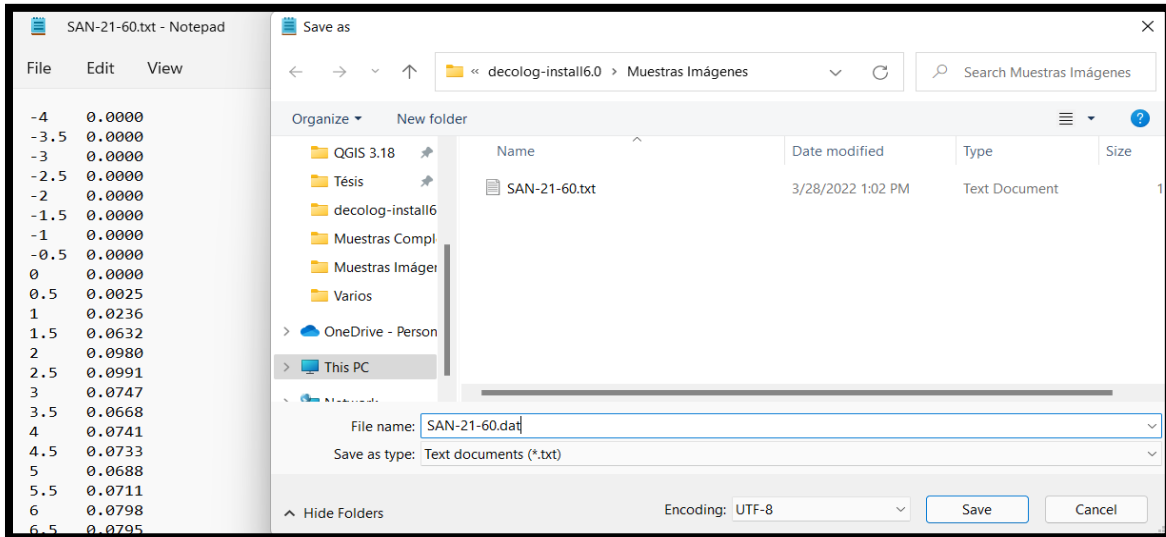
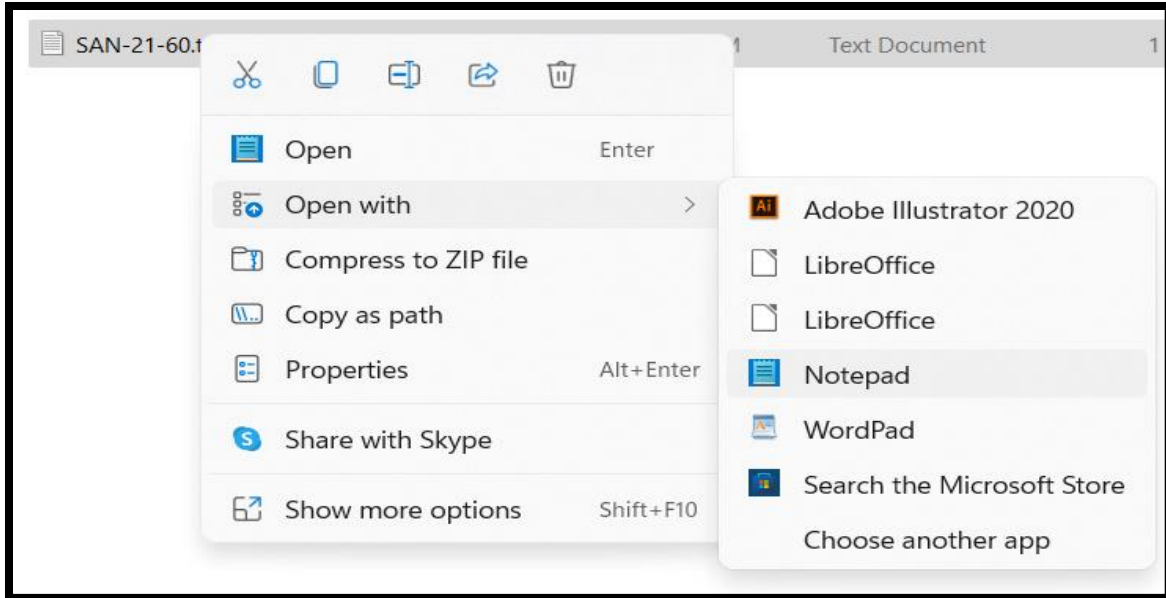


Figura 3.17. Tratamiento de datos para utilizar el software DECOLOG

- III. Ejecutar DECOLOG y cargar el archivo con la extensión “.dat” en el botón “Load input File” (Figura 3.18).

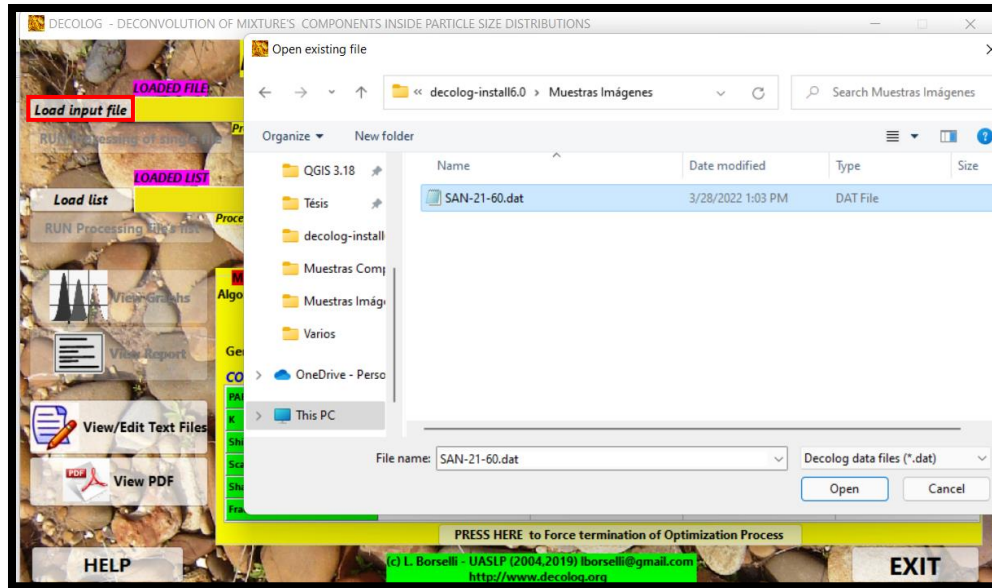


Figura 3.18. Interfaz del software DECOLOG que muestra la pestaña para la carga de archivos en color rojo.

- IV. Escoger los parámetros que mejor se ajusten a las muestras que se van a analizar en el recuadro “GENERAL SETUP” como por ejemplo “Maximum number of components to decode; 2”, “Select distribution: Weibull” y correr la deconvolución con el botón “RUN processing of single file” (Figura 3.19). Este paso se realiza en base a una inspección visual a los histogramas para poder seleccionar el número de subpoblaciones.

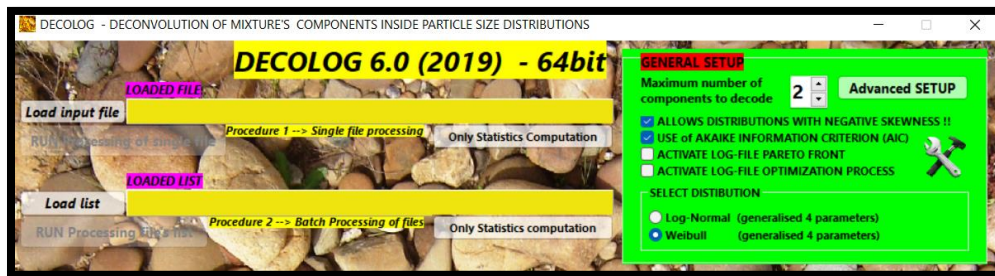


Figura 3.19. Opciones que proporciona el software para realizar la deconvolución.

- V. Guardar los datos de salida con la extensión “output” en la carpeta deseada y esperar que el software ejecute la deconvolución.
- VI. Se pueden abrir los archivos de salida desde las opciones “View / Edit text files” y “View PDF” para poder visualizar los resultados obtenidos.

4. CAPITULO IV

RESULTADOS

Los datos sobre la distribución granulométrica en este estudio fueron obtenidos a través del uso de granulometría láser y tamizaje como se detalló en el Capítulo III. Para poder analizar, describir e interpretar los datos, se optó por presentarlos en forma de histogramas que muestren su distribución.

4.1. Distribución granulométrica en Histogramas

Los histogramas han representado un avance en la interpretación de bases de datos durante el paso de los años. Según Loannidis (2003), la razón del éxito y uso de los histogramas para la representación de datos se basa en que esta técnica es el punto óptimo de equilibrio entre la simplicidad, eficiencia y aplicabilidad para la aproximación/comprensión de datos.

Los histogramas que se presentan a continuación para cada volcán fueron realizados a partir de la representación de su tamaño cada 0.5 phi (ϕ) en el eje "X" y la normalización de porcentaje en peso (wt %) en el eje "Y" tomando como base a Folk y Ward (1957). Además, las muestras que contaban con poca porción de ceniza fueron analizadas únicamente por granulometría láser. A continuación, se presenta una tabla que sintetiza la técnica aplicada a cada muestra, fecha de recolección en campo y su distancia con el viento:

Código	Tamizaje	Granulómetro Láser	Fecha de recolección	Distancia del viento a la muestra (km)
GGP-99-01	NO	SI	5/10/1999	16
GGP-99-02	NO	SI	25/11/1999	16
REV-02-01	NO	SI	3/11/2002	91
REV-21-01	NO	SI	7/11/2021	7
COT-15-01	SI	SI	24/08/2015	17
COT-15-02	SI	SI	24/08/2015	27
COT-15-03	SI	SI	24/08/2015	6
COT-15-04	SI	SI	24/08/2015	7
TUN-16-01	SI	SI	26/02/2016	8
TUN-16-02	SI	SI	26/02/2016	8
TUN-16-03	SI	SI	27/02/2016	8
SAN-21-55	NO	SI	13/04/2021	81
SAN-21-56	NO	SI	13/04/2021	174
SAN-21-58	SI	SI	13/04/2021	6
SAN-21-59	SI	SI	13/04/2021	81

Tabla 4.1. Resumen de análisis realizados a cada muestra de ceniza.

Para las muestras que pudieron ser sometidas a ambas técnicas, se presentan los histogramas con una superposición en $90\ \mu\text{m}$ ($3.5\ \phi$) representada por una línea vertical negra entrecortada observando así de mejor manera la distribución de las cenizas finas. A partir de $3.5\ \phi$ los datos fueron tomados por granulometría láser.

Se debe tomar en cuenta que el corte de Tamizaje + Láser se lo realizó en $90\ \mu\text{m}$ ($3.5\ \phi$) ya que este corresponde al valor estándar en el que otros trabajos realizan la unión de técnicas. Por ejemplo, Eychenne et al. (2011) justifican esta mezcla al establecer un umbral empírico en los datos de difracción láser para que estos coincidan con los datos de tamizaje en los rangos de tamaños que se sobrepondrán. Sin embargo, mencionan que, debido a las irregularidades en la forma de las partículas, las distribuciones obtenidas por difracción láser no coinciden exactamente en el límite del tamaño del tamiz.

Entonces, para poder establecer el wt % de cada muestra, se toman los tamaños referenciales de los tamices que en su mayoría fueron menores a $1\ \text{mm}$ y corresponden a $710\ \mu\text{m}$, $500\ \mu\text{m}$, $355\ \mu\text{m}$, $250\ \mu\text{m}$, $180\ \mu\text{m}$, $125\ \mu\text{m}$, $90\ \mu\text{m}$ y $< 63\ \mu\text{m}$.

Se pesa la porción que pasó por cada uno de estos tamices y se los coloca en porcentaje. Luego, se toma toda la porción a partir de los $90\ \mu\text{m}$ y se realiza una ponderación de este porcentaje para los tamaños que presenta el granulómetro láser (hasta $10\ \phi$). Finalmente, se confirma que la suma de los valores de wt % para la mezcla de tamizaje con difracción es $100\ \%$, se procede a realizar los histogramas que se presentaron para cada muestra en este trabajo.

En los histogramas las líneas entrecortadas rojas y azules representan los componentes de las curvas obtenidos con DECOLOG en las diferentes distribuciones unimodales y bimodales con los modos grueso y fino respectivamente (Figura 4.1).

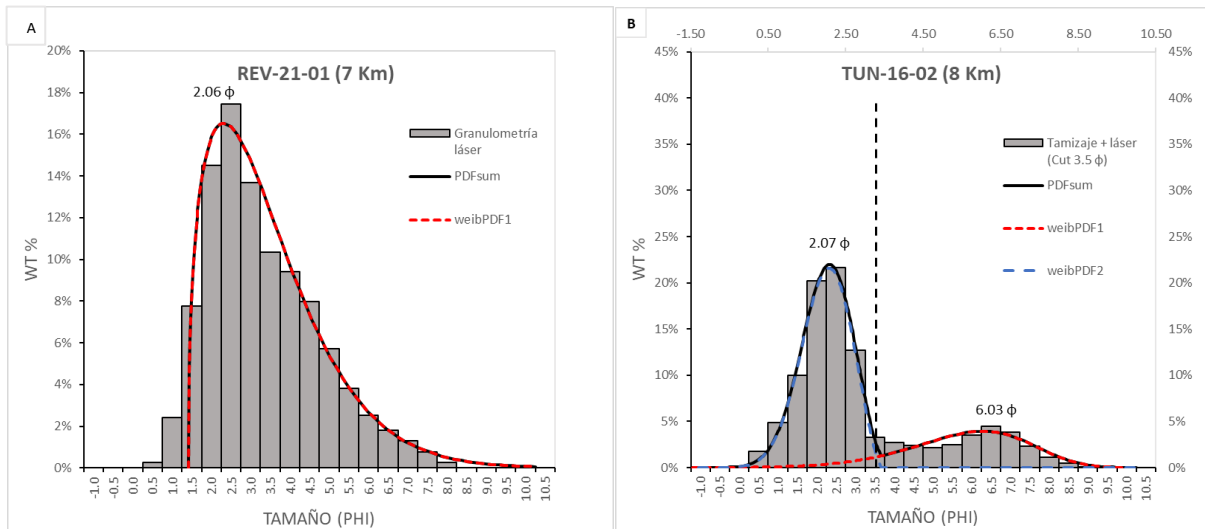


Figura 4.1. A) Histograma con distribución unimodal. B) Histograma con distribución bimodal. La línea roja representa los componentes del modo grueso mientras que la línea azul representa los componentes del modo fino. La línea entrecortada marca el corte en 3.5 phi.

También cabe mencionar que se presenta una distribución de tipo trimodal para las muestra COT-15-01 y COT-15-04 correspondientes al volcán Cotopaxi en donde las sub-poblaciones fina, intermedia y gruesa son representadas por las líneas entrecortadas de color rojo, verde y azul respectivamente.

Los valores estadísticos globales para cada sub-población de media, desviación estándar, asimetría y curtosis que se presentan para cada distribución fueron obtenidos a partir de la deconvolución en el software DECOLOG (versión 6.0). Además, los valores de moda también fueron obtenidos para cada sub-población de tipo Wei-bull (modo) con DECOLOG como se muestra en los histogramas de cada volcán debido a sus buenos coeficientes de correlación (EF y R^2).

Finalmente, se realizaron gráficos que permiten visualizar los parámetros estadísticos con relación a la distancia y en algunos casos fechas en la que se recogió la muestra de ceniza respecto al volcán ya que la distancia a la cual se tomó la muestra fue la misma.

4.1.1. Volcán Guagua Pichincha

Para las muestras correspondientes a la erupción del volcán Guagua Pichincha, se utilizaron cenizas recolectadas en la ciudad de Quito (Sector “El Inca”) el 5 de octubre y el 25 de noviembre de 1999. Se realizó únicamente el análisis de granulometría láser como se muestra en la Tabla 4.1, dada la poca porción de ceniza (< 10 g).

Los parámetros gráficos globales para las muestras GGP-99-01 correspondiente al 5 de octubre de 1999 y la GGP-99-02 correspondiente al 25 de noviembre de 1999 obtenidos a partir de la deconvolución con Decolog son los siguientes:

Muestra	Media	Desviación Estándar	Asimetría	Curtosis
GGP-99-01 (5/10/1999)	4.02	1.82	0.45	0.73
GGP-99-02 (25/11/1999)	4.42	1.70	0.28	0.70

Tabla 4.2. Parámetros gráficos globales para las muestras del volcán Guagua Pichincha.

La figura 4.2 a continuación muestra la clasificación de las cenizas de acuerdo con cada parámetro global.

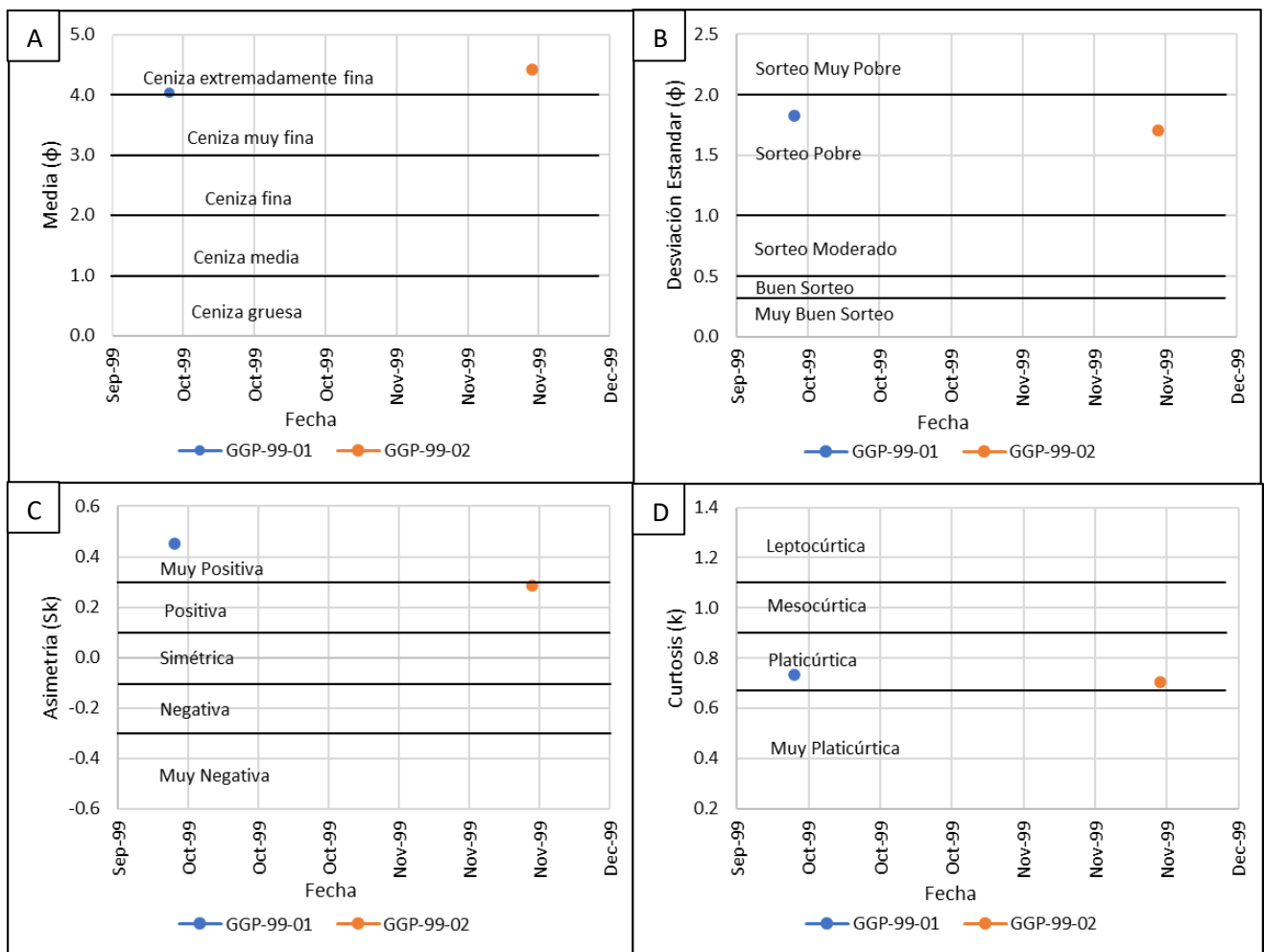


Figura 4.2. Valores estadísticos globales vs fecha de recolección de las muestras para el volcán Guagua Pichincha.

A) Media. B) Desv. Estándar. C) Asimetría. D) Curtosis.

En cuanto a los histogramas, la muestra GGP-99-01 y GGP-99-02 presentan una distribución bimodal. Estas cenizas muestran un modo fino con valor de moda 6.04 y 6.25 phi

respectivamente, mientras que el modo grueso presenta valores de moda de 2.65 y 3.03 phi respectivamente (Figura 4.3).

