



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

RELACIÓN ENTRE LA
COMPOSICIÓN DEL MAGMA Y LA
FRECUENCIA DE DESCARGAS
ELÉCTRICAS GENERADAS DURANTE
ERUPCIONES VOLCÁNICAS.

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
Licenciado en Ciencias de la Tierra

PRESENTA:

Ángel Martínez García

DIRECTOR DEL TRABAJO:

Dra. Graciela Binimelis de Raga

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2019





Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Hoja de Datos

1. Datos del alumno

Martínez
García
Ángel
Teléfono: 758 109 0373
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Ciencias de la Tierra
Número de Cuenta: 413049388

2. Datos del tutor

Dra.
Graciela Lucia
Binimelis
de Raga

3. Datos del sinodal 1

Dr.
Javier
Miranda
Martín del Campo

4. Datos del sinodal 2

Dr.
Dante Jaime
Morán
Zenteno

5. Datos del sinodal 3

Dra.
Valerie
Pompa
Mera

6. Datos del sinodal 4

Dr.
Juan Manuel
Espíndola
Castro

7. Datos del trabajo escrito.

Relación entre la frecuencia de descargas eléctricas generadas durante erupciones volcánicas y la composición del magma.

122 p

2019

Agradecimientos

A la Dra. Graciela Lucia Binimelis de Raga por permitirme iniciar una investigación interdisciplinaria en la que usé los distintos conocimientos adquiridos en la licenciatura. Por compartir su experiencia y conocimiento sobre ciencias atmosféricas. Por permitirme presentar avances de la investigación en el grupo de Interacción Micro y Mesoescala. Gracias por ayudarme a formular las preguntas necesarias que le dieron solidez a este trabajo.

Al Dr. Javier Miranda Martín del Campo por sus observaciones y comentarios en cuestiones físicas y químicas. Por su orientación y por ver lo que no habíamos visto en el estudio.

A los doctores Dante Jaime Morán Zenteno, Valerie Pompa Mera y Juan Manuel Espíndola Castro. Gracias por aportar observaciones con respecto a la vulcanología y mostrarme lo que faltaba. Muchas gracias a todos por el tiempo que usaron para revisar este trabajo, por sus comentarios y sugerencias.

A mi madre y a mi padre, por darme el privilegio de estudiar una licenciatura, que, sin saberlo, deseaba desde que era niño. Gracias por su infinita paciencia y por apoyarme desde siempre. Este logro también es de ustedes. Gracias por creer en mí cuando yo no lo hacía. A mí hermano Rubén, si nunca me hubieras dicho que intentará ingresar a la UNAM no estaría aquí, gracias por brindarme un techo y sobre todo tu confianza.

Resumen

Durante una erupción volcánica pueden ocurrir descargas eléctricas similares a los rayos que suceden durante una tormenta eléctrica en una nube cumulonimbus. Una de las observaciones más antigua de descargas eléctricas en volcanes es la erupción del Monte Vesubio descrita por Plinio el Joven en el año 79 D.C. En el presente estudio se realizó un recuento anual en los que algunos volcanes presentaron eventos eruptivos con presencia de rayos. Los resultados indican que los productos de composición basáltica tuvieron una mayor relación con la frecuencia de rayos, mientras que la composición riolítica tuvo una menor frecuencia, lo que indica que una mayor proporción de óxidos metálicos juega un papel decisivo en la generación de rayos. Adicionalmente se elaboró un mapa en el que se observó que la distribución geográfica de los volcanes no es determinante para la aparición de rayos, pues estos se presentan sin ninguna relación con la latitud o longitud en la que se encuentre el volcán.

Un rayo es una descarga eléctrica en un gas, es decir, es un flujo de corriente eléctrica entre un punto y otro y en el que previamente el gas era un material no conductor. Para que una descarga de este tipo suceda es necesaria una previa ionización, por lo que se investigó qué óxido metálico es un mejor emisor de electrones en temperaturas similares a las de una columna eruptiva y a las de un rayo. Se encontró que la temperatura de una columna eruptiva no puede generar emisión termoiónica de ningún óxido metálico. Sin embargo, la emisión termoiónica sucede a temperaturas cercanas a las de un rayo. El mayor emisor identificado entre los óxidos metálicos considerados es el CaO, mientras que los menores son el Fe₂O₃ y el Al₂O₃.

Finalmente, se llevaron a cabo simulaciones de avalanchas de electrones con el propósito de conocer qué óxidos metálicos y gases pueden producir una mayor emisión de electrones. Entre los 6 óxidos metálicos (Al₂O₃, CaO, Fe₂O₃, FeO, K₂O, MgO, Na₂O y TiO₂), no hay una gran variación en el número de electrones emitidos, lo cual podría deberse al tamaño de las partículas usadas (5 μm), sin embargo, sí hay mucha diferencia entre los gases, por ejemplo, los gases que tuvieron menos

electrones emitidos en sus medios fueron el HI, HBr y el HCl, en cambio, los que presentaron mayores cantidades fueron el Aire, CO, CO₂ y el HF.

Los resultados obtenidos no permiten concluir que existe una relación entre la composición magmática y la generación de descargas eléctricas, pues en la recopilación de eventos se obtuvieron resultados que contradicen a los obtenidos a través del modelo de emisión de electrones usado. Esto puede deberse no solo a que no haya relación entre la composición magmática y la existencia de rayos; también puede deberse a que los datos históricos recopilados no cuentan con el suficiente número de ciertos volcanes (en especial los de composición riolítica, pues sus eventos fueron pocos) y es necesario usar otro tipo de enfoques que están descritos en la sección de recomendaciones.

Índice general

Agradecimientos	I
Resumen	III
Índice general	VI
Lista de figuras	VII
Lista de tablas	1
Antecedentes	1
1. Antecedentes	3
1.1. Introducción al problema	3
1.1.1. Objetivos e hipótesis	3
1.2. Observaciones previas de descargas eléctricas en erupciones volcánicas.	4
1.3. Características de los productos eyectados durante erupciones volcánicas	5
1.3.1. Piroclastos	5
1.3.2. Gases	8
2. Marco Teórico	11
2.1. Procesos que generan descargas eléctricas en nubes de ceniza volcánica.	11
2.1.1. Mecanismos de carga en seco	12
2.1.2. Mecanismos de carga húmedos.	13
2.1.3. Mecanismos que involucran un campo eléctrico.	15
2.2. Diferencias en la electrificación de una nube cumulonimbus y una nube pirocumulus de origen volcánico.	16
2.2.1. Electrificación en una nube cumulonimbus.	16
2.2.2. Electrificación en una nube pirocumulus de origen volcánico.	19
2.3. Emisión Termoiónica.	23

2.3.1.	Emisión de Electrones	23
2.3.2.	Ecuación de Richardson-Dushman.	24
2.4.	Interacción de un haz de electrones con materia.	27
2.4.1.	Sección Transversal Diferencial	31
2.4.2.	Modelo de dispersión y distribuciones de probabilidad	32
2.4.3.	Generación de trayectorias aleatorias	34
2.4.4.	La transferencia de partículas como un proceso de Markov .	37
3.	Datos y Métodos	41
3.1.	Observaciones de descargas eléctricas en erupciones volcánicas. . . .	41
3.2.	Emisión termoiónica.	42
3.3.	Software PENELOPE.	44
3.3.1.	Descripción General	44
3.3.2.	Resumen del proceso	46
3.4.	Formación de una avalancha de electrones modelada a través del método de Monte Carlo para gases magmáticos.	47
3.4.1.	Interacción con una partícula de composición homogénea . .	47
3.4.2.	Interacción con partícula de composición heterogénea	48
4.	Resultados y Discusión	51
4.1.	Observaciones registradas a partir del año 1900 de descargas eléctricas en erupciones volcánicas.	51
4.2.	Emisión termoiónica por óxidos metálicos impactados por un rayo en una pluma volcánica.	54
4.3.	Formación de una avalancha de electrones modelada a través del método de Monte Carlo para gases magmáticos	56
5.	Conclusiones	65
A.	Lista de volcanes que presentaron descargas eléctricas durante una erupción.	69
B.	Avalanchas de electrones.	75
	Bibliografía	87

Índice de figuras

1.1. Composición de distintos tipos de rocas.	7
2.1. Avalancha de electrones	16
2.2. Esquema de la estructura eléctrica en la región convectiva de una nube cumulonimbus.	18
2.3. Esquema de un sistema volcánico (Cámara magmática y columna de erupción)	20
2.4. Pluma volcánica con zonas lobuladas.	21
2.5. Una pequeña población de electrones pueden emitirse al vacío si tienen suficiente energía para superar la barrera potencial (función de trabajo) [96].	24
2.6. Cubo infinitesimal de metal con temperatura T cuya superficie S es emisora de electrones.	25
2.7. Atenuación de un haz de electrones a través de una lámina delgada.	27
2.8. Interacciones de la partícula con el medio usadas en el modelo de Salvat y Fenández-Varea [225].	29
2.9. Diagrama de un experimento para medir DCS.	30
2.10. Desviaciones angulares en eventos de dispersión.	36
2.11. Generación de trayectorias aleatorias mediante simulación detallada para distintos materiales.	38
3.1. Experimento de un “Rocket-triggered lightning” [90].	42
3.2. Hoyos en placas de fibra de vidrio creados por un rayo.	43
3.3. Resumen del proceso seguido en PENELOPE.	47
3.4. Tipo de configuración o geometría de inclusión.	48
3.5. Configuración Grain Boundary.	50
4.1. Gráfica de un total de 135 eventos eruptivos registrados a nivel mundial y entre 1900 y 2016 y su composición magmática.	51
4.2. Distribución geográfica de los volcanes usados en el estudio.	52

4.3. Crecimiento (dependiente de la temperatura) de la corriente de emisión termoiónica para óxidos metálicos eyectados durante una erupción volcánica.	54
4.4. Emisión termoiónica de distintas partículas metálicas. Los pasos δr son 0.005 m y δT son de 250 K.	55
4.5. Tasa de emisión electrones por segundo emitidos por una inclusión de Al_2O_3 en distintos medios gaseosos.	57
4.6. Electrones por segundo emitidos por una inclusión de CaO en distintos medios gaseosos.	57
4.7. Electrones por segundo emitidos por una inclusión de Fe_2O_3 en distintos medios gaseosos.	58
4.8. Electrones por segundo emitidos por una inclusión de FeO en distintos medios gaseosos.	58
4.9. Electrones por segundo emitidos por una inclusión de K_2O en distintos medios gaseosos.	59
4.10. Electrones por segundo emitidos por una inclusión de MgO en distintos medios gaseosos.	59
4.11. Electrones por segundo emitidos por una inclusión de Na_2O en distintos medios gaseosos.	60
4.12. Electrones por segundo emitidos por una inclusión de TiO_2 en distintos medios gaseosos.	60
4.13. Mayor disponibilidad de capas externas conforme las moléculas son más pequeñas. En la imagen A se presentan círculos cuya dimensión es mayor que los presentes en la imagen B, pero su número es menor.	61
4.14. Electrones por segundo emitidos por distintas rocas (Cuadro 3.3) en un medio infinito de H_2O	62
4.15. Electrones por segundo emitidos por distintas rocas (Cuadro 3.3) en un medio infinito de O_2	62
4.16. Electrones por segundo emitidos por distintas rocas (Cuadro 3.3) en un medio infinito de N_2	63
B.1. Avalancha de electrones en aire a partir de un óxido metálico.	76
B.2. Avalancha de electrones en CO a partir de un óxido metálico.	77
B.3. Avalancha de electrones en CO_2 a partir de un óxido metálico.	78
B.4. Avalancha de electrones en H_2O a partir de un óxido metálico.	79
B.5. Avalancha de electrones en H_2S a partir de un óxido metálico.	80
B.6. Avalancha de electrones en HBr a partir de un óxido metálico.	81
B.7. Avalancha de electrones en HCl a partir de un óxido metálico.	82
B.8. Avalancha de electrones en HF a partir de un óxido metálico.	83
B.9. Avalancha de electrones en HI a partir de un óxido metálico.	84
B.10. Avalancha de electrones en SO a partir de un óxido metálico.	85

Índice de cuadros

2.1.	Resumen de las diferencias en la electrificación de una nube cumulonimbus y una nube pirocumulus de origen volcánico.	22
2.2.	Interacciones de la partícula con el medio usadas en el modelo de Salvat y Fenández-Varea [225].	30
3.1.	Composición de material eyectado durante una erupción con su respectiva función de trabajo (w)	44
3.2.	Composición de los gases magmáticos usados como medios [95]. . .	48
3.3.	Composición porcentual química de algunas rocas ígneas (%). . . .	49
3.4.	Grosor (nm) de los compuestos presentes en las rocas del Cuadro 3.3.	50
A.1.	Volcanes que presentaron rayos durante una erupción (A-G).	70
A.2.	Volcanes que presentaron rayos durante una erupción (H-M).	71
A.3.	Volcanes que presentaron rayos durante una erupción (M-S).	72
A.4.	Volcanes que presentaron rayos durante una erupción (S-Y).	73

Capítulo 1

Antecedentes

1.1. Introducción al problema

1.1.1. Objetivos e hipótesis

Existen estudios que buscan conocer de forma experimental la generación de un rayo en erupciones volcánicas [36], [47]. Sin embargo, hay pocas investigaciones que consideran a la composición magmática como un factor importante en la generación de descargas eléctricas. Derivado de lo anterior, este estudio pretende evaluar si hay una relación entre la generación de descargas eléctricas durante erupciones volcánicas y la composición magmática del material arrojado por el volcán.

Es por ello que la presente tesis tiene como objetivo general:

- Analizar factores que permitan determinar si hay una relación entre las descargas eléctricas generadas durante erupciones volcánicas con la composición del magma del mismo volcán.

En este trabajo se proponen dos hipótesis que:

i) existe una mayor probabilidad de ocurrencia de rayos en volcanes cuyo magma tenga mayor contenido metálico y ii) existirá una mayor frecuencia de rayos en aquellos donde las cantidades de materiales conductores y no conductores sea similares.

Para este propósito, se realizaron 3 estudios:

1. Conocer qué composición magmática (de acuerdo con su contenido de sílice y de óxidos metálicos) es favorable para que exista una mayor frecuencia de generación de descargas eléctricas durante un evento eruptivo. Para ello, se compiló información de erupciones volcánicas que han presentado descargas

eléctricas en el período de 1900 a 2016. Como hipótesis se considera que ocurrirá una mayor frecuencia de rayos en productos volcánicos de composición basáltica debido a su alto contenido de óxidos metálicos así como en composiciones andesíticas, ya que su tasa de materiales conductores y dieléctricos es aproximadamente 1:1.

2. Comparar la emisión de electrones a partir de óxidos metálicos y ver cuál de ellos produce un mayor flujo de electrones al vacío. Para ello, se calculó la corriente generada en el vacío de materiales metálicos característicos de una erupción volcánica (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Na_2O , MgO , etc.) por emisión termiónica en un intervalo de temperatura de 0 a 30,000 K mediante la ecuación de Richardson-Dushman. La hipótesis es que los óxidos metálicos con mayor emisión de electrones sean los que cuentan con una función de trabajo baja, que en este caso serían el CaO y el MgO .
3. Analizar qué gases permiten un mayor flujo o transferencia de electrones de un punto a otro para ver en qué gas hay más posibilidades de que se dé una diferencia de potencial. Para ello se usó el software PENELOPE que permite simular la formación de una avalancha de electrones a través del método de Monte Carlo, para el caso de este estudio, la simulación fue llevada a cabo en gases magmáticos (H_2O , SO_2 , CO_2 , HF , HCl , HBr , HI , H_2 , H_2S , CO), tanto en composiciones homogéneas como heterogéneas. Se espera que los gases que mayor transferencia o emisión presenten sean los que tienen una mayor Sección Diferencial Transversal (DCS, por sus siglas en inglés).

1.2. Observaciones previas de descargas eléctricas en erupciones volcánicas.

La revisión bibliográfica indica que los científicos llevan recolectando datos de rayos volcánicos por cientos de años. De hecho, una de las observaciones más antiguas de descargas eléctricas en volcanes es aquella descrita por Plinio el Joven en el año 79 D.C. de la erupción del Monte Vesubio, en una carta al historiador romano Tácito, en la que dice (traducido en 1747): “Una nube negra y terrible estalló en ráfagas de vapor, de serpentina ígnea, una y otra vez bostezó abierta para revelar largas llamas fantásticas, se asemejaba a los destellos de un rayo, pero mucho más grandes” [233]. Al presente, descargas eléctricas han sido documentadas en más de 200 erupciones [162]. Impedimentos tales como la lejanía y el terreno pedregoso, el peligro inherente a acercarse a erupciones explosivas y la falta de tecnología derivan en que esta área haya sido muy poco estudiada en el pasado, pero se le ha prestado mucha atención a este fenómeno en las últimas dos décadas

debido al continuo desarrollo de instrumentos de percepción remota y a erupciones recientes, como por ejemplo la erupción del volcán islandés Eyjafjallajokull en el 2010 [23], la del volcán Redoubt en el 2009 sobre Alaska [22], la del volcán Augustine del 2006 también en Alaska [269] o la del volcán Puyehue del 2011 en Chile [197].

1.3. Características de los productos eyectados durante erupciones volcánicas

Woods (1995) [296] menciona que las erupciones volcánicas explosivas involucran la eyección de mezclas densas de ceniza y gas a alta presión y velocidad. Esta mezcla se genera a medida que el magma se eleva desde una cámara de magma y se descomprime. A medida que el gas se separa del magma, la mezcla se expande, acelera y se convierte en espuma. Una vez que las capas líquidas alrededor de las burbujas no pueden expandirse tan rápido como los gases lo hacen a través de la descompresión, las capas líquidas ascienden junto con una mezcla fragmentada de cenizas y volátiles. En la erupción, el material se descomprime, ya sea en un cráter volcánico o directamente en la atmósfera. En el caso de la descompresión libre (en la atmósfera), la mezcla generalmente tiene una alta velocidad, mientras que la descompresión en un cráter puede conducir a velocidades de erupción muy bajas o muy altas. Después de la descompresión, la mezcla caliente y densa comienza a arrastrar y calentar el aire del entorno, lo que reduce la densidad de la mezcla, pero también disminuye su aceleración por gravedad. Y por acción de una disminución de la temperatura, el material se solidifica y puede dar lugar a piroclastos de distintas formas y tamaños.

1.3.1. Piroclastos

Distintos estudios han demostrado la influencia de los productos piroclásticos en la generación de descargas eléctricas, ya sea por factores como el tamaño [118], composición [81], o morfología [87]. Una investigación de Lane y Gilbert (1992) [143] encontraron que aquellas erupciones que no produjeron demasiadas partículas de ceniza no tuvieron fluctuaciones medibles en su gradiente de potencial eléctrico en comparación con aquellas erupciones que generaron una abundante cantidad de cenizas caracterizándose por grandes cambios en el gradiente del potencial. Ese mismo estudio señala que los procesos que generan cantidades considerables de ceniza, como la desgasificación y la fragmentación del magma, dan como resultado la generación de partículas sólidas cargadas y gases volcánicos (con iones). Por último, señalan que la polaridad de las cargas generadas puede depender del volcán o erupción estudiada y puede ser una función de la química del magma [107], [6].

En un estudio del 2011 realizado por los investigadores Yuan & Remer [300] se muestra que, en general, la actividad del rayo está estrechamente relacionada con las cantidades de partículas en la atmósfera cercana a los rayos en escalas de tiempo interanuales y quincenales. Los investigadores estimaron que un aumento de aproximadamente el 60 % en la cantidad de partículas conduce a un aumento de más del 150 % en los relámpagos. Estos resultados los obtuvieron con observaciones satelitales de la actividad de rayos sobre el Océano Pacífico occidental al este de Filipinas. En el 2005, el Sensor de imágenes de rayos (LIS, por sus siglas en inglés) a bordo de satélites de la Misión de Medición de Lluvias tropicales (TRMM, por sus siglas en inglés) observó una actividad de rayos anormalmente alta en esa área. En el mismo año, el espectrofotómetro de imágenes de resolución moderada (MODIS, por sus siglas en inglés) midió una cantidad de partículas anormalmente alta. La alta cantidad de partículas se debió a la actividad volcánica, y no a algún factor vinculado con la meteorología, lo que desarticuló la convolución habitual entre los aerosoles y la meteorología.

Tamaño

Durante una erupción volcánica, los piroclastos eyectados pueden ser de distintos tamaños, los fragmentos de más de 64 mm de diámetro se llaman bloques o bombas, los de entre 64 mm y 2 mm de diámetro se llaman lapilli, y los de menos de 2 mm de diámetro se llaman cenizas [40]

Investigaciones recientes [118] señalan la existencia de una relación entre la autogeneración de carga en la ceniza volcánica con propiedades como la distribución del tamaño de partículas, ya que se observó que una distribución altamente polidispersa de ceniza genera carga más efectivamente que una distribución monodispersa, sin embargo, este estudio solo usó un volcán (Grímsvötn) y un evento eruptivo (2011).

Composición

La clasificación de rocas ígneas (y, por lo tanto, de los magmas que las representan) se puede abordar de dos maneras: una basada en la química del magma o la roca, y la otra en la mineralogía observable. Ninguna clasificación se puede considerar como ideal para todos los propósitos, y el enfoque utilizado se regirá por el propósito deseado de hacer la clasificación. Debido a que este estudio es similar en algunos aspectos al realizado por McNutt y Williams en el 2010 [171], se optó por utilizar una clasificación química simple.

El componente químico más abundante en la mayoría de las rocas ígneas es el SiO₂, que puede oscilar entre < 35 % y casi el 80 % en peso [40]. De acuerdo con la proporción de SiO₂, las rocas volcánicas se pueden dividir en (Fig. 1.1):

- Alto contenido de sílice ($> 63\% \text{ SiO}_2$) Ej. Riolita, Dacita
- Intermedios ($53 - 62\% \text{ SiO}_2$). Ej. Andesita
- Bajo contenido de sílice (< 52 a $45\% \text{ SiO}_2$) Ej. Basalto
- Muy bajo contenido de sílice ($< 45\% \text{ SiO}_2$) Ej. Nefelinita

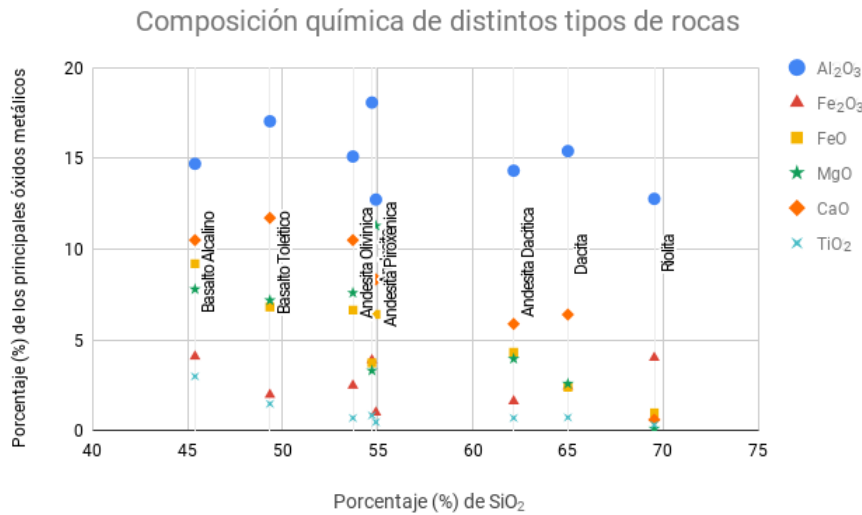


Figura 1.1: Composición de distintos tipos de rocas. En esta gráfica no se aprecian diferencias entre los 3 tipos de andesitas usadas en las últimas simulaciones de este estudio; esas diferencias se observan en el cuadro 3.3.

En el estudio de McNutt y Williams del 2010 [171] los resultados obtenidos indican que no existe una correlación significativa entre la composición y la generación de descargas eléctricas. Aunque en su base de datos el registro de los eventos no es consistente en el aspecto temporal y geográfico. Pues en el caso de algunos volcanes se tiene registro de la cantidad de rayos que se avistaron durante una erupción, mientras que en otros volcanes sólo se tomó en cuenta si hubo rayos o no, sin considerar el número de destellos. Esto se debe a que entre una erupción y otra de un mismo volcán la instrumentación cambió y a que de un volcán a otro no se cuenta con los mismos instrumentos para su estudio.

Sin embargo, de acuerdo con un modelo computacional de un tornado de arena hecho por Farrell et al. (2006) [81] el campo eléctrico generado por el tornado depende de la composición de las partículas y si la composición es uniforme, entonces influye el tamaño. Además, se encontró que el porcentaje de partículas no

conductoras y de partículas conductoras tiene un papel relevante en la generación de cargas. Otro estudio [87] donde se reprodujo el mecanismo de generación de carga eléctrica por fricción [164], (triboelectrificación), señala que una mezcla con dos composiciones distintas produce una mayor carga triboeléctrica en comparación a un aerosol de una sola composición.

También, la radioactividad natural en algunas cenizas volcánicas puede contribuir a la autogeneración de carga en plumas volcánicas. Como una erupción volcánica es esencialmente una eyección de grandes cantidades de rocas pulverizadas a la atmósfera, el decaimiento de radioisótopos de uranio (U), Torio (Th) y potasio (K) ocurriendo de forma natural en la roca, ofrece otro mecanismo de carga al dejar carga residual en la partícula radioactiva y los iones creados pueden unirse a otras partículas y cargarlas eléctricamente [12].

Morfología

Imágenes de microscopio electrónico de barrido han demostrado una gran diversidad de morfología de cenizas volcánicas, dependiendo de factores como la composición del magma o la participación de agua externa [250], [109]. Además, debido a que las diversas composiciones de magma tienen diferentes densidades, viscosidades y fluidez, los fragmentos de distintos magmas desarrollarán morfologías variables durante la expulsión explosiva del cráter. Otros factores que controlan la morfología de las partículas incluyen el grado de vesiculación del magma, si el estilo de fragmentación es magmático o freatomagmático y el modo de transferencia. [40]

Hasta ahora no hay investigaciones que involucren a la morfología como objeto de estudio y su papel en la electrificación de una pluma volcánica. Es decir, estudios que eliminen la convolución que puede haber en el aporte de electrificación por parte de la forma de la ceniza con otras características como su tamaño o su composición. Sin embargo, Forward et al. (2009) [87] atribuye una mejor electrificación de partículas de óxido de aluminio en comparación a partículas de vidrio y de acrílico, a la morfología superficial irregular del óxido de aluminio.

1.3.2. Gases

Los compuestos volátiles (gases disueltos en el magma) son un componente magmático importante y constituyen el mayor volumen de material eyectado por los volcanes. Los gases son el producto volcánico más importante en términos de influencia en el estilo eruptivo, en la composición de la atmósfera y en el clima del planeta. Si los volátiles no estuvieran presentes en los magmas, habría muchísimas menos erupciones volcánicas en la Tierra, y las que ocurrieron simplemente involucrarían la extrusión pasiva de lava [151]. Los gases presentes en una pluma

volcánica pueden ser (en distintos porcentajes): H_2O , SO_2 , CO_2 , HF , HCl , HBr , HI , H_2 , H_2S , CO [159], [151], [95].

Lane y Gilbert (1992) sugieren que en una pluma volcánica se desarrolla una estructura de dipolo de manera que las cargas positivas dominan en la parte superior rica en gas volcánico y las cargas negativas en la parte inferior donde abundan las cenizas [143]. La polaridad de carga puede invertirse para otros volcanes [107].

Capítulo 2

Marco Teórico

2.1. Procesos que generan descargas eléctricas en nubes de ceniza volcánica.

Existen dos categorías generales para los mecanismos de carga en una nube de origen volcánica. Los mecanismos de microescala permiten la carga en las partículas presentes en nubes y también la precipitación de las partículas. Y los mecanismos de escala de una nube cumulonimbus completa, que pueden resultar en la intensificación del campo eléctrico y en la generación de un rayo. La primera categoría incluye la creación de pares de iones en el aire y la separación de cargas en nubes individuales y en partículas de precipitación. Una vez que las partículas de la nube y la precipitación se cargan apreciablemente, se necesita un separador de mayor escala, como la sedimentación diferencial, para crear electrificación en la escala de la nube.

La convección puede actuar como un separador a escala de nube mediante la redistribución de iones y partículas [49].

También existe una clasificación de acuerdo con la escala temporal de la erupción volcánica donde las descargas eléctricas son divididas en dos fases, la primera ocurre acompañando la erupción, con descargas cerca del cráter debido a que las eyecciones están altamente cargadas cuando salen del volcán. La segunda fase ocurre de 4 minutos a 12 minutos después de que comienza la erupción con una secuencia de descargas eléctricas bien definidas dentro de la columna.

Se han propuesto diversos mecanismos de ionización tales como la acción de los rayos cósmicos [136], [256], las gotas de lluvia [16], las partículas de hielo [62], [240] y las partículas de aerosol [238]. Inclusive se ha señalado a las emisiones de radón en zonas elevadas (por ejemplo, volcanes) como posibles iniciadoras de descargas

nube-tierra [141].

Además, dentro de los procesos de microescala, los mecanismos de generación de carga pueden dividirse en inductivos y colisionales. En los primeros una partícula es polarizada por una carga inducida mientras que en los colisionales las cargas son transferidas por contacto entre las partículas [127].

Finalmente, los mecanismos de carga se pueden caracterizar de acuerdo con aquellos que involucran la presencia de agua (mecanismos de carga húmedos) y aquellos en los que el agua está ausente (mecanismos de carga en seco), cabe destacar que es una clasificación teórica pues en todas las erupciones hay presencia de H_2O en distintas fases [95].

2.1.1. Mecanismos de carga en seco

Las partículas sólidas emitidas durante una erupción pueden cargarse eléctricamente por varios procesos; dos de los más estudiados son la triboelectrificación [119], [180], [163] y la fractoemisión [69], [68], [126]. Dichos procesos se han sugerido para las primeras etapas de la erupción, donde la temperatura no permite la existencia de agua en fase sólida. Sin embargo, después de 42 horas posteriores a la erupción, las partículas de ceniza no son las únicas presentes en la pluma, ya que algunos sondeos remotos han detectado partículas de hielo con radios de entre $9 \mu m$ y $40 \mu m$ [176]. Entre las cenizas, hielo y otras partículas pueden generarse descargas mediante triboelectrificación y fractoemisión.

Triboelectrificación

Cuando dos partículas experimentan una colisión y después se separan, una carga eléctrica se puede transferir de una a otra. Este fenómeno se conoce como 'electrificación por contacto' o 'carga por contacto'.

Entre las propiedades más estudiadas en la triboelectrificación (y en otros mecanismos de generación de carga eléctrica), resalta la función de trabajo. En un estudio realizado por Akande y Lowell en 1987 se encontró que para algunos polímeros la transferencia de carga era mayor cuando la función de trabajo del metal con el que entraba en contacto incrementaba [3], aunque en el mismo estudio se menciona que no es una ley universal pues no sucedió con todos los polímeros. Además, en otro estudio de los mismos autores [153] se analiza la irreproducibilidad (mediante la desviación estándar) de los experimentos que involucran la electrificación por contacto o triboelectrificación y suponen que la dificultad de reproducir resultados puede radicar en pequeñas variaciones superficiales en los polímeros usados en su estudio, cambios en las propiedades de los óxidos metálicos o variaciones en los procesos de transferencia de carga. Se han hecho muchos estudios experimen-

tales de triboelectrificación que involucran ceniza volcánica, pero, de acuerdo con Méndez Harper y Dufek hasta junio del 2016 [173] hay muy pocos estudios que tienen el objetivo de determinar qué parámetros (químicos, físicos e hidrodinámicos) modulan la carga de cenizas a través de este mecanismo. Sin embargo, un estudio realizado por Forward y Lacks en el 2009 [87] con mezclas de partículas sintéticas de óxido de aluminio, polimetilmetacrilato y vidrio menciona que la carga por triboelectrificación es fuertemente afectada por la composición del material, ya que la magnitud de la carga de las tres mezclas estudiadas (de mayor a menor orden) fue: acrílico y óxido de aluminio > vidrio y acrílico > óxido de aluminio y vidrio. Es comprensible que el sistema del óxido de aluminio y vidrio se cargue menos pues los dos materiales son óxidos, por lo que presentan propiedades superficiales similares. En cuanto a las dos mezclas restantes, se supone que la carga de acrílico y óxido de aluminio fue mayor que la mezcla de vidrio y acrílico debido a la forma irregular de la superficie del óxido de aluminio [87]. Con respecto al medio en el que se realizan las colisiones de las partículas, el estudio de Méndez y Dufek (2016) señala que la magnitud de la densidad de carga está influenciada por la tensión de ruptura del gas, es decir, las descargas eléctricas se producirán más rápido cuanto menor sea la tensión de ruptura [173].

Fractoemisión

A diferencia de la triboelectrificación que se basa en las propiedades superficiales de los materiales, la fractoemisión es un mecanismo alternativo de electrificación que se basa en las propiedades volumétricas del material y puede ser explicado en términos de física atómica. Este es un proceso que libera electrones, iones positivos, átomos neutrales y varias frecuencias de radiación electromagnética mediante la fractura del material. Las emisiones inician al momento en que se genera la fractura, pero pueden continuar algunos segundos después [64]. En escalas pequeñas se pueden considerar efectos de triboelectrificación debido a asperezas que producen fricción entre las superficies que se dañan o rompen [161]. De acuerdo con James *et. al* (2000) las erupciones con alto contenido de silicatos tienen mayor probabilidad de presentar el mecanismo de carga por fractoemisión [126] y de manera experimental se ha encontrado que algunos minerales como el cuarzo presentan propiedades piezoeléctricas (Ej. termoluminiscencia dependiente del diámetro de la partícula) cuando se deforman [258].

2.1.2. Mecanismos de carga húmedos.

De acuerdo con Gerlach (2004) [95] el contenido de H₂O en la pluma de un volcán puede variar entre 75 % y 98 %. Por ello es importante mencionar la participación del agua en sus distintas fases en la separación de carga eléctrica durante

una erupción volcánica. Una contribución adicional a la carga puede surgir a partir de la compleja microfísica de fase mixta del agua (es decir, vapor, líquido y hielo), similar a lo que ocurre dentro de las tormentas eléctricas [171]. En entornos de erupciones subglaciales y marinas la carga generada puede ser mayor porque la fragmentación de las rocas se ve incrementada [159]. En el contexto de generación de descargas eléctricas en la Tierra, los procesos que involucran hielo son sólo aplicables a plumas de grandes altitudes y en consecuencia, la descripción de sus efectos eléctricos y la forma en que sucede la generación de carga se puede suponer similar a los que se presentan en una nube de tormenta [162].

Un estudio de Büttner (1997) [36] muestra que la fricción del aire y el incremento de la superficie de las partículas por la fragmentación hidrodinámica y/o aerodinámica del magma contribuyen en menor medida a la carga eléctrica de nubes de partículas en erupción en comparación con la fractura termohidráulica del magma por la interacción explosiva magma/agua.

Resultados experimentales de Du y Freysz (1994) [73] indican que las orientaciones y el ordenamiento de los enlaces de las moléculas de agua se ven fuertemente afectados por la interacción electrostática y por la interacción entre el puente de hidrógeno de las moléculas de agua con la superficie de las partículas de cuarzo. Inclusive, el agua hirviendo produce cargas eléctricas y los mecanismos que logran esto pueden explicarse en términos de la cizalla que se produce en las interfaces del agua presente en una gota contra otra gota, es decir, la fricción que se produce entre las superficies de las gotas. En el caso de soluciones salinas, se pueden generar cargas en los cristales de sal [207].

Los mecanismos que describen los procesos de electrificación húmedos son el proceso de Lenard y el proceso de Leidenfrost.

Proceso de Lenard

En las interfaces del agua, la naturaleza polar de las moléculas de agua conduce a la formación de dobles capas eléctricas con cargas negativas alineadas en la parte externa de la superficie del líquido [239]. Consecuentemente, la rápida disrupción mecánica del agua (por ejemplo, pulverización, rompimiento de burbujas o vaporización) puede producir separación de carga si las capas eléctricas se separan de forma tan rápida que se impida el rearrreglo del balance de las cargas [70], [43]. Este proceso ('cascada' o de 'Lenard') de generación de carga resulta en pequeñas gotas cargadas negativamente y gotas grandes cargadas positivamente [150]. La separación de las cargas varía con el tamaño de las gotas y la concentración de sales en la solución [206], y es el proceso responsable de que exista un espacio de cargas negativas alrededor de cascadas [21]. Este proceso es sensible a la química del agua y el rompimiento de burbujas en el agua de mar produce gotas y partículas de sal (con diámetros $\geq 3 \mu\text{m}$) que se cargan positivamente [26]. Soluciones salinas

en ebullición han mostrado producir la separación de carga y esto se explica en términos de la disrupción del líquido y la generación de carga entre sólido y sólido en cristales de sal [162]. Gotas de agua de mar esparcidas sobre muestras de lava lo suficientemente caliente como para tener una superficie derretida producen cargas positivas del orden de 10^{-5} C/kg [25].

Proceso de Leidenfrost

Una variante particular del proceso anterior es la ebullición de Leidenfrost, donde una gota líquida se encuentra sobre una capa de vapor, que a su vez se ubica sobre una superficie caliente [149]. Si el líquido contiene sales disueltas, la capa de vapor colapsa periódicamente debido a la cristalización en la base de la gota, se produce contacto con la superficie y se emiten partículas cargadas durante la fragmentación de la capa de cristal. La rápida vaporización del líquido forma otra capa de vapor aislante y el proceso inicia de nuevo [162]. El proceso de Leidenfrost es capaz de producir partículas con cargas específicas de 10^{-3} C/kg , generadas por contacto, fricción o efectos de fractura y por el desprendimiento de la doble capa del líquido [206].

2.1.3. Mecanismos que involucran un campo eléctrico.

Cuando un campo eléctrico inmerso en un material aislante (como el aire) llega a la diferencia de potencial mínima necesaria para que dicho gas aislante se convierta en conductor, se produce ionización que posteriormente desencadena una avalancha de electrones (Figura 2.1) y, en consecuencia un canal altamente ionizado y conductivo por el que fluyen las cargas que se neutralizan [65].

La estructura de las avalanchas de electrones consiste en una cabeza negativa que contiene a los electrones rápidos y una cola extendida cargada positivamente que contiene los iones de producción lenta que tienden a retardar el avance de los electrones pero se mantienen atrás por el campo eléctrico externo que los acelera en la dirección opuesta. En un proceso de este tipo, el campo eléctrico debe ser lo suficientemente fuerte como para superar las colisiones de recombinación y acelerar los electrones en una longitud de camino libre hasta las energías de ionización [278].

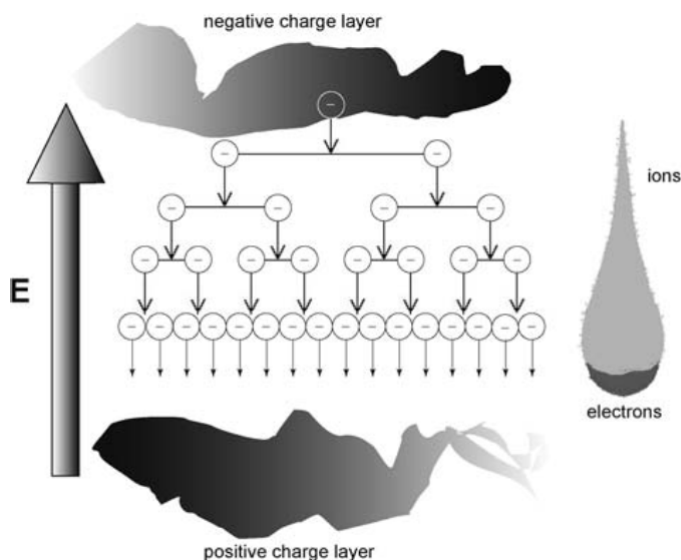


Figura 2.1: Izquierda: Generación de una avalancha eléctrica a partir de la colisión de electrones con partículas o moléculas neutras en presencia de un campo eléctrico suficientemente fuerte (proceso de Townsend). Derecha: Distribución de carga en la avalancha. La cabeza de la avalancha consiste en electrones rápidos y densos. Se deja una estela extendida de iones lentos que tratan de seguir a los electrones pero que se aceleran en la dirección opuesta por el campo eléctrico aplicado externamente. Figura obtenida de *Physics of electric discharges in atmospheric gases*, Treumann (2008) [278].

2.2. Diferencias en la electrificación de una nube cumulonimbus y una nube pirocumulus de origen volcánico.

2.2.1. Electrificación en una nube cumulonimbus.

Los principales componentes del aire en la atmósfera de la Tierra son nitrógeno (78%), oxígeno (20%), gases nobles (1%), dióxido de carbono (0,04%), vapor de agua (0,03%) y otros gases traza. Debido a la ionización del aire por la radiación de alta energía de los rayos cósmicos [136], [71] y los gases radioactivos generados por la Tierra [141], cada centímetro cúbico de aire a nivel del suelo también contiene electrones libres. En general, el aire es un buen aislante y puede conservar sus propiedades aislantes hasta que el campo eléctrico al que está expuesto excede un valor crítico que corresponde a aproximadamente los 3×10^6 V/m en condicio-

nes atmosféricas estándar (es decir, $T = 293$ K y $P = 1$ atm). Cuando el campo eléctrico excede este valor crítico, el aire se convierte muy rápidamente en un medio conductor, haciendo posible que las corrientes eléctricas fluyan a través de él. En 1953, con el fin de comprobar si los valores de transferencia de carga medidos en laboratorio son adecuados para explicar la electrificación de una tormenta eléctrica, B. J. Mason [160], [106] usó observaciones de tormentas eléctricas para presentar algunos requisitos básicos de una teoría viable de generación de carga (para el caso de una cumulonimbus):

1. El tiempo disponible para la generación de campo eléctrico es de 30 minutos.
2. La generación de carga produce de 20 C a 30 C por destello.
3. La separación de carga ocurre entre los niveles de 0°C y -40°C en una región de radio de 2 km.
4. El principal centro de carga negativa se ubica entre los niveles de -5°C y -25°C dependiendo de la física de la nube y el principal centro positivo está a unos pocos kilómetros por encima del centro negativo. Un tercer polo de carga positiva más débil se ubica cerca del nivel de 0°C , generalmente cerca de la base de la nube.
5. El desarrollo del campo eléctrico está asociado con el desarrollo de precipitación sólida en forma de *graupel*.
6. El primer rayo ocurre dentro de los 12 min a 20 min de la primera detección de radar de partículas grandes.
7. Los mecanismos de carga deben generar de 5 C/km³ a 30 C/km³, lo que implica a una tasa de generación de carga de orden 1 C/km³min.

En 1953, cuando Mason realizó las anteriores determinaciones, no existían las mismas técnicas de percepción remota que existen actualmente para detectar hidrometeoros en las nubes.

En 1998, Stolzenburg *et al.* [254] desarrollaron un modelo conceptual (Figura 2.2) que describe la estructura de carga eléctrica con relación a la reflectividad de radar y el flujo de aire en la región convectiva de un sistema convectivo de mesoescala.

El modelo de Stolzenburg se basa en los modelos de Smull y Houze (1987) [248] y Houze *et al.* (1989) [120]. La estructura de carga identificada en las corrientes ascendentes consta de cuatro regiones de carga, alternando en polaridad, con la región más baja positiva y la región más alta negativa [254].

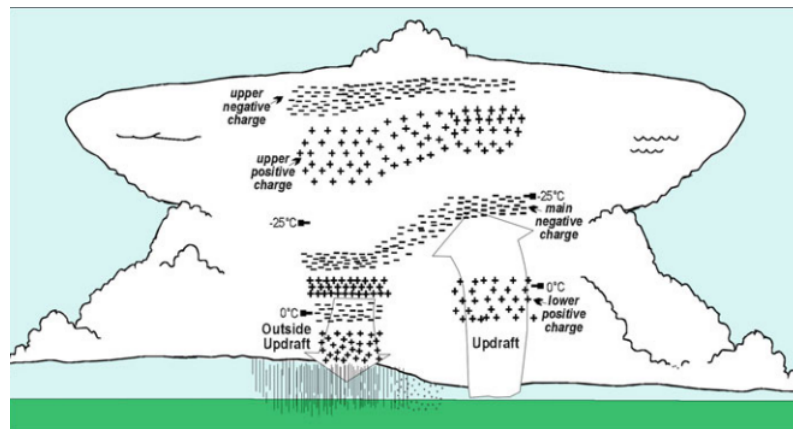


Figura 2.2: Esquema de la estructura eléctrica en la región convectiva de una nube cumulonimbus creado usando mediciones de campo eléctrico in situ y otros datos meteorológicos. La estructura de carga mostrada se aplica a los sistemas convectivos de mesoescala, las tormentas supercelulares aisladas y las tormentas de masa de aire de Nuevo México y es significativamente diferente a la estructura tripolar considerada en diversos análisis [254], [51], [215].

Solomon y otros investigadores (2001) evaluaron dos mecanismos para el inicio de un rayo en campos eléctricos medidos dentro de tormentas eléctricas. El primero es la ruptura dieléctrica debido al incremento local del campo eléctrico en la cercanía de los hidrometeoros. El segundo mecanismo es una avalancha de electrones, causada por la aceleración de los electrones (provenientes de los rayos cósmicos o de fuentes terrestres de radiación ionizante) por el campo eléctrico en la nube. Para ello, se compararon los campos eléctricos requeridos para generar un rayo por cada mecanismo con los observados dentro de las nubes productoras de rayos. Su conclusión fue que el mecanismo de ruptura dieléctrica por sí solo no puede desencadenar un rayo mientras que el mecanismo de avalancha de electrones aparece como un candidato más probable [249]; sin embargo, hay un estudio que avala la presencia de los dos mecanismos durante una tormenta [139].

El mecanismo propuesto como generador de rayos (avalancha de electrones) que involucra la presencia de rayos cósmicos o de fuentes terrestres de radiación ionizante, como lo son algunos elementos y materiales eyectados por volcanes, corresponde a una teoría surgida en los años 90 y propuesta por Roussel–Dupre (1993) [223]. Además, la actividad eléctrica en la atmósfera puede monitorearse en todas las escalas espaciales, desde locales usando sensores de muy alta frecuencia (VHF, *Very High Frequency*) a regionales utilizando sensores de muy baja frecuencia (VLF, *Very Low Frequency*), e incluso escalas globales con sensores de frecuencia extremadamente baja (ELF, *Extremely Low Frequency*). A través de sensores que detectan las ondas de radio emitidas por cada descarga de rayos,

ahora es posible observar y rastrear continuamente tormentas distantes utilizando redes de sensores sobre tierra [211].

Gracias a esos avances en percepción remota se han podido llevar a cabo y validar estudios sobre la ubicación de rayos a través de redes de localización como la WWLLN (*World Wide Lightning Location Network*) [216], contrastar la presencia de rayos entre océano y continente [200], investigar sobre incendios forestales provocados por rayos [55] o usar a los rayos como indicadores de tormentas [156].

2.2.2. Electrificación en una nube pirocumulus de origen volcánico.

En la Tierra, las plumas volcánicas son mezclas trifásicas compuestas de proporciones variables de partículas sólidas, gases volcánicos, y gotitas de gases condensados junto con vapor de agua [250]. De acuerdo con Schmincke [230], la columna de erupción se divide en tres zonas (Figura 2.3) que dependen de su dinámica. En los primeros kilómetros se encuentra la **zona de chorro**, donde las velocidades de los gases y piroclastos pueden ir de 100 m/s a 600 m/s en erupciones estrombolianas a vulcanianas, respectivamente. A medida que la pluma asciende y se pierde aceleración y rocas, el mecanismo de ascenso es la flotabilidad (y esa región se llama **zona de convección**), ya que, a pesar del contenido de piroclastos, la densidad efectiva de la columna es menor que la de la atmósfera circundante. La flotabilidad de la columna puede alcanzar alturas que rebasan la tropopausa (10 km), hasta que se encuentre con aire de la misma densidad. La altura a la que la columna eruptiva se encuentra con aire de la misma densidad se llama **zona de difusión o nivel de flotabilidad neutra** y es el punto en el que la nube de cenizas comienza a expandirse de forma horizontal y dependiendo de la dirección y velocidad del viento.