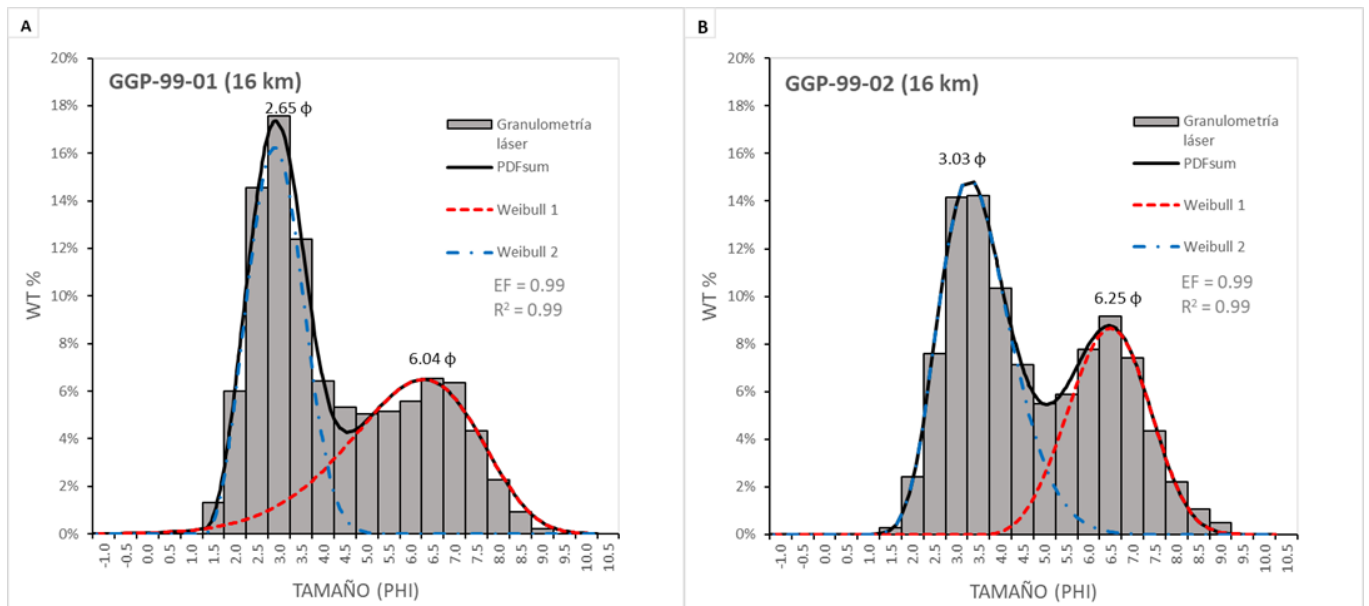


Figura 4.3. Histogramas para las muestras del volcán Guagua Pichincha y su erupción de 1999. A) GGP-99-01. B) GGP-99-02.

Gracias a la deconvolución con Decolog, los valores de media, desviación estándar, asimetría y curtosis se presentan a continuación para cada sub-población:

Modo Fino					
Muestra	Moda	Media	Desviación Estándar	Asimetría	Curtosis
GGP-99-01	6.04	5.58	1.56	-0.51	3.27
GGP-99-02	6.25	6.20	0.87	-0.01	2.71
Modo Grueso					
Muestra	Moda	Media	Desviación Estándar	Asimetría	Curtosis
GGP-99-01	2.65	2.68	0.59	0.17	2.73
GGP-99-02	3.03	3.26	0.82	0.47	3.20

Tabla 4.3. Resumen de datos estadísticos para las muestras del volcán Guagua Pichincha.

La siguiente figura indica la clasificación de los parámetros estadísticos correspondientes a cada subpoblación (fina y gruesa) en relación con su fecha de recolección.

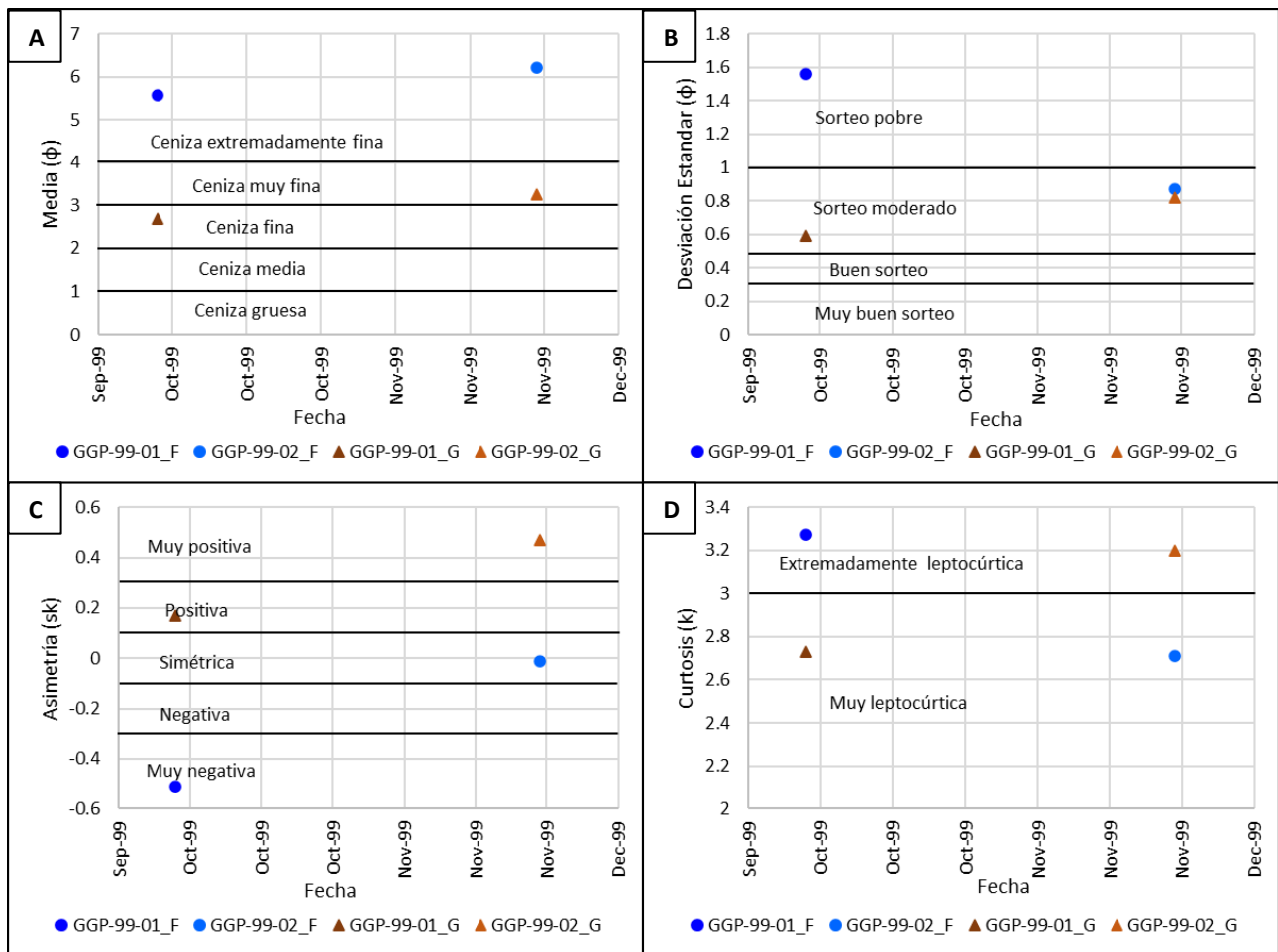


Figura 4.4. Representación gráfica de los parámetros estadísticos vs fecha de recolección para las sub-poblaciones finas y gruesas de las muestras GGP-99-01 y GGP-99-02. A) Media. B) Dev. Estándar. C) Asimetría. D) Curtosis. En la leyenda, las muestras terminadas en F representan el modo fino mientras que las muestras terminadas en G representan el modo grueso.

4.1.2. Volcán Reventador

Para la muestra correspondiente a la erupción del volcán Reventador en 2002, se utilizó la ceniza recolectada el 3 de octubre del mismo año en la ciudad de Quito (Sector “El Inca”). Además, también se utilizó la muestra de ceniza recolectada el 7 de noviembre del 2021 en el cenizometro ubicado en el “Hotel Reventador”. Se realizó únicamente el análisis de granulometría láser como se muestra en la Tabla 4.1, dada la poca porción de ceniza (< 10 g).

Los parámetros gráficos globales para las muestras REV-02-01 y REV-21-01 obtenidos a partir de la deconvolución con Decolog son los siguientes:

Muestra	Media	Desviación Estándar	Asimetría	Curtosis
REV-02-01 (3/11/2002)	4.92	1.40	0.11	0.83
REV-21-01 (7/11/2021)	3.00	1.39	0.29	0.96

Tabla 4.4. Parámetros gráficos globales para las muestras del volcán Reventador.

La figura 4.5 a continuación muestra la clasificación de las cenizas de acuerdo con cada parámetro global.

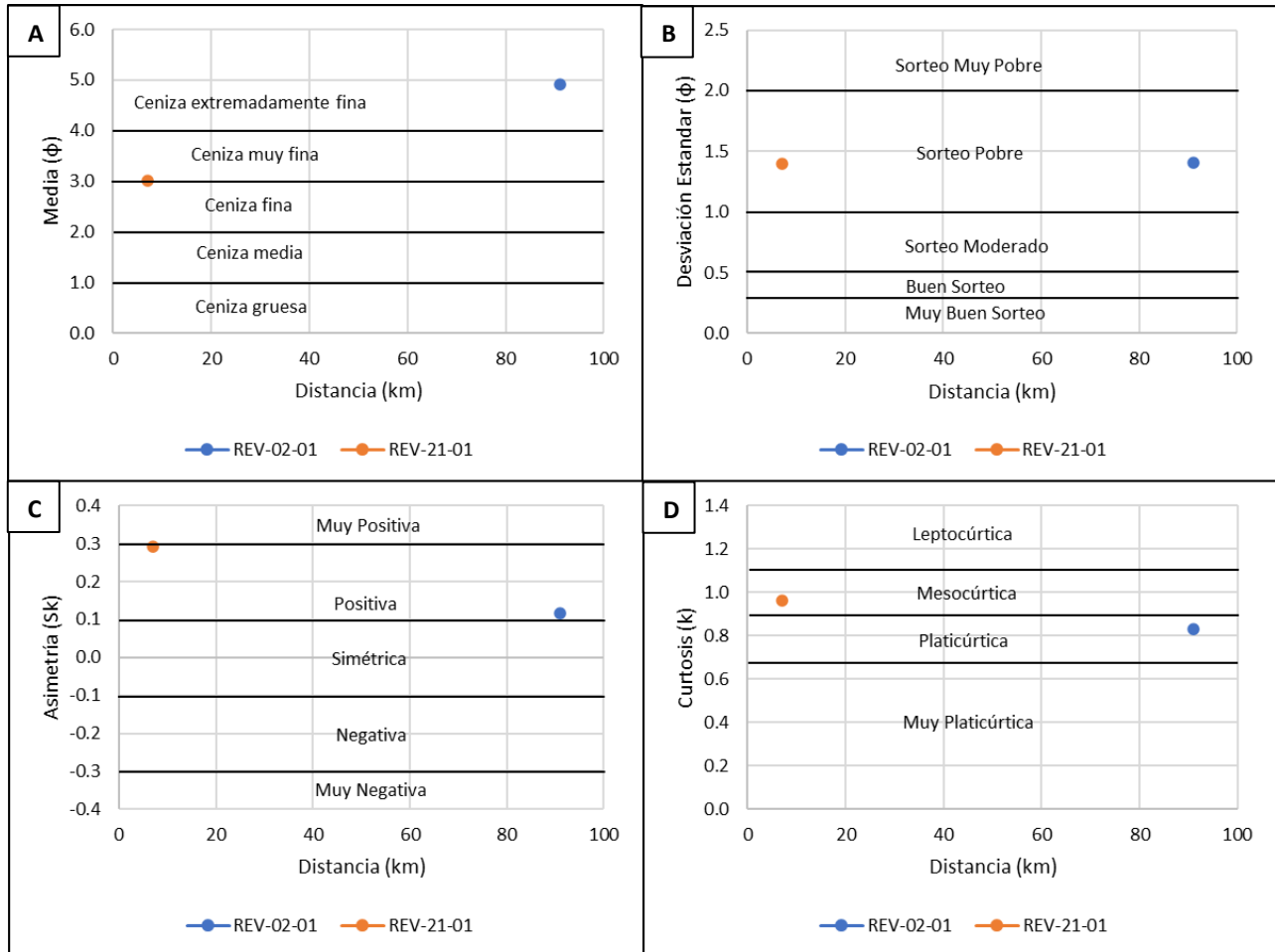


Figura 4.5. Valores estadísticos globales vs Distancia medida desde el volcán para las muestras del Reventador. A) Media. B) Desv. Estándar. C) Asimetría. D) Curtosis.

En cuanto a los histogramas, se puede observar que la muestra REV-02-01 correspondiente a la erupción del 2002 presenta una distribución bimodal con valores de moda para la subpoblación fina de 5.75 phi y para el modo grueso de 3.80 phi.

Por otra parte, la muestra REV-21-01 recolectada en 2021 presenta una distribución unimodal con valor de moda 2.06 phi.

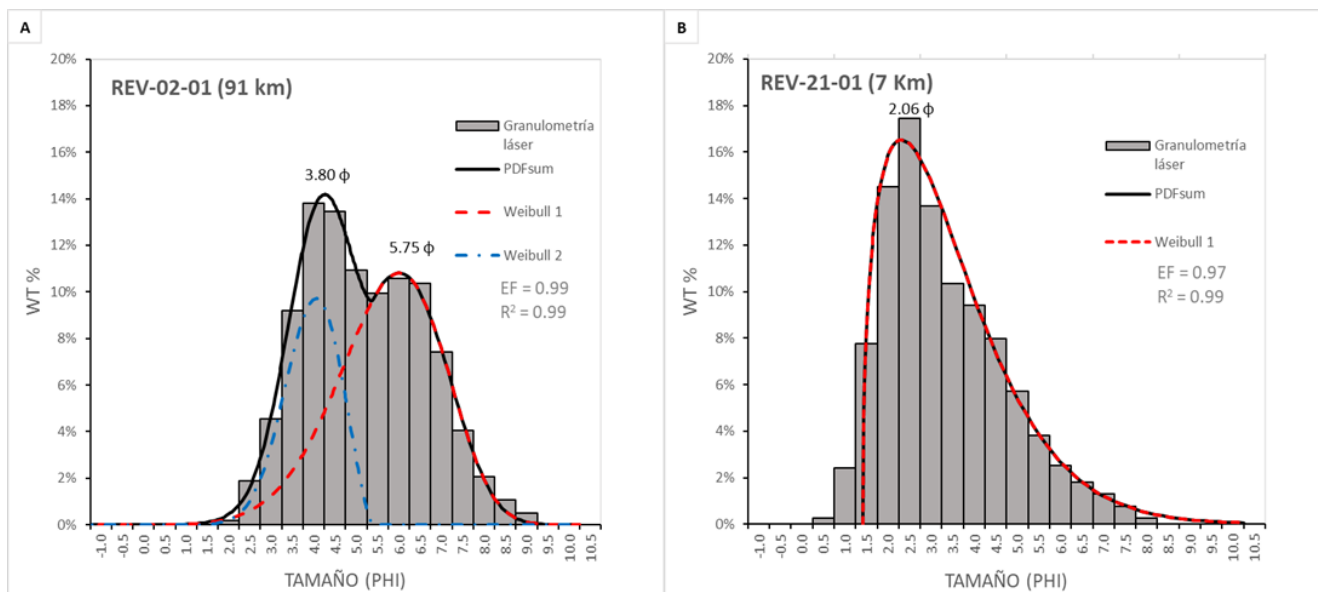


Figura 4.6. Histogramas de distribución granulométrica para las cenizas del volcán Reventador con su erupción en 2002 y las cenizas recolectadas en noviembre 2021. A) REV-02-01. B) REV-21-01.

Gracias a la deconvolución con DECOLOG, los valores de media, desviación estándar, asimetría y curtosis se presentan a continuación para cada sub-población de la muestra REV-02-01:

Modo Fino					
Muestra	Moda	Media	Desviación Estándar	Asimetría	Curtosis
REV-02-01	5.75	5.48	1.25	-0.33	2.97
Modo Grueso					
Muestra	Moda	Media	Desviación Estándar	Asimetría	Curtosis
REV-02-01	3.80	3.67	0.63	-0.37	2.87

Tabla 4.5. Resumen de datos estadísticos para las muestras del volcán Reventador.

La siguiente figura indica la clasificación de los parámetros estadísticos que corresponden a cada sub-población (fina y gruesa).

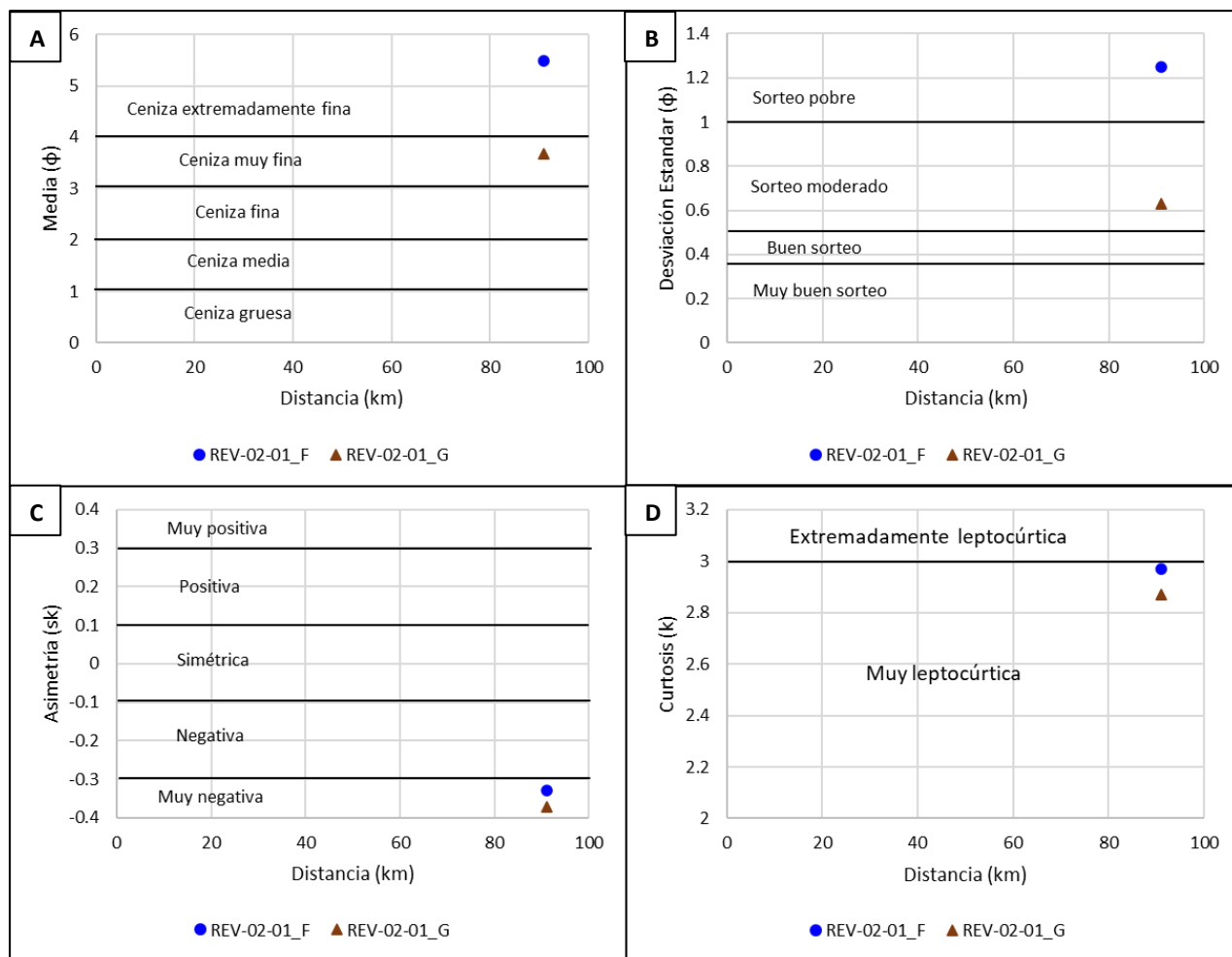


Figura 4.7. Representación gráfica de los parámetros estadísticos vs distancia para las sub-poblaciones finas y gruesas de la muestra REV-02-01. A) Media. B) Desv. Estándar. C) Asimetría. D) Curtosis. En la leyenda, la muestra terminada en F representa el modo fino mientras que la muestra terminada en G representa el modo grueso.

4.1.3. Volcán Cotopaxi

Para las muestras correspondientes a la erupción del volcán Cotopaxi, se utilizaron las cenizas recolectadas el 24 de agosto del 2015 en las estaciones Tiopullo (COT-15-01) a las 12:30 pm, Repetidora Illinizas (COT-15-02) a las 15:30 pm, Nasa (COT-15-03) a las 15:30 pm y Came (COT-15-04) a las 17:30 pm todas ubicadas en la provincia de Cotopaxi hacia el oeste del volcán. Estas cenizas fueron analizadas mediante tamizaje y granulometría láser para la obtención de los histogramas con superposición en $90 \mu\text{m}$ (3.5ϕ) como se muestra en la Tabla 4.1.

Los parámetros gráficos globales para las muestras COT-15-01, COT-15-02, COT-15-03 y COT-15-04 obtenidos a partir de la deconvolución en Decolog son los siguientes:

Muestra	Media	Desviación Estándar	Asimetría	Curtosis
COT-15-01 (24/08/2015)	4.95	1.81	0.02	0.81
COT-15-02 (24/08/2015)	4.83	1.62	0.29	0.76
COT-15-03 (24/08/2015)	4.77	1.75	0.20	0.79
COT-15-04 (24/08/2015)	4.68	1.84	0.13	0.77

Tabla 4.6. Parámetros gráficos globales para las muestras del volcán Cotopaxi.

La figura 4.8 a continuación muestra la clasificación de las cenizas de acuerdo con cada parámetro global.

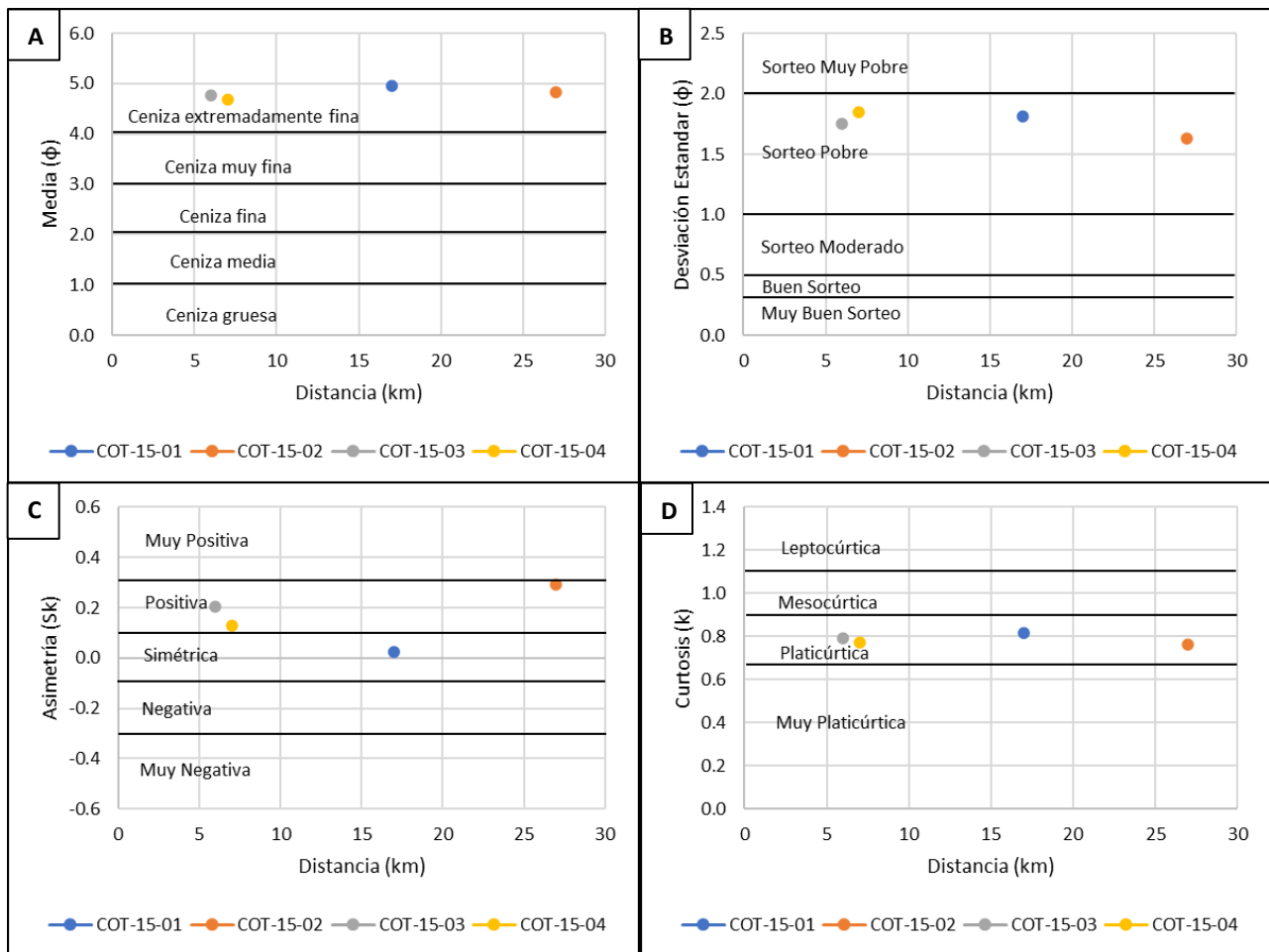


Figura 4.8. Valores estadísticos globales vs Distancia medida desde el volcán para las muestras del Cotopaxi.

A) Media. B) Desv. Estándar. C) Asimetría. D) Curtosis.

En cuanto a los histogramas, las muestras COT-15-01 y COT-15-04 presentan distribuciones que pueden ser consideradas tanto de manera bimodal como trimodal por lo que se presentan los resultados en ambos sentidos.

Por un lado, los histogramas de la figura 4.9 muestran distribuciones consideradas bimodales y presentan los valores de moda como se describe a continuación.

Para la muestra COT-15-03 los valores de moda para el modo grueso es 3.29 phi mientras que para el modo fino 6.03 phi. La muestra COT-15-04 presenta valores de moda de 2.99 y 6.04 phi para los modos grueso y fino respectivamente. La muestra COT-15-01 los valores de moda son 2.86 phi para el modo grueso y 5.80 phi para el modo fino. Finalmente, la muestra COT-15-02 presenta un valor de moda para el modo grueso de 3.37 phi mientras que para el modo fino es de 6.11 phi.

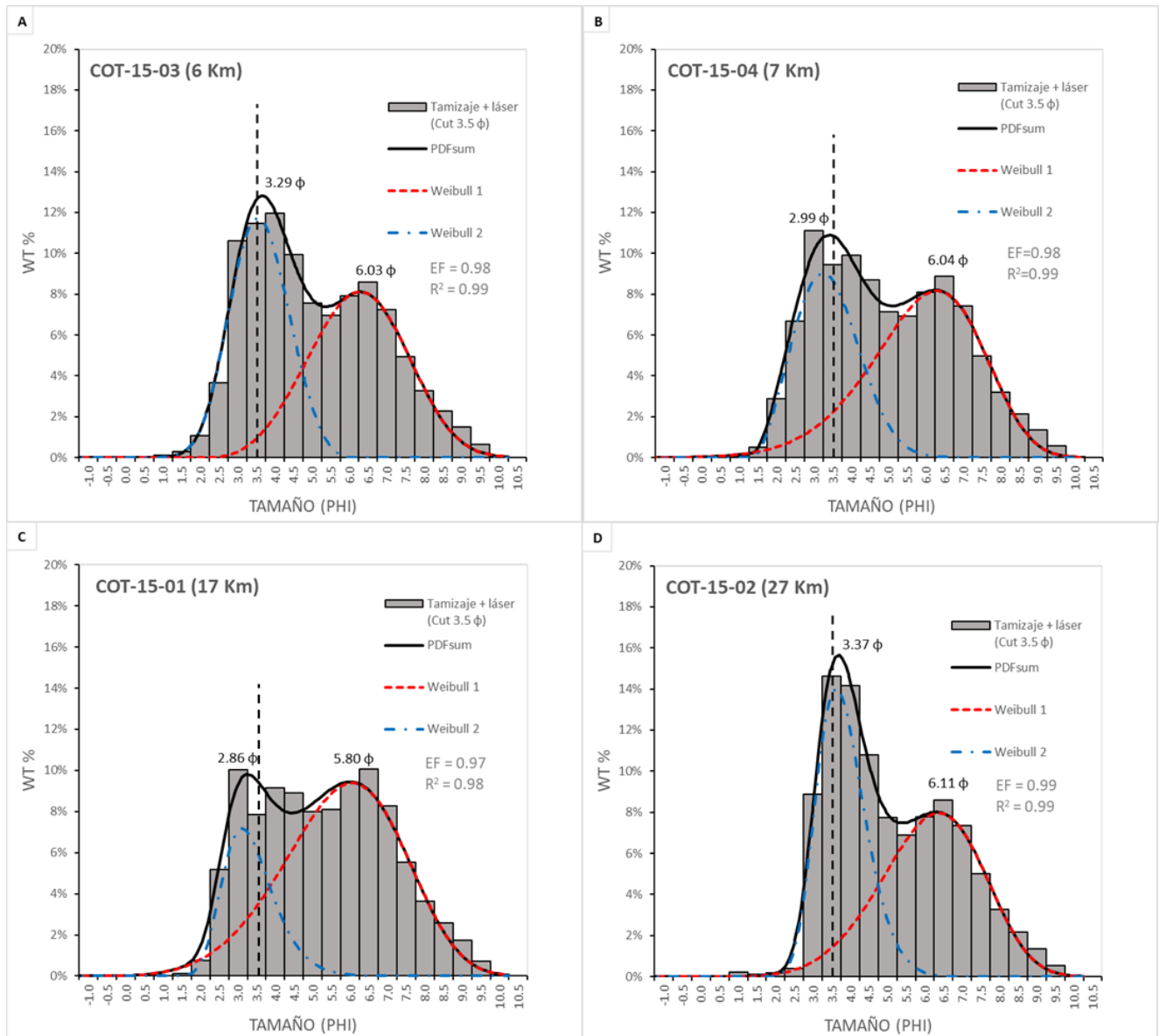


Figura 4.9. Histogramas de distribución granulométrica para las muestras del volcán Cotopaxi en su erupción del 2015. A) COT-15-03. B) COT-15-04. C) COT-15-01. D) COT-15-02.

Además, gracias a la deconvolución con Decolog, los valores de media, desviación estándar, asimetría y curtosis se presentan a continuación para cada sub-población de las muestras bimodales, COT-15-01, COT-15-02, COT-15-03 y COT-15-04:

Modo Fino					
Muestra	Modo	Media	Desviación Estándar	Asimetría	Curtosis
COT-15-01	5.80	5.49	1.60	-0.26	2.89
COT-15-02	6.11	5.88	1.35	-0.23	2.86
COT-15-03	6.03	5.98	1.26	0.01	2.71
COT-15-04	6.04	5.62	1.52	-0.46	3.19
Modo Grueso					
Muestra	Modo	Media	Desviación Estándar	Asimetría	Curtosis
COT-15-01	2.86	3.10	0.71	0.65	3.61
COT-15-02	3.37	3.55	0.66	0.47	3.20
COT-15-03	3.29	3.33	0.76	0.02	2.72
COT-15-04	2.99	3.12	0.83	0.32	2.82

Tabla 4.7. Resumen de datos estadísticos para las muestras bimodales del volcán Cotopaxi.

La siguiente figura indica la clasificación de los parámetros estadísticos correspondientes a cada subpoblación (fina y gruesa).

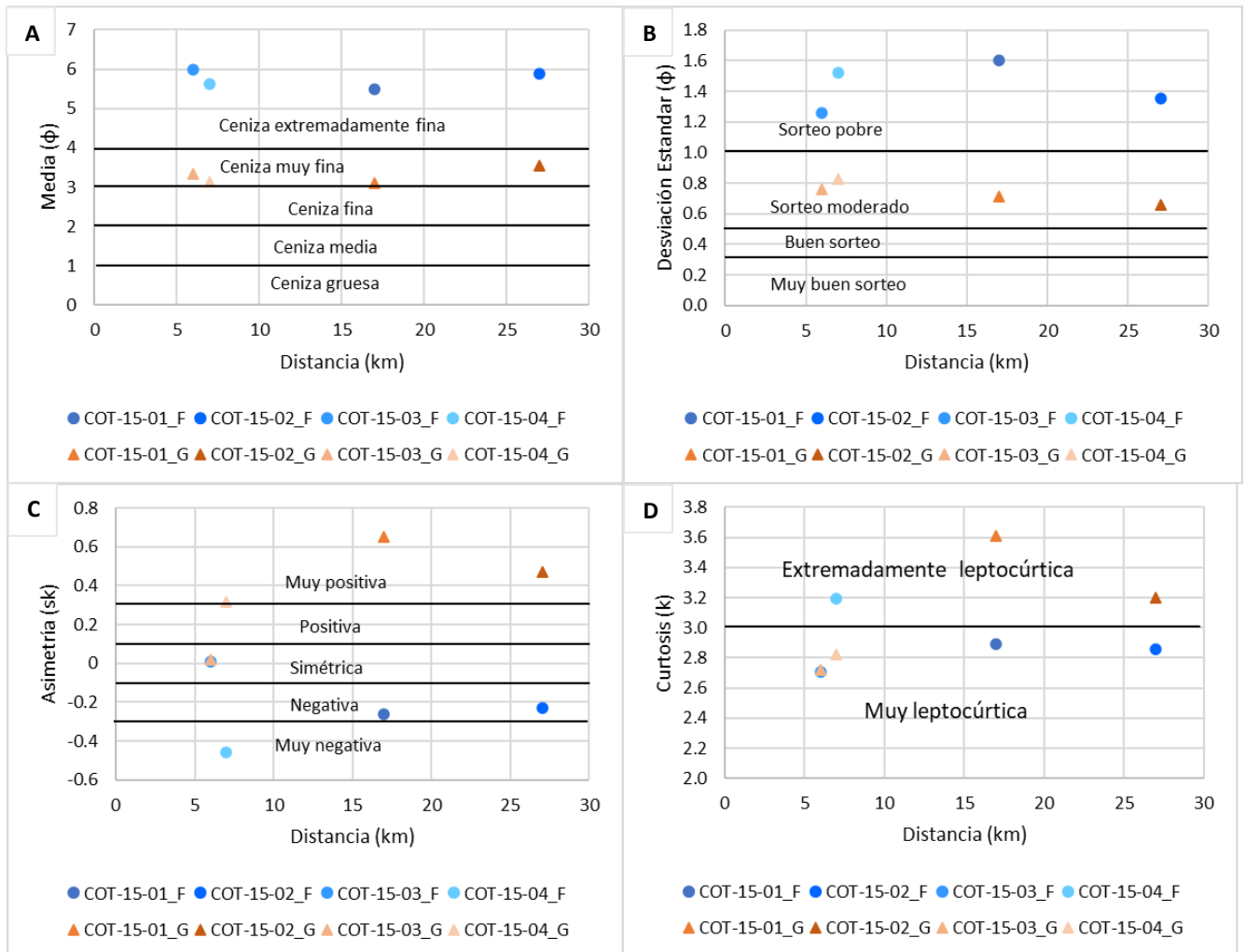


Figura 4.10. Representación gráfica de los parámetros estadísticos vs distancia para las subpoblaciones finas y gruesas de las muestras COT-15-01, COT-15-02, COT-15-03 y COT-15-04. A) Media. B) Desv. Estándar. C) Asimetría. D) Curtosis. En la leyenda, las muestras terminadas en F representan el modo fino mientras que las muestras terminadas en G representan el modo grueso.

Por otra parte, en la figura 4.11 se presentan los histogramas de las muestras COT-15-01 y COT-15-04 consideradas como trimodales. En este caso para las distribuciones con 3 subpoblaciones, se ha denominado a los modos como grueso, intermedio y fino.

Entonces, la muestra COT-15-01 presenta los valores de moda de 5.95 phi para el modo grueso, 3.89 phi para el modo intermedio y 2.80 phi para el modo fino. Por otra parte, la muestra COT-15-04 presenta valores de 2.83, 4.46 y 6.16 phi para los modos grueso, intermedio y fino respectivamente.

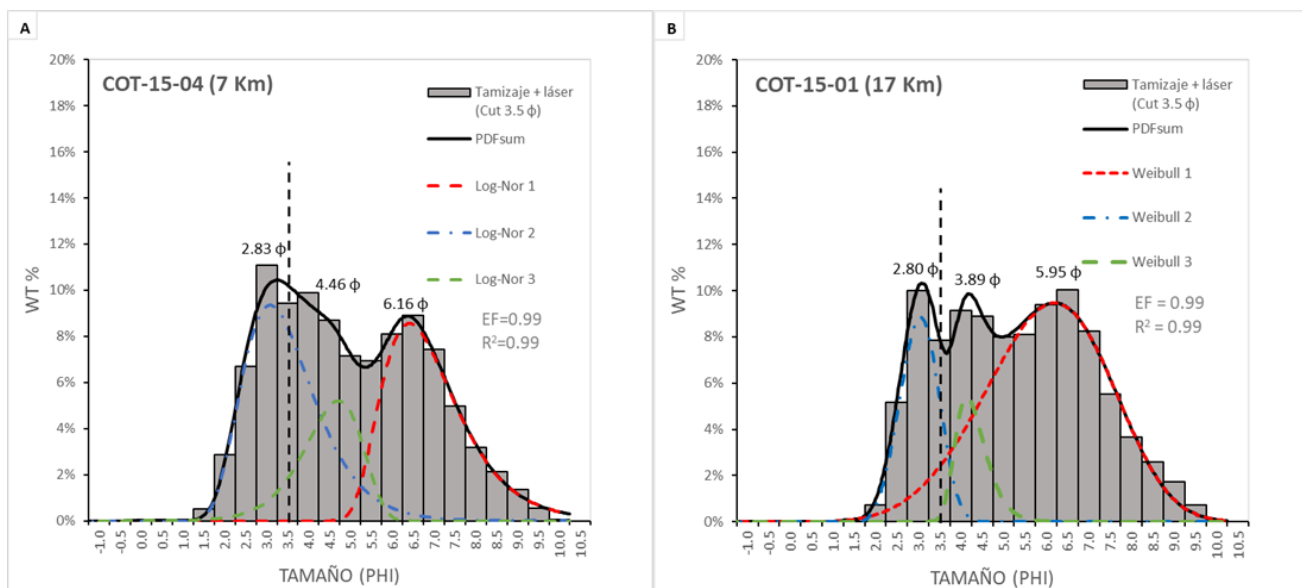


Figura 4.11. Histogramas de distribución granulométrica trimodal para las muestras del volcán Cotopaxi en su erupción del 2015. A) COT-15-04. B) COT-15-01.

Para las muestras COT-15-01 y COT-15-04 se presentan los valores estadísticos obtenidos a partir de la deconvolución con Decolog para las distribuciones trimodales:

Modo Fino					
Muestra	Modo	Media	Desviación Estándar	Asimetría	Curtosis
COT-15-01	5.95	5.79	1.45	-0.18	2.81
COT-15-04	6.16	6.70	1.11	1.20	5.66
Modo Intermedio					
Muestra	Modo	Media	Desviación Estándar	Asimetría	Curtosis
COT-15-01	3.89	3.99	0.39	0.78	3.99
COT-15-04	4.46	4.17	0.77	-0.84	4.29
Modo Grueso					
Muestra	Modo	Media	Desviación Estándar	Asimetría	Curtosis
COT-15-01	2.80	2.78	0.43	-0.03	2.72
COT-15-04	2.83	3.24	0.98	0.95	4.65

Tabla 4.8. Resumen de datos estadísticos para las muestras trimodales COT-15-01 y COT-15-04 del volcán Cotopaxi.

La siguiente figura indica la clasificación de los parámetros estadísticos correspondientes a cada sub-población para las distribuciones trimodales.