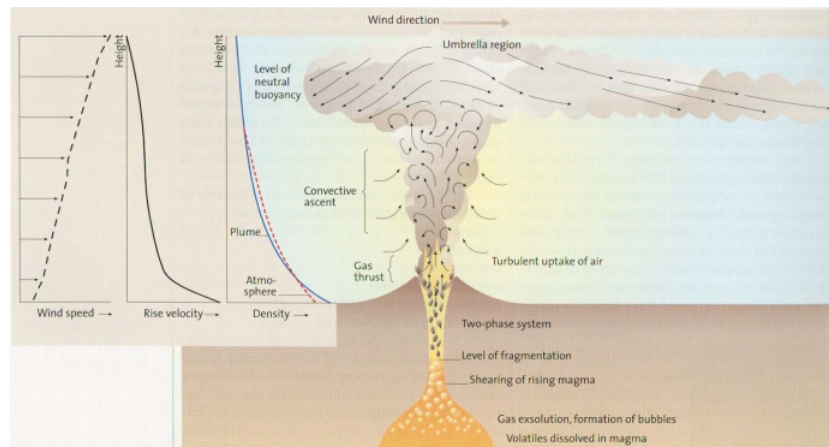


Figura 2.3: Esquema de un sistema volcánico (cámara magmática y columna de erupción). Extraído de: Schmincke, H.-U. *Volcanism*, vol. 28. Springer Science Business Media, 2004.

Los modelos clásicos de plumas generadas en erupciones volcánicas muy explosivas (pliniana y vulcaniana), se basan en la suposición de que la columna eruptiva siempre permanece con simetría axial y sin rotación. Pero distintos análisis [117], [187] de imágenes de satélite de la erupción de 1991 del Monte Pinatubo muestran la existencia de un mesociclón volcánico, es decir, que la pluma volcánica gira sobre su propio eje. Desestabilizada por la rotación, la parte superior de la pluma (con forma de paraguas u hongo) pierde la simetría axial y se vuelve lobulada (Figura 2.4). De acuerdo con los registros satelitales de erupciones recientes en los montes Pinatubo, Manam, Reventador, Okmok, Chaiten y Ruang, el mesociclón volcánico genera trombas marinas [275], [272] o “diablos” de polvo [6], [255] como se ha reportado en numerosas erupciones [42]. Muchas erupciones volcánicas explosivas van acompañadas de rayos y otros fenómenos eléctricos atmosféricos. Las plumas producidas generan grandes perturbaciones en el gradiente de potencial eléctrico atmosférico de la superficie y se han medido altas densidades de carga en las partículas de ceniza volcánica que caen. La naturaleza compleja de las plumas volcánicas proporciona varios mecanismos de carga posibles [127], que se describieron en la sección 2.1. En la erupción, el material eyectado tiene una temperatura entre 700 K y 1400 K [293], [295], [250]. Sin embargo, a medida que la columna asciende, se enfría y se alcanzan temperaturas necesarias para la existencia de cristales de hielo. De acuerdo con las observaciones globales de McNutt y Williams [171], la presencia de cristales de hielo en altitudes de más de 4 km explica una mayor presencia de rayos y esto coincide con estudios de eventos eruptivos específicos como por ejemplo, la erupción del volcán Redoubt en el 2009 [22] y del volcán Eyjafjallajökull [15]. Esto no significa que no se hayan registrado rayos a alturas

menores y a temperaturas en las que no puede existir el agua en estado sólido tanto en estudios locales [138] como en recuentos globales [162], [171].

Por último, en el cuadro 2.1 se encuentra un resumen de las diferencias en la electrificación de una nube cumulonimbus y una nube pirocumulus de origen volcánico.

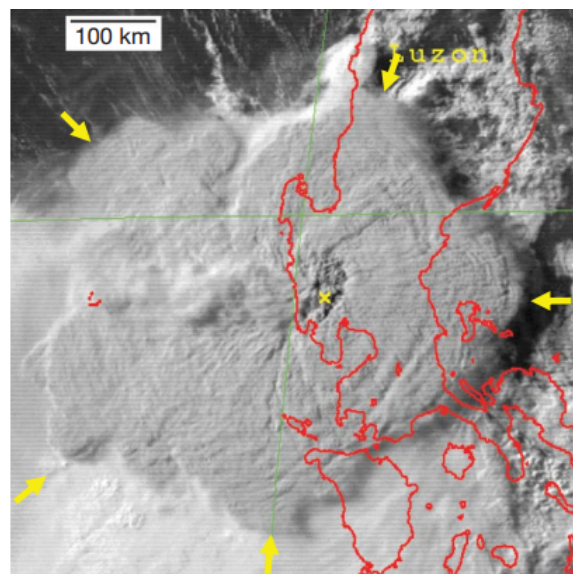


Figura 2.4: Imagen de satélite del paraguas lobulado de la pluma volcánica del Monte Pinatubo (15 de Junio de 1991). Las flechas amarillas señalan la ubicación de los lóbulos; la cruz amarilla indica la ubicación del Monte Pinatubo; los contornos rojos delimitan islas de Filipinas.

Cuadro 2.1: Resumen de las diferencias en la electrificación de una nube cumulonimbus y una nube pirocumulus de origen volcánico.

	Cumulonimbus	pirocumulus de origen volcánico
Duración	Aprox. 40 min [283]	Horas a días [162]
Altura	Aprox. 1 km a 5 km (en los trópicos pueden llegar hasta los 14 km) [18], [283]	2 km a alturas mayores de 10 km [171], [162]
Presencia de Agua	Fase sólida [62], líquida [222], [227] y gaseosa [166], [212], [210]	Fase sólida, líquida y gaseosa pero no a las mismas alturas [171], [162], [95]
Gases	N ₂ , O ₂ , Ar [30]	H ₂ O, SO ₂ , CO ₂ , HF, HCl, HBr, HI, H ₂ , H ₂ S, CO [159], [151], [95]
óxidos metálicos	Sin registros	Al ₂ O ₃ , CaO, Fe ₂ O ₃ , FeO, K ₂ O, MgO, Na ₂ O, TiO ₂ , [264], [86]
Fuentes de Ionización	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Triboelectrificación entre partículas de hielo [62], [240] ▪ Ruptura dieléctrica debido al incremento local del campo eléctrico [139], [157], [178] ▪ Avalancha de electrones provenientes de rayos cósmicos [75], [136] 	<ul style="list-style-type: none"> ▪ Triboelectrificación entre partículas de hielo y cenizas [268], [119] ▪ Fractoemisión de rocas [15], [119] ▪ Ruptura dieléctrica debido al incremento local del campo eléctrico [178] ▪ Avalancha de electrones provenientes de rayos cósmicos y elementos radioactivos [76], [141], [12] ▪ Proceso de Lenard [150], [25] ▪ Proceso de Leidenfrost [149], [206]

2.3. Emisión Termoiónica.

2.3.1. Emisión de Electrones

Desde el punto de vista atómico, cada electrón del átomo tiene una energía potencial debido a su atracción a los protones del núcleo. En la estructura atómica, los electrones que se encuentran en las capas más externas del átomo (conocidos como electrones de valencia), no están tan fuertemente unidos al núcleo como los electrones ubicados en capas más internas y, por lo tanto, se pueden mover con mayor libertad. En los elementos no conductores, estos orbitales están completamente llenos de manera que los electrones no se pueden mover [96]. En el caso de los óxidos metálicos, la mayoría tienen capas exteriores parcialmente llenas de modo que estos electrones de valencia se mueven. En los óxidos metálicos, se considera a todos los electrones de la capa externa como partículas libres e independientes (modelo de electrones libres, gas de electrones o gas de Fermi).

Bajo ciertas condiciones, un material puede expulsar electrones desde su superficie, en lo que se conoce como *emisión de electrones* [288]. La energía mínima requerida para remover un electrón de la superficie de un sólido y expulsarlo al vacío se denomina función de trabajo, ϕ [eV]. Si una superficie sólida tiene una energía mayor que la función de trabajo emite un electrón [96]. Las sustancias con función de trabajo baja tienen más probabilidades de perder electrones y adquirir una carga positiva. Y los materiales con alta función de trabajo obtendrán electrones de materiales con funciones de trabajo más bajas [106]. Existen distintos tipos de emisión de electrones [101], como por ejemplo: la emisión por efecto de campo, el efecto fotoeléctrico y la emisión termoiónica.

El tipo de emisión de interés en este estudio es la emisión termoiónica, ya que uno de los objetivos es averiguar qué óxido metálico tiene una mayor emisión de electrones (dependiente de la temperatura) en comparación con otros óxidos metálicos presentes durante una erupción volcánica.

En la emisión termoiónica, el metal se calienta a tal punto que los electrones superan la barrera de potencial de la función de trabajo como se muestra en la Fig. 2.5

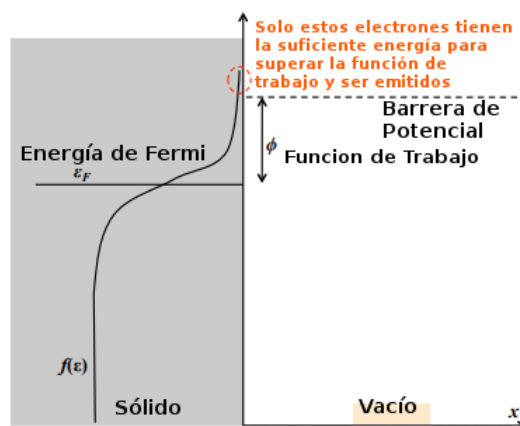


Figura 2.5: Una pequeña población de electrones pueden emitirse al vacío si tienen suficiente energía para superar la barrera potencial (función de trabajo) [96].

En general, la densidad de corriente de emisión $j[\text{A}/\text{m}^2]$ se puede determinar utilizando

$$j = q \int_0^{\infty} N(E)T(E)dE, \quad (2.1)$$

donde $N(E)$ es la función de suministro y depende de la densidad de los estados y la estadística de Fermi-Dirac y $T(E)$ es el coeficiente de transmisión y se determina resolviendo la ecuación de Schrödinger para la función de onda del electrón en el sólido y en el vacío. Conceptualmente, esto se puede considerar de la siguiente manera: la densidad de corriente depende de la cantidad de electrones disponibles en un nivel de energía ($N(E)$) que salen del sólido ($T(E)$) y al integrar sobre todas las energías, se determina la corriente total. Con un enfoque simplista, $T(E) = 0$ si $E < \phi$ (la energía está por debajo de la función de trabajo) y $T(E) = 1$ si $E > \phi$. Sin embargo, un análisis más detallado del coeficiente de transmisión puede utilizarse, y en el caso de la emisión termoiónica esto conduce a la ecuación de Richardson-Dushman [96].

2.3.2. Ecuación de Richardson-Dushman.

Para la obtención de la ecuación de Richardson-Dushman, se supone un cubo de metal con temperatura T cuya superficie S es emisora de electrones.

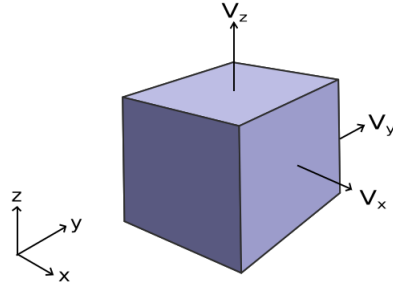


Figura 2.6: Cubo infinitesimal de metal con temperatura T cuya superficie S es emisora de electrones.

Sean P_x , P_y y P_z los componentes de momentum que se relacionan con V_x , V_y y V_z , las componentes de la velocidad de un electrón de masa m_o y de energía E en el metal.

El número de electrones por unidad de volumen ocupando los estados cuánticos en los componentes del momentum entre los intervalos P_x y $P_x + dP_x$, P_y y $P_y + dP_y$ y, finalmente, P_z y $P_z + dP_z$ es:

$$dn = \frac{2}{h^3} f(E) \quad (2.2)$$

donde, h es la constante de Planck y $f(E)$ es la función de la distribución de Fermi-Dirac:

$$f(E) = \frac{1}{1 + \exp[(E - E_f)/(K_B T)]} \quad (2.3)$$

con E_f : Nivel de Fermi del metal y K_B : Constante de Boltzmann. Si e es la carga electrónica, la densidad de corriente diferencial en la dirección X, *i.e.* normal a la superficie emisora debido a dn electrones es:

$$dJ_x = eV_x dn = \frac{2e}{m_o h^3} f(E) P_x dP_x dP_y dP_z \quad (2.4)$$

donde se usó la ecuación 2.2 (y V_x es reemplazado por P_x/m_o). Si P_{xB} es el momentum mínimo en la dirección X para superar a la barrera de energía potencial E_B , se tiene:

$$E_B = \frac{P_{xB}^2}{2m_o} \quad (2.5)$$

La densidad de corriente de emisión total J_x en la dirección X se obtiene integrando 2.4 para todos los valores de P_y y P_z entre $-\infty$ y $+\infty$ y para los valores de P_x en P_{xB} e ∞ .

Entonces:

$$J_x = \frac{2e}{m_o h^3} \int_{P_{xB}}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(E) P_x dP_x dP_y dP_z \quad (2.6)$$

Los electrones que salen de la superficie tienen energías mucho mayores que E_F . Se sigue que $E - E_F \gg K_B T$ y de 2.3 se obtiene:

$$f(E) = \exp\left(\frac{E_f - E}{K_B T}\right) \quad (2.7)$$

Entonces 2.5 se convierte en:

$$J_x = \frac{2e}{m_o h^3} \exp\left(\frac{E_F}{K_B T}\right) \int_{P_{xB}}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \exp\left(\frac{-E}{K_B T}\right) P_x dP_x dP_y dP_z \quad (2.8)$$

Como:

$$E = \frac{P_x^2 + P_y^2 + P_z^2}{2m_o} \quad (2.9)$$

De 2.6 se obtiene:

$$J_x = \frac{2e}{m_o h^3} \exp\left(\frac{E_F}{K_B T}\right) \int_{P_{xB}}^{\infty} \exp\left(\frac{-P_x^2}{2m_o K_B T}\right) P_x dP_x \int_{-\infty}^{\infty} \exp\left(\frac{-P_y^2}{2m_o K_B T}\right) dP_y \int_{-\infty}^{\infty} \exp\left(\frac{-P_z^2}{2m_o K_B T}\right) dP_z \quad (2.10)$$

Las integrales de dP_y y dP_z tienen la forma:

$$\int_{-\infty}^{\infty} \exp(-ax^2) dx = \sqrt{\frac{\pi}{a}} \quad (2.11)$$

Donde:

$$a = \frac{1}{2m_o K_B T} \quad (2.12)$$

\therefore

$$\int_{-\infty}^{\infty} \exp(-ax^2) dx = \sqrt{2\pi m_o K_B T} \quad (2.13)$$

$$\chi = \frac{-P_x^2}{2m_o K_B T}$$

$$\begin{aligned} & \int_{P_{xB}}^{\infty} \exp(\chi) P_x dP_x = \\ & \dots = -m_o K_B T \int_{P_{xB}/2m_o K_B T}^{\infty} \exp(\chi) d(\chi) = \\ & \dots = -m_o K_B T [\exp(\chi)]_{P_{xB}/2m_o K_B T}^{\infty} = m_o K_B T [\exp(\chi)] \quad (2.14) \end{aligned}$$

Por 2.9:

$$J_x = \frac{2e}{m_o h^3} \exp\left(\frac{E_F}{K_B T}\right) 2\pi (m_o K_B T)^2 \exp\left(\frac{P_{xB}^2}{2m_o K_B T}\right) \dots = \frac{4\pi e m_o K_B^2}{h^3} T^2 \exp\left(-\frac{E_B - E_F}{K_B T}\right) \quad (2.15)$$

Si $b = \frac{E_B - E_F}{K_B}$ y $A = \frac{4\pi e m_o K_B^2}{h^3}$ se obtiene:

$$J_x = AT^2 \exp\left(-\frac{b}{T}\right) \quad (2.16)$$

para conocer la densidad de corriente de la emisión y posteriormente la corriente eléctrica emitida.

Es importante destacar que la ecuación de Richarson-Dushman se aplica a metales, pero debido a la complejidad de conocer la función de trabajo en compuestos no metálicos, en este estudio se supone una configuración similar a los metales y es por ello que se utiliza esta ecuación para hacer una aproximación de la emisión de electrones al vacío por los óxidos metálicos presentes en una erupción volcánica.

2.4. Interacción de un haz de electrones con materia.

Los cálculos de los procesos de interacción se hacen bajo la consideración de que las partículas se mueven dentro de un medio de dispersión aleatoria con N moléculas por unidad de volumen y con el propósito de determinar las Funciones de Densidad de Probabilidad (PDF, por sus siglas en inglés) $p(s)$ de la longitud del trayecto s de una partícula desde su posición actual hasta el sitio de la siguiente interacción. Se reemplaza cada molécula por una esfera de radio r_s tal que el área de la sección transversal πr_s^2 sea igual a la sección transversal total σ_T . Una interacción tiene lugar cuando una partícula colisiona con una de estas esferas.

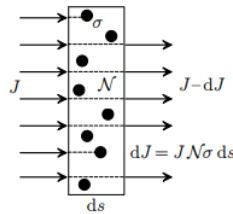


Figura 2.7: Atenuación de un haz de electrones a través de una lámina delgada.

La situación más simple es en la cual un haz de partículas homogéneo incide normalmente sobre una lámina de material muy delgado de espesor ds (ver Fig. 2.7). Lo que las partículas incidentes encuentran directamente delante de su trayectoria es una distribución uniforme de esferas Nds por unidad de superficie. Sea J la densidad de corriente del haz incidente. La densidad de corriente de las partículas transmitidas a través de la lámina sin interactuar es $J - dJ$, donde $dJ = JN\sigma ds$ es el número de partículas que experimentan interacciones por unidad de tiempo y superficie de la lámina ($N\sigma ds$ es el área fraccionaria cubierta por las esferas). Por lo tanto, la probabilidad de interacción por unidad de longitud de trayectoria es

$$\frac{dJ}{J} \frac{1}{ds} = N\sigma \quad (2.17)$$

Volviendo al problema original, donde las partículas se mueven dentro de un medio ilimitado, la probabilidad de que una partícula recorra una longitud de trayectoria s sin interactuar es

$$F(s) = \int_s^\infty p(s') ds' \quad (2.18)$$

La probabilidad $p(s)ds$ de tener la siguiente interacción cuando la longitud recorrida está en el intervalo $(s, s+ds)$ es igual al producto de $F(s)$ (la probabilidad de llegada a s sin interactuar) y $N\sigma ds$ (la probabilidad de interactuar en ds). Entonces:

$$p(s) = N\sigma \int_s^\infty p(s') ds' \quad (2.19)$$

La solución de esta ecuación integral, con la condición de frontera $p(\infty) = 0$, es la distribución exponencial

$$p(s) = N\sigma \exp[-s(N\sigma)] \quad (2.20)$$

El camino libre medio λ se define como la longitud promedio entre colisiones:

$$\lambda \equiv \langle s \rangle = \int_s^\infty sp(s) ds = \frac{1}{N\sigma} \quad (2.21)$$

Cuyo inverso,

$$\lambda^{-1} = N\sigma \quad (2.22)$$

es la probabilidad de interacción por unidad de longitud.

Las posibles interacciones que una partícula puede experimentar son:

- Dispersión Elástica

- Dispersión Inelástica
- Radiación de frenado
- Aniquilación electrón-positrón

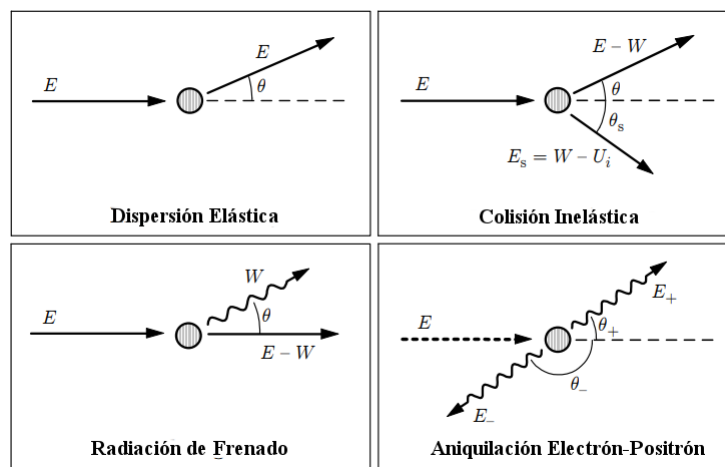


Figura 2.8: Interacciones de la partícula con el medio usadas en el modelo de Salvat y Fenández-Varea [225].

Las Secciones Eficaces Diferenciales (DCS, por sus siglas en inglés) atómicas usadas en el software PENELOPE (que se describe a detalle en la sección 3.3) están definidas como funciones analíticas, por tablas numéricas o como una combinación de ambas. Estas DCS permiten un muestreo rápido y preciso de las interacciones de manera individual [226]. Para definir las DCS como funciones analíticas, se considera el experimento de dispersión descrito en la Fig. 2.9: Un haz de partículas monoenergético, con energía E y dirección de movimiento \hat{d} paralelo al eje z , incide en un átomo o molécula, T , que se encuentra en el origen del marco de referencia. Suponemos que el rayo es lateralmente homogéneo y que su extensión lateral es mucho más grande que las dimensiones del objetivo. El haz se caracteriza entonces por su densidad de corriente J_{inc} .

Cuadro 2.2: Interacciones de la partícula con el medio usadas en el modelo de Salvat y Fenández-Varea [225].

Interacción	Definición
Dispersión Elástica	En una interacción elástica, el estado inicial y final de los átomos implicados son los mismos, pero la dirección de la partícula puede cambiar [226], [299].
Dispersión Inelástica	Una interacción inelástica es aquella en la que la energía cinética total final es menor que la inicial [299]. Este tipo de interacciones producen excitación electrónica e ionización en el medio [226].
Radiación de frenado	Cuando una partícula cargada atraviesa la materia, puede perder energía por colisiones, especialmente con los núcleos atómicos. El campo eléctrico de un núcleo acelerará y desacelerará las partículas a medida que pasan, haciendo que irradien fotones y, por lo tanto, pierdan energía [158]. Este tipo de interacción produce fotones con energía W donde $W \leq E$ [226].
Aniquilación electrón-positrón	Cuando una partícula (electrón) choca contra una antipartícula (positrón), la masa de ambas partículas se transforma en energía y/u otras partícula (en el caso del choque de un electrón contra un positrón, se producen dos fotones) [226], [299].

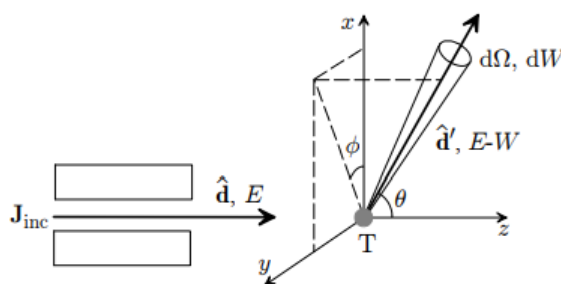


Figura 2.9: Diagrama de un experimento para medir DCS.