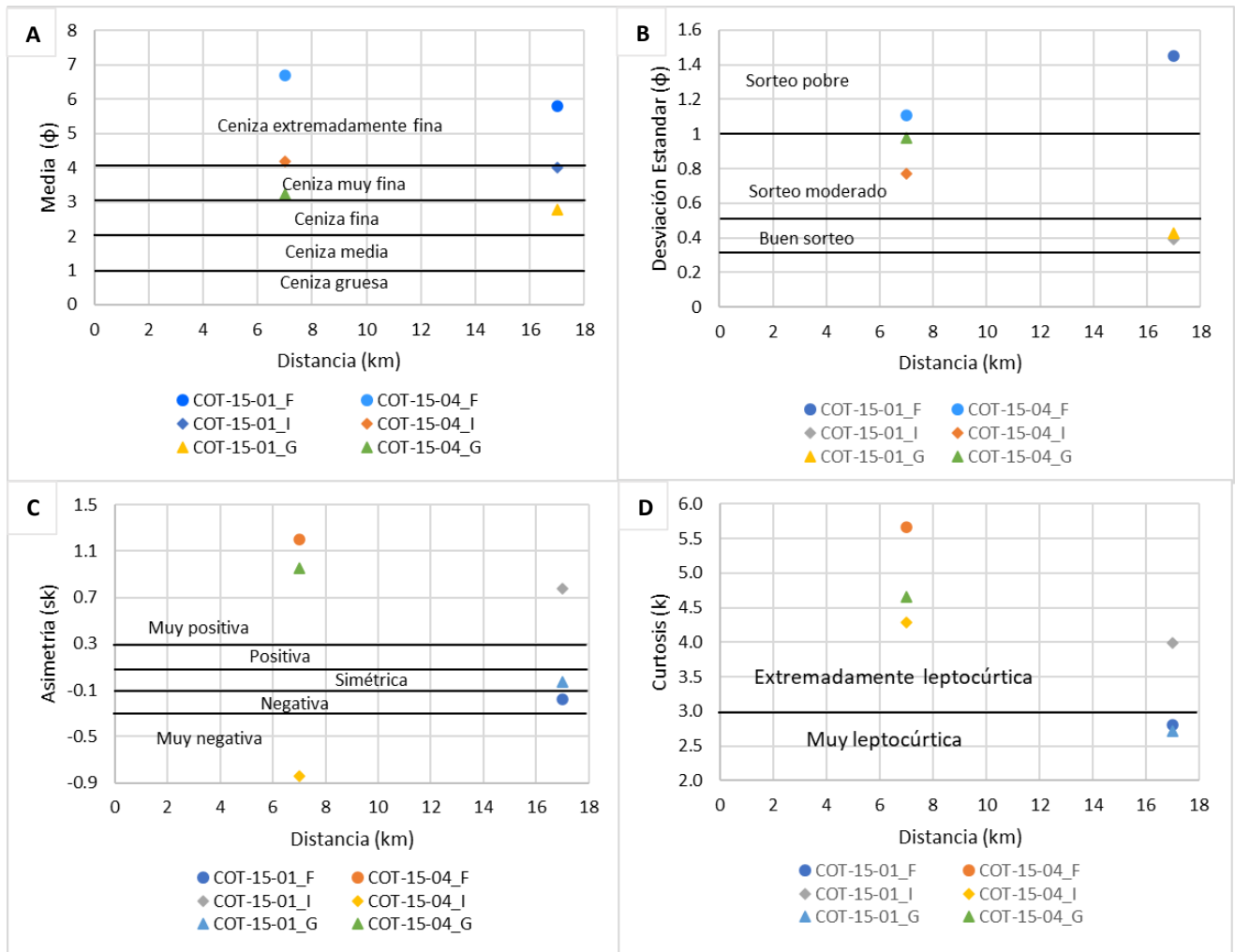


Figura 4.12. Representación gráfica de los parámetros estadísticos vs distancia para la sub-población fina, intermedia y gruesa de la muestras COT-15-01 y COT-15-04. A) Media. B) Desv. Estándar. C) Asimetría. D) Curtosis. En la leyenda, las muestra terminadas en F representan el modo fino, en I el modo intermedio mientras que las terminadas en G representan el modo grueso.

4.1.4. Volcán Tungurahua

Para la erupción del volcán Tungurahua, se utilizaron 3 muestras de cenizas recolectadas en la población “El Manzano” provincia de Tungurahua, el 26 de febrero del 2016 a las 14:20 y 18:00. Además, también se utilizaron las cenizas recolectadas el 27 de febrero del mismo año en el mismo lugar ubicado hacia el suroeste del volcán.

Estas muestras fueron analizadas mediante tamizaje y granulometría láser para la obtención de los histogramas con superposición en 90 μm (3.5 phi) como se muestra en la Tabla 4.1.

Los parámetros gráficos globales para las muestras TUN-16-01, TUN-16-02 y TUN-16-03 obtenidos a partir de la deconvolución en Decolog son los siguientes:

Muestra	Media	Desviación Estandar	Asimetría	Curtosis
TUN-16-01 (26/02/2016)	0.74	0.96	0.28	2.82
TUN-16-02 (26/02/2016)	3.07	1.90	0.56	1.31
TUN-16-03 (27/02/2016)	3.99	1.85	0.46	0.63

Tabla 4.9. Parámetros gráficos globales para las muestras del volcán Tungurahua.

La figura 4.13 a continuación muestra la clasificación de las cenizas de acuerdo con cada parámetro global.

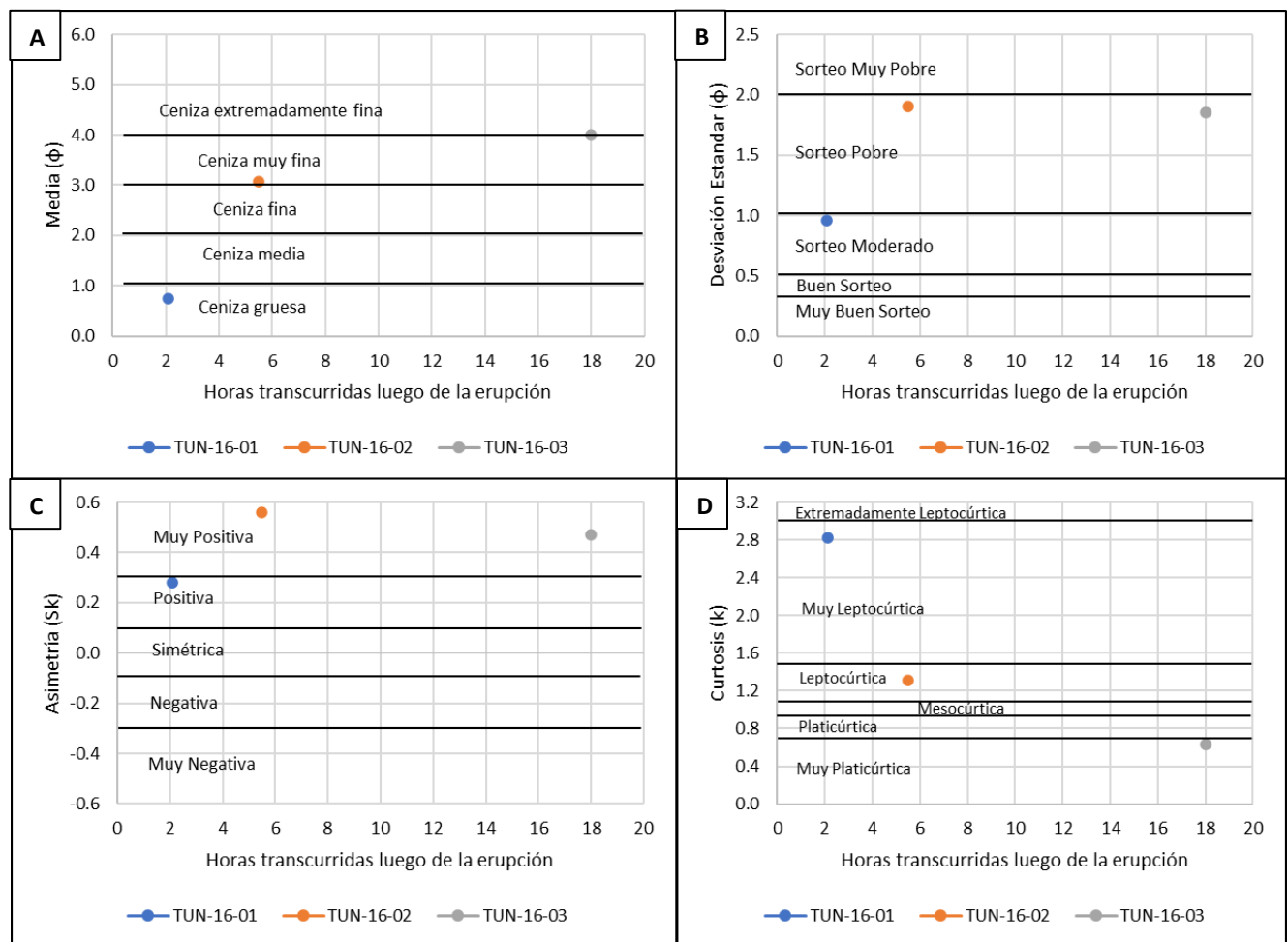


Figura 4.13. Valores estadísticos globales vs horas transcurridas luego de la erupción para las muestras del Tungurahua. A) Media. B) Desv. Estándar. C) Asimetría. D) Curtosis.

Los parámetros globales de esta muestra permitieron clasificarlas de ceniza gruesa a extremadamente fina con sorteo moderado a muy pobre, asimetría muy positiva y de muy platicúrtica a muy leptocúrtica.

En cuanto a los histogramas, se puede observar que la muestra TUN-16-01 correspondiente al 26 de febrero del 2016 (14:20) presenta una distribución unimodal con moda en 0.82 phi.

Por otro lado, las muestras TUN-16-02, correspondiente al 26 de febrero del 2016 (18:00), y TUN-16-03, correspondiente al 27 de febrero del 2016 (06:30), presentan una distribución bimodal. En estas cenizas, la moda de la subpoblación fina presenta un valor de 6.03 y 6.19 phi mientras que los valores de moda para la subpoblación gruesa son de 2.07 y 2.59 phi (Figura 4.14).

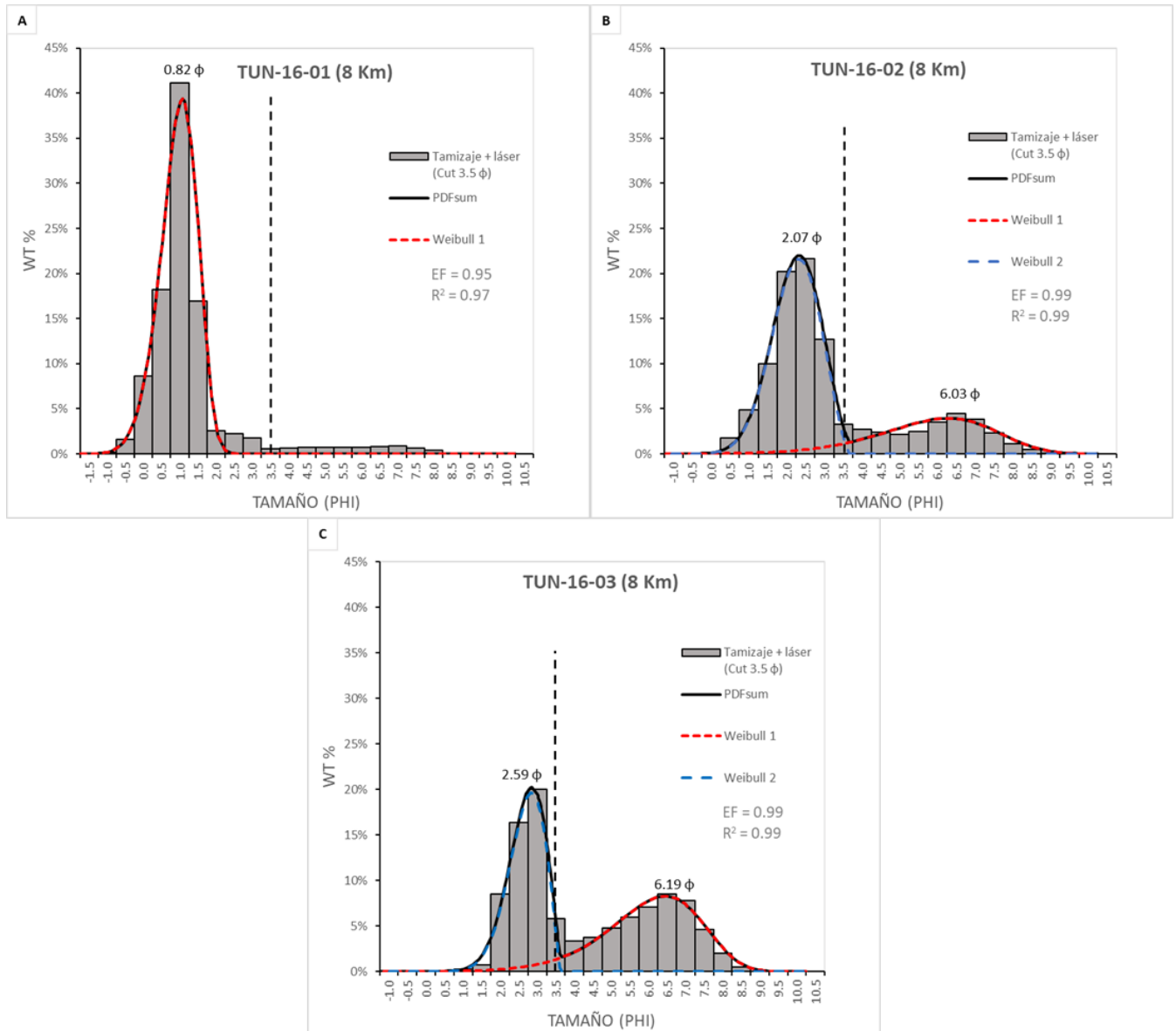


Figura 4.14. Histogramas de distribución granulométrica para las muestras del volcán Tungurahua en su erupción del 2016. A) TUN-16-01. B) TUN-16-02. C) TUN-16-03.

Gracias a la deconvolución con Decolog, los valores de media, desviación estándar, asimetría y curtosis se presentan a continuación para cada sub-población de las muestras TUN-16-02 y TUN-16-03:

Modo Fino					
Muestra	Moda	Media	Desviación Estándar	Asimetría	Curtosis
TUN-16-02	6.03	5.5	1.55	-0.51	3.28
TUN-16-03	6.19	5.76	1.31	-0.60	3.49
Modo Grueso					
Muestra	Moda	Media	Desviación Estándar	Asimetría	Curtosis
TUN-16-02	2.07	1.96	0.62	-0.33	2.83
TUN-16-03	2.59	2.41	0.4845	-0.60	3.19

Tabla 4.10. Resumen de datos estadísticos para las muestras del volcán Tungurahua.

La siguiente figura indica la clasificación de los parámetros estadísticos correspondientes a cada sub-población (fina y gruesa).

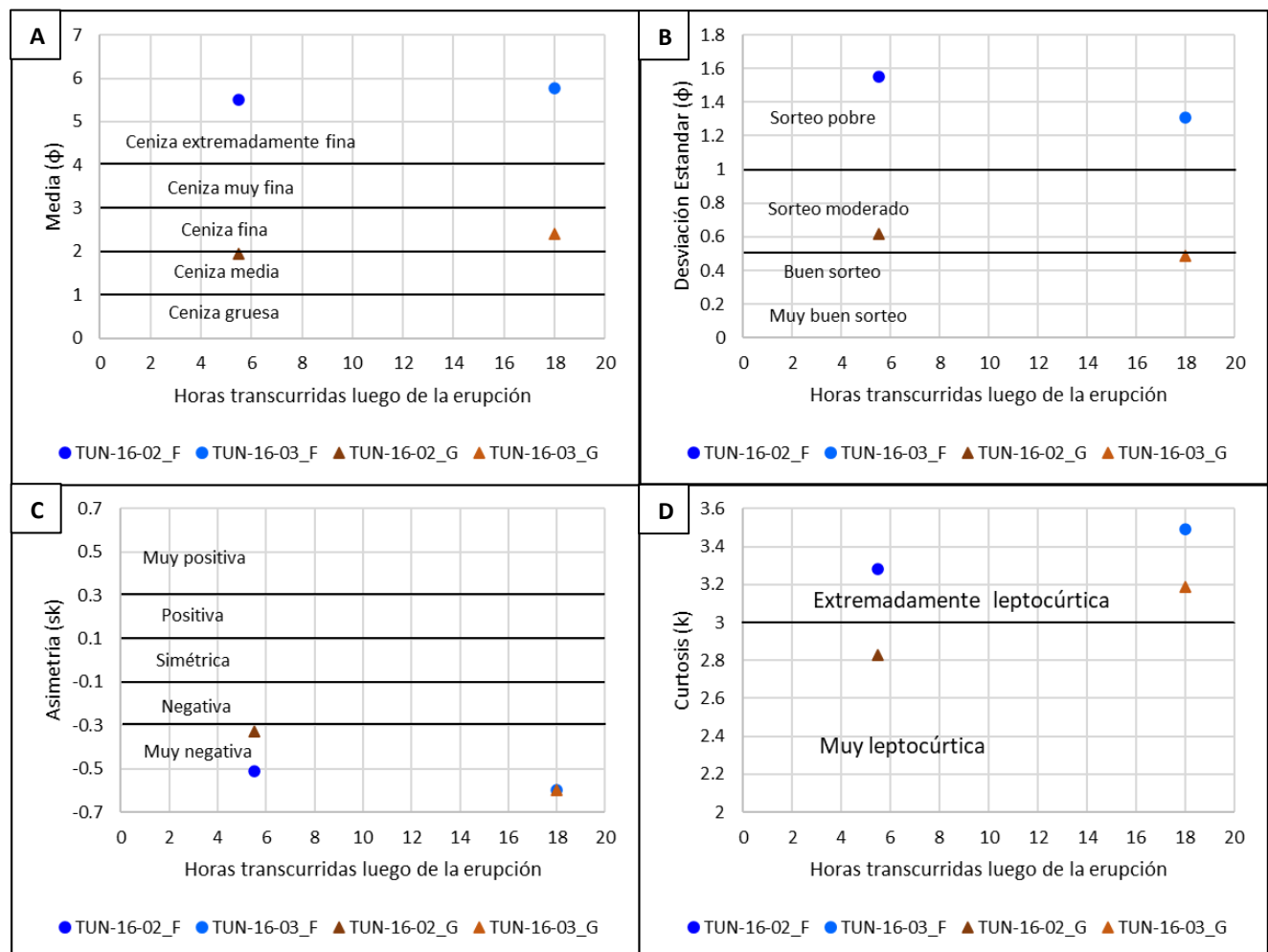


Figura 4.15. Representación gráfica de los parámetros estadísticos vs horas transcurridas luego de la erupción para las sub-poblaciones finas y gruesas de las muestras TUN-16-02 y TUN-16-03. A) Media. B) Desv. Estándar. C) Asimetría. D) Curtosis. En la leyenda, las muestras terminadas en F representan el modo fino mientras que las muestras terminadas en G representan el modo grueso.

4.1.5. Volcán Sangay

Las cenizas del volcán Sangay fueron recolectadas el 13 de abril del 2021 en diferentes puntos del país como se detalla a continuación debido a su estado activo actualmente.

Las muestras SAN-21-55 y SAN-21-59 fueron recolectadas cerca a la población de Guaranda 81 km al noroeste del volcán el 13 de abril del 2021. Para la muestra SAN-21-56, la ceniza fue recolectada en la ciudad de Guayaquil a 174 km de distancia. Finalmente, la muestra SAN-21-58 fue recolectada en la estación sísmica SAGA ubicada 6 km al suroeste del volcán.

No todas las muestras para este volcán fueron analizadas mediante tamizaje, sin embargo, sí con granulometría láser (Tabla 4.1) para la obtención de los histogramas con superposición en 90 μm (3.5 phi) como se muestra en la figura 4.16.

Los parámetros gráficos globales para las muestras SAN-21-55, SAN-21-56, SAN-21-58, y SAN-21-59 obtenidos a partir de la deconvolución en Decolog son los siguientes:

Muestra	Media	Desviación Estándar	Asimetría	Curtosis
SAN-21-55 (13/04/2021)	4.59	1.35	0.13	0.95
SAN-21-56 (13/04/2021)	4.88	1.29	0.27	0.88
SAN-21-58 (13/04/2021)	3.08	3.27	-0.39	0.94
SAN-21-59 (13/04/2021)	4.63	1.17	0.18	0.97

Tabla 4.11. Parámetros gráficos globales para las muestras del volcán Sangay.

La figura 4.16 a continuación muestra la clasificación de las cenizas de acuerdo con cada parámetro global en relación con la distancia.

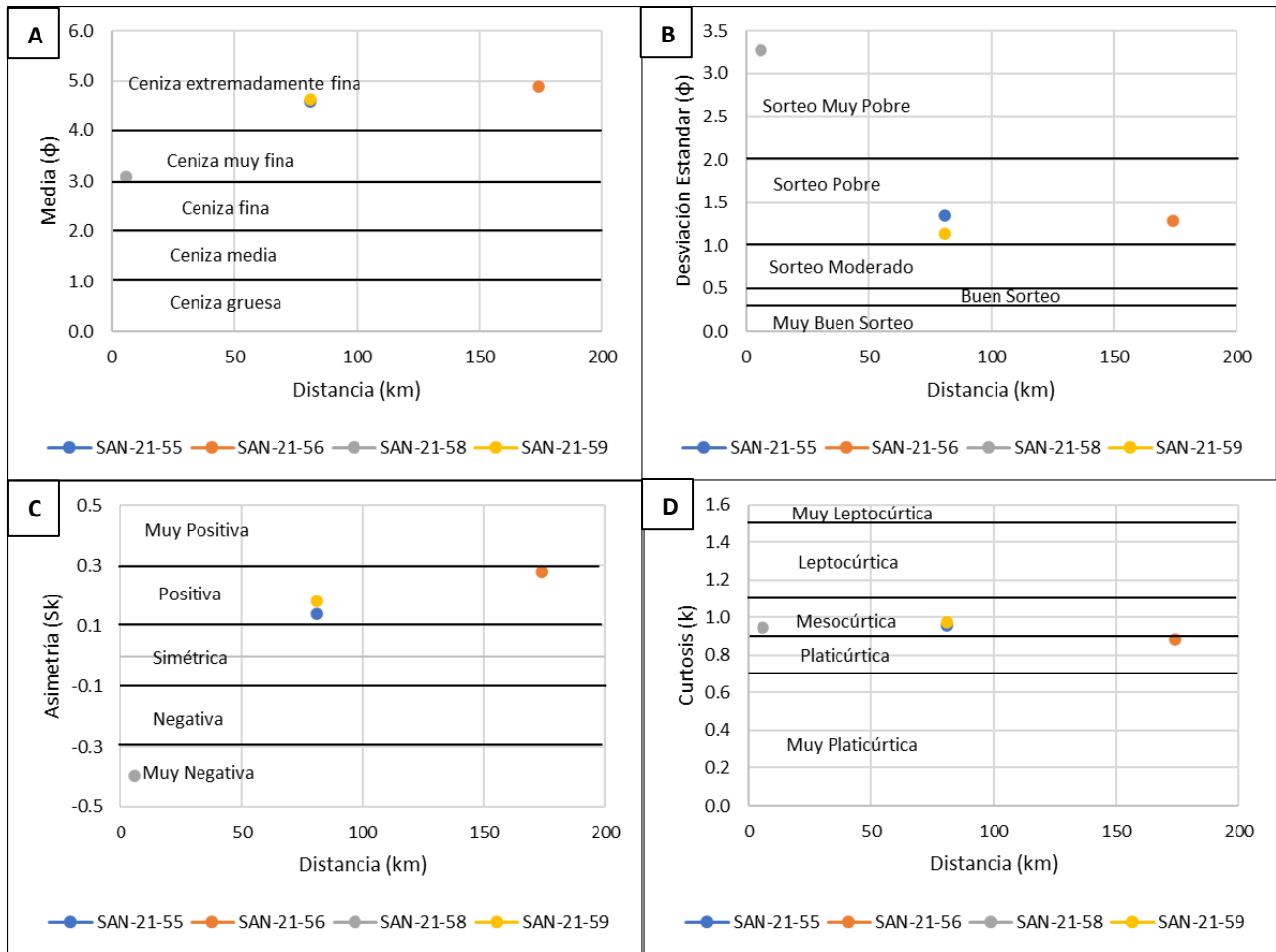


Figura 4.16. Valores estadísticos globales vs Distancia medida desde el volcán para las muestras del Sangay. A) Media. B) Desv. Estándar. C) Asimetría. D) Curtosis.

Los parámetros gráficos globales con respecto a la distancia permitieron clasificar estas muestras como cenizas muy finas a extremadamente finas con sorteo muy pobre a pobre, asimetría de simétrica a positiva y entre platicúrticas a mesocúrticas (Figura 4.16). Además, se puede observar de manera muy clara la tendencia con relación a la distancia de las cenizas a disminuir su tamaño y mejorar su sorteo.

En cuanto a los histogramas, las muestras SAN-21-55 y SAN-21-59 presentan una distribución unimodal con un valor de moda de 4.25 y 4.34 respectivamente.

Por otra parte, la muestra SAN-21-56 presenta una distribución bimodal con valores de moda para la sub-población fina de 5.48 phi, mientras que el valor de moda para la sub-población gruesa es de 3.97 phi.

Finalmente, la muestra SAN-21-58 presenta una distribución bimodal destacando que el modo grueso de esta distribución presenta el valor de moda de -1.89 phi. Este valor es inusual a los demás y se explica debido a la cercanía de la estación con el cono del volcán de donde se recogió la ceniza. En esta muestra la sub-población fina presenta un valor de moda de 5.04 phi.

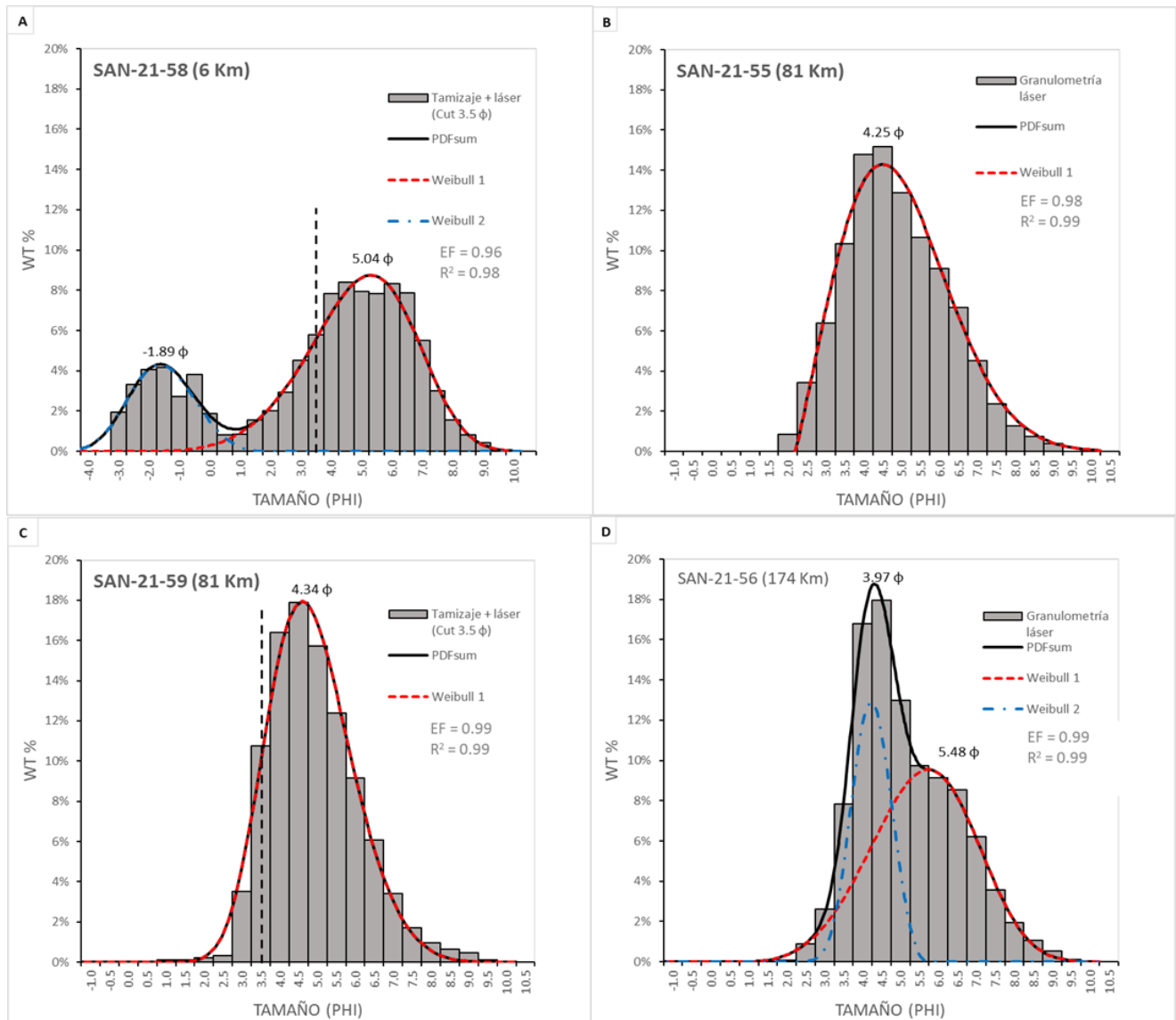


Figura 4.17. Histogramas de distribución granulométrica para las muestras del volcán Sangay actualmente en erupción. A) SAN-21-58. B) SAN-21-55 C) SAN-21-59. D) SAN-21-56.

Gracias a la deconvolución con DECOLOG, los valores de media, desviación estándar, asimetría y curtosis se presentan a continuación para cada subpoblación de las muestras SAN-21-56 y SAN-21-58.

Modo Fino					
Muestra	Modo	Media	Desviación Estándar	Asimetría	Curtosis
SAN-21-56	5.48	5.32	1.35	-0.11	2.76
SAN-21-58	5.04	4.68	1.75	-0.31	2.94
Modo Grueso					
Muestra	Modo	Media	Desviación Estándar	Asimetría	Curtosis
SAN-21-56	3.97	3.97	0.49	-0.05	2.71
SAN-21-58	-1.89	-1.82	1.03	0.03	2.72

Tabla 4.12. Resumen de datos estadísticos para las muestras del volcán Sangay.

La siguiente figura indica la clasificación de los parámetros estadísticos correspondientes a cada sub-población (fina y gruesa).

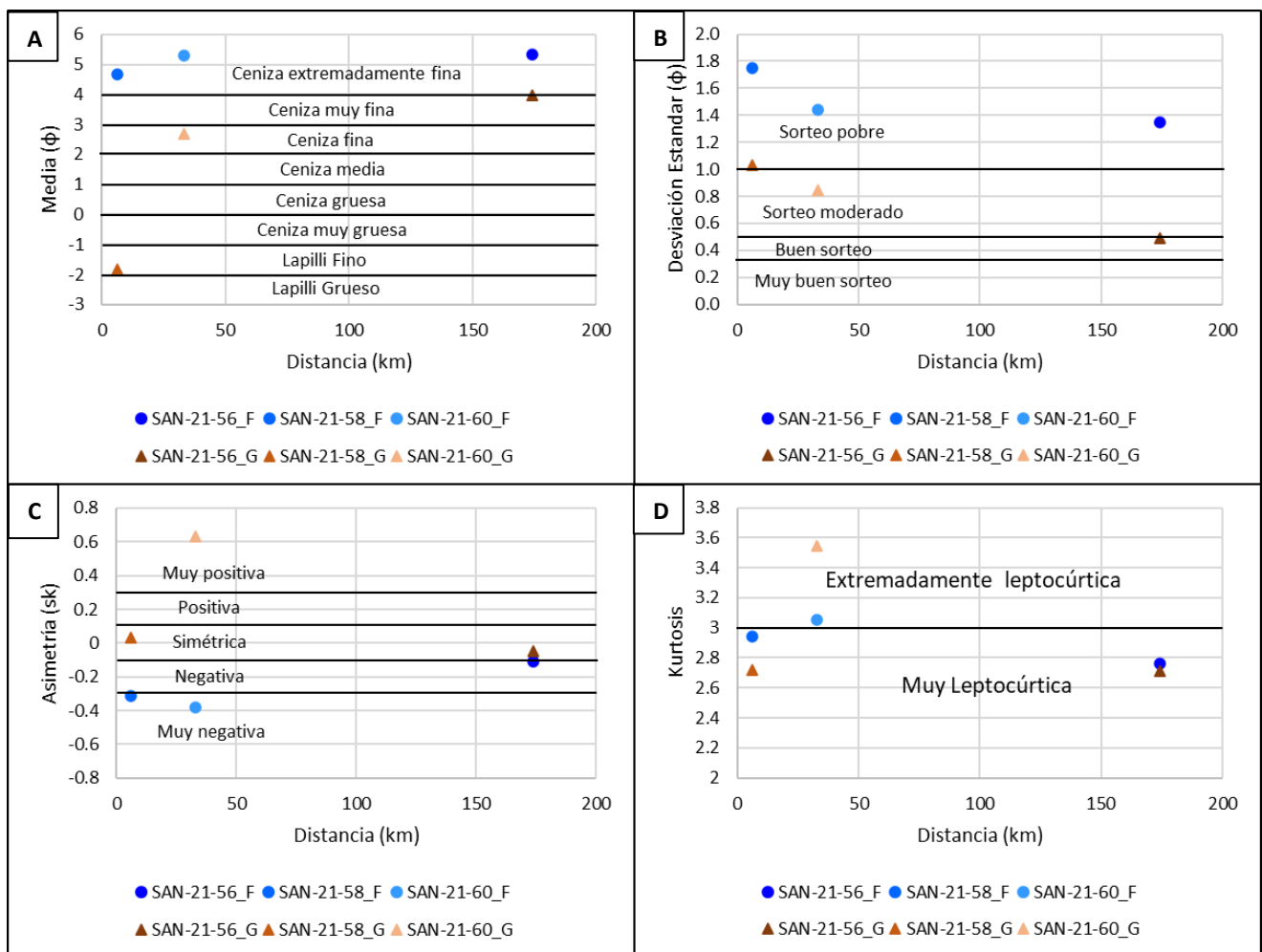


Figura 4.18. Representación gráfica de los parámetros estadísticos vs distancia para las sub-poblaciones finas y gruesas de las muestras SAN-21-55, SAN-21-56, SAN-21-58, SAN-21-59. A) Media. B) Desv. Estándar. C) Asimetría. D) Curtosis. En la leyenda, las muestras terminadas en F representan el modo fino mientras que las muestras terminadas en G representan el modo grueso.

5. CAPITULO V

DISCUSIÓN

5.1. Tamizaje y granulometría láser

En el presente estudio se utilizaron las técnicas de tamizaje y granulometría láser debido a que se consideran métodos estándar para el análisis granulométrico de partículas. En el caso de las cenizas volcánicas, por ejemplo, los trabajos de Eychenne et al. (2011), Narváez (2014) y Bernard et al. (2022) se muestran cómo la combinación de estas técnicas permite obtener resultados más detallados considerando tamaños de hasta $\sim 0.1 \mu\text{m}$ gracias a la difracción láser. La información obtenida permitió realizar interpretaciones en base a los tamaños de las partículas y sus distribuciones en relación con la distancia al viento principal para las diferentes erupciones consideradas.

Por un lado, los análisis realizados a las cenizas mediante tamizaje manual hasta $< 63 \mu\text{m}$ (4Φ) mostraron que esta técnica es muy práctica cuando se cuenta con una porción de muestra considerable ($> 10 \text{ g}$). Tomando en cuenta que el procedimiento de tamizaje descrito en el Capítulo III es manual, fue necesario realizar una limpieza de los tamices entre cada muestra debido a posibles residuos. Idealmente la limpieza se debe realizar con un baño ultrasónico, sin embargo, realizando una limpieza manual se considera que podría existir un mínimo porcentaje de error que no afectaría mayormente los resultados.

Por otra parte, al realizar al menos 6 análisis a cada muestra de ceniza mediante granulometría láser, se pudo evidenciar que esta técnica permite diferenciar los tamaños de las partículas más finas que $63 \mu\text{m}$ por lo que en los resultados se pudieron observar las fracciones más finas de ceniza.

Estas técnicas por separado constituyen una buena herramienta para establecer la granulometría de materiales. Sin embargo, la mezcla de ambas representa una manera más eficiente y amplia para el tratamiento de las cenizas volcánicas.

5.2. Comparación Láser - Tamizaje + Láser

Como se puede evidenciar en la Tabla 4.1, todas las muestras fueron analizadas mediante granulometría láser y aquellas que contaban con la porción suficiente, fueron primero tamizadas y luego su sección menor a 1 mm era también analizada por granulometría láser. Es

decir, todos los tamaños menores a 1000 μm hasta 63 μm , contarían con un análisis doble proporcionado en una parte por el tamizaje y en otra por el granulómetro.

Como se mencionó en el Capítulo III, el granulómetro láser da como resultado una tabla con valores en escala de phi que van desde -2 phi (4000 μm / 4 mm) hasta los 16.5 phi (0.011 μm) y adicionalmente valores para el wt % cada 0.25phi.

Estos valores pueden ser graficados para obtener un histograma de distribución granulométrica (Tamaño vs WT %) y poder compararlo con los histogramas obtenidos con superposición en 90 μm .

Para el ejemplo, se utilizaron las muestras SAN-21-59, COT-15-02 y TUN-16-03 para las que se realizó el histograma únicamente con los valores de granulometría láser y se los comparó con los obtenidos por tamizaje y granulometría láser.

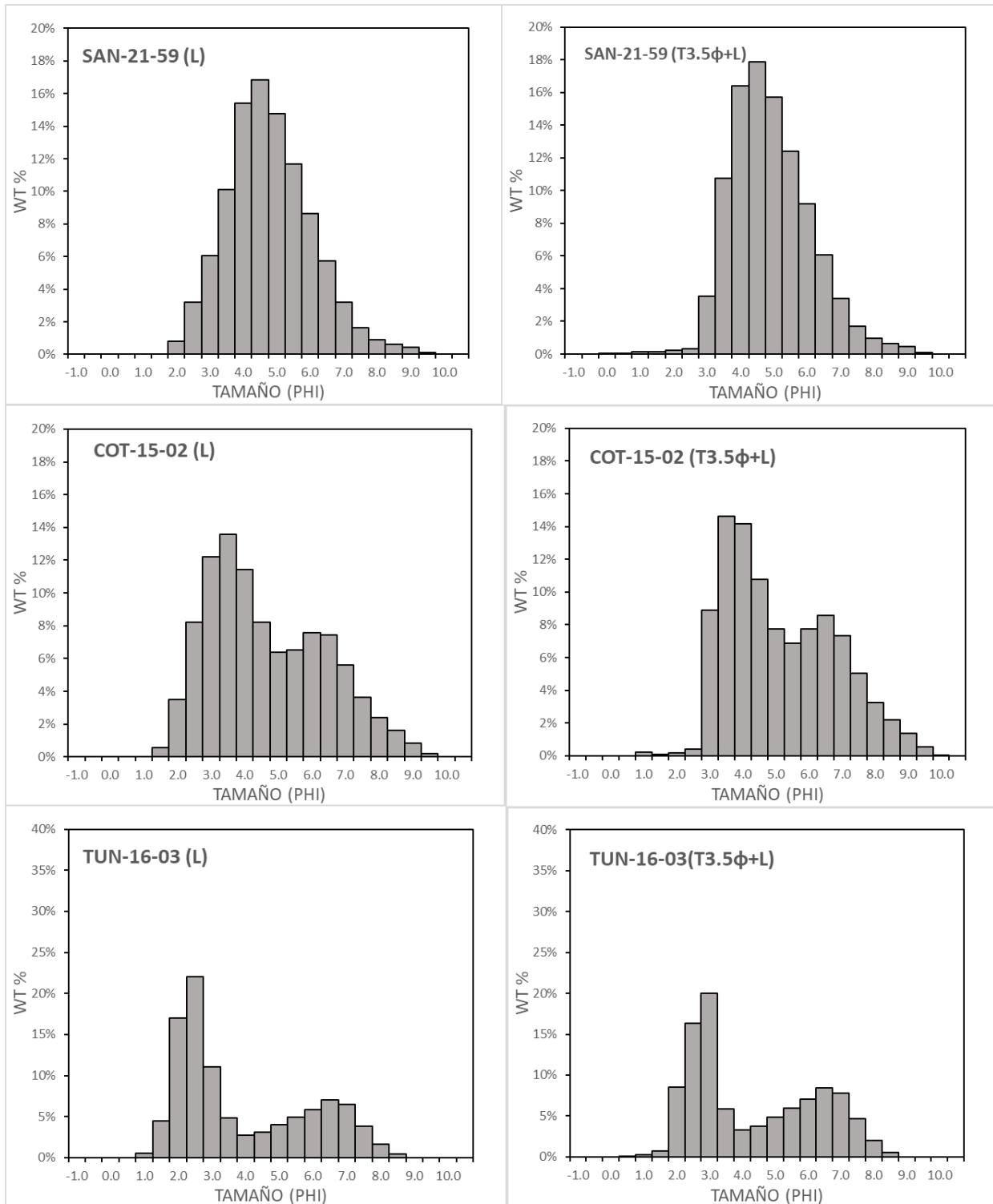


Figura 5.1. Comparación de histogramas obtenidos únicamente mediante granulometría láser (L) e histogramas obtenidos mediante la superposición de datos de tamizaje + granulometría láser en 3.5 phi (T3.5φ+L)

Los histogramas muestran que las acumulaciones en los tamaños más gruesos difieren antes de los 3.5 phi por lo que se compararon los valores estadísticos de ambos con el fin de conocer si existen grandes variaciones al usar solamente granulometría láser.

Entonces, por ejemplo, para el caso de la muestra unimodal SAN-21-59 la comparación de datos obtenidos con Decolog entre los valores de granulometría láser y tamizaje + granulometría dan como resultado los siguientes parámetros estadísticos:

Tamizaje + Granulometría Láser				
Muestra	Media	Desviación Estándar	Asimetría	Curtosis
SAN-21-59 (T3.5 Φ+ L)	4.63	1.17	0.18	0.97
Granulometría Láser				
SAN-21-59 (L)	4.50	1.24	0.11	1.03

Tabla 4.13. Comparación de valores estadísticos obtenidos con Decolog para la muestra SAN-21-59 presentados para tamizaje + granulometría láser y granulometría láser.

Como se puede observar en la Tabla 4.13, los valores estadísticos de ambas medidas son muy similares. La media ubica ambos análisis en cenizas extremadamente finas, la desviación estándar indica que tienen un sorteo pobre, sus asimetrías son positivas y en cuanto a la curtosis son mesocúrticas.

De la misma manera, se realizó la comparación de la muestra TUN-16-03 para los valores obtenidos con Decolog cuando se aplicó tamizaje + granulometría láser y únicamente granulometría láser como se muestra a continuación en la Tabla 4.14:

Tamizaje + Granulometría Láser				
Muestra	Media	Desviación Estándar	Asimetría	Curtosis
TUN-16-03 (T3.5 Φ+ L)	3.99	1.85	0.46	0.63
Granulometría Láser				
TUN-16-03 (L)	3.61	1.94	0.58	0.66

Tabla 4.14. Comparación de valores estadísticos obtenidos con Decolog para la muestra TUN-16-03 presentados para tamizaje + granulometría láser y granulometría láser.

Como se puede observar, el valor de media de las muestras las ubica en cenizas muy finas, su desviación estándar indica un sorteo pobre, la asimetría es muy positiva (hacia los gruesos) y el valor de curtosis las define como muy platicúrticas.