En una interacción, una partícula pierde una cierta energía W y se desvía. Un detector, ubicado a una distancia macroscópica del origen en la dirección (θ, ϕ) y que cubre un pequeño ángulo sólido $d\Omega$, detecta y cuenta todas las partículas que ingresan a su volumen con energía en el intervalo $(E - W - dW, E - W)$ (es decir, partículas que han perdido una energía entre W y $W + dW$). PENELOPE permite posicionar detectores en distintos ángulos y formas, de tal manera que se pueden detectar y contar partículas que experimenten alguna interacción. N_{Count} denota el número de partículas contadas por unidad de tiempo. El doble diferencial de la DCS (por unidad de ángulo sólido $d\Omega$ y pérdida de energía dW) se define como

$$\frac{d^2\sigma}{d\Omega dW} = \frac{N_{Count}}{|J_{inc}| d\Omega dW} \quad (2.23)$$

Las DCS tienen dimensiones de área/(ángulo sólido X energía); el producto $[d^2\sigma/(d\Omega dW)] * d\Omega dW$ representa el área de una superficie plana que, colocada perpendicularmente al haz incidente, recibe tantos proyectiles directos como dispersos en direcciones \mathbf{d}' dentro de $d\Omega$ con pérdida de energía entre W y $W + dW$.

La DCS de pérdida de energía (diferencial en solo la pérdida de energía dW) se obtiene al integrar el DCS de doble diferencial en las direcciones $d\Omega$,

$$\frac{d\sigma}{dW} \equiv \int \frac{d^2\sigma}{d\Omega dW} d\Omega \quad (2.24)$$

La sección transversal total σ se define como la integral del DCS de pérdida de energía sobre la pérdida de energía,

$$\sigma \equiv \int_0^E \frac{d\sigma}{dW} dW = \int_0^E \left(\int \frac{d^2\sigma}{d\Omega dW} d\Omega \right) dW \quad (2.25)$$

Geoméricamente, la sección transversal total da el área de una superficie plana que, cuando se coloca perpendicularmente al haz incidente, está atravesada por el mismo número de proyectiles que experimentan interacciones con cualquier desviación angular y pérdida de energía.

2.4.1. Sección Transversal Diferencial

Durante un experimento típico de dispersión, un haz de electrones (u otro tipo de partícula) golpea un objetivo y se cuentan las tasas de producción de los distintos tipos de partículas. Es evidente que las tasas serán proporcionales a: (a) el número N de partículas en el objetivo iluminadas por el haz, y (b) la tasa por unidad de área a la que las partículas del haz cruzan una pequeña superficie colocada en el haz en reposo con respecto al objetivo y perpendicular a la dirección del haz [158]. (b) es conocido como *flujo*:

$$J = n_b v_i \quad (2.26)$$

donde n_b es la densidad de partículas en el haz y v_i es la velocidad del haz (siendo el marco de referencia el objetivo impactado por el haz). Por lo tanto, la tasa W_r a la cual una reacción específica r ocurre en un experimento puede expresarse como:

$$W_r = JN\sigma_r \quad (2.27)$$

donde σ_r es una constante de proporcionalidad llamada *sección transversal* de la reacción r . En un contexto completamente clásico, donde una partícula no es más que un objeto duro, la sección transversal es el área geométrica convencional, y expresa la probabilidad de golpear el objeto con un haz. Típicamente se denota como α y se mide en unidades de área.

En PENELOPE, las DCS implementadas para colisiones inelásticas y para radiación de frenado son descritas por Salvat y Fenández-Varea [19]. En su modelo, los autores Salvat y Fenández-Varea [225], consideran una partícula, ya sea electrón o positrón, con energía cinética E moviéndose en un medio conformado por un sólo elemento con número atómico Z . La mayoría de los DCS considerados pertenecen a átomos libres o materiales de un solo elemento; las DCS para compuestos y mezclas se obtienen por medio de la regla de aditividad de Bragg (el DCS “molecular” se establece igual a la suma de las DCS de todos los átomos en una molécula).

El número de átomos por unidad de volumen está dado por:

$$N = \frac{N_A \rho}{A_w} \quad (2.28)$$

donde N_A es el número de Avogadro, ρ es la densidad de masa del material y A_w , es el peso atómico.

2.4.2. Modelo de dispersión y distribuciones de probabilidad

Considerando una partícula con energía E (energía cinética, en el caso de electrones y positrones) que se mueve en un medio dado. En cada interacción, la partícula puede perder cierta energía W y cambiar su dirección de movimiento. La desviación angular está determinada por el ángulo de dispersión polar θ , es decir, el ángulo entre las direcciones de la partícula antes y después de la interacción, y el ángulo azimutal ϕ (ver Fig. 2.9). Estas cantidades son variables aleatorias, cuyos PDF están determinados por las DCS moleculares.

Supongamos que las partículas pueden interactuar con el medio a través de dos mecanismos independientes, denotados como “A” y “B” (por ejemplo, dispersión elástica e inelástica, en el caso de electrones de baja energía). El modelo de dispersión está completamente especificado por las DCS moleculares

$$\frac{d^2\sigma_A(E; \theta, W)}{d\Omega dW} \quad \text{y} \quad \frac{d^2\sigma_B(E; \theta, W)}{d\Omega dW} \quad (2.29)$$

donde $d\Omega$ es un elemento de ángulo sólido en la dirección (θ, ϕ) . Teniendo en cuenta que las moléculas en el medio están orientadas al azar, el DCS es independiente del ángulo de dispersión azimutal, es decir, la distribución angular de las partículas dispersas es axialmente simétrica alrededor de la dirección de incidencia. Las secciones transversales totales (por molécula) para los mecanismos A y B son

$$\sigma_{A.B}(E) = \int_0^E dW \int_0^\pi 2\pi \sin\theta d\theta \frac{d^2\sigma_{A.B}(E; \theta, W)}{d\Omega dW} \quad (2.30)$$

La sección transversal total de la interacción es

$$\sigma_T(E) = \sigma_A(E) + \sigma_B(E) \quad (2.31)$$

La probabilidad de interacción por unidad de longitud es

$$\lambda_T^{-1} = N\sigma_T \quad (2.32)$$

Nótese que el camino libre medio inverso total es la suma de los caminos libres medios inversos de los diferentes mecanismos de interacción activa,

$$\lambda_T^{-1} = \lambda_A^{-1} + \lambda_B^{-1} \quad (2.33)$$

La PDF de la longitud del trayecto s de una partícula desde su posición actual hasta el sitio de la próxima colisión es

$$p(s) = \lambda_T^{-1} \exp(-s/\lambda_T) \quad (2.34)$$

La longitud promedio del camino entre las interacciones es igual al camino libre medio (total),

$$\langle s \rangle = \lambda_T = (N\sigma_T)^{-1} \quad (2.35)$$

Cuando la partícula interactúa con el medio, el tipo de interacción que se produce es una variable aleatoria discreta, que toma los valores “A” y “B” con probabilidades

$$p_A = \sigma_A/\sigma_T \quad \text{y} \quad p_B = \sigma_B/\sigma_T \quad (2.36)$$

Las PDF del ángulo de dispersión polar y la pérdida de energía en eventos de dispersión individuales son

$$p_{A,B}(E; \theta, W) = \frac{2\pi \text{sen}\theta}{\sigma_{A,B}(E)} \frac{d^2\sigma_{A,B}(E; \theta, W)}{d\Omega dW} \quad (2.37)$$

Nótese que $p_A(E; \theta, W)d\theta dW$ da la probabilidad (normalizada) de que, en un evento de dispersión de tipo A, la partícula pierda energía en el intervalo $(W, W + dW)$ y se desvíe en direcciones con ángulo polar (relativo a la dirección inicial) en el intervalo $(\theta, \theta + d\theta)$. El ángulo de dispersión azimutal en cada colisión se distribuye uniformemente en el intervalo $(\theta, 2\pi)$, es decir,

$$p(\phi) = \frac{1}{2\pi} \quad (2.38)$$

El presente análisis de las interacciones en un medio de dispersión aleatoria involucra las DCS, que describen las interacciones con moléculas individuales y la densidad de las moléculas N , que caracteriza el estado macroscópico del medio. En los casos en que las DCS se vean afectadas por el estado de agregación del medio, podría ser más apropiado describir cada mecanismo de interacción por medio del llamado camino libre medio inverso diferencial. El camino libre medio inverso diferencial para el proceso de interacción A se define como

$$\frac{d^2\lambda_A^{-1}(E; \theta, W)}{d\Omega dW} = N \frac{d^2\sigma_A(E; \theta, W)}{d\Omega dW} \quad (2.39)$$

El camino libre medio inverso diferencial tiene las dimensiones de $1/(\text{longitud} \times \text{ángulo sólido} \times \text{energía})$; el producto $[d^2\lambda_A^{-1}/(d\Omega dW)]d\Omega dW$ es la probabilidad por unidad de longitud de que una partícula sufra una colisión de tipo A con desviación angular dentro de $d\Omega$ y pérdida de energía entre W y $W + dW$. Evidentemente, la integral del camino libre medio inverso diferencial da el camino libre medio inverso para el proceso,

$$\lambda_A^{-1} = \int dW \int 2\pi \text{sen}\theta d\theta \frac{d^2\sigma_{A,B}(E; \theta, W)}{d\Omega dW} = N\sigma_A \quad (2.40)$$

2.4.3. Generación de trayectorias aleatorias

Cada partícula comienza en una posición dada, con dirección y energía iniciales de acuerdo con las características de la fuente. El “estado” de una partícula inmediatamente después de una interacción (o después de ingresar a la muestra o comenzar su trayectoria) se define por sus coordenadas de posición $r = (x, y, z)$, energía E y cosenos de la dirección de vuelo, es decir, las componentes del vector unitario $d = (u, v, w)$, como se ve desde el marco de referencia del laboratorio.

Cada trayectoria simulada se caracteriza así por una serie de estados r_n, E_n, \hat{d}_n , donde r_n es la posición del enésimo evento de dispersión y E_n y \hat{d}_n son los cosenos de energía y la dirección del movimiento justo después de ese evento.

La generación de trayectorias aleatorias procede de la siguiente manera. Se supone que ya se ha simulado una trayectoria hasta un estado r_n, E_n, \hat{d}_n . La longitud S del camino libre a la próxima colisión, el mecanismo de dispersión involucrado, el cambio de dirección y la pérdida de energía en esta colisión son variables aleatorias que se muestrean de las PDF correspondientes. De aquí en adelante, ξ representa un número aleatorio distribuido uniformemente en el intervalo $(0,1)$.

La longitud del vuelo libre se distribuye de acuerdo con el PDF proporcionado por la ecuación de $p(s)$. Los valores aleatorios de s se generan utilizando la fórmula de muestreo

$$s = -\lambda_T \ln(1 - \xi) \equiv -\lambda_T \ln \xi \quad (2.41)$$

El símbolo \equiv indica que las dos fórmulas de muestreo son equivalentes en el sentido de que generan valores aleatorios a partir de una distribución exponencial. Su equivalencia procede del hecho de que $1 - \xi$, es, al igual que ξ un número aleatorio uniformemente distribuido en $(0,1)$. La última fórmula evita una substracción y por lo tanto es más rápida que la fórmula que le antecede.

Las siguientes interacciones ocurren en la posición

$$r_{n+1} = r_n + s\hat{d}_n \quad (2.42)$$

El tipo de interacción (“A” o “B”) se selecciona de las probabilidades de puntos dadas por la ecuación 2.36 utilizando el método de transformación inversa . El ángulo de dispersión polar θ y la pérdida de energía W se muestrean de la distribución $p_{A,B}(E; \theta, W)$, (Ecuación 2.37), utilizando una técnica de muestreo adecuada. El ángulo de dispersión azimutal se genera, según la distribución uniforme en $(0, 2\pi)$, como $\phi = 2\pi\xi$.

Después de muestrear los valores de W, θ y ϕ , la energía de la partícula se reduce, $E_{n+1} = E_n - W$, y la dirección del movimiento después de la interacción, $\hat{d}_{n+1} = (u', v', w')$, se obtiene realizando una rotación de $\hat{d}_n = (u, v, w)$, (ver Fig. 2.10).

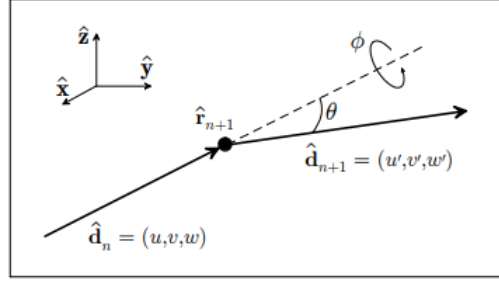


Figura 2.10: Desviaciones angulares en eventos de dispersión.

La matriz de rotación $R(\theta, \phi)$ está determinada por los ángulos de dispersión polar y azimutal. Para obtener explícitamente el vector dirección $\hat{d}_{n+1} = R(\theta, \phi)\hat{d}_n$ después de la interacción, primero notamos que, si la dirección inicial es a lo largo del eje z , $\hat{d}_n = \hat{z} = (0, 0, 1)$, la dirección después de la colisión es

$$\begin{pmatrix} \text{sen}\theta\cos\phi \\ \text{sen}\theta\text{sen}\phi \\ \cos\theta \end{pmatrix} = R(\phi\hat{z})R(\theta\hat{y}) \begin{pmatrix} 0 \\ 0 \\ 1 \end{pmatrix} \quad (2.43)$$

donde

$$R(\theta\hat{y}) = \begin{pmatrix} \cos\theta & 0 & \text{sen}\theta \\ 0 & 1 & 0 \\ -\text{sen}\theta & 0 & \cos\theta \end{pmatrix} \quad \text{y} \quad R(\phi\hat{z}) = \begin{pmatrix} \cos\phi & -\text{sen}\phi & 0 \\ \text{sen}\phi & \cos\phi & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad (2.44)$$

son matrices de rotación correspondientes a rotaciones activas de los ángulos θ y ϕ sobre los ejes y y z , respectivamente. Por otro lado, si θ y ϕ son los ángulos polar y azimutal de la dirección inicial

$$\hat{d}_n = (\text{sen}v\cos\phi, \text{sen}v\text{sen}\phi, \cos v), \quad (2.45)$$

la rotación $R(-v\hat{y})R(-\phi\hat{z})$ transforma el vector \hat{d}_n en \hat{z} . Entonces queda claro que el vector de dirección final \hat{d}_{n+1} se puede obtener realizando la siguiente secuencia de rotaciones del vector de dirección inicial: 1) $R(-v\hat{y})R(-\phi\hat{z})$, que transforma \hat{d}_n en \hat{z} ; 2) $R(\phi\hat{z})R(\theta\hat{y})$, que gira \hat{z} de acuerdo con los ángulos de dispersión polar y azimutal muestrados; y 3) $R(\phi\hat{z})R(v\hat{y})$, que invierte la rotación del primer paso. Por lo tanto

$$R(\theta, \phi) = R(\phi\hat{z})R(v\hat{y})R(\phi\hat{z})R(\theta\hat{y})R(-v\hat{y})R(-\phi\hat{z}) \quad (2.46)$$

El vector final es

$$\hat{d}_{n+1} = R(\theta, \phi)\hat{d}_n = R(\varphi\hat{z})R(v\hat{y})R \begin{pmatrix} \text{sen}\theta\text{cos}\phi \\ \text{sen}\theta\text{sen}\phi \\ \text{cos}\theta \end{pmatrix} \quad (2.47)$$

La simulación de la trayectoria continúa repitiendo estos pasos (ver Fig. 2.11). Una trayectoria finaliza cuando abandona el material o cuando la energía se vuelve más pequeña que una energía determinada E_{abs} , que es la energía donde se supone que las partículas se detienen y se absorben efectivamente en el medio.

2.4.4. La transferencia de partículas como un proceso de Markov

Los conceptos, las definiciones y el esquema de simulación anteriores se basan en el supuesto de que la transferencia de partículas se puede modelar como un proceso de Markov, es decir, “los valores futuros de una variable aleatoria están determinados estadísticamente por los eventos presentes y dependen solo del evento inmediatamente anterior” [289]. Debido al carácter markoviano de transferencia, podemos detener la generación de un historial de partículas en un estado arbitrario (cualquier punto de la trayectoria) y reanudar la simulación desde este estado sin introducir ningún sesgo en los resultados.

Hasta este punto se ha considerado la transferencia en un solo medio homogéneo. Sin embargo, en casos prácticos, la estructura del material donde se transfiere la radiación puede consistir en varias regiones con diferentes composiciones. Se supone que las interfaces entre los medios contiguos son nítidas (es decir, no hay difusión de especies químicas a través de ellas). En el software de simulación, cuando una partícula llega a una interfaz, se detiene allí y la simulación se reanuda con las propiedades de interacción del nuevo medio. Obviamente, este procedimiento es consistente con la propiedad markoviana del proceso de transferencia. Por lo tanto, los cruces de interfaz se describen de manera consistente mediante simples consideraciones geométricas. La principal ventaja de la simulación de Monte Carlo reside en la facilidad de manejo de geometrías complicadas.

Considerando dos medios homogéneos, 1 y 2 (con los caminos libres medios correspondientes $\lambda_{T,1}$ y $\lambda_{T,2}$), separados por una interfaz, que son atravesados por partículas que se mueven del primer medio al segundo (como en la Fig. 2.11).

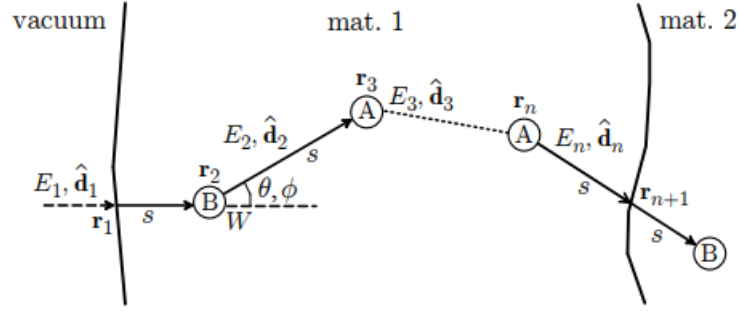


Figura 2.11: Generación de trayectorias aleatorias mediante simulación detallada para distintos materiales.

La longitud promedio entre la última interacción en el medio 1 y la primera interacción en el medio 2 es $\lambda_{T,1} + \lambda_{T,2}$, como puede verificarse fácilmente mediante la simulación. Suponga que las partículas se transportan dentro de un solo medio homogéneo con un plano imaginario que actúa como una interfaz “virtual”, dividiendo el medio en dos mitades. En la simulación, las partículas no ven esta interfaz, es decir, no se detienen al cruzarla.

Cada vez que una partícula cruza el plano, se obtiene como resultado la longitud S_{plano} del segmento de la trayectoria entre las dos interacciones inmediatamente antes y después del cruce. El valor promedio de S_{plano} es $2\lambda_T$, a pesar del hecho de que la longitud del camino libre entre colisiones consecutivas fue muestreada desde una PDF exponencial con el camino libre medio λ_T . La explicación de este resultado es que, como consecuencia del carácter markoviano, la longitud promedio de la trayectoria desde el plano (un punto fijo arbitrario en la trayectoria) hasta la última colisión (o hasta la próxima colisión) es λ_T .

En simulaciones mixtas de transferencia de electrón/positrón, es necesario limitar la longitud S de cada “salto libre” para que no exceda un valor determinado de S_{max} . Para lograr esto, se muestrea la longitud del camino libre S a la siguiente interacción desde el PDF exponencial $p(s)$, pero cuando $S > S_{max}$ solo se permite que la partícula avance una distancia de S_{max} a lo largo de la dirección del movimiento. Al final del salto libre truncado no se hace nada (es decir, la partícula mantiene inalteradas su energía y dirección de movimiento); sin embargo, por conveniencia de programación, la partícula sufre una interacción delta (en realidad, una “no interacción”). Cuando el valor muestreado de S es menor que S_{max} , se simula una interacción real. Después de la interacción (ya sea real o delta), se muestrea un nuevo camino libre S , se mueve la partícula a una distancia $S' = \min(S, S_{max})$, etc. A partir del carácter markoviano de la transferencia, está claro que después de la inserción de la interacción delta, las interacciones mantienen la simulación imparcial. Si esto no queda claro de inmediato, aquí hay una

prueba directa. Primero se nota que la probabilidad de que un salto libre termine con una interacción delta es

$$p_\delta = \int_{S_{max}}^{\infty} p(s)ds = \exp(-s_{max}/\lambda T) \quad (2.48)$$

Para obtener la probabilidad $p(S)dS$ de tener la primera interacción real a una distancia en el intervalo $(S, S+dS)$, se usa $S = nS_{max} + S'$ con $n = [S/S_{max}]$ y, por lo tanto, $S' < S_{max}$. La probabilidad buscada es igual a la probabilidad de tener n interacciones sucesivas delta seguidas de una interacción real a una distancia en $(S', S' + dS)$ desde la última interacción delta

$$p(s)ds = p_\delta^n \lambda_T^{-1} \exp(-s'/\lambda_T) ds = \lambda_T^{-1} \exp(s/\lambda_T) ds \quad (2.49)$$

que es el valor a usar de la PDF de la longitud de la trayectoria entre la posición actual y la próxima colisión.

Capítulo 3

Datos y Métodos

3.1. Observaciones de descargas eléctricas en erupciones volcánicas.

La información sobre eventos eruptivos que presentaron descargas eléctricas se obtuvo a través de distintas fuentes bibliográficas para un período que abarca desde el año 1900 hasta el 2016. Se tomaron en cuenta boletines de vulcanología, por ejemplo, los realizados por Tanakadate en 1925 [259], 1931 [260], 1934 [261] y 1940 [262], artículos científicos [143], [146], [15], [270], libros sobre vulcanología [169] y apéndices de investigaciones anteriores como es el caso de la realizada por McNutt y Williams (2010) [171].

La composición magmática se consultó en distintos artículos, los cuales están citados en las tablas del apéndice A. Es necesario mencionar que la composición magmática reportada es la que se presenta en mayor porcentaje, ya que hay volcanes que tienen una composición muy variada, como es el caso del volcán Yakedake [122] o una composición única como la del volcán africano Ol Doinyo Lengai [60].

Se usó la misma clasificación utilizada por McNutt y Williams en su artículo del 2010, es decir, se consideraron 6 tipos de composición:

- Basáltica (B)
- Basalto–Andesítica (BA)
- Andesítica (A)
- Andesítica–Dacítica (DA)
- Dacítica (D)
- Riolítica (R)

A diferencia del trabajo de McNutt y Williams (2010), no se consideró la cantidad de rayos durante la erupción, sino el año en que se desarrolló el evento eruptivo. Esta consideración tiene el propósito de limitar la incertidumbre que puede haber entre un evento bien documentado, en el que se tomó registro de cada destello con su correspondiente hora y otros datos [23], [284] y un evento en el que sólo se registró la observación de rayos sin importar su cantidad [259], [261]. Cabe mencionar que no en todos los lugares u observatorios del mundo se cuenta con el mismo equipamiento para el registro y detección de rayos durante erupciones volcánicas.

3.2. Emisión termoiónica.

En este apartado se describe el método para estimar la emisión de electrones de diversos óxidos metálicos dentro del intervalo de temperatura de un rayo y con un tamaño específico. Esto permite identificar el material que se ioniza a menor temperatura y que es capaz de producir corrientes eléctricas similares a las de un rayo en vacío, es decir, sin presencia de gases. Es importante señalar que estos cálculos ignoran la dinámica de la pluma y sólo se estima la emisión de electrones que pueden promover la ionización.

Se utilizó la ecuación de Richardson-Dushman en minerales con contenido metálico de origen volcánico bajo las siguientes suposiciones:

- La elevación de la temperatura y la emisión de electrones se produce mucho más rápido que el cambio de fase, por ejemplo, en experimentos de “*Rocket-triggered lightning*” (es decir, descargas iniciadas artificialmente por un cohete con cable a tierra) la corriente de un rayo baja por un cable de cobre antes de que se vaporice (Figura 3.1) [75].



Figura 3.1: Experimento de un “Rocket-triggered lightning” [90].

- Debido a que el canal de un rayo tiene diámetro de un 1 cm solo se consideraron partículas de origen volcánico cercanas a este tamaño: ceniza (menores

a 2 mm) y lapilli (mayores que 2 mm y menores que 64 mm) (Figura 3.2) [50]. Además se supone que las partículas son esféricas.