Por lo tanto, como se observa en las comparaciones de las muestras SAN-21-59 y TUN-16-03, se puede decir que el histograma realizado únicamente en base a granulometría láser muestra una distribución bastante similar (casi idéntica) al histograma realizado con tamizaje + granulometría láser. Adicionalmente, no existe un mayor cambio en las distribuciones, lo que

sugiere que el número de modos no cambia al realizar la mezcla de técnicas para establecer distribuciones granulométricas

Entonces, estas comparaciones muestran que las mediciones únicamente realizadas con granulometría láser proporcionan información de buena calidad y no sería necesario realizar la mezcla de tamizaje + láser.

5.3. Dinamismos eruptivos, tamaño de grano y distribuciones granulométricas.

5.3.1. Erupciones Vulcanianas del Guagua Pichincha

Las erupciones del volcán Guagua Pichincha ocurridas en octubre de 1999 fueron catalogadas como explosiones vulcanianas magmática de tipo Vulcaniana en sus dos episodios el 5 de octubre y 25 de noviembre de 1999 (Garcia-Aristizabal et al., 2007). Los resultados obtenidos mediante granulometría láser aplicados a las dos muestras (GGP-99-01/GGP-99-02) expusieron que ambas distribuciones bimodales cuentan con valores de moda entre 2.65 y 3.03 phi para sus modos gruesos y entre 6.04 y 6.25 phi para los modos finos. Con relación a la distancia, la muestras fueron tomadas a 16 Km del vento principal tomando en cuenta que la nube de emisión se dirigió hacia el noroccidente y al este ocasionando una leve caída de ceniza en la ciudad de Quito, Nono y Mindo (IG-EPN, 2013). Los parámetros globales de las muestras permitieron clasificarlas como cenizas extremadamente finas con sorteo pobre, asimetría de positiva a muy positiva y platicúrticas como se muestra en la figura 4.2.

Al ser una erupción de tipo vulcaniana, la descompresión del conducto volcánico es rápida debido al aumento de la presión de gas provocando una columna eruptiva de cenizas que en este caso fue de más de 12 km snm para el episodio de octubre y entre 9 a más de 10 km snm para la explosión ocurrida en noviembre. El producto volcánico predominante que se generó fueron cenizas de diferentes tamaños como se pudo evidenciar en la distribución del tamaño de grano. Encontrar ambos modos (grueso y fino) en el mismo lugar podría explicarse debido a la agregación de partículas al momento del transporte de las cenizas. Las velocidades terminales alcanzadas por las cenizas más gruesas serían iguales a las cenizas finas que se agregaron y alcanzaron su mismo tamaño por lo que se depositaron al mismo tiempo. Cabe recalcar que en este caso el factor viento no habría afectado de mayor manera a la depósitaci3n de estas cenizas ya que los registros muestran que las direcciones del viento no fueron muy fuertes.

Entonces, si se toma en cuenta que las muestras para el volcán Guagua Pichincha fueron recolectadas con al menos un mes y medio de diferencia en el mismo lugar y sus distribuciones granulométricas son muy similares se podría decir que las condiciones para la deposición de estas cenizas se mantuvieron constantes durante este periodo y para este tipo de dinamismo eruptivo. Sin embargo, se puede evidenciar que el wt % para la muestra GGP-99-02 es levemente menor con relación a la muestra GGP-99-01 lo que se explicaría debido a la diferencia en las alturas de las columnas eruptivas cuando ocurrieron estos episodios (IG-EPN, 2013).

5.3.2. Erupción sub-pliniana en 2002 y actividad efusiva en la actualidad de El Reventador

La erupción del volcán Reventador en octubre del 2002 de tipo sub-pliniana generó una importante columna de ceniza que alcanzó entre los 16 a 17 km snm (Hall et al., 2004). La muestra correspondiente a esa erupción es la REV-02-01 la cual permite observar una distribución granulométrica de tipo bimodal. Por otra parte, la muestra REV-21-01 correspondiente a noviembre del 2021, presenta una distribución de tipo unimodal. Cabe recalcar que esta última fue tomada recientemente debido a su estado actualmente activo caracterizado por una actividad mucho más efusivas que la del 2002 con columnas de ceniza que alcanzan entre 1 a 2 km snc (IG-EPN, 2021).

Por definición, el dinamismo eruptivo de tipo sub-pliniano es un evento explosivo de moderado a grande que genera una columna eruptiva que puede superar los 10 km de altura. Entonces, para la explosión del volcán Reventador en el 2002, la dirección del viento jugó un rol importante en la deposición de estas cenizas. Como menciona Hall et al. (2004) se produjo la división de la columna de cenizas entre los 14 a 16 km snc por los fuertes vientos en dirección WSW hacia la ciudad de Quito generando algunas capas de ceniza.

La muestra de ceniza recolectada el mismo día de la erupción a 91 km de distancia del viento en la ciudad de Quito, evidencia que un factor a tomar en cuenta para encontrar una distribución de tipo bimodal en ese punto podría ser la agregación de partículas además de la dirección del viento. Estas cenizas con sub-poblaciones finas y gruesas por agregación, seguramente tuvieron una velocidad terminal igual al momento de su deposición y que debido a los fuertes vientos registrados ese día pudieron ser transportadas y depositadas en una zona relativamente distal.

Por otra parte, la muestra REV-21-01 tomada a 7 km del viento principal presentó una distribución claramente unimodal que podría resultar del continuo estado activo efusivo del volcán

hasta la actualidad. Esta distribución en particular ejemplificaría que los tamaños de ceniza obtenidos (hacia los gruesos) posiblemente responden a procesos de fragmentación relativamente rápidos y a las cortas elevaciones de las columnas eruptivas durante estos episodios espontáneos.

Las cenizas recolectadas en el cenizometro de la estación “Hotel Reventador” para esta muestra, seguramente no fueron afectadas por fenómenos como agregación de partículas o fuertes vientos ya que la proximidad respecto al vento de la estación descarta estas opciones. Además, la poca cola de datos hacia los finos sería la confirmación de que estos procesos ocurren diariamente y los procesos de fragmentación magmática no generan una gran cantidad de cenizas finas.

5.3.3. Hidromagmatismo del volcán Cotopaxi

El 14 de agosto del 2015 el volcán Cotopaxi inició su periodo eruptivo descrito como un episodio hidromagmático que luego tuvo un descenso de intensidad y fue dominado por procesos de ventilación de cenizas (Bernard et al., 2018). Este estilo eruptivo por definición genera depósitos de caída que son ricos en cenizas altamente fragmentadas con tamaños variables.

Las muestras recolectadas para los análisis granulométricos se encontraban en las estaciones ubicadas al oeste del volcán que, con relación a la distancia y sus parámetros globales, permitieron clasificarlas como cenizas extremadamente finas con sorteo pobre, asimetría de simétrica a positiva y platicúrticas. El mapa a continuación muestra la ubicación y los valores globales para cada una de las muestras.

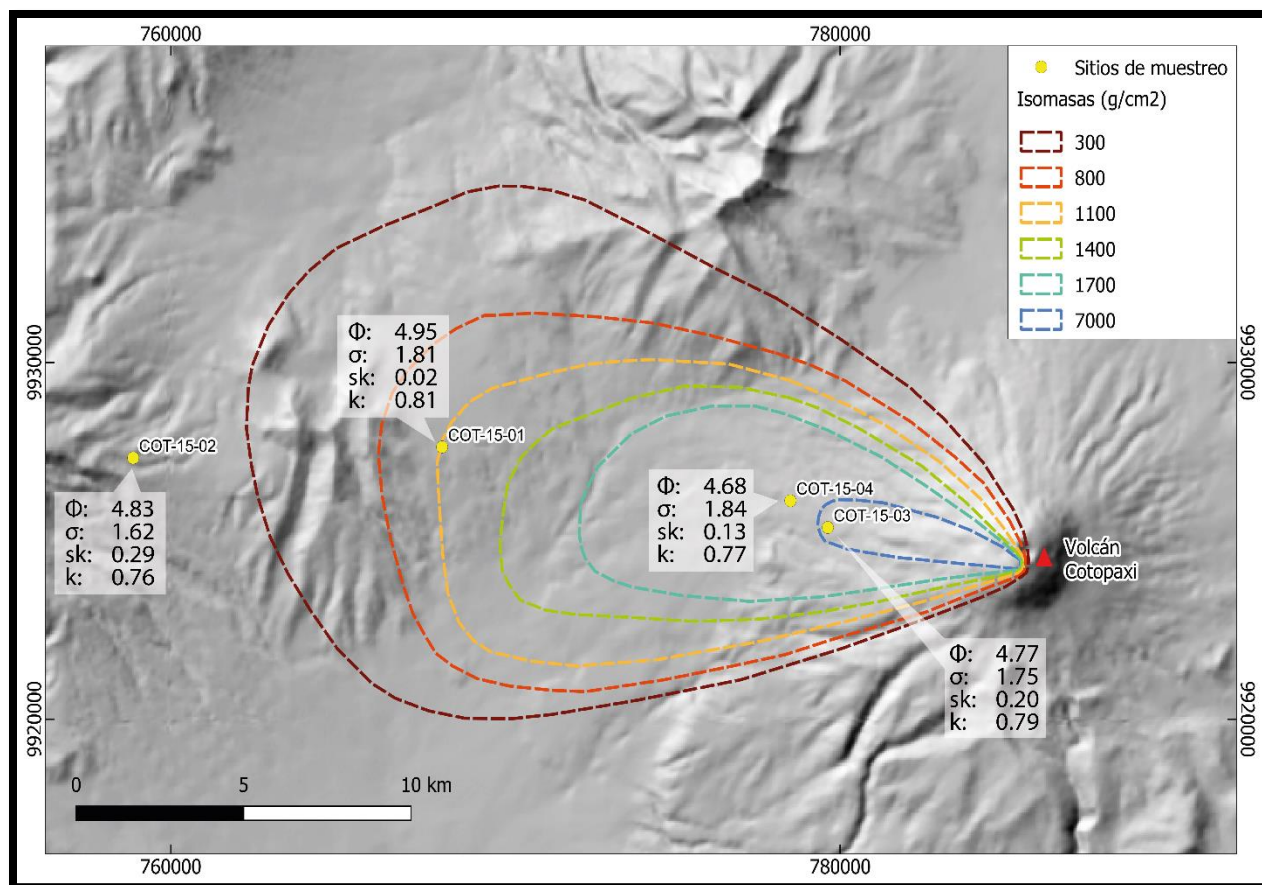


Figura 5.2. Mapa de Isomasas del volcán Cotopaxi que enseña los lugares de recolección de muestras utilizadas en este estudio. Además, se muestran los valores globales de media (ϕ), desviación estándar (σ), asimetría (sk) y curtosis (k) para cada muestra de ceniza. (Modificado de Bernard et al., 2016.)

Las distribuciones granulométricas que aquí se observaron son particulares debido a que pueden ser interpretadas como bimodales o trimodales para el caso específico de las muestras COT-15-01 y COT-15-04. Estas muestras fueron consideradas para ambas distribuciones y se pudo evidenciar que los valores de EF y R^2 mejoraban cuando se tomaba como trimodal a la distribución (Figura 4.11). Además, se utilizó la deconvolución de los modos Log-Normal en la muestra COT-15-04 ya que estos presentaban los mejores resultados seguramente debido a que en este tipo de distribución, el análisis de datos permite identificar los datos que tienen una mayor aproximación hacia la curva normal y establecen una mejor correlación entre los ejes X y Y.

Como menciona Gaunt et al (2016), las explosiones y fases de emisión iniciales en los primeros dos días se interpretan como hidromagmáticas debido al alto contenido de líticos, la presencia de material alterado hidrotermalmente y el relativamente bajo contenido juvenil en las muestras de ceniza. La interacción del magma con fluidos en el sistema hidrotermal desencadenó la fragmentación del magma y la explosión generando así la primera columna eruptiva y sus productos de caída. Por el contrario, la segunda y tercera fase eruptiva fueron

semi continuas con procesos de baja energía provocando ventilación de ceniza. Entonces, Gaunt menciona que existe un incremento de material juvenil altamente microcristalino en esta segunda fase lo que se interpretaría como la transición del dinamismo de hidromagmático a magmático.

Si se considera que la columna eruptiva alcanzó más de 8 km de altura el día de la erupción (IG-EPN, 2015), los días siguientes la actividad fue disminuyendo y se reportaron explosiones con columnas eruptivas menores. Algo importante a considerar es que las muestras fueron recolectadas luego de al menos 3 días de actividad del volcán por lo que existió esta ventana de tiempo para que las mismas se depositen y sedimenten. Según el reporte diario del IG-EPN, el 17 de agosto del 2015 se reportó emisión de cenizas que alcanzaron los 300 m snc con dirección al Occidente. Entonces, se podría decir que las distribuciones granulométricas también responden al decrecimiento de la altura de la columna eruptiva con el paso de los días y a la dirección del viento cuando las cenizas se depositan.

En ese sentido, la transición de dinamismo podría explicar la particular distribución de las muestras del volcán Cotopaxi que muestran una distribución de tipo trimodal. Sin embargo, con relación a la distancia se puede observar que varios factores como el tiempo de sedimentación, altura de la columna eruptiva y el propio cambio de dinamismo afectarían a la sedimentación y transporte de las cenizas. Entonces, no se descarta que exista una superposición tanto de dinamos como de procesos en las distribuciones granulométricas obtenidas.

Así mismo, la agregación de partículas es un factor que se debe tomar en cuenta en cualquier episodio y que para este caso no se descarta el transporte de partículas agregadas de las 3 diferentes sub-poblaciones al punto de recolección de las cenizas.

Las muestras restantes presentaron distribuciones bimodales que de igual manera cuentan con valores de EF y R^2 muy buenos.

Entonces, para la muestra COT-15-02 que se tomó a 27 km del viento, los procesos de transporte de las cenizas serían muy similares a los que se dieron para la muestra COT-15-03 tomada a 6 km. Estos procesos responderían de igual manera a la agregación de partículas y la deposición de diferentes tamaños de cenizas durante el paso de los días.

Ambas mostraron su distribución bimodal pero la diferencia sería que la energía emitida el primer día permitió que las cenizas recorran más distancia mientras que los días siguientes de menor energía estas se depositaron en las estaciones más proximales.

5.3.4. Erupción Vulcaniana del volcán Tungurahua

Este estratovolcán andesítico ha presentado varios episodios eruptivos a lo largo de su historia siendo una de los más catastróficas el de julio 2006 como se menciona en el Capítulo II. Para esa actividad eruptiva, los estudios de granulometría y tamizaje realizados a 22 muestras de ceniza por Eychenne en el 2012 permitieron determinar que las distribuciones eran bimodales con una sub-población más gruesa que 2 phi y una sub-población más fina que 4 phi.

Así mismo, en el trabajo de Battaglia et al 2019 se realizó el análisis granulométrico a 6 muestras de ceniza del volcán Tungurahua emitidas durante una fase eruptiva que duró desde finales de diciembre 2009 hasta marzo del 2010. Todas las muestras presentaron una distribución bimodal con un modo grueso y un modo fino y de manera general, observaron un engrosamiento del modo grueso mientras que el modo fino se mantuvo bastante constante a lo largo de la erupción.

Las muestras del volcán Tungurahua que se utilizaron para granulometría láser y tamizaje en este estudio corresponden a la erupción del 26 de febrero del 2016 tomadas en la población “El Manzano” a 8 km del viento en diferentes horas luego de la explosión de tipo vulcaniana. Estas fueron recolectadas en el mismo sitio y presentan un cambio en su distribución granulométrica con relación al tiempo en que se depositaron.

La muestra TUN-16-01 por ejemplo, que presenta una distribución de tipo unimodal, reflejaría el resultado de la sedimentación y transporte correspondiente al paroxismo de la pluma volcánica principal con peso acumulado que supera el 40%, siendo esta la que transporta las cenizas más gruesas instantes después de la explosión. Con el paso de las horas, las cenizas más finas provenientes de flujos de escoria se pudieron depositar en el mismo lugar ya que la distribución cambia a bimodal como se observa en los histogramas de las muestras TUN-16-02 y TUN-16-03.

Se podría decir que para este caso la agregación de partículas no fue un factor que afectó directamente a la deposición de las cenizas las primeras horas ya que la muestra TUN-16-01 presenta una distribución claramente unimodal. Sin embargo, en el histograma obtenido para esta distribución, se puede evidenciar que existe una pequeña acumulación de cenizas finas

cerca de los 6 phi que luego evolucionan a una clara subpoblación fina en las muestras TUN-16-02 y TUN-16-03. Además, la altura de la columna eruptiva influiría en la evolución de esta distribución ya que, al inicio, el paroxismo es el que llevó las cenizas al punto más elevado y con el paso de las horas, el modo fino se empieza a depositar por la disminución tanto de la altura de la columna eruptiva como de la energía de la explosión.

Los parámetros globales correspondientes al paroxismo del 26 de febrero del 2016 revelan que las cenizas disminuyen su tamaño, el sorteo es de moderado a pobre, la asimetría se hace muy positiva y la curtosis disminuye con el paso de las horas luego de la erupción.

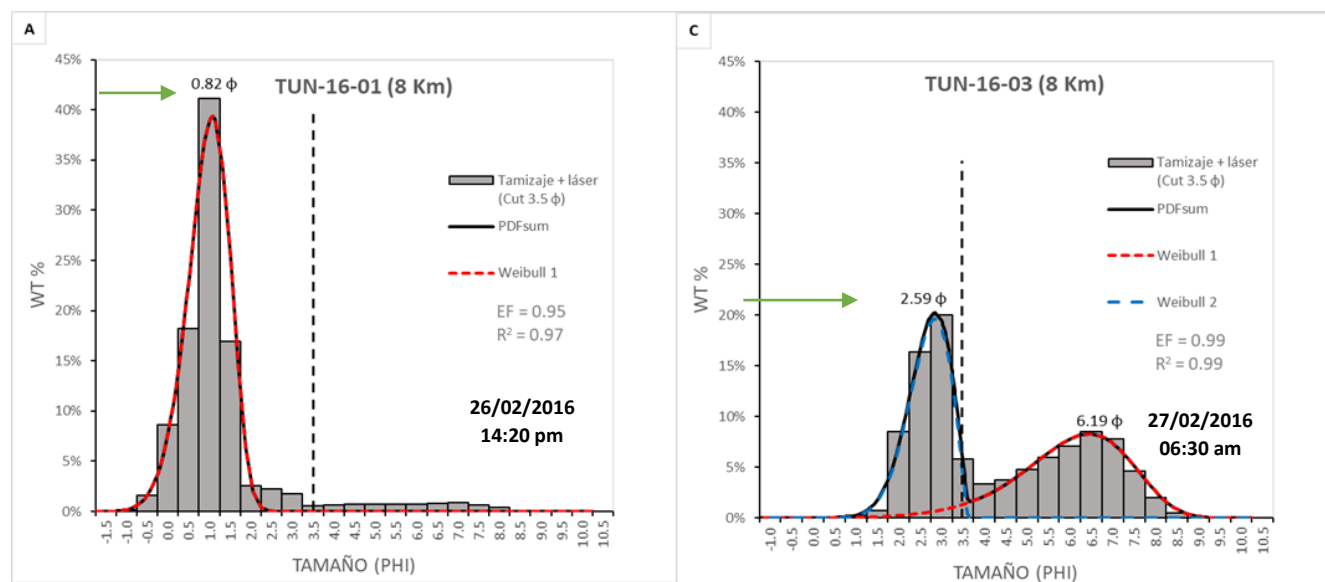


Figura 5.3. Mapa Distribuciones granulométricas para las muestras del volcán Tungurahua que evidencian la disminución en wt % con el paso del tiempo.

Por otra parte, no se descarta que la agregación de partículas sea un factor para considerar en las distribuciones bimodales ya que la acumulación de cenizas en el modo grueso se redujo en casi un 20% y estas pudieron ser depositadas al mismo tiempo que las cenizas del modo fino debido a que las velocidades terminales de ambas fueron iguales.

5.3.5. Actividad Estromboliana del volcán Sangay

La actividad eruptiva del volcán Sangay se ha mantenido de manera casi constante desde 1628 hasta el presente (Hall,1977), tomando en cuenta que el último periodo eruptivo que comenzó en mayo del 2019 ha sido considerado como el más intenso en los últimos 40 años (Bernard et al., 2022). Para este estudio las muestras de ceniza analizadas corresponden al paroxismo del 12 de abril del 2021 que fueron recolectadas el siguiente día y que corresponden a la continua actividad estromboliana del volcán luego de los paroxismos del 5 y 11 de marzo del

mismo año (IG-EPN, 2021). Además, se presentan los valores de media, desviación estándar, asimetría y curtosis en los puntos de recolección de muestra.