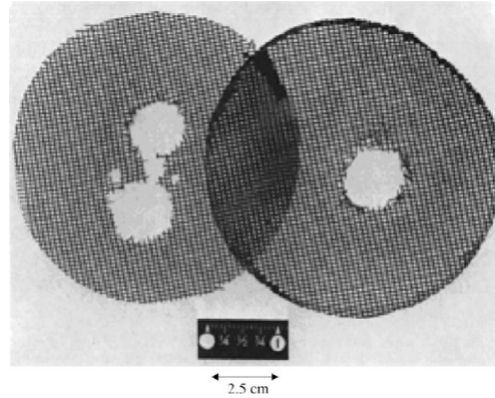


Figura 3.2: Hoyos en placas de fibra de vidrio creados por un rayo.

- El rango de temperatura de un rayo entre 25,000 K a 30,000 K [50].

Con las mencionadas suposiciones se utiliza la ecuación de Richardson-Dushman para obtener la densidad de corriente de emisión (J_s):

$$J_s = AT^2 e^{-w/K_b T} \quad (3.1)$$

donde:

- $A = 1,20173 \times 10^6 \text{ Am}^{-2} \text{ K}^{-2}$ Constante de Richardson [96]
- T : Temperatura
- w : Función de trabajo característica del material
- $K_b = 1,38 \times 10^{-23} \text{ J/K}$ Constante de Boltzmann

Después de obtener la densidad de la corriente de emisión J_s se multiplica por el área característica de la ceniza y del lapilli, suponiendo partículas esféricas de radio r (ecuación 3.2):

$$J(r, T) = J_s \pi 4r^2 \quad (3.2)$$

$$J(r, T) = 4\pi r^2 AT^2 e^{-w/K_b T} \quad (3.3)$$

Algunos autores [264], [86], indican que la composición metálica de la mayoría de los piroclastos eyectados durante una erupción contiene: Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 ,

FeO, K₂O, MgO, Na₂O, TiO₂. El cuadro 3.1 presenta las funciones de trabajo que son necesarias para la ecuación (3.3) de Richardson-Dushman.

Cuadro 3.1: Composición de material eyectado durante una erupción con su respectiva función de trabajo (w)

Composición	w [eV]	Referencia
Al ₂ O ₃	4.7	[279]
CaO	1.9	[27]
Fe ₂ O ₃	4.85	[44]
FeO	3.85	[279]
K ₂ O	3.33	[168]
MgO	2.68	[253]
Na ₂ O	2.94	[247]
TiO ₂	3.87	[29]

Posteriormente, se usaron los resultados obtenidos para calcular la corriente eléctrica emitida por los óxidos metálicos estudiados. Al ser un efecto superficial, los cálculos se realizaron usando el área superficial de partículas esféricas y en un intervalo de radios que va de 0.166 mm a 5 mm.

3.3. Software PENELOPE.

3.3.1. Descripción General

PENELOPE (*Penetration and ENergy LOss of Positrons and Electrons*) es un programa informático o software escrito en Fortran 77, creado por Francesc Salvat y sus colegas en la Universidad de Barcelona. PENELOPE permite realizar simulaciones de Monte Carlo del movimiento relativista o transferencia de electrones y/o fotones en materiales arbitrarios causado por el impacto de energía que puede ir desde cientos de eV hasta 1 GeV [226]. Se puede descargar el software de la página de la Nuclear Energy Agency de Francia (<https://www.oecd-neo.org/tools/abstract/detail/nea-1525>).

En una simulación de la transferencia de radiación mediante un método de Monte Carlo, la historia (trayectorias) de una partícula es vista como una secuencia de viajes libres y azarosos que terminan con un evento de interacción donde la partícula cambia su dirección de movimiento, pierde energía y, ocasionalmente,

produce partículas secundarias; este proceso se describe con mayor detalle en la sección 2.4 de la presente tesis. Para simular esas trayectorias es necesario un conjunto de Secciones Eficaces Diferenciales (DCS, por sus siglas en inglés) para los mecanismos de interacción relevantes. Las DCS determinan las PDF de las variables que caracterizan una trayectoria: 1) camino libre entre los sucesivos eventos de interacción, 2) el tipo de interacción que se lleva a cabo y 3) la energía perdida y la desviación angular de un evento en particular (y los estados iniciales de las partículas secundarias emitidas, si es que existen). Una vez que las PDF son conocidas, se pueden generar trayectorias azarosas usando métodos de muestreo apropiados. Si el número de trayectorias generadas es suficientemente grande, se puede obtener información cuantitativa acerca del proceso de transferencia al promediar los datos de las trayectorias simuladas.

El método de Monte Carlo produce la misma información que la solución de la ecuación de transferencia de Boltzmann, con el mismo modelo de interacción, pero de una manera más fácil [24]. En particular, la simulación de la transferencia de radiación en geometrías complejas es sencilla, mientras que las geometrías más simples y finitas (láminas delgadas) son muy difíciles de tratar con la ecuación de transferencia. La principal desventaja del método de Monte Carlo reside en su naturaleza basada en el azar: todos los resultados son afectados por incertidumbres estadísticas, lo cual puede reducirse a expensas de incrementar la población de la muestra a usar y, por lo tanto, el tiempo de cómputo. Bajo circunstancias especiales, las incertidumbres estadísticas pueden ser reducidas usando técnicas de reducción de la varianza [224], [128].

Algunos de los resultados que se pueden obtener a través de las simulaciones de PENELOPE son [226]:

- Cantidades genéricas calculadas:
 - Fracción de electrones primarios que se transmiten, retrodispersan y absorben
 - Probabilidad de generación de partículas secundarias
 - Energía promedio depositada dentro de cada cuerpo de la muestra
 - Energía promedio de los fotones que llegan a cada detector
- Distribución angular de electrones y fotones
- Distribución de energía de electrones y fotones retrodispersados y transmitidos
- Espectro continuo de fotones
- Intensidad de las líneas características de rayos X (generadas y emitidas):

- Intensidad total
 - Intensidad de fluorescencia total
 - Intensidad de los fotones primarios (de las interacciones electrónicas)
 - Intensidad de fluorescencia de los rayos X característicos
 - Intensidad de fluorescencia de Bremsstrahlung
- $\phi(\rho z)$ distribución de líneas características generadas y emitidas
 - Distribución espacial de la emisión de rayos X dentro del volumen de un paralelepípedo con una malla cartesiana, y para un intervalo dado de energías de rayos X

El software PENELOPE es adecuado para este estudio porque permite distinguir qué material produce mayor emisión de electrones, analizar qué medio permite una mayor dispersión de electrones y también posibilita una comparación entre los materiales bajo las mismas condiciones [19], [226].

Hay estudios en los que se ha observado la emisión de rayos X después de una descarga eléctrica [75], [226], y a que también hay teorías que mencionan el surgimiento de una cascada de electrones después de la emisión de alguna forma de radiación, como por ejemplo: rayos cósmicos [136], [256] o emisiones de radiación por parte de material volcánico radiactivo [141]. El software PENELOPE también incorpora estos mecanismos físicos, por lo cual es adecuado para este estudio. Debido al gran número de interacciones experimentadas por electrones y positrones antes de llegar a un estado de reposo, las simulaciones detalladas son inviables en un contexto de altas energías. Sin embargo, en PENELOPE se usan procedimientos de simulación mezclada (combina la simulación detallada de eventos rígidos con la simulación condensada de interacciones suaves), en lugar de esquemas de simulación condensada adoptados en otros softwares de simulación de altas energías (ETRAN [234], ITS3 [104], EGS4 [185], GEANT3 [34], EGSnrc [133], MCNP [265], GEANT4 [1], FLUKA [84], EGS5 [114]) [226].

La manera en que opera PENELOPE se describe en las siguientes subsecciones y la información se extrajo del manual de operación *PENELOPE-2011: A Code System for Monte Carlo Simulation of Electron and Photon Transport* del 2011 [226].

3.3.2. Resumen del proceso

Las entradas (*Inputs*) que se usan para la simulación son: la fórmula química de los materiales a usar, las dimensiones, ángulo de incidencia y energía del rayo, las interacciones a tomar en cuenta entre el rayo y el material y finalmente, la configuración geométrica de los detectores de electrones o fotones.

En resumen, la generación de trayectorias aleatorias de electrones y positrones en materiales arbitrarios, sigue el siguiente proceso [19]:

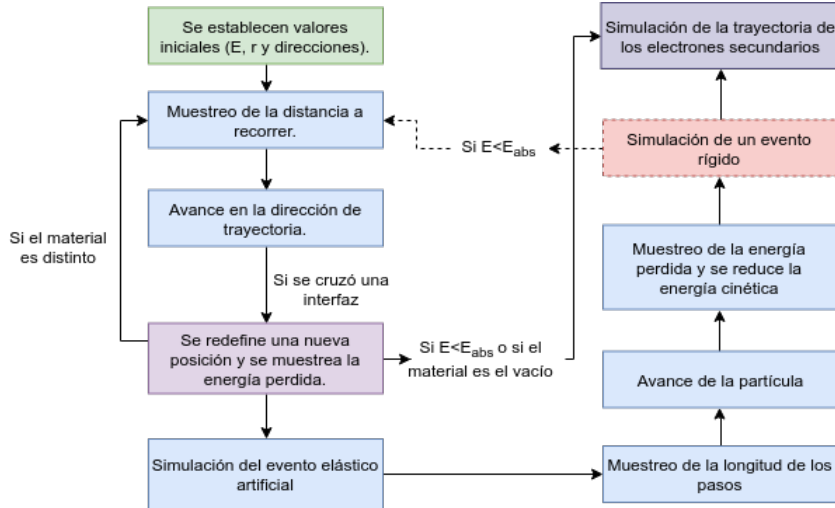


Figura 3.3: Resumen del proceso seguido en PENELOPE.

3.4. Formación de una avalancha de electrones modelada a través del método de Monte Carlo para gases magmáticos.

3.4.1. Interacción con una partícula de composición homogénea

Para la primera parte de esta sección, los gases en la pluma volcánica descritos por Gerlach [95] se usaron como medios para observar la propagación de electrones emitidos por óxidos metálicos presentes en el magma. Además, se calculó el porcentaje de electrones transmitidos, reflejados y absorbidos en el gas. La configuración que se usó en el modelo es la de una inclusión (óxido metálico) dentro de un medio (gas) infinito (Figura 3.4). El desencadenante de la avalancha que se usó es un haz de electrones con una energía de 1000 keV (o 1 MeV) [238], [175], con diámetro de 100 nm incidiendo verticalmente sobre una partícula de óxido metálico de 5 μm de radio inmersa en un medio infinito de un gas magmático.

Los gases usados son: H_2O , SO_2 , CO_2 , HF , HCl , HBr , HI , H_2S , CO , aire (78 % de Nitrógeno, 21 % de Oxígeno y 1 % de Argón) y los óxidos metálicos usados son (cuadro 3.2): Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 , FeO , K_2O , MgO , Na_2O , y TiO_2 dando un total

Cuadro 3.2: Composición de los gases magmáticos usados como medios [95].

Gas	Fracción molar
H ₂ O	0.919
CO ₂	0.046
SO ₂	0.0144
HCl	0.0076
HF	0.00061
H ₂	0.00541
H ₂ S	0.0067
HBr	$1,7 \times 10^{-5}$
HI	$1,7 \times 10^{-7}$

de 80 combinaciones posibles. Las 80 gráficas de las avalanchas de electrones se encuentran en el Apéndice B.



Figura 3.4: Tipo de configuración o geometría de inclusión.

3.4.2. Interacción con partícula de composición heterogénea

En la segunda parte se simuló el bombardeo de 8 distintos tipos de rocas descritas en la cuadro 3.3 en un medio infinito de vapor de agua. Las rocas están numeradas y cada número corresponde a una roca de la siguiente lista:

1. Promedio de 35 análisis de basalto alcalino de Hawaii, USA [155].
2. Promedio de la composición de basalto toleítico oceánico, muestras provenientes del Océano Atlántico y del Océano Pacífico [79].

3. Andesita rica en piroxeno, Ohakune, Parque Nacional Tongariro, Nueva Zelanda [80].
4. Andesita rica en olivino, Tongariro, Nueva Zelanda [80].
5. Promedio de la composición de andesita del Monte Egmont de Nueva Zelanda [100].
6. Andesita Dacítica, White Island, Bay of Plenty, Nueva Zelanda [80].
7. Dacita, Monte Hood, Cascades, USA [294].
8. Lava Riolítica, Series del Cono Principal de la isla Sira, Yemen [53].

Cuadro 3.3: Composición porcentual química de algunas rocas ígneas (%).

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	45.4	49.34	54.91	53.7	54.7	62.15	65	69.54
Al ₂ O ₃	14.7	17.04	12.73	15.1	18.07	14.32	15.4	12.77
Fe ₂ O ₃	4.1	1.99	1.02	2.5	3.9	1.64	2.46	4.03
FeO	9.2	6.82	6.41	6.65	3.75	4.33	2.4	0.99
MnO	0.2	0.17	0.17	0.16	0.16	0.15	0.06	0.17
MgO	7.8	7.19	11.29	7.6	3.32	3.97	2.6	-
CaO	10.5	11.72	8.34	10.5	8.17	5.89	6.4	-
Na ₂ O	3	2.73	1.88	2.4	3.69	2.49	3.88	5.48
K ₂ O	1	-	0.67	-	1.88	2.37	0.95	4.96
TiO ₂	3	1.49	-	0.71	0.85	0.71	0.74	-
P ₂ O ₅	0.4	0.16	0.1	0.12	-	0.12	0.18	0.04
H ₂ O ⁺	-	0.69	1.02	0.2	-	1.21	0.1	0.13
H ₂ O ⁻	-	0.58	-	0.72	-	0.29	0.08	0.4
Cr ₂ O ₃	-	0.04	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	0.26
Cl	-	-	-	-	-	-	-	0.07
Total	99.3	100.12	98.49	99.74	100.32	99.65	100.17	99.70

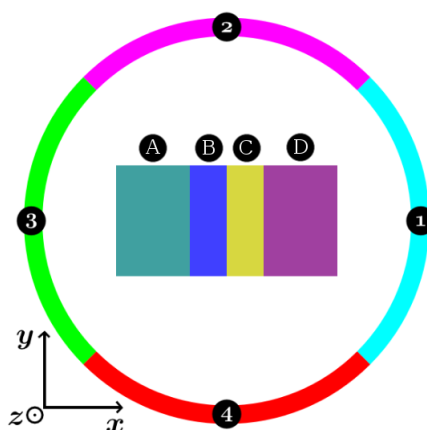


Figura 3.5: Configuración Grain Boundary.

Las rocas fueron impactadas por un haz de electrones de 1 MeV y en una posición en la que la interfaz de cada capa de la roca estaba perpendicular al haz incidente (Figura 3.5). El haz es paralelo al eje Z y alrededor de la muestra se ubican detectores anulares de electrones (1 al 4) en distintas alturas o ángulos, así como un medio infinito de H₂O. Las interfaces de la muestra no tienen una división difusa (A a D). En el cuadro 3.4 se muestran las dimensiones usadas para las interfaces de las rocas bombardeadas por el haz de electrones.

Cuadro 3.4: Grosor (nm) de los compuestos presentes en las rocas del Cuadro 3.3.

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	45.4	49.34	54.91	53.7	54.7	62.15	65	69.54
Al ₂ O ₃	14.7	17.04	12.73	15.1	18.07	14.32	15.4	12.77
Fe ₂ O ₃	4.1	1.99	1.02	2.5	3.9	1.64	2.46	4.03
FeO	9.2	6.82	6.41	6.65	3.75	4.33	2.4	0.99
MgO	7.8	7.19	11.29	7.6	3.32	3.97	2.6	-
CaO	10.5	11.72	8.34	10.5	8.17	5.89	6.4	-
Na ₂ O	3	2.73	1.88	2.4	3.69	2.49	3.88	5.48
K ₂ O	1	-	0.67	-	1.88	2.37	0.95	4.96
TiO ₂	3	1.49	-	0.71	0.85	0.71	0.74	-
Total (Roca)	98.7	98.32	98.33	97.25	99.16	97.87	99.83	97.77

Capítulo 4

Resultados y Discusión

4.1. Observaciones registradas a partir del año 1900 de descargas eléctricas en erupciones volcánicas.

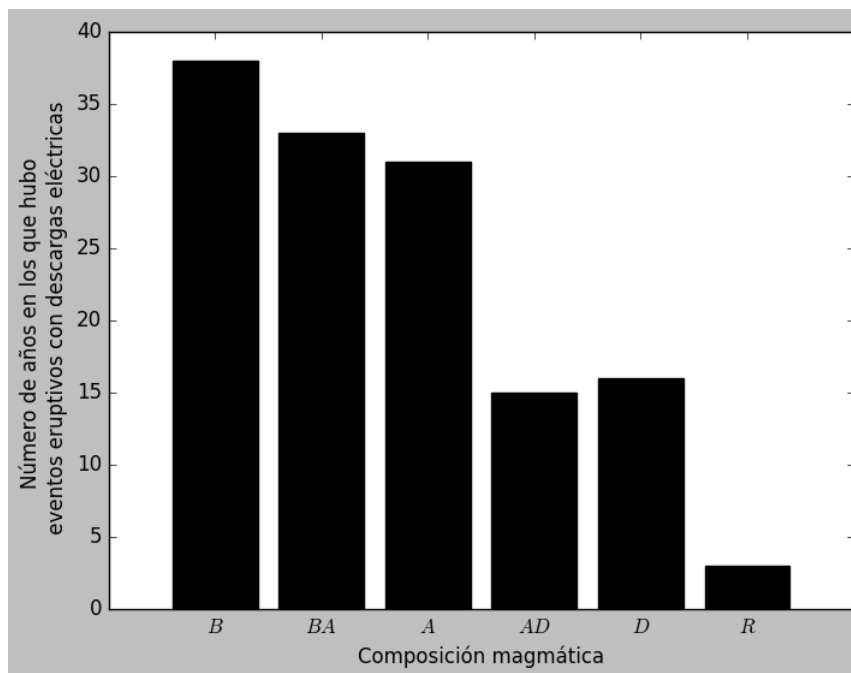


Figura 4.1: Gráfica de un total de 135 eventos eruptivos registrados a nivel mundial y entre 1900 y 2016 y su composición magmática.

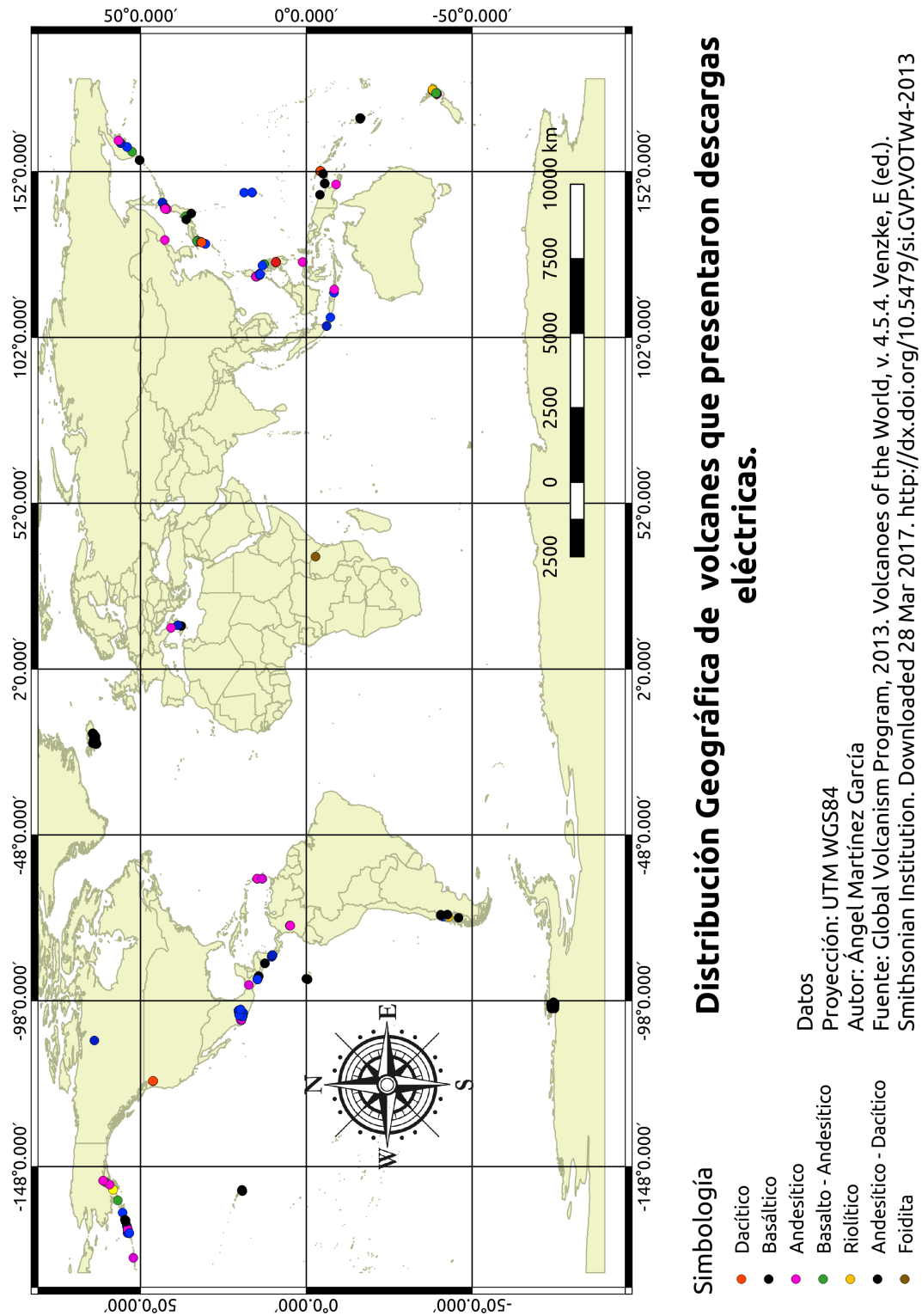


Figura 4.2: Distribución geográfica de los volcanes usados en el estudio.

En la gráfica de la figura 4.1 se muestra un total de 135 eventos eruptivos registrados así como su composición magmática. Se puede notar que la composición que presentó un mayor número de destellos o rayos, fue la composición basáltica con un total de 38, luego la basáltico-andesítica con 33, posteriormente la andesítica con 31, después la composición dacítica con 16, seguida de la composición andesita-dacita 15 y finalmente la riolítica 3. En general, las composiciones con un mayor contenido de óxidos metálicos presentaron más rayos, sin embargo, esto también se puede deber a que hay una proporción aproximada de 1 a 1 de materiales conductores (óxidos metálicos) y de materiales dieléctricos (silicio), ya que esa es otra de las características de las composiciones basálticas. En el mapa se observa la distribución espacial de los eventos eruptivos considerados en este estudio. La mayoría de los volcanes se encuentra en la zona del Cinturón de Fuego que rodea al Océano Pacífico. Los diversos colores corresponden a las diferentes composiciones mencionadas en la sección 2.1. La distribución no juega un papel importante en el proceso pues sin importar las coordenadas (longitud y latitud) del volcán el proceso de una tormenta eléctrica dentro de la pluma volcánica se lleva a cabo; a diferencia de las tormentas originadas en nubes cumulonimbus donde el contenido de agua depende de la latitud.