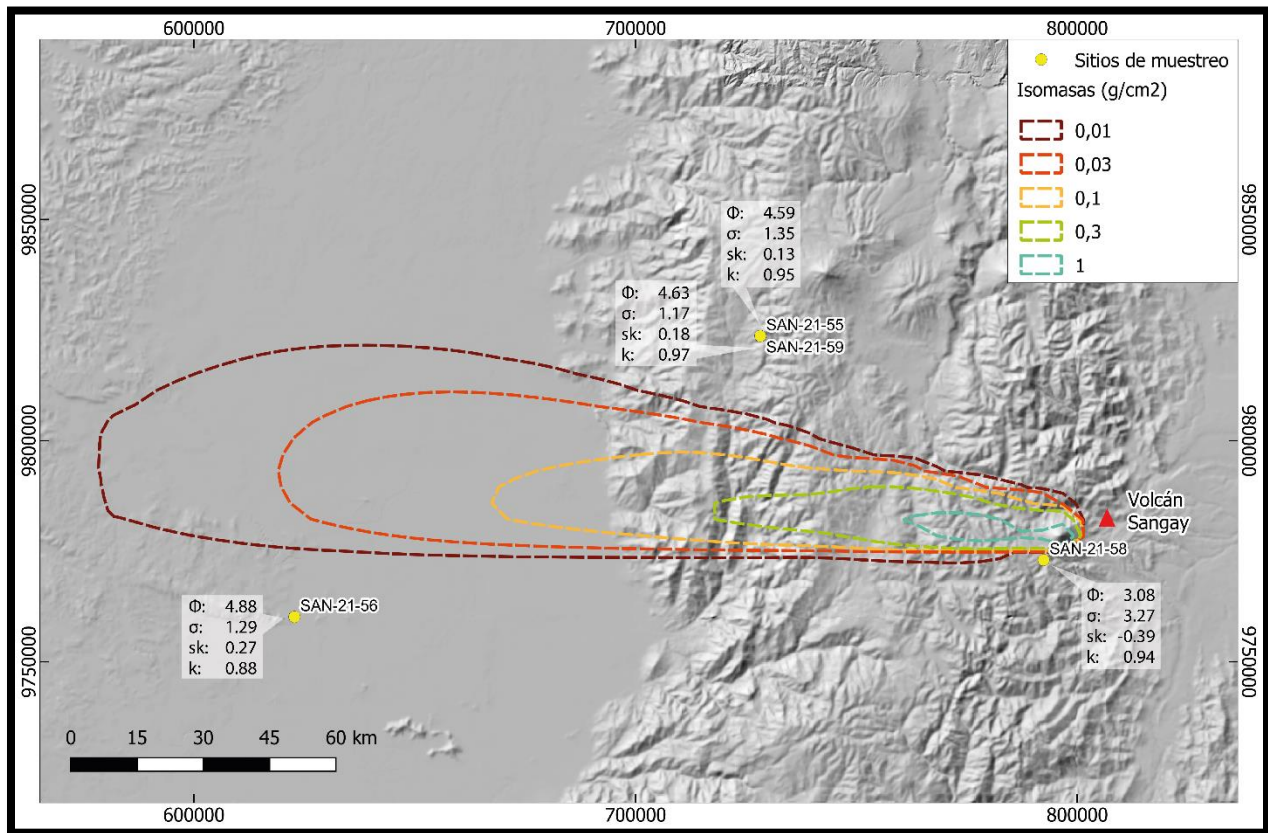


Figura 5.4. Mapa de Isomasas del volcán Sangay que enseña los lugares de recolección de muestras utilizadas en este estudio. Además, se muestran los valores globales de media (ϕ), desviación estándar (σ), asimetría (sk) y curtosis (k) para cada muestra de ceniza. (Modificado de Bernard. Pers. Com.)

Debido a que las muestras tomadas para este volcán fueron en diferentes puntos y en algunos casos con una distancia considerable, los resultados obtenidos son variables y se discuten en base a su ubicación.

Para el caso de las muestras SAN-21-55 y SAN-21-59 recolectadas a 81 km del viento en abril del 2021 en el mismo punto (cerca a Guaranda), los histogramas presentan una clara distribución unimodal con valores muy buenos de EF y R^2 . La posición geográfica y la distancia respecto al viento de estas muestras podrían explicar el porqué de esta distribución ya que los procesos de sedimentación y deposición se produjeron con una principal influencia del viento y sin mucha agregación de partículas por lo que se presenta únicamente un modo (hacia los gruesos) y una cola de datos finos muy pequeña.

Por otra parte, la muestra SAN-21-56 recolectada a 174 km de distancia en la ciudad de Guayaquil en abril de 2021, presenta una distribución de tipo bimodal. De manera general, se

podría decir que para la sedimentación y transporte de esta muestra el factor más importante a tomar en cuenta fue el viento con dirección oeste-suroeste y la altura de la columna eruptiva, ya que esta distribución se encuentra muy alejada de la fuente. Además, otro proceso que se habría encargado de llevar cenizas finas tan lejos sería la agregación de partículas permitiendo que estas lleguen al mismo punto donde se encontró el modo grueso.

Esta distribución es algo particular como se observa en la figura 4.16 literal B. Ahí el histograma obtenido expone una distribución aparentemente unimodal que, al momento de analizarla para un solo modo, los valores de EF y R^2 no fueron los esperados. En este caso, se consideró realizar la deconvolución para dos modos (distribución bimodal) y los valores que se obtuvieron de EF y R^2 mejoraron considerablemente como se presenta en el histograma.

En este histograma los datos que conforman la subpoblación de grano fino no presentan gráficamente una acumulación sobresaliente o pico de datos, pero se observa que la curva no es totalmente gaussiana debido a cierta acumulación cerca de los 5.4 phi. Entonces, estas distribuciones particulares que presentan este tipo de acumulaciones de datos se catalogan como “hombros” de la distribución y en teoría no llegan a formar una subpoblación. Sin embargo, al considerar esta distribución como unimodal los resultados no serían los óptimos como se expuso anteriormente.

Finalmente, la muestra SAN-21-58 que fue recolectada a 6 km de distancia del viento en abril del 2021, presenta una clara distribución bimodal con tamaños mayores a -3 phi (lapilli fino) para el modo grueso y con cenizas extremadamente finas con tamaños mayores a 5 phi. En este caso esta distribución respondería a la proximidad de la estación a la fuente y evidenciaría que los procesos estrombolianos generan productos de caída variables. En esta muestra, se consideraría que el único factor que influyó para la deposición de las cenizas fue la gravedad.

5.4. Evolución de la distribución granulométrica con relación a la distancia del volcán Cotopaxi y Sangay.

Las muestras de ceniza recolectadas en las erupciones del volcán Cotopaxi en 2015 y Sangay en constante actividad desde el 2019, fueron recolectadas de manera casi inmediata por lo que los datos representan una buena información de las cenizas luego de una erupción

En ese contexto, los análisis realizados a las muestras de estos dos volcanes permiten observar el comportamiento granulométrico de las cenizas con relación a la distancia. Los parámetros globales obtenidos a partir de la deconvolución de las curvas permitieron establecer tendencias que son particulares para cada volcán.

En el caso del Cotopaxi, la distancia del viento con relación al sitio de muestreo no refleja una influencia en ninguno de los campos por lo que se podría decir que esta tendencia es recta o plana como se muestra en la figura 5.4.

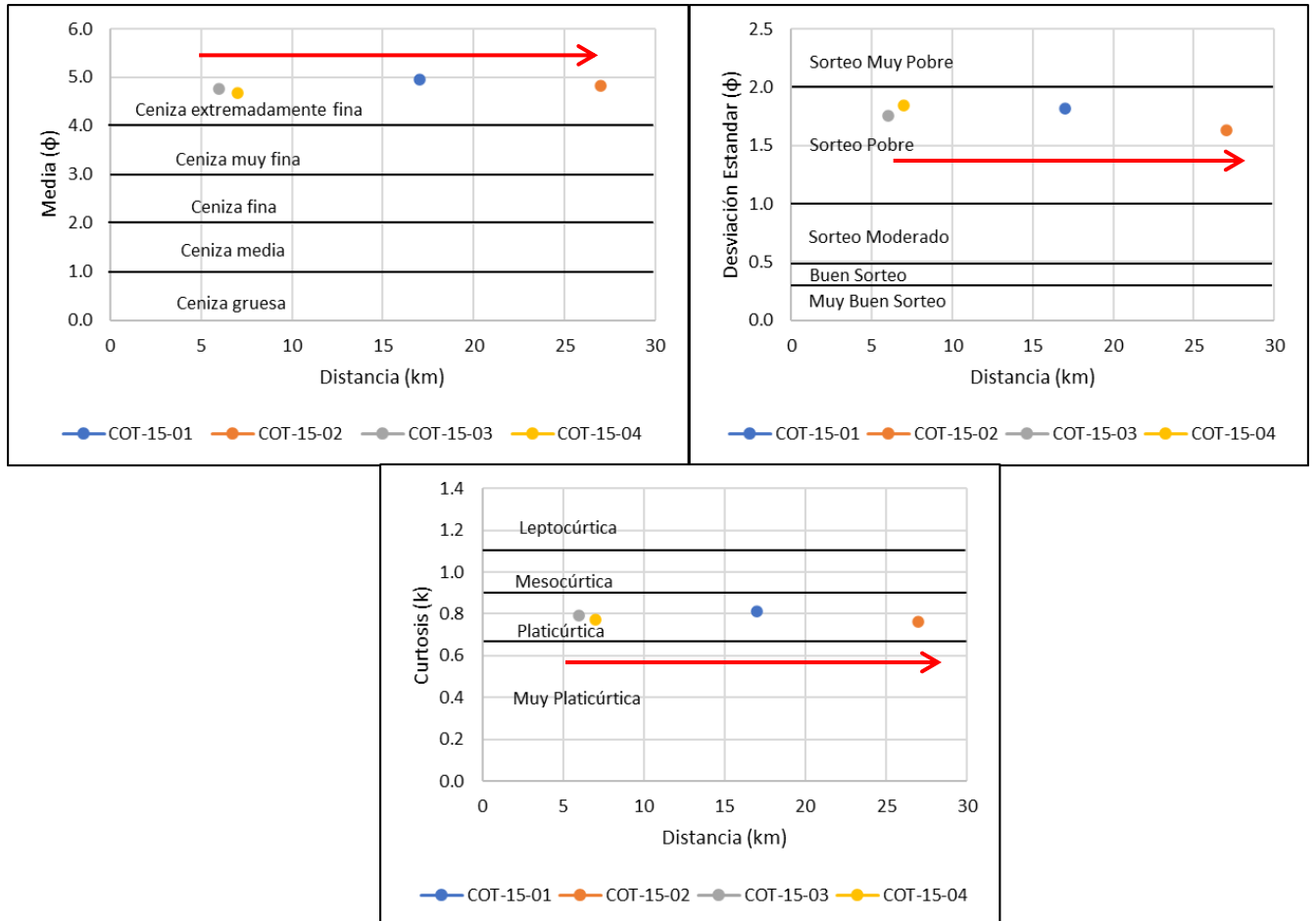


Figura 5.5. Tendencia recta de los parámetros globales para las muestras del volcán Cotopaxi.

Por otra parte, las muestras del volcán Sangay que responden a un episodio estromboliano violento, muestran un cambio drástico con tendencia a disminuir su tamaño, mejorar su sorteo, y aumentar su asimetría con relación a la distancia (Figura 4.16). En este caso, la tendencia que se puede evidenciar en los gráficos concuerda con el modelo de columna eruptiva propuesto por Carey y Sparks (1986) en el cual mencionan que, al producirse una columna eruptiva alta, las partículas de mayor tamaño se depositarán en las proximidades (depósitos proximales) con un mal sorteo, mientras que los depósitos relativamente distales serán cenizas más finas y con un mejor sorteo.

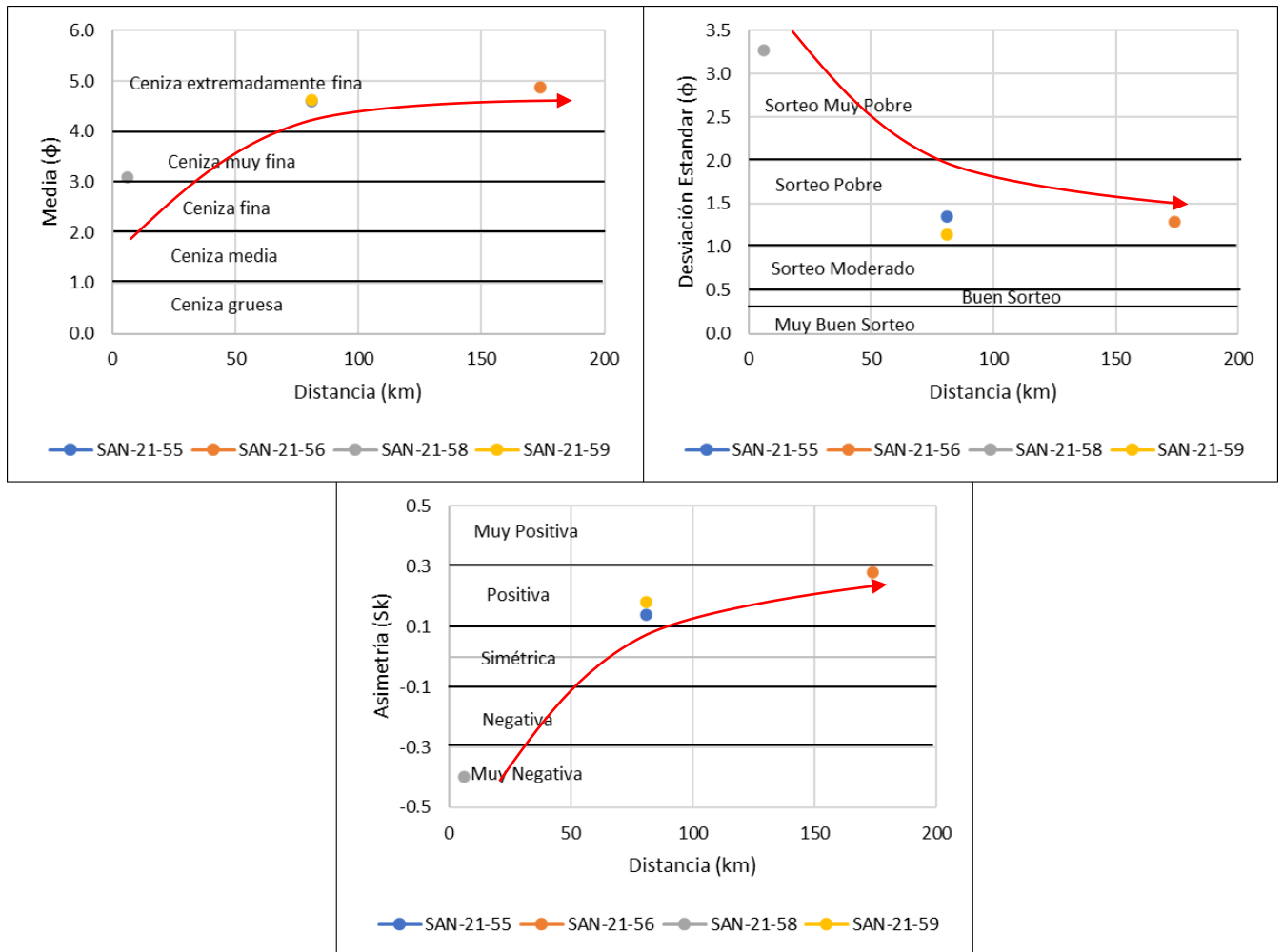


Figura 5.6. Tendencia obtenida en las muestras del volcán Sangay.

Por lo tanto, se evidencia que hay una evolución de la distribución granulométrica respecto a la distancia en el caso del volcán Sangay mientras que para el volcán Cotopaxi esta no se da.

5.5. Evolución de la distribución granulométrica en el volcán Guagua Pichincha y los dinamismos eruptivos.

Los parámetros globales obtenidos para las muestras del volcán Guagua Pichincha, revelan que existe una ligera tendencia a disminuir el tamaño de las cenizas y mejorar su sorteo. Esto teóricamente concordaría ya que la primera explosión de tipo subpliniana el 7 de octubre de 1999 generó una columna eruptiva mayor (12 km snm) a la provocada por la erupción vulcaniana el 25 de noviembre del mismo año (10 km snm) (Hall, 2001),

Para estos histogramas, lo que se destaca es que las características de sus distribuciones granulométricas son bastantes similares por lo que se puede asumir que las condiciones para la

depósitaci3n de estas cenizas fueron muy parecidas y no hay una diferencia marcada. Sin embargo, esa diferencia de altura en las columnas eruptivas se~aladas con flechas verdes (Figura 5.6.) serían como un indicador que permite diferenciar la una de la otra.

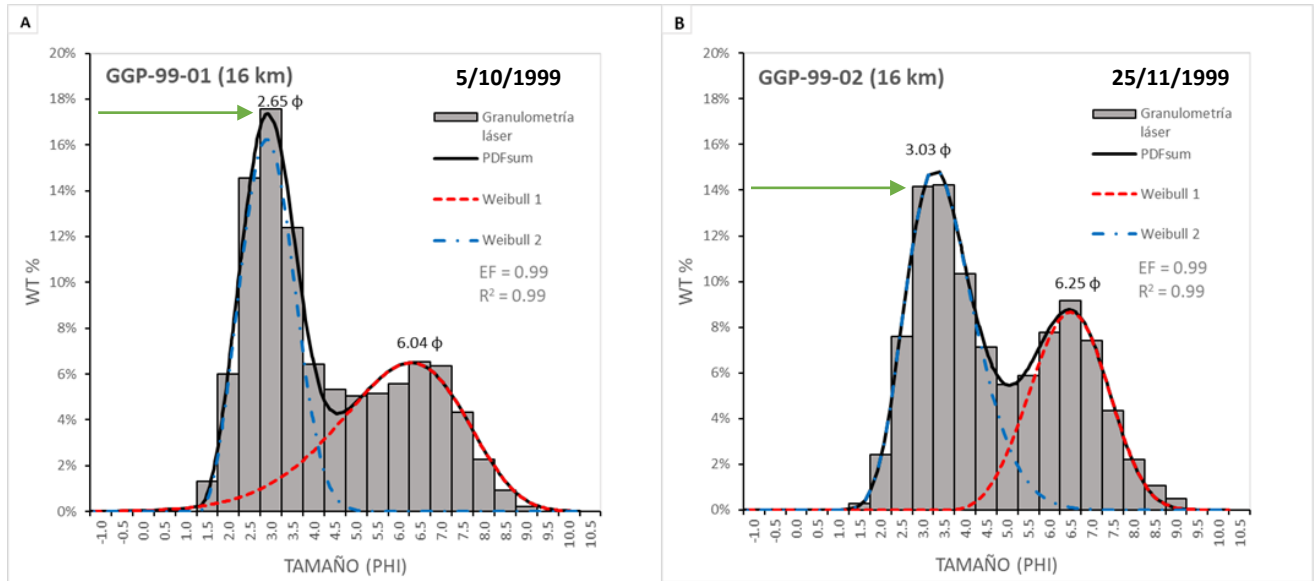


Figura 5.7. Distribuciones granulométricas para las muestras del volcán Guagua Pichincha en relación a sus dinámismos eruptivos.

6. CAPÍTULO VI

6.1. CONCLUSIONES

1. Los diferentes dinamismos eruptivos para cada uno de los volcanes presentados en este estudio constituyen un claro ejemplo de que los procesos de fragmentación del magma afectan directamente a los productos de caída generados haciendo especial énfasis en los tamaños de las cenizas volcánicas.
2. Las técnicas utilizadas de tamizaje y granulometría láser constituyen una herramienta muy útil al momento de realizar análisis de distribución de tamaños. Por lo tanto, la combinación de estas permite obtener resultados con un rango amplio haciendo referencia a las partículas más finas ya que el granulómetro láser marca Horiba modelo Partica LA-960 propiedad del IG-EPN, permite detectar tamaños de hasta $0.03 \mu\text{m}$. Sin embargo, se considera que el simple uso del granulómetro láser sería suficiente para obtener resultados de alta calidad como se muestra en los resultados del Capítulo V literal 5.2.
3. El software Decolog es una herramienta eficaz que permite realizar la deconvolución de las curvas y poder interpretar los procesos de transporte y sedimentación de las partículas. Además, los datos estadísticos de Media, Moda, Desviación estándar, Asimetría y Curtosis que se obtienen gracias a Decolog, permitieron clasificar a las cenizas. Estos datos estadísticos permiten entonces entender los diferentes valores que pueden tener las diferentes distribuciones presentadas en este trabajo.
4. Los histogramas de distribución que se obtuvieron en este trabajo permitieron de manera visual identificar las subpoblaciones de cada muestra. En ese sentido, se pudo establecer que existen muestras con distribución Unimodal, Bimodal y en el caso del volcán Cotopaxi se presentaron distribuciones trimodales. Cabe recalcar que, para poder establecer estas subpoblaciones, se deben considerar cuál es la distribución que mejor represente las cenizas analizadas por lo que se presentaron ambas distribuciones para este volcán.
5. Dependiendo el número de subpoblaciones obtenidas para cada volcán, existen varios factores que influyen en su deposición y sedimentación como, por ejemplo: agregación de partículas, velocidades terminales, dirección del viento, altura de la columna eruptiva, tiempo de sedimentación y clima (lluvia). Todos estos factores deben ser analizados para cada episodio eruptivo ya que los dinamismos son diferentes, así como las condiciones para su transporte, deposición y sedimentación.

6. La agregación de partículas de ceniza es el principal mecanismo para tomar en cuenta cuando se encuentran varias subpoblaciones en el mismo punto.
7. Todas las cenizas de los volcanes en este estudio presentaron al menos un histograma que mostraba una distribución de tipo bimodal.
8. La relación entre los parámetros gráficos globales con la distancia permitió observar que la erupción del volcán Cotopaxi presenta tendencias para sus depósitos de cenizas mientras que la erupción del volcán Sangay muestra una clara evolución de la distribución con relación a la distancia. En esta última se comprobó que a mayor distancia las partículas se hacen más finas y el sorteo mejora.
9. Así mismo, se pudo establecer una relación entre las erupciones del volcán Guagua Pichincha y sus distintos dinamismos eruptivos al comprobar que la columna eruptiva era de menor altura para la segunda explosión.
10. También, el volcán Tungurahua mostró una evolución de su distribución granulométrica haciendo referencia a la altura de las columnas eruptivas, en específico los paroxismos, que tienen influencia directa en el wt % de cada muestra y disminuyó mientras pasaba el tiempo de sedimentación de las cenizas.
11. Para poder establecer una la relación entre los dinamismos eruptivos y la distribución granulométrica, se deben tomar en cuenta que los factores como distancia y tiempo de deposición varían de acuerdo con cada volcán. Por lo tanto, se debe primero escoger qué parámetro será comparado y luego realizar el análisis de evolución de los productos de caída.

6.2. RECOMENDACIONES

1. Se recomienda realizar análisis geoquímicos a las muestras de cenizas que permitan complementar los estudios de granulometría y entender de mejor manera los procesos de fragmentación magmática como por ejemplo los realizados en el trabajo de Hidalgo et al. (2018). De esta manera, la composición geoquímica de las muestras revelaría más información sobre la fragmentación y se podrían establecer relaciones más concretas entre las cenizas y los tamaños de grano.
2. También se recomienda utilizar los baños ultrasónicos para limpiar los tamices luego de utilizarlos ya que estos podrían mejorar los resultados del tamizaje.
3. Por otro lado, se recomienda realizar más estudios a las muestra del volcán Cotopaxi que presentó distribuciones de tipo trimodal ya que esta representaría la primera muestra en el país en exponer esta clase de distribuciones y podría responder a factores de sedimentación y transporte diferentes a los expuestos en este trabajo.
4. Además, se recomienda realizar más comparaciones entre episodios eruptivos de diferentes fechas ya que podrían presentar tendencias que se repitan y se puedan establecer como constantes.
5. Finalmente se recomienda que se continúen estudiando las cenizas de los volcanes que siguen en erupción como el Reventador y Sangay ya que podrían proporcionar nuevos datos a los estudios granulométricos.

REFERENCIAS

1. Andújar, J., Martel, C., Pichavant, M., Samaniego, P., Scaillet, B., Indira, M. (2017). Structure of the Plumbing System at Tungurahua Volcano, Ecuador: Insights from Phase Equilibrium Experiments on July–August 2006 Eruption Products. *Journal of Petrology*, 2017, Vol. 0, No. 0, 1–30 doi: 10.1093/petrology/egx054.
2. Arrighi S, Principe C, Rosi M (2001) Violent strombolian and subplinian eruptions at Vesuvius during post-1631 activity. *Bull Volcanol* 63:126–150
3. Aspden, J.A., Litherland, M., (1992). The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics* 205, 187–204.
4. Bablon, M., Quidelleur, X., Samaniego, P., Le Pennec, J.-L., Audin, L., Jomard, H., Alvarado, A. (2019). Interactions between volcanism and geodynamics in the southern termination of the Ecuadorian arc. *Tectonophysics*, 751, 54–72. doi:10.1016/j.tecto.2018.12.010
5. Baby, P., ed., Rivadeneira, M., ed., Barragan, R., y ed (2014). *La cuenca oriente; Geología y petróleo* (3rd ed., Vol. 144).
6. Barberi F, Ghigliotti M, Macedonio G, Orellana H, Pareschi MT, Rosi M (1992) Volcanic hazard assessment of Guagua Pichincha (Ecuador) based on past behaviour and numerical models. *J Volcanol Geotherm Res* 49:53–68
7. Battaglia, J., Hidalgo, S., Bernard, B., Steele, A., Arellano, S., y Acuña, K. (2019). Autopsy of an eruptive phase of Tungurahua volcano (Ecuador) through coupling of seismo-acoustic and SO₂ recordings with ash characteristics. *Earth and Planetary Science Letters*, 511, 223–232. doi:10.1016/j.epsl.2019.01.042
8. Bernard, B., y Andrade, D. (2011). *Mapa de Volcanes Cuaternarios del Ecuador Continental*. Quito, Ecuador. IGEPN/IRD Poster Informativo.
9. Bernard, B., Bustillos, J., Wade, B., Hidalgo, S., 2013a. Influence of the wind direction variability on the quantification of tephra fallouts: December 2012 and March 2013 Tungurahua eruptions. *Av. Cienc. Ing.* 5–1, A14–A21.
10. Bernard, B., Battaglia, J., Proaño, A., Hidalgo, S., Vásquez, F., Hernandez, S., & Ruiz, M. (2016). Relationship between volcanic ash fallouts and seismic tremor: Quantitative assessment of the 2015 eruptive period at Cotopaxi volcano, Ecuador. *Bulletin of Volcanology*, 78(11), 80. <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1077-5>
11. Bernard B, Samaniego P, Mastin L, Hernandez S, Pino G, Kibler J, Encalada M, Hidalgo S and Vizuet N (2022), Forecasting and communicating the dispersion and fallout of ash during volcanic eruptions: lessons from the September 20, 2020 eruptive pulse at Sangay volcano, Ecuador. *Front. Earth Sci.* 10:912835. doi: 10.3389/feart.2022.912835.
12. Bernard, B., Encalada Simbaña, M., Báez, C., Chito, R., y Manosalvas, S. (2019). Dispersion of volcanic ash clouds in Ecuador: A 20 years perspective. *Abstract volume of the 8th International Symposium on Andean Geodynamics. 8th International Symposium on Andean Geodynamics, Quito, Ecuador.*
13. Bernard, B., Samaniego, P., y Encalada Simbaña, M.(2021): Forecasting the dispersion and fallout of volcanic ash during a crisis: Assessment of the September 20, 2020 eruption at Sangay volcano in Ecuador, EGU General Assembly 2021, online, 19–30 Apr 2021, EGU21-13871, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-13871>, 2021.

14. Clarke, A. B., Esposti Ongaro, T., & Belousov, A. (2015). *Vulcanian Eruptions. The Encyclopedia of Volcanoes*, 505–518. doi:10.1016/b978-0-12-385938-9.00028-6
15. Costa, A., Pioli, L., Bonadonna, C., (2016). Assessing tephra total grain-size distribution: insights from field data analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 443, 90–107. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.02.040>.
16. Cioni, R., Pistolesi, M., & Rosi, M. (2015). *Plinian and Subplinian Eruptions. The Encyclopedia of Volcanoes*, 519–535. doi:10.1016/b978-0-12-385938-9.00029-8
17. Delpit, S., Le Pennec, L., Samaniego, P., Hidalgo, S., y Robin, C (2008). Dynamics of the November 3, 2002 eruption of El Reventador volcano, Ecuador: Insights from the morphology of ash particles. 4.
18. El Universo. (4 de Noviembre 2002). *Erupción del Volcán Reventador paraliza parte del Ecuador. Recuperado de: www.eluniverso.com*.
19. Eshel, G., Levy, G., M., y J., S.M. (2004). Critical Evaluation of the Use of Láser Diffraction for Particle/Size Distribution Analysis. *Soil Science, Society of America Journal*, 68, 36-743.
20. Eychenne, J., Le-Pennec, J.-L., Troncoso, L., Gouhier, M., y Nedelec, J.-M. (2012). Causes and consequences of bimodal grain-size distribution of tephra fall deposited during August 2006 Tungurahua eruption (Ecuador). *Bulletin of Volcanology*, 187-205.
21. Fee, D., Garcés, M., & Steffke, A. (2010). Infrasound from Tungurahua Volcano 2006–2008: Strombolian to Plinian eruptive activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 193(1-2), 67–81. doi:10.1016/j.jvolgeores.2010.03.
22. Folk, Robert L. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Tex: Hemphill Pub. Co, 1980. Print.
23. Francis, P. y Oppenheimer, C. (1993). *Volcanoes (Second Edition)*. Oxford ; Oxford University Press; 521 pp.
24. Garcia-Aristizabal, A., Kumagai, H., Samaniego, P., Mothes, P., Yepes, H., y Monzier, M. (2007). Seismic, petrologic, and geodetic analyses of the 1999 dome-forming eruption of Guagua Pichincha volcano, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161(4), 333–351. doi:10.1016/j.jvolgeores.2006.12.007
25. Gaunt, H. E., Bernard, B., Hidalgo, S., Proaño, A., Wright, H., Mothes, P., ... Kueppers, U. (2016). Juvenile magma recognition and eruptive dynamics inferred from the analysis of ash time series: The 2015 reawakening of Cotopaxi volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 328, 134–146. doi:10.1016/j.jvolgeores.2016.10.
26. Gonnermann, H. M. (2015). Magma Fragmentation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 43(1), 431–458. doi:10.1146/annurev-earth-060614-105206
27. Guillier, B., Chatelain, J.-L., Jaillard, É., Yepes, H., Poupinet, G., & Fels, J.-F. (2001). Seismological evidence on the geometry of the Orogenic System in central-northern Ecuador (South America). *Geophysical Research Letters*, 28(19), 3749–3752. doi:10.1029/2001gl013257.
28. Hall, M.L. (1977). *El volcanismo en el Ecuador*. Instituto Panamericano de Geografía e Historia, Sección Nacional del Ecuador, 120 p. Quito.
29. Hall, M.L. Robin, C. Beate, B. Mothes, P. y Monzier, M. (1999). Tungurahua Volcano, Ecuador: structure, eruptive history and hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 91, 1-21.

30. Hall, M., Ramón, P., Mothes, P., LePennec, J. L., García, A., Samaniego, P., y Yepes, H. (2004). Volcanic eruptions with little warning: The case of Volcán Reventador's Surprise November 3, 2002 Eruption, Ecuador. *Revista Geológica de Chile*, 31(2). <https://doi.org/10.4067/S0716-02082004000200010>
31. Hall, M. y Mothes, P. (2008). Volcanic impediments in the progressive development of pre-Columbian civilizations in the Ecuadorian Andes. *Journal of volcanology and geothermal research*. p 344-355.
32. Hall, M., Samaniego, P., Le Pennec, J., y Johnson, J. (2008). Ecuadorian Andes volcanism: A review of Late Pliocene to present activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(1), 1-6.
33. Heiken G, Wohletz K (1985) *Volcanic ash*. University of California Press, Berkeley, CA, p 246.
34. Heiken G. (1991). *VOLCANIC ASH: WHAT IT IS AND HOW IT FORMS*. Los Alamos National Laboratory. New Mexico.
35. Hidalgo, S., Battaglia, J., Arellano, S., Steele, A., Bernard, B., Bourquin, J., Váscquez, F. (2015). SO₂ degassing at Tungurahua volcano (Ecuador) between 2007 and 2013: Transition from continuous to episodic activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 298, 1–14. doi:10.1016/j.jvolgeores.2015.03.
36. Hidalgo, S., Battaglia, J., Arellano, S., Sierra, D., Bernard, B., Parra, R., et al. (2018). Evolution of the 2015 Cotopaxi eruption revealed by combined geochemical and seismic observations. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19. <https://doi.org/10.1029/2018GC007514>
37. Hoffer, G., Eissen, J.P., Beate, B., Bourdon, E., Fornari, M., Cotten, J., (2008). Geochemical and petrological constraints on rear-arc magma genesis processes in Ecuador: the Puyo cones and Mera lavas volcanic formations. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 176, 107–118.
38. Horwell, C. y Baxter, P. (2006). The respiratory health hazards of volcanic ash: a review for volcanic risk mitigation. *Bull Volcanol* (2006) 69: 1–24.
39. Horwell, C. J. (2007). Grain-size analysis of volcanic ash for the rapid assessment of respiratory health hazard. *Journal of Environmental Monitoring*, 9(10), 1107. doi:10.1039/b710583p
40. Hughes, R y Pilatasig, L., (2002). Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. *Tectonophysics* 345, 29-48.
41. IG-EPN. (2013). Catorce años de la explosión del Guagua Pichincha. Recuperado de : <https://www.igepn.edu.ec/servicios/noticias/817-catorce-a%C3%B1os-de-la-exposi%C3%B3n-delguagua-pichincha>
42. IGEPN. (2016). Erupción de febrero – marzo 2016 del volcán Tungurahua. Recuperado de: <https://www.igepn.edu.ec/servicios/noticias/1463-erupcion-de-febrero-marzo-2016-del-volcan-tungurahua>.
43. IG-EPN. (2021). El Reventador. Recuperado de : <https://www.igepn.edu.ec/reventador>.
44. IG-EPN. (2021). INFORME ESPECIAL DEL VOLCÁN SANGAY NO. 2021-001. Recuperado de: <https://www.igepn.edu.ec/servicios/noticias/1852-informe-especial-del-volcan-sangay-no-2021-001>
45. IG-EPN. (2021). IGAlInstante Informativo VOLCÁN SANGAY N° 2021-06.
46. Jaillard, E., Ordoñez, M., Suárez, J., Toro, J., Iza, D., & Lugo, W. (2004). Stratigraphy of the late Cretaceous–Paleogene deposits of the cordillera occidental of central Ecuador: geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 17(1), 49–58. doi:10.1016/j.jsames.2004.05.003

47. Kueppers, U., Scheu, B., Spieler, O., y Dingwell, D. B. (2006). Fragmentation efficiency of explosive volcanic eruptions: A study of experimentally generated pyroclasts. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 153(1-2), 125–135. doi:10.1016/j.jvolgeores.2005.08.006
48. Leonard, G.S., Johnston, D.M., Williams, S., Cole, J.W., Finnis, K. y Barnard, S., (2005). Impacts and management of recent volcanic eruptions in Ecuador: lessons for New Zealand, *Institute of Geological y Nuclear Sciences science report* 2005/20. P-5.
49. Le Pennec, J. Jaya, D. Samaniego, P. Ramón, P. Moreno, S. Egred, J y van der Plicht, J. (2008). The AD 1300-1700 eruptive periods at Tungurahua volcano, Ecuador, revealed by historical narratives, stratigraphy and radiocarbon dating. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176, 70-814
50. Lonsdale, P. (2005). Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, 404(3-4), 237–264. doi:10.1016/j.tecto.2005.05.011
51. Mader, H. M. (1998) Conduit flow and fragmentation. En J. S. Gilbert, y R. S. Sparks (Edits.), *The physics of explosive volcanic eruptions*. (Vol. Publicación especial N 145, pags. 51-71. Londres; Geological Society.
52. McPhie, J. Doyle, M. y Allen, R. (1993). *Volcanic Textures; A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Tasmania; CODES; 196 pp.
53. Monzier, M., Robin, C., Samaniego, P., Hall, M. L., Cotten, J., Mothes, P., et al. (1999). Sangay volcano, Ecuador: Structural development, present activity and petrology. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 90, 49–79. doi:10.1016/S0377-0273(99)00021-9
54. Monzier, M., Robin, C., Samaniego, P., Mothes, P., Beate, B., Hall, M., van der Plicht, J., 2006. New insights on Holocene activity at Guagua Pichincha Volcano (Ecuador) by C-14 data. Implications for hazards in the metropolitan area of Quito. Abstracts. COV4-IAVCEI Mtg., Quito, p. 67.
55. Narváez, D. (2014). Caracterización de los dinamismos eruptivos de los periodos de actividad de marzo y julio 2013 del volcán Tungurahua, con base en el estudio morfo-granulométrico, geoquímico y modal de los productos de caída. Tesis de Grado. Escuela Politécnica Nacional. Quito-Ecuador.
56. Nieto, A. S. (1991) *General Geology of the northeastern Ecuador*. In: Schuster, R. and Egred, J. (Ed) *The March, 5 1987, Ecuador earthquakes*. Washington, D.C. (pags. 23-28). National Academy Press.
57. Paredes-Mariño, J., Scheu, B., Montanaro, C., Arciniaga-Ceballos, A., Dingwell, D. B., y Perugini, D. (2019). Volcanic ash generation: Effects of componentry, particle size and conduit geometry on size-reduction processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 514, 13–27. doi:10.1016/j.epsl.2019.02.028
58. Pavón, F. Andrade, S. Bernard, B. Contreras, D. (2018). Impacto socioeconómico por lahares y caída de ceniza ante la erupción del volcán Cayambe en la actividad Florícola en Cayambe y Pedro Moncayo. *Revista Cartográfica* 98. P 123-143.
59. Plaza, A. (2016). *Análisis de Suelos Finos Mediante Sedimentometría (Hidrómetro)*. Universidad Nacional de Loja. Loja. UNL. Loja-Ecuador.
60. Pistolesi, M., Rosi, M., Cioni, R., Cashman, K. V., Rossotti, A., & Aguilera, E. (2011). Physical volcanology of the post-twelfth-century activity at Cotopaxi volcano, Ecuador: Behavior of an andesitic central volcano. *Geological Society of America Bulletin*, 123(5-6), 1193–1215. doi:10.1130/b30301.1.
61. Ramos, V. Aleman, A (2000). Tectonic evolution of the Andes. *Tectonic Evolution of South America*. 31st Int. Geol. Cong., Rio de Janeiro, Brazil.

62. Reckziegel, F. Arango, E. Viramonte, J. (2019). *Ceniza volcánica: Dispersión y caída., Impactos, riesgos y mitigación. Instituto de Bio y Geociencias del NOA,IBIGEO, CONICET. Argentina.*
63. Renau, J. & Faura, M. (1994). *Principios Básicos del Microscopio Electrónico de Barrido. Centro de investigación. Hosital "La Fe". Valencia- España.*
64. Ridolfi, F., Puerini, M., Renzulli, A., Menna, M., y Toulkeridis, . (2008). *The magmatic feeding system of El Reventador volcano (Sub-Andean zone, Ecuador) constrained by textur, mineralogy and thermobarometry of the 2002 erupted products. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 176 (1), 94-106. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.03.003>*
65. Samaniego, P. Eissen, J. Le Pennec, J. Robin, C. Hall, M. Mothes, P. Cotton, J. (2008). *Pre/eruptive physical conditions of El Reventador volcano (Ecuador) inferred from the petrology of the 2002 and 2004-05 eruptions. Journal of volcanology and Geothermal Researc, 176, 82-93.*
66. Santamaría, S. (2017). *Catálogo de eventos volcánicos ocurridos en el Ecuador continental desde el Plioceno y análisis de la frecuencia eruptiva. Trabajo de titulación de ingeniero geólogo. Escuela Politécnica Nacional, Quito-Ecuador. 166.*
67. Spieler, O., Kennedy, B., Kueppers, U., Dingwell, D. B., Scheu, B., & Taddeucci, J. (2004). *The fragmentation threshold of pyroclastic rocks. Earth and Planetary Science Letters, 226(1-2), 139-148. doi:10.1016/j.epsl.2004.07.016*
68. Spikings, R.A. Winkler, W., Seward, D., Handler, R., (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, p. 57-73.*
69. Sodiro, Luis. (1877). *Relación sobre la erupción del Cotopaxi acaecida el día 26 de junio de 1877. Quito: Imprenta Nacional.*
70. Small, C. y Naumann, T. (2001) *The global distribution of human population and recent volcanism, Global Environmental Change Part B: Environmental Hazards, 3:3, 93-109, DOI: [10.3763/ehaz.2001.0309](https://doi.org/10.3763/ehaz.2001.0309)*
71. Thorpe, R.S. (1984). *The Tectonic Setting of Active Andean Volcanism. In: Harmon, R.S., Barreiro, B.A. (eds) Andean Magmatism. Birkhäuser Boston. https://doi.org/10.1007/978-1-4684-7335-3_1*
72. Walker, G.P.L., (1973). *Explosive volcanic eruptions: a new classification scheme. Geol. Rundsch.62, 431-446. <https://doi.org/10.1007/BF01840108>.*
73. White, J., y Houghton, B. (2006). *Primary volcanoclastics rocks. Geology, 34, 677-680.*
74. Wilson, L., 1976. *Explosive volcanic eruptionseIII. Plinian eruption columns. Geophys. J. R. Astron. Soc. 1, 543e556.*
75. Wright, H. M. N., Cashman, K. V., Rosi, M., & Cioni, R. (2006). *Breadcrust bombs as indicators of Vulcanian eruption dynamics at Guagua Pichincha volcano, Ecuador. Bulletin of Volcanology, 69(3), 281-300. doi:10.1007/s00445-006-0073-6*
76. Wohletz, K. H., Sheridan, M. F., & Brown, W. K. (1989). *Particle size distributions and the sequential fragmentation/transport theory applied to volcanic ash. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 94(B11), 15703-15721. doi:10.1029/jb094ib11p15703.*

ANEXOS

Anexo 1.- Análisis realizados con el granulómetro láser

Anexo 2. Datos de Tamizaje manual y escala de phi obtenida de la granulometría láser