4.2. Emisión termoiónica por óxidos metálicos impactados por un rayo en una pluma volcánica.

A partir de la ecuación 2.1 se calculó la densidad de la corriente de emisión termoiónica dependiente de la temperatura y de la función de trabajo para cada m_o de los minerales especificados en la tabla 1:

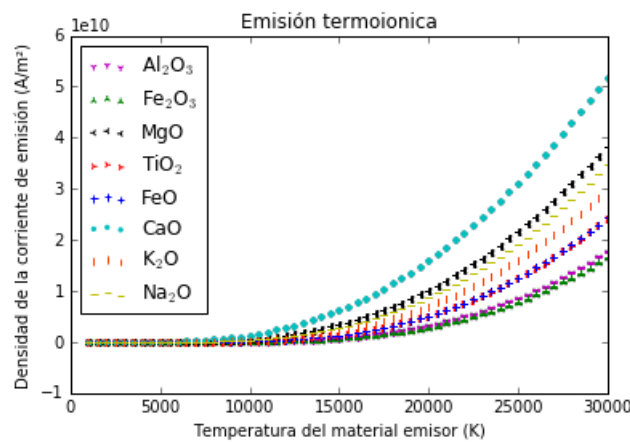


Figura 4.3: Crecimiento (dependiente de la temperatura) de la corriente de emisión termoiónica para óxidos metálicos eyectados durante una erupción volcánica.

Como se observa en la Fig. 4.3, el óxido metálico con mayor densidad de emisión de electrones en el vacío y que emite a menor temperatura es el CaO. Esto se debe a que es el óxido metálico que tiene la menor función de trabajo entre los 6 óxidos metálicos que se estudiaron. Es importante notar que de acuerdo con esta gráfica, ninguno de los óxidos metálicos estudiados emite electrones a temperaturas menores a los 10,000 K. En los intervalos de 700 K a 1400 K, que es la temperatura del material eyectado durante una erupción volcánica [293], [295], [250] no se produce emisión de electrones a partir de ningún material. En cambio, en el intervalo de temperatura de un rayo (de 25,000 K a 30,000 K [50]) sí se observan altas densidades de emisión de electrones. Sin embargo, a pesar de que un rayo puede alcanzar esas temperaturas, no es común que suceda.

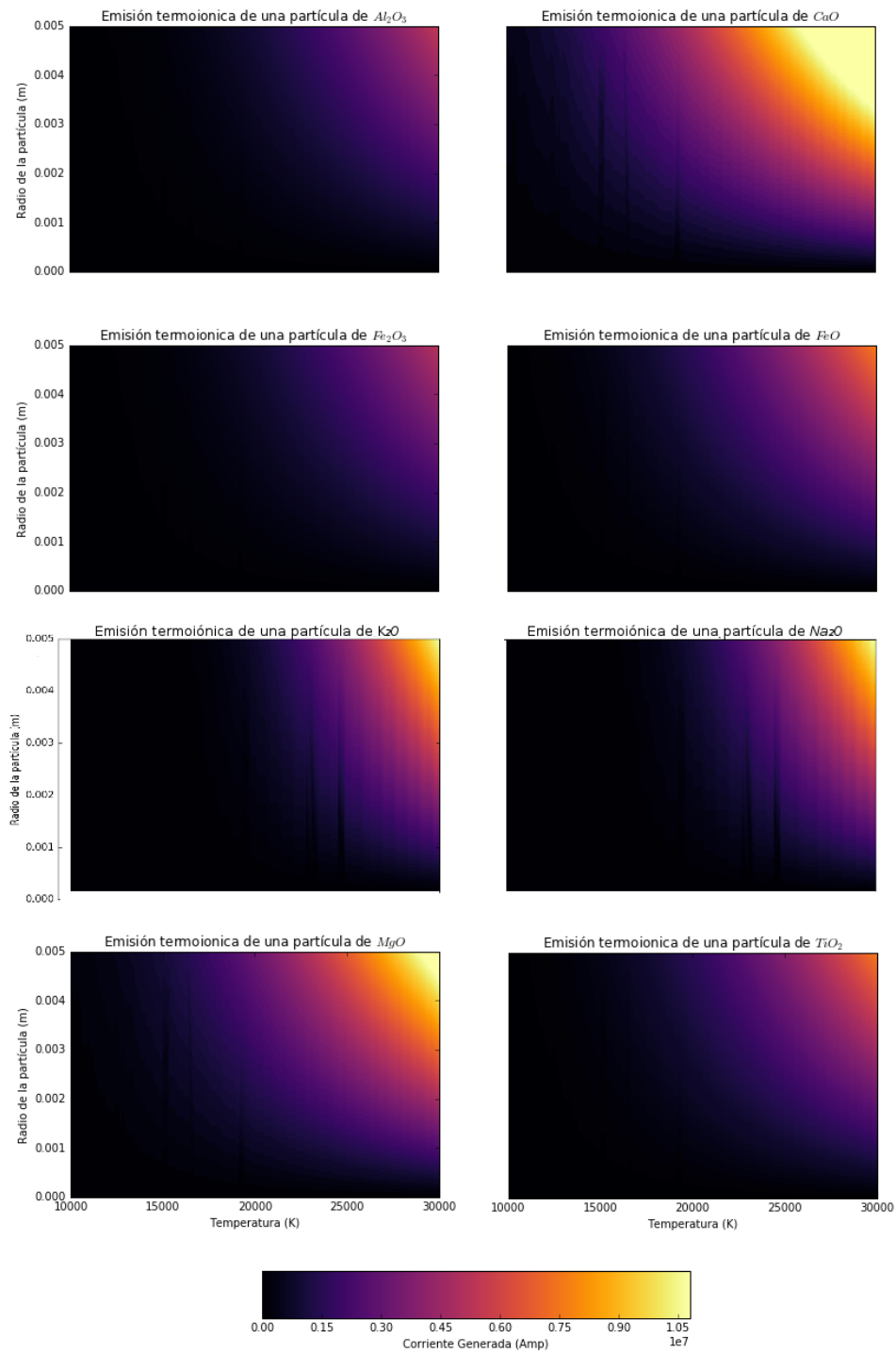


Figura 4.4: Emisión termoiónica de distintas partículas metálicas. Los pasos δr son 0.005 m y δT son de 250 K.

La gráfica de la Fig. 4.3 no considera el área de la partícula metálica, por lo tanto, se deben considerar algunos tamaños característicos para calcular la corriente eléctrica generada en función del tamaño. En la gráfica (Fig. 4.4) se puede observar que no hay ningún óxido metálico que emita corriente eléctrica por el mecanismo de emisión termoiónica a en los intervalos de 700 K a 1400 K sin importar su tamaño. Los primeros óxidos metálicos en comenzar la emisión de electrones son el CaO (algunos minerales de origen ígneo en los que podríamos encontrar estos compuestos son andradita, anortita, diópsido, etc.) y el MgO (balangeroita, clorartinita, forsterita, etc.) a una temperatura de 13,000 K y 15,000 K respectivamente y a un tamaño de 5 milímetros. Los óxidos metálicos con menor capacidad para emitir electrones son el Al_2O_3 (algunos minerales de origen ígneo en los que podríamos encontrar estos compuestos son aerinita, almandita, crisoberilo, etc.) y el Fe_2O_3 (egirina, bederita, bixbyíta, etc.).

4.3. Formación de una avalancha de electrones modelada a través del método de Monte Carlo para gases magmáticos

Las siguientes gráficas son el resultado de contabilizar la tasa de electrones (por segundo) desde una inclusión metálica en un medio gaseoso, las 60 avalanchas de electrones que se encuentran en el apéndice B.

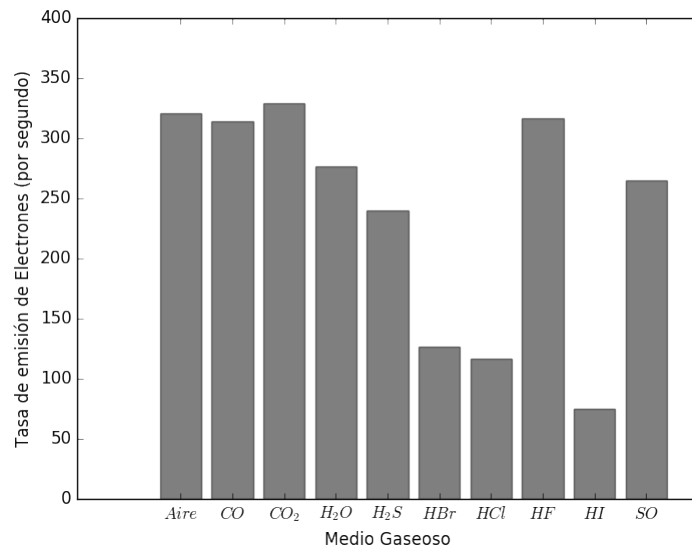


Figura 4.5: Tasa de emisión electrones por segundo emitidos por una inclusión de Al_2O_3 en distintos medios gaseosos.

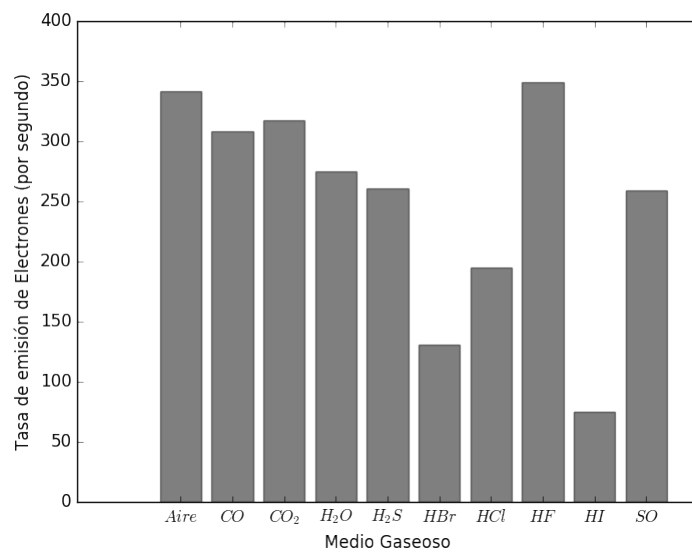


Figura 4.6: Electrones por segundo emitidos por una inclusión de CaO en distintos medios gaseosos.

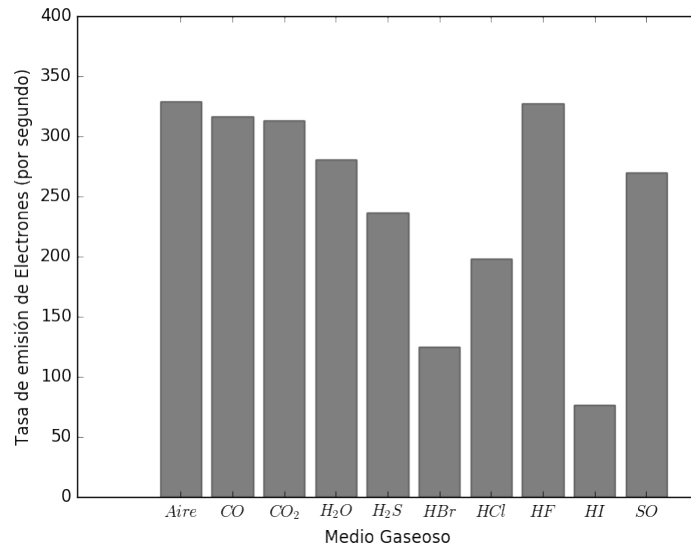


Figura 4.7: Electrones por segundo emitidos por una inclusión de Fe_2O_3 en distintos medios gaseosos.

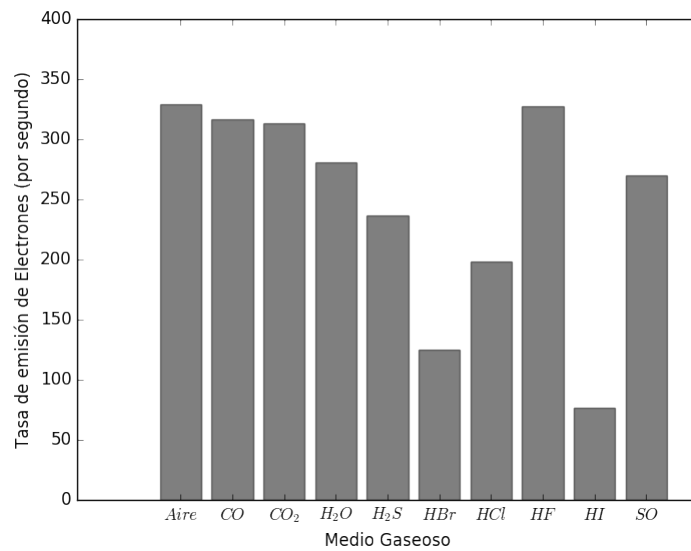


Figura 4.8: Electrones por segundo emitidos por una inclusión de FeO en distintos medios gaseosos.

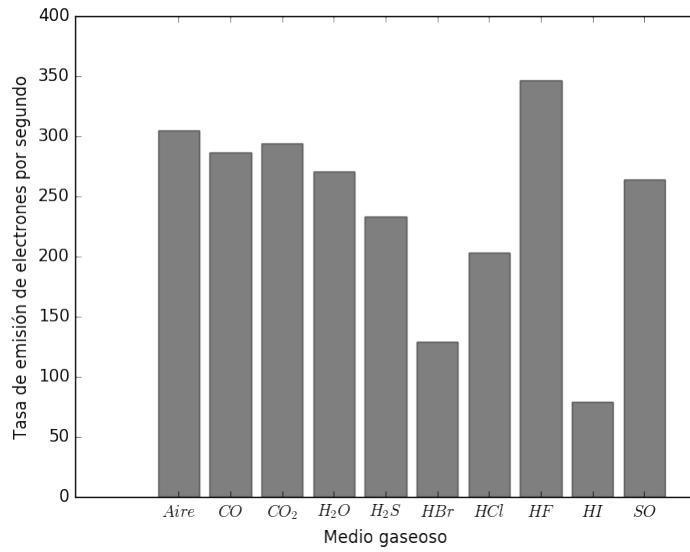


Figura 4.9: Electrones por segundo emitidos por una inclusión de K_2O en distintos medios gaseosos.

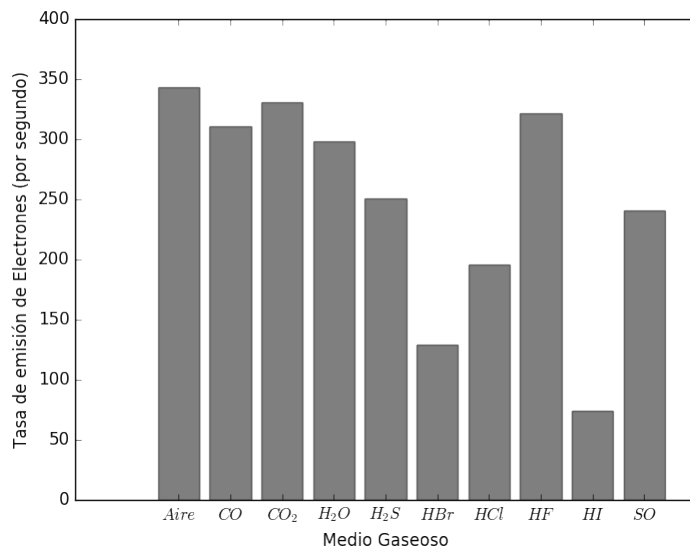


Figura 4.10: Electrones por segundo emitidos por una inclusión de MgO en distintos medios gaseosos.

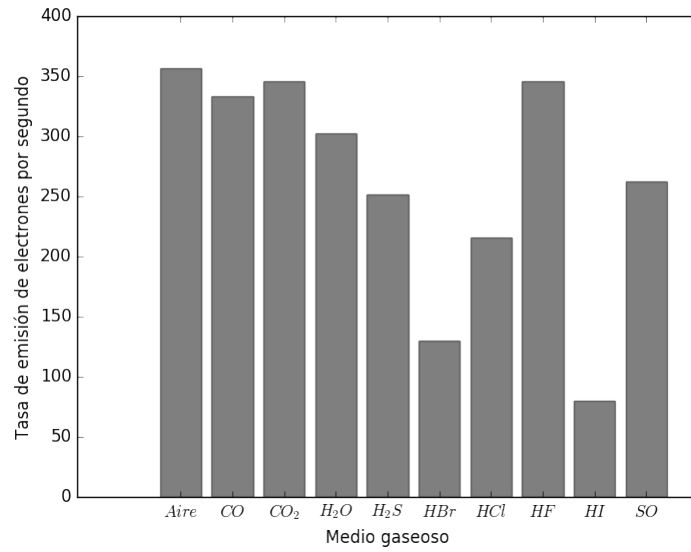


Figura 4.11: Electrones por segundo emitidos por una inclusión de Na_2O en distintos medios gaseosos.

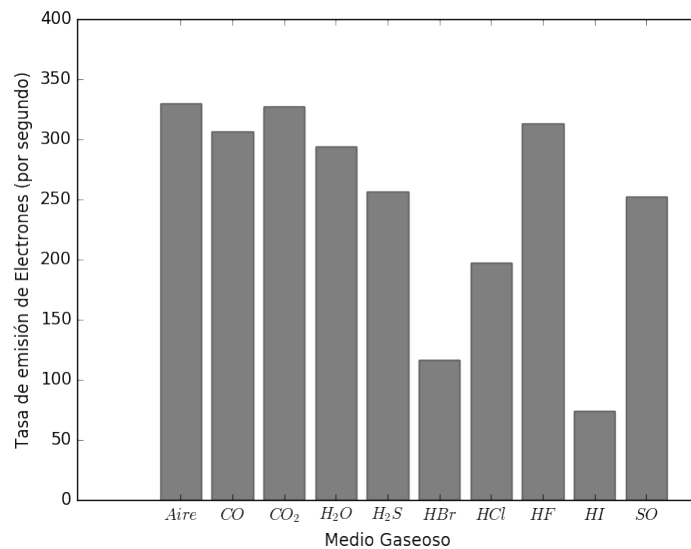


Figura 4.12: Electrones por segundo emitidos por una inclusión de TiO_2 en distintos medios gaseosos.

De las figuras 4.5 a la 4.12 se encuentran seis gráficas que corresponden a la

tasa de emisión de los 6 óxidos metálicos estudiados en distintos medios gaseosos. Es evidente que en cada caso no hay una gran variación en el número de electrones emitidos. Ello podría deberse al tamaño de las partículas usadas ($5 \mu\text{m}$) y sólo se empleó ese tamaño porque en simulaciones anteriores se encontró que conforme aumenta el tamaño también aumenta la tasa de emisión. Sin embargo, sí hay mucha diferencia entre los gases considerados. Para la inclusión de un mismo material, la mayor tasa de emisión se observa cuando el medio es aire, CO, CO₂, HF, HCl, HBr y HI (en orden decreciente).

Los motivos para que esto suceda pueden ser que el modelo reemplaza a las moléculas por esferas, por lo que se ignora la configuración (tamaño e interacciones) de los enlaces: sólo se suman las secciones transversales de los átomos presentes en las moléculas. Además, como el rayo incide de manera vertical, el área incidente es un círculo y conforme las moléculas disminuyen en tamaño (Figura 4.13) y permiten la presencia de un mayor número de moléculas en el área al del rayo incidente (Esto no es válido para el CO₂ y el HCl).

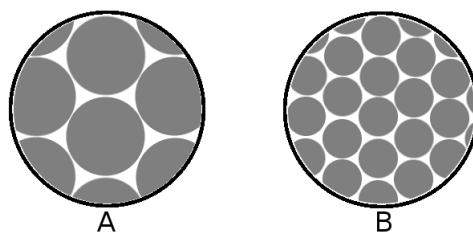


Figura 4.13: Mayor disponibilidad de capas externas conforme las moléculas son más pequeñas. En la imagen A se presentan círculos cuya dimensión es mayor que los presentes en la imagen B, pero su número es menor.

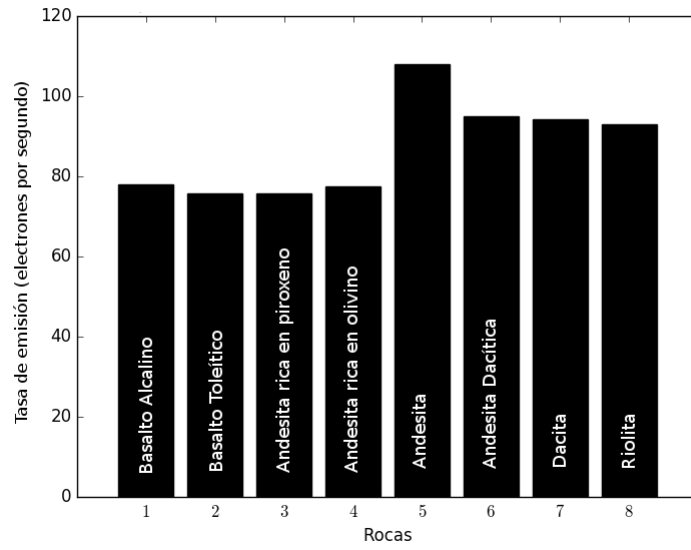


Figura 4.14: Electrones por segundo emitidos por distintas rocas (Cuadro 3.3) en un medio infinito de H_2O .

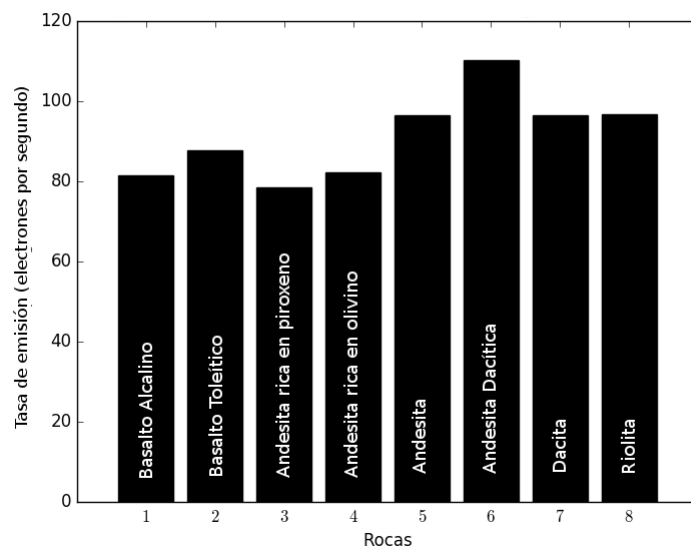


Figura 4.15: Electrones por segundo emitidos por distintas rocas (Cuadro 3.3) en un medio infinito de O_2 .

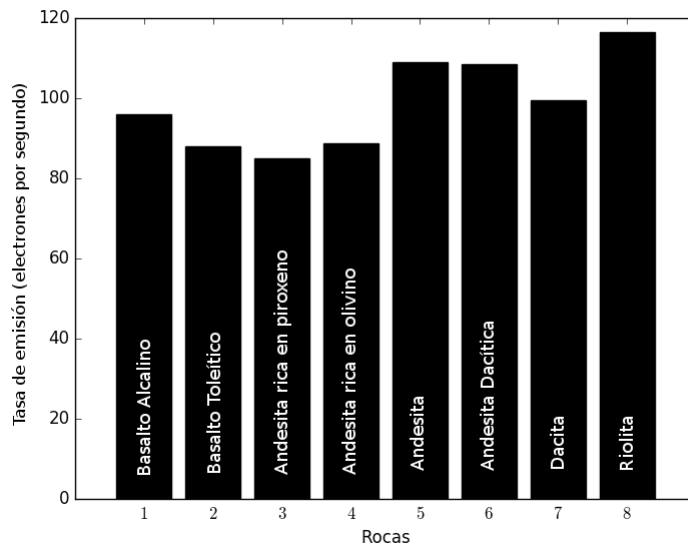


Figura 4.16: Electrones por segundo emitidos por distintas rocas (Cuadro 3.3) en un medio infinito de N_2 .

Por último, se estimó la tasa de emisión de electrones para inclusiones heterogéneas, tal como se describe en la sección 2.3.2. Las gráficas 4.14, 4.15 y 4.16 representan los electrones emitidos a partir de las rocas del cuadro 3.4 en medios de H_2O , O_2 y N_2 . En el caso de la gráfica 4.14, la roca que tuvo una mayor emisión fue la número 5 seguida de las rocas 6, 7 y 8. Que respectivamente son las rocas: Andesita del Monte Egmont de Nueva Zelanda, Andesita Dacítica de White Island, Dacita de Monte Hood y Lava Riolítica de las Series del Cono Principal de la isla Sira en Yemen. La mayor diferencia entre la roca 5 y las demás rocas es que esta tiene un mayor contenido de Al_2O_3 , sin embargo, si esto tuviera alguna influencia, la siguiente roca en presentar la mayor emisión de electrones por segundo sería la roca 2 (Basalto Toleítico Océanico), pero esto no sucede así.

En este punto es importante recordar que las secciones eficaces varían con el número atómico, la carga del proyectil o rayo y de su energía. Las dos últimas variables en esta simulación fueron las mismas, una de las explicaciones para los resultados obtenidos es que influyó el número atómico de los compuestos presentes en la roca 5. Pero no hay relación entre la mayor emisión y la roca con mayor masa molecular, por ahora los resultados no resultan claros y parecen ser obra del azar. Para el caso de la gráfica 4.15 la roca que tuvo una mayor emisión fue la número 6 seguida de las rocas 5, 7 y 8. Mientras que en el caso de la gráfica 4.16 las rocas con mayor emisión fueron la 8, 5, 6 y 7. Viendo las rocas con mayor emisión en cada caso, nos permite ver que no hay una relación entre una gráfica y otra, es decir, no hay

una roca que emita una mayor cantidad de electrones sin que importe el medio en que está inmersa. Sin embargo, se puede notar que las rocas que mayor emisión tuvieron fueron aquellas con un mayor contenido de SiO_2 . Otro resultado relevante es que entre los 3 gases estudiados, el que presenta una mayor emisión de electrones es el medio de N_2 , seguido por O_2 y finalmente por el de H_2O .

Capítulo 5

Conclusiones

Como se mencionó, el objetivo general de este estudio fue analizar factores que pueden determinar si hay una relación entre las descargas eléctricas generadas durante erupciones volcánicas y la composición del magma del mismo volcán. A continuación se muestra un resumen de los factores estudiados, así como los resultados obtenidos, las conclusiones y recomendaciones a las que se llegó.

Se compiló información de erupciones volcánicas que hayan presentado descargas eléctricas en el intervalo de tiempo de 1900 a 2016. Y se clasificó la composición magmática de cada volcán en Basáltica, Basalto-Andesítica, Andesítica, Dacítica, Andesita-dacita y Riolítica:

1. Los datos obtenidos dieron como resultado una mayor frecuencia de eventos eruptivos con presencia de descargas eléctricas por año para los volcanes cuya composición es basáltica, lo que significa, que, de acuerdo con estos datos, los volcanes con elevada presencia de óxidos metálicos tienen más posibilidades de generar descargas eléctricas en una columna volcánica durante una erupción. Las composiciones, de mayor a menor cantidad de eventos (anuales) eruptivos con presencia de descargas eléctricas son Basalto-Andesítica, Andesítica, Dacítica, Andesita-dacita y finalmente la Riolítica.
2. La distribución geográfica de los volcanes que han presentado descargas eléctricas no juega un papel importante en el proceso de la generación de rayos pues se observa independientemente de las coordenadas del volcán.

Se calculó la corriente generada en el vacío de materiales metálicos característicos de una erupción volcánica (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO) por emisión termoiónica en un intervalo de temperatura de 0 K a 30,000 K mediante la ecuación de Richardson-Dushman.

1. El óxido metálico con mayor densidad de emisión de electrones en el vacío y que emite a menor temperatura es el CaO, seguido por MgO, TiO₂, FeO, Fe₂O₃ y Al₂O₃.
2. Ningún óxido metálico emite electrones a temperaturas menores a los 10,000 K.
3. No hay ningún óxido metálico que emita corriente eléctrica por el mecanismo de emisión termoiónica en los intervalos de 700 K a 1400 K, independiente de su tamaño. Los primeros óxidos metálicos en comenzar la emisión de electrones son el CaO y el MgO a una temperatura de 13,000 K y 15,000 K respectivamente y a un tamaño de 5 milímetros. Los óxidos metálicos con menor capacidad para emitir electrones son el Al₂O₃ y el Fe₂O₃.

Se simuló la formación de una avalancha de electrones a través del método de Monte Carlo en gases magmáticos (H₂O, SO₂, CO₂, HF, HCl, HBr, HI, H₂, H₂S, CO) usando el software PENELOPE. Los resultados permiten concluir que:

1. Entre los 6 óxidos metálicos considerados, no hay una gran variación en el número de electrones emitidos, lo cual podría deberse al tamaño de las partículas usadas (5 μm).
2. Sin embargo, sí hay mucha diferencia entre los gases, por ejemplo, los gases que tuvieron menos electrones emitidos en sus medios fueron el HI, HBr y el HCl, en cambio, los que presentaron mayores cantidades fueron el aire, CO, CO₂ y el HF.

Se realizó un bombardeo con electrones a 8 rocas con un tamaño de 97 nm a 99 nm, con misma composición, pero distinta proporción entre un compuesto y otro y en un medio de H₂O, para ver qué roca emitía una mayor cantidad de electrones. Los resultados permiten concluir que:

1. La roca que tuvo una mayor emisión fue la número 5 seguida de las rocas 6, 7 y 8. Que respectivamente son las rocas: andesita del Monte Egmont de Nueva Zelanda, andesita dacítica de White Island, dacita de Monte Hood y lava riolítica de las Series del Cono Principal de la isla Sira en Yemen. La mayor diferencia entre la roca 5 y las demás rocas es que esta tiene un mayor contenido de Al₂O₃, sin embargo, si esto tuviera alguna influencia, la siguiente roca en presentar la mayor tasa de emisión sería la roca 2 (basalto toleítico oceánico), pero esto no sucede así.
2. Las rocas que mayor emisión tuvieron fueron aquellas con un mayor contenido de SiO₂.

3. De los 3 gases estudiados como medio, el que presenta una mayor emisión de electrones es el medio de N_2 , seguido por O_2 y finalmente por el de H_2O . Por ahora los resultados de esta última simulación no resultan claros y parecen ser obra del azar. En el caso del modelo usado, es un modelo de micro escala, en este tipo de eventos también se puede usar un enfoque de mesoescala y hacer estudios similares al estudio de Chakraborty et al. (2009) [42].

En resumen, los resultados obtenidos no permiten concluir que haya una relación entre la composición magmática y la generación de descargas eléctricas pues en la recopilación de eventos se obtuvieron resultados que contradicen a los resultados obtenidos a través del modelo de emisión de electrones usado. Esto puede deberse no solo a que no haya relación entre la composición magmática y la existencia de rayos. También puede deberse a que los datos históricos recopilados no son suficientes para ciertos volcanes (en especial los de composición riolítica, pues sus eventos fueron pocos) y es necesario usar otro tipo de enfoques que están descritos en la sección de recomendaciones.

Recomendaciones

Los siguientes párrafos son recomendaciones para futuras investigaciones y que quedan fuera del alcance del presente trabajo pero que se consideran como una extensión recomendada de este, pero que por motivos de tiempo, no pudieron ser llevadas a cabo.

- Para estudios que busquen conocer la frecuencia con que suceden descargas eléctricas en erupciones volcánicas, es recomendable estudiar la historia eruptiva de un solo volcán, ver la tasa entre presencia de rayos y el suceso de una erupción volcánica y compararlo con volcanes de composición distinta. Otro enfoque es el de buscar la no existencia de una relación, es decir, estudiar la historia eruptiva de distintos volcanes con composición similar y ver si hay diferencias significativas entre ellos con respecto a la actividad eléctrica. También se recomienda dar mayor énfasis a la composición de los gases presentes en la columna eruptiva, pues hasta ahora, la información de cómo se desarrolla una descarga eléctrica en una mezcla de gases volcánicos es escasa.
- Con respecto a la emisión termoiónica, se podría adaptar la ecuación de Richardson-Dushman a la presencia de un gas con distintas presiones y composiciones, para que no solo funcione en el vacío, o bien, usar otros mecanismos de emisión de electrones, como por ejemplo la emisión por efecto de campo, o el efecto fotoeléctrico.

- También es importante recordar que la ecuación de Richardson-Dushman es usada en metales y en este estudio tuvo la función de brindar una aproximación de la emisión de electrones desde óxidos metálicos. Debido a que la función de trabajo no es un valor constante, una manera de investigar qué óxido metálico es el mayor emisor de electrones durante una erupción volcánica es calcular la función de trabajo de los distintos óxidos metálicos en condiciones similares a las de una pluma volcánica para conocer qué óxido metálico tiene la menor función de trabajo.
- Con respecto a la última parte, la ionización de los gases se puede tratar por medio de campos eléctricos y no solo a partir de partículas iniciadoras.
- Si se planea hacer una reproducción experimental de una descarga eléctrica con condiciones similares a las que suceden durante una erupción volcánica, se recomienda el uso de una mezcla de gases con bajos niveles de conductividad y cuyas estructuras moleculares sean de distintos tamaños entre sí. Así como analizar distintas tasas de clastos conductores y dieléctricos y distinta morfología.

Apéndice A

Lista de volcanes que presentaron descargas eléctricas durante una erupción.

Cuadro A.1: Volcanes que presentaron rayos durante una erupción (A-G).

Nombre	País	Composición	Años
Agrihan	Estados Unidos	BA [134]	1917 [262]
Akutan	Estados Unidos	BA [219]	1992 [171]
Ambrym	Vanuatu	B [203]	2004 [171]
Anak Krakatoa	Indonesia	BA [92]	1933 [244]
Anatahan	Estados Unidos	BA [286]	2005 [171]
Aniakchak	Estados Unidos	AD [72]	1931 [214]
Arenal	Costa Rica	BA [28]	1968 [172]
Asama	Japón	AD [135]	1921,1922,1930 [259], [260]
Aso	Japón	AD [121]	1933,1979 [261], [169]
Bezymianny	Rusia	AD [282]	1956 [98]
Bogoslof	Estados Unidos	BA [37]	1910 [208]
Bulusan	Filipinas	A [63]	1981 [169]
Calbuco	Chile	BA [152]	2015 [284]
Cerro Negro	Nicaragua	B [218]	1971 [171]
Chaitén	Chile	R [145]	2008 [38]
Chikurachki	Rusia	B [103]	1986 [186]
Colima	México	A [228]	2005 [171]
El Chichon	México	A [266]	1982 [285]
Eldfell	Islandia	B [112]	1973 [33]
Estrómboli	Italia	BA [88]	1907 [202]
Etna	Italia	B [251]	1979,1780 [169]
Eyjafjallajökull	Islandia	BA [243]	2010 [102], [23]
Fernandina	Ecuador	B [5]	1968,1978 [245], [169]
Fuego	Guatemala	B [220]	1978,1979 [169]
Galunggung	Indonesia	B [246]	1982 [99], [31]
Gorely	Rusia	AD [235]	1980 [82]
Grímsvötn	Islandia	B [2]	1934,1965,1996,1998,2004,2011 [190], [273], [171], [13], [14], [119]

Cuadro A.2: Volcanes que presentaron rayos durante una erupción (H-M).

Nombre	País	Composición	Años
Halemaumau	Estados Unidos	B [91]	1924 [74]
Heimaey	Islandia	B [165]	1973 [32]
Hekla	Islandia	BA [179]	2000 [13]
Hibok-Hibok	Filipinas	D [52]	1951 [4]
Hudson	Chile	B [142]	1991 [183]
Izu-Oshima	Japón	B [123]	1986 [196]
Karymsky	Rusia	BA [124]	1996 [171]
Kasatochi	Estados Unidos	A [287]	2008 [171]
Katla	Islandia	B [195]	1965 [273]
Katmai	Estados Unidos	R [113]	1912 [54], [167]
Kilauea	Estados Unidos	B [204]	1924 [171]
Kirishima	Japón	AD [276]	2011 [144]
Klyuchevskoi	Rusia	BA [198]	1985 [303]
Komagatake	Japón	A [257]	1929 [281]
Krakatoa [92]	Indonesia [169], [171]	BA	1978, 1979, 1981, 1997
Lamington	Papúa Nueva Guinea	A [302]	1951 [263]
Langila	Papúa Nueva Guinea	B [130]	1982 [169]
La Soufrière	St. Vincent	A [66]	1902, 1999 [10], [7], [217]
Makushin	Estados Unidos	A [147]	1994 [184]
Manam	Papúa Nueva Guinea	B [129]	1982, 1987, 2004 [169], [171]
Mayon	Filipinas	BA [41]	1968, 1984 [177], [169]
Monte Agung	Indonesia	BA [93]	1963 [301]
Monte Mihara	Japón	B [242]	1986 [196]
Monte Pinatubo	Filipinas	A [199]	1991 [83]

Cuadro A.3: Volcanes que presentaron rayos durante una erupción (M-S).

Nombre	País	Composición	Años
Monte Santa Helena	Estados Unidos	D [61]	1980, 1983, 1984, 1985 [56], [140]
Monte Spurr	Estados Unidos	A [193]	1953, 1992 [78]
Monte Tarawera	Nueva Zelanda	R [237]	1886 [188]
Monte Tongariro	Nueva Zelanda	AD [236]	2013 [232]
Ngauruhoe	Nueva Zelanda	A [20]	1974, 1975 [181]
Ol Doinyo Lengai	Tanzania	<i>Foidita</i> [60]	1966 [58]
Okmok	Estados Unidos	BA [148]	2008 [146]
Pacaya	Guatemala	B [17]	1973 [171]
Paricutin	México	BA [77]	1943 [277], [105]
Pavlof	Estados Unidos	BA [147]	1996, 2007 [171], [170]
Pelee	Martinica	A [11]	1902 [9]
Poás	Costa Rica	BA [213]	1953 [35]
Puyehue–Cordón Caulle	Chile	B [111]	2011 [189]
Rabaul	Papúa Nueva Guinea	D [201]	1994 [171]
Redoubt	Estados Unidos	AD [192]	1989, 1990, 2009 [116], [267]
Rinjani	Indonesia	A [290]	1994 [171]
Ruapehu	Nueva Zelanda	A [45]	1945, 1995 [108], [231]
Ruiz	Colombia	A [291]	1985 [169]
Sakurajima	Japón	D [298]	1914, 1924, 1955, 1976, 1979, 1988, 1991, 2010, 2015 [57], [125], [280], [169], [144], [46]
San Agustín	Estados Unidos	A [59]	1976, 1986, 2006 [137], [171], [270]
Santa María	Guatemala	BA [221]	1902 [292], [8]

Cuadro A.4: Volcanes que presentaron rayos durante una erupción (S-Y).

Nombre	País	Composición	Años
Shishaldin	Estados Unidos	B [252]	1999 [271]
Shiveluch	Rusia	A [205]	1964, 2005, 2014 [97], [171], [241], [85]
Soputan	Indonesia	A [110]	1982 [169]
Surtsey	Islandia	B [229]	1963, 1964 [274]
Taal	Filipinas	BA [174]	1911, 1965, 1976, [209], [167] [39], [169]
Tarumai	Japón	BA [182]	1923 [259]
Tavurvur	Papúa Nueva Guinea	BA [130]	1937 [130]
Tokachi	Japón	BA [89]	1926, 1962, 1988 [171], [132]
Ulawun	Papúa Nueva Guinea	B [169]	1980, 2000 [171]
Usu	Japón	A [194]	1977, 1978, 2000 [131], [191], [171]
Vesubio	Italia	A [67]	1906, 1944 [304], [115], [48]
Westdahl	Estados Unidos	B [154]	1978 [169]
Wolf	Ecuador	B [94]	2015 [297]
Yakedake	Japón	B, D [122]	1925 [259], [260]

Volcanes que presentaron descargas eléctricas durante una erupción.

Apéndice B

Avalanchas de electrones.

Los colores de las trayectorias de los electrones tienen los siguientes significados:

- Azul: Electrones absorbidos en la muestra.
- Rojo: Electrones que salen por la misma superficie por la que entraron (Electrones reflejados).
- Verde: Electrones que salen por una superficie distinta a la que entraron (Electrones transmitidos)

,

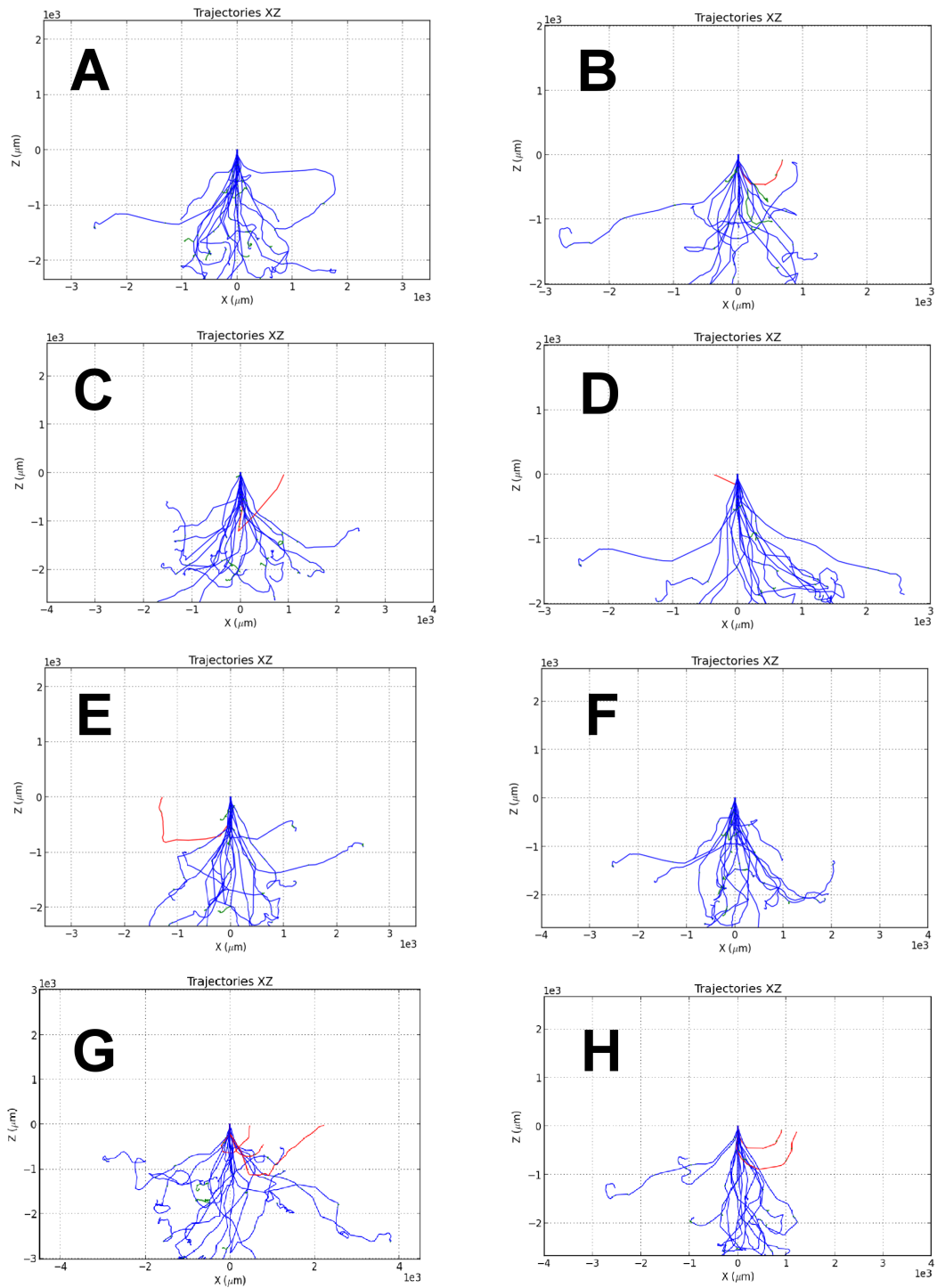


Figura B.1: Avalancha de electrones en aire a partir de un óxido metálico: A) Al_2O_3 , B) CaO , C) FeO , D) Fe_2O_3 , E) MgO , F) TiO_2 , G) K_2O , H) Na_2O

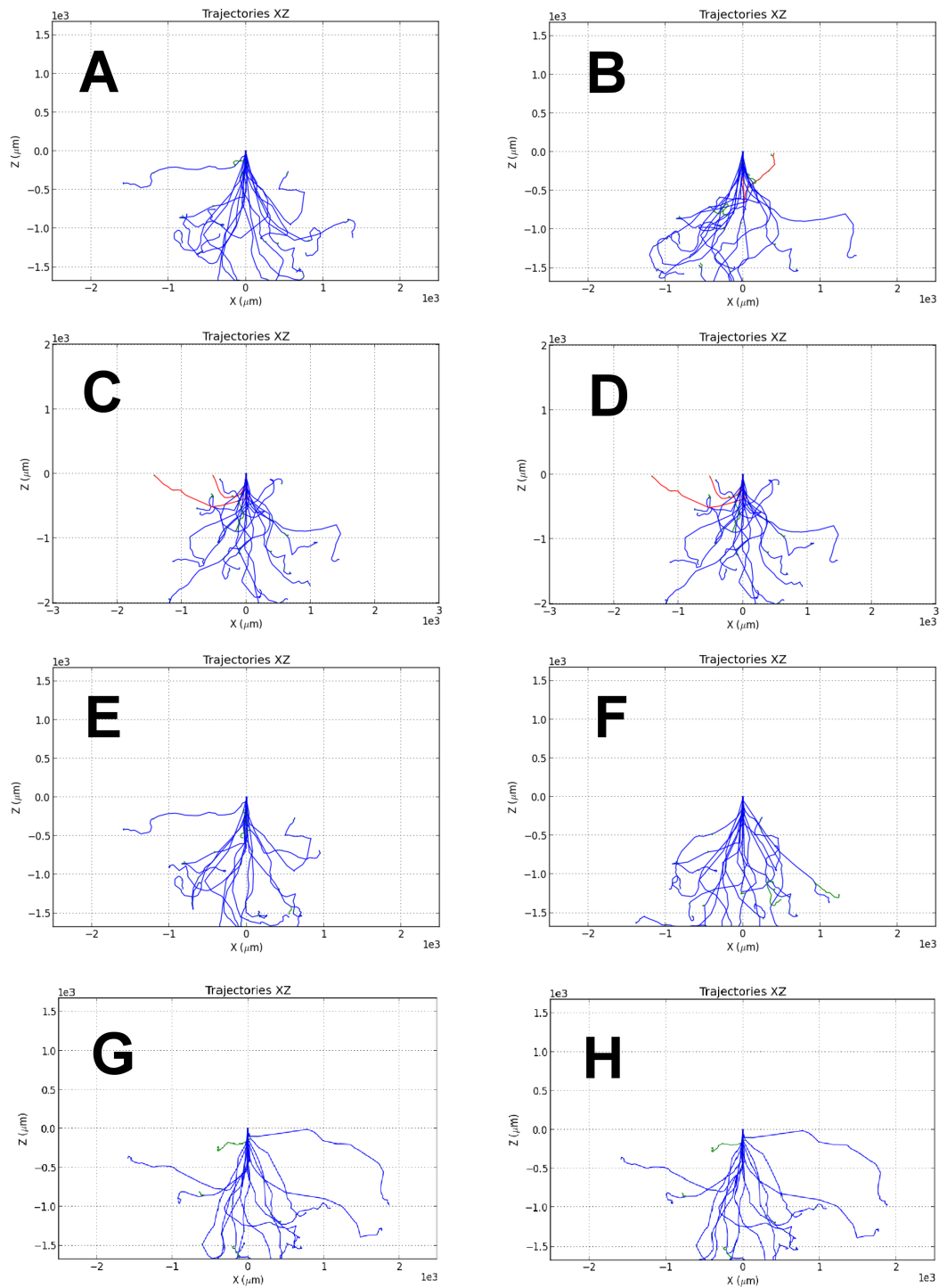


Figura B.2: Avalancha de electrones en CO a partir de un óxido metálico: A) Al_2O_3 , B) CaO , C) FeO , D) Fe_2O_3 , E) MgO , F) TiO_2 , G) K_2O , H) Na_2O

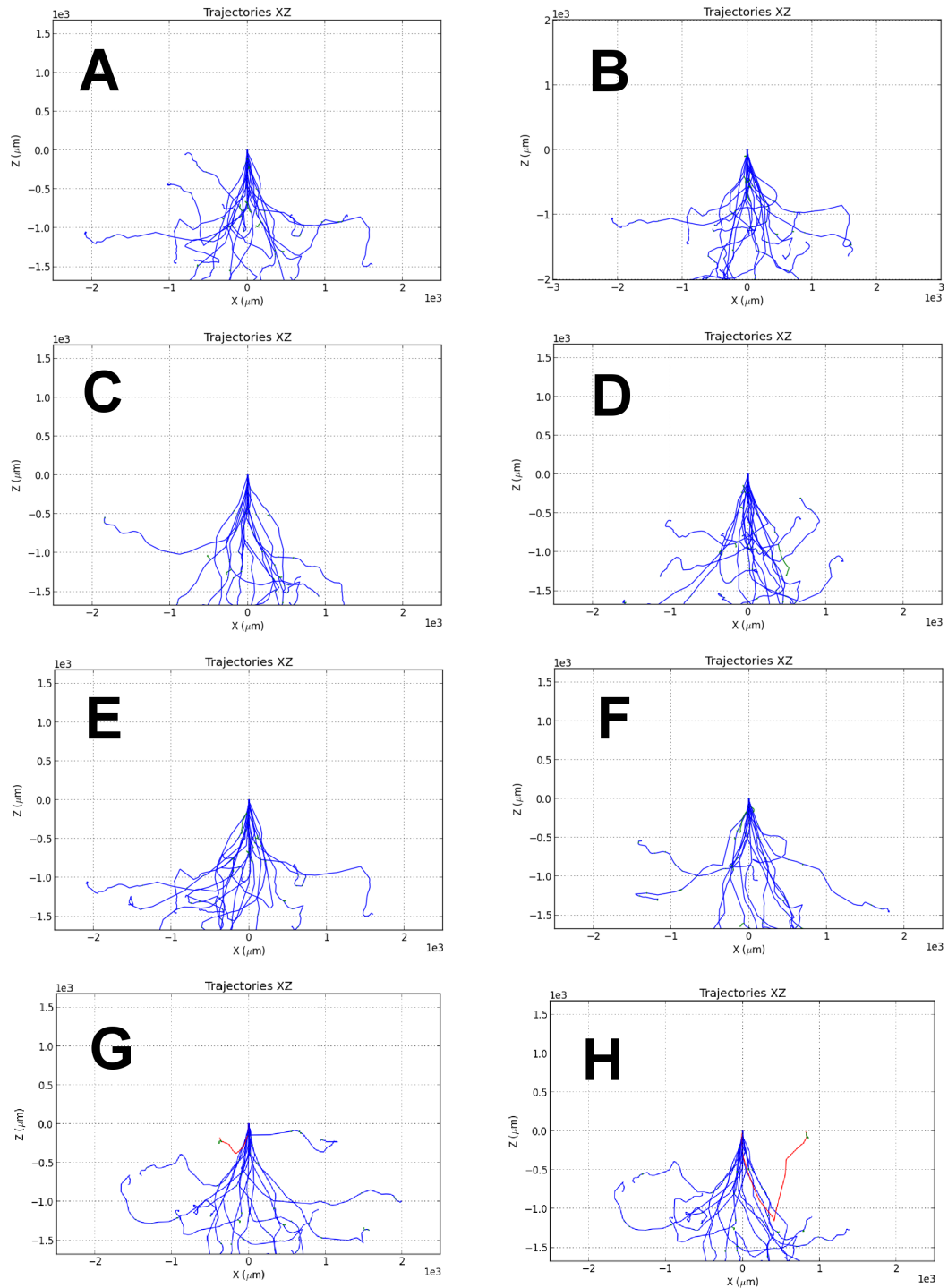


Figura B.3: Avalancha de electrones en CO_2 a partir de un óxido metálico: A) Al_2O_3 , B) CaO , C) FeO , D) Fe_2O_3 , E) MgO , F) TiO_2 , G) K_2O , H) Na_2O

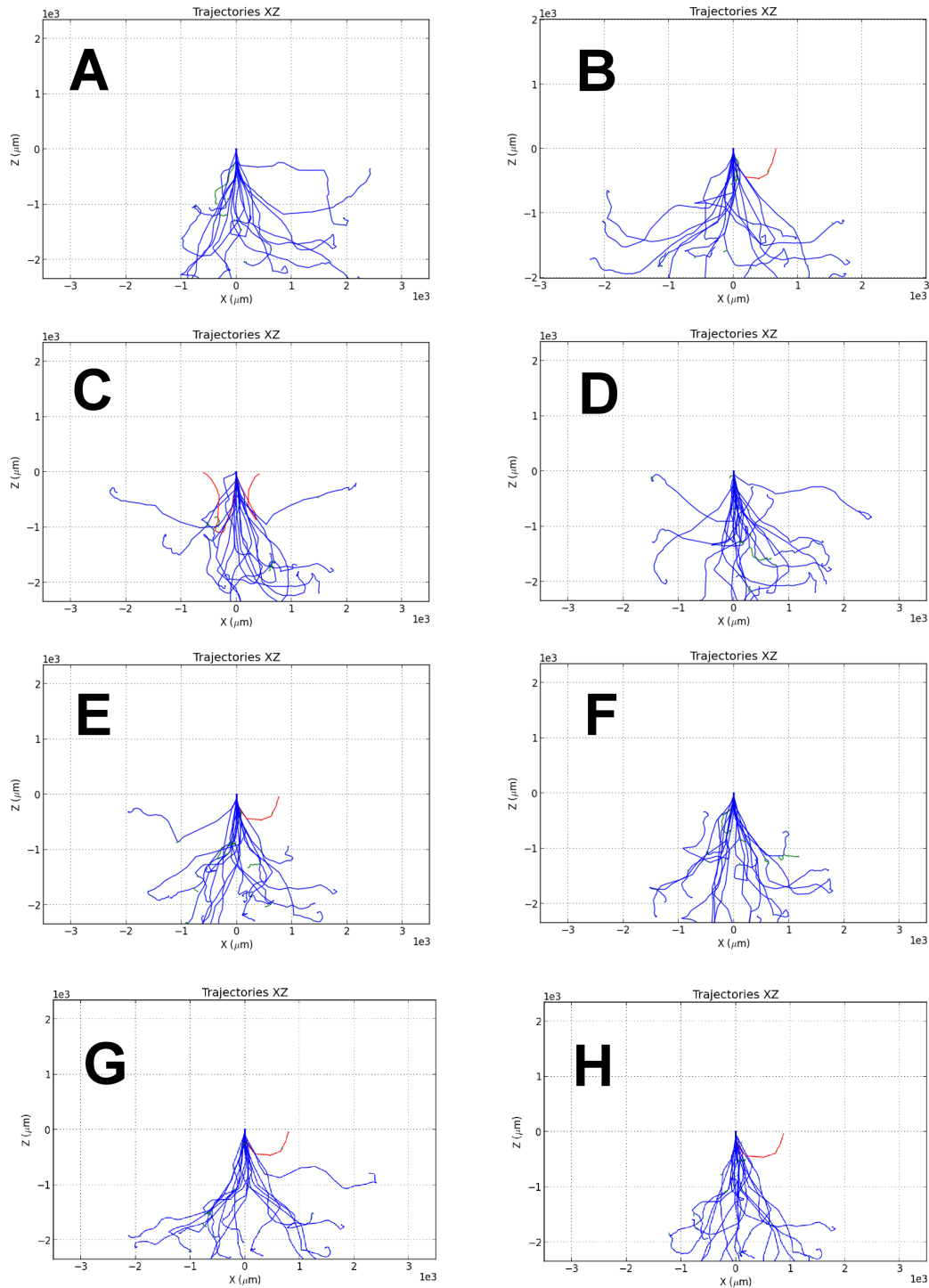


Figura B.4: Avalancha de electrones en H_2O a partir de un óxido metálico: A) Al_2O_3 , B) CaO , C) FeO , D) Fe_2O_3 , E) MgO , F) TiO_2 , G) K_2O , H) Na_2O

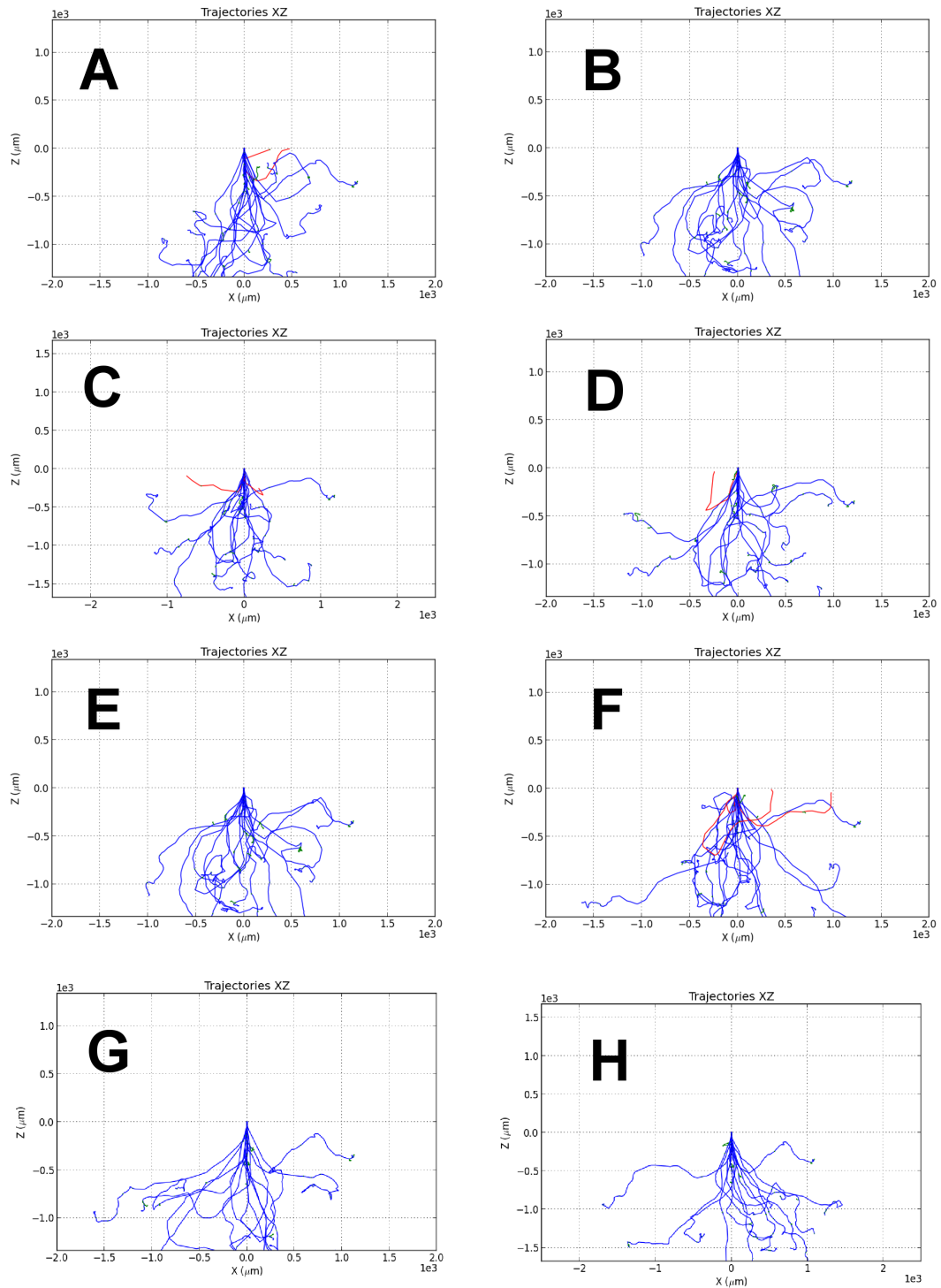


Figura B.5: Avalancha de electrones en H₂S a partir de un óxido metálico: A) Al₂O₃, B) CaO, C) FeO, D) Fe₂O₃, E) MgO, F) TiO₂, G) K₂O, H) Na₂O

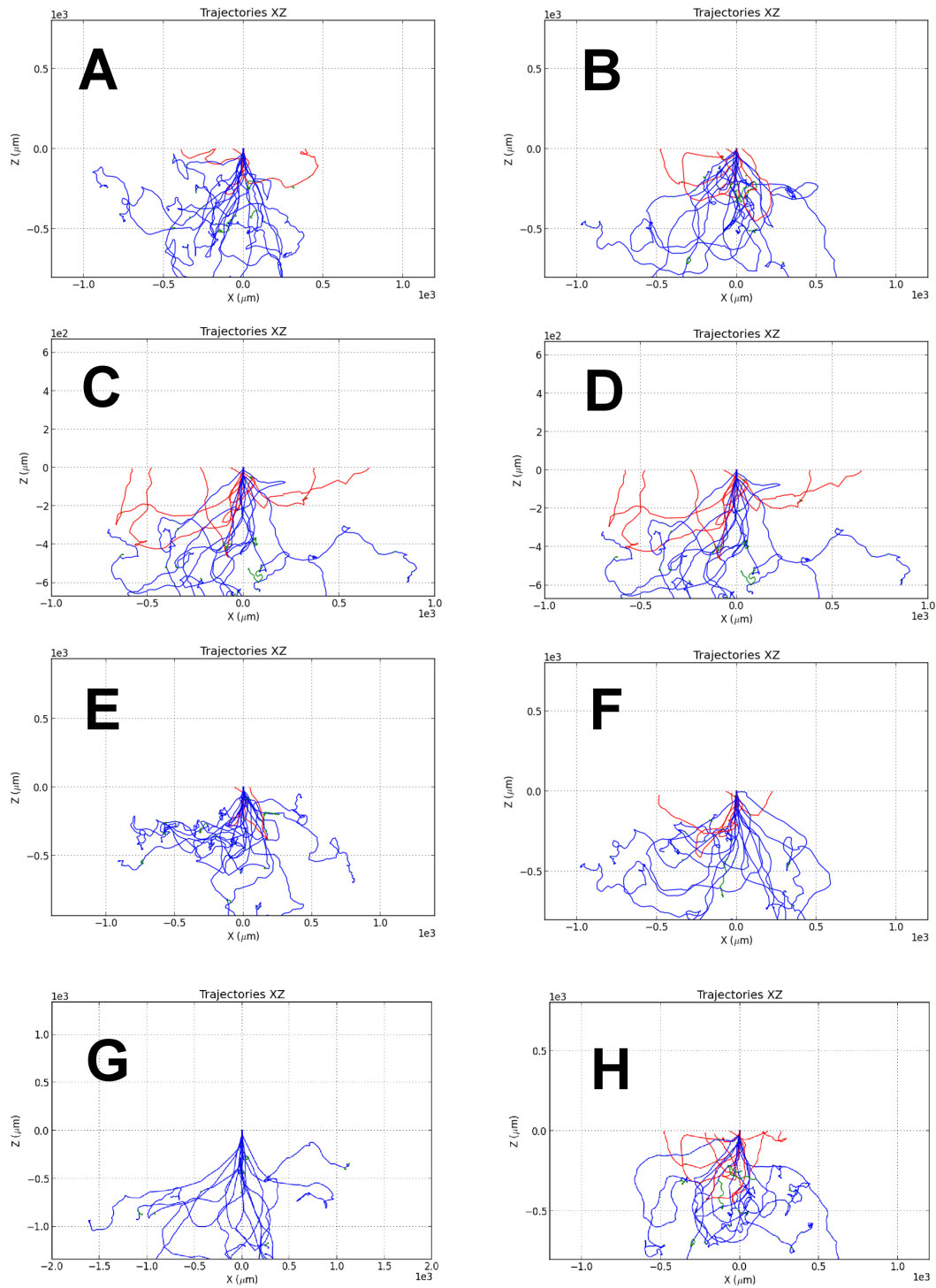


Figura B.6: Avalancha de electrones en HBr a partir de un óxido metálico: A) Al_2O_3 , B) CaO , C) FeO , D) Fe_2O_3 , E) MgO , F) TiO_2 , G) K_2O , H) Na_2O

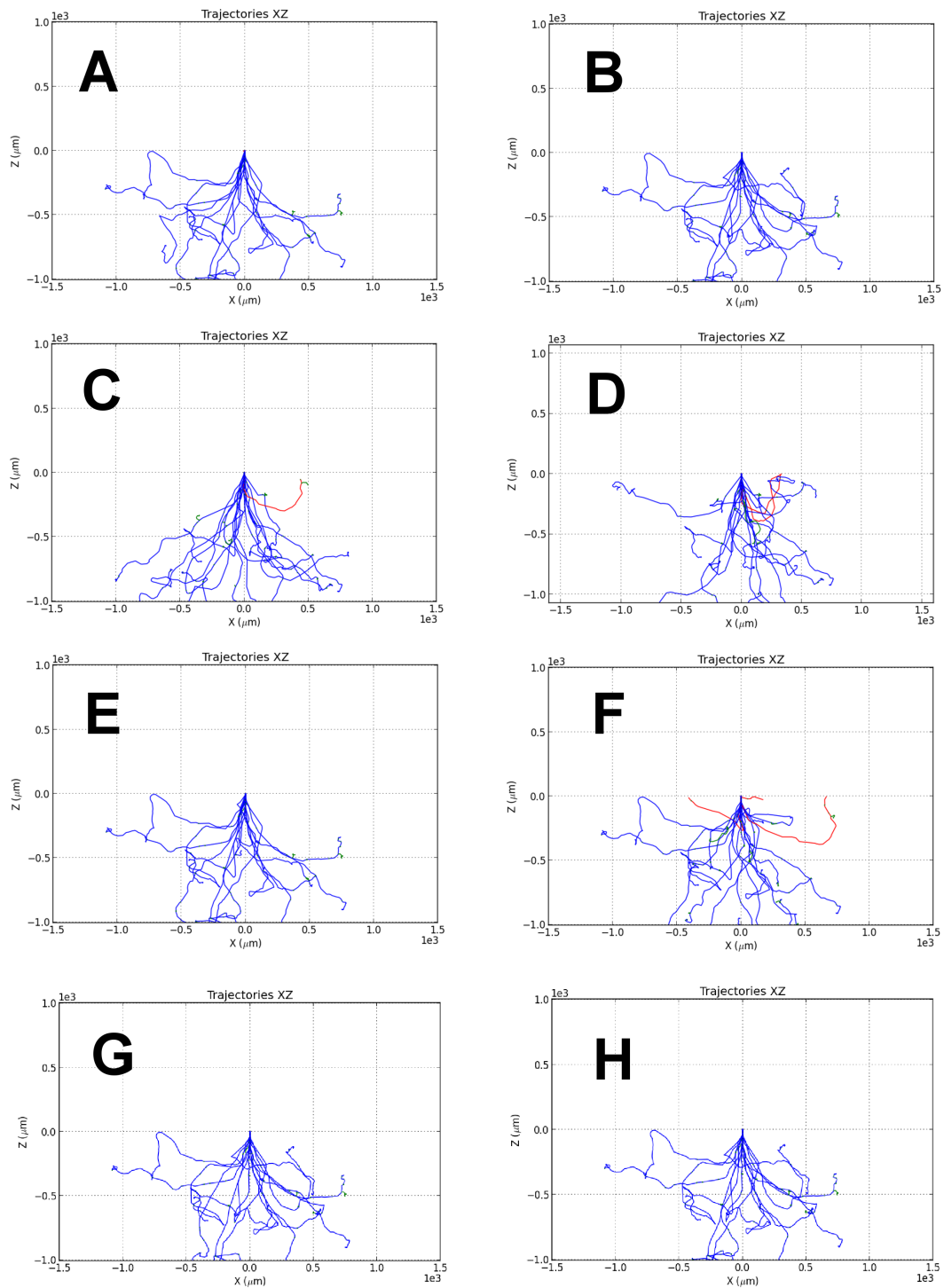


Figura B.7: Avalancha de electrones en HCl a partir de un óxido metálico: A) Al_2O_3 , B) CaO , C) FeO , D) Fe_2O_3 , E) MgO , F) TiO_2 , G) K_2O , H) Na_2O

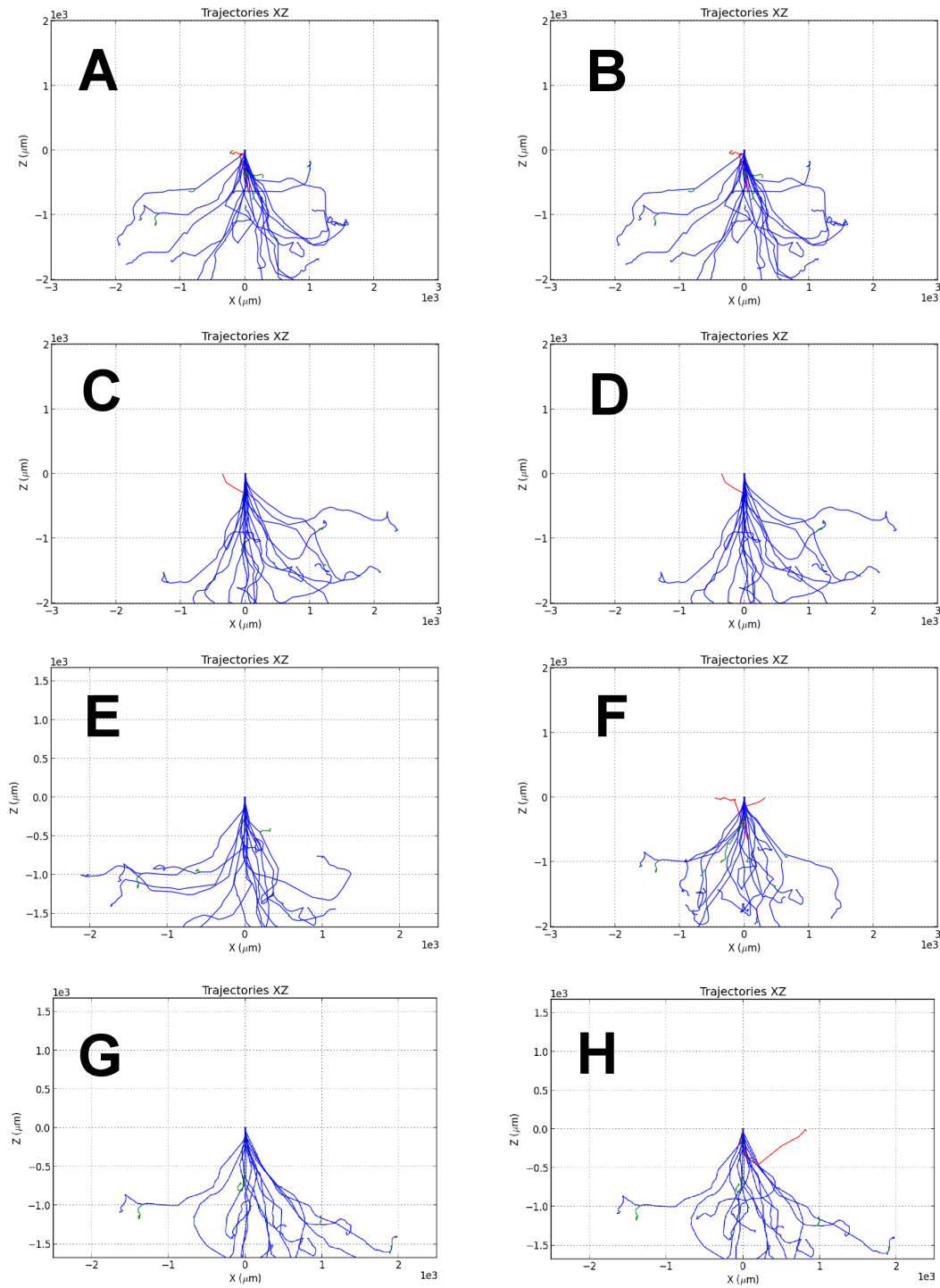


Figura B.8: Avalancha de electrones en HF a partir de un óxido metálico: A) Al₂O₃, B) CaO, C) FeO, D) Fe₂O₃, E) MgO, F) TiO₂, G) K₂O, H) Na₂O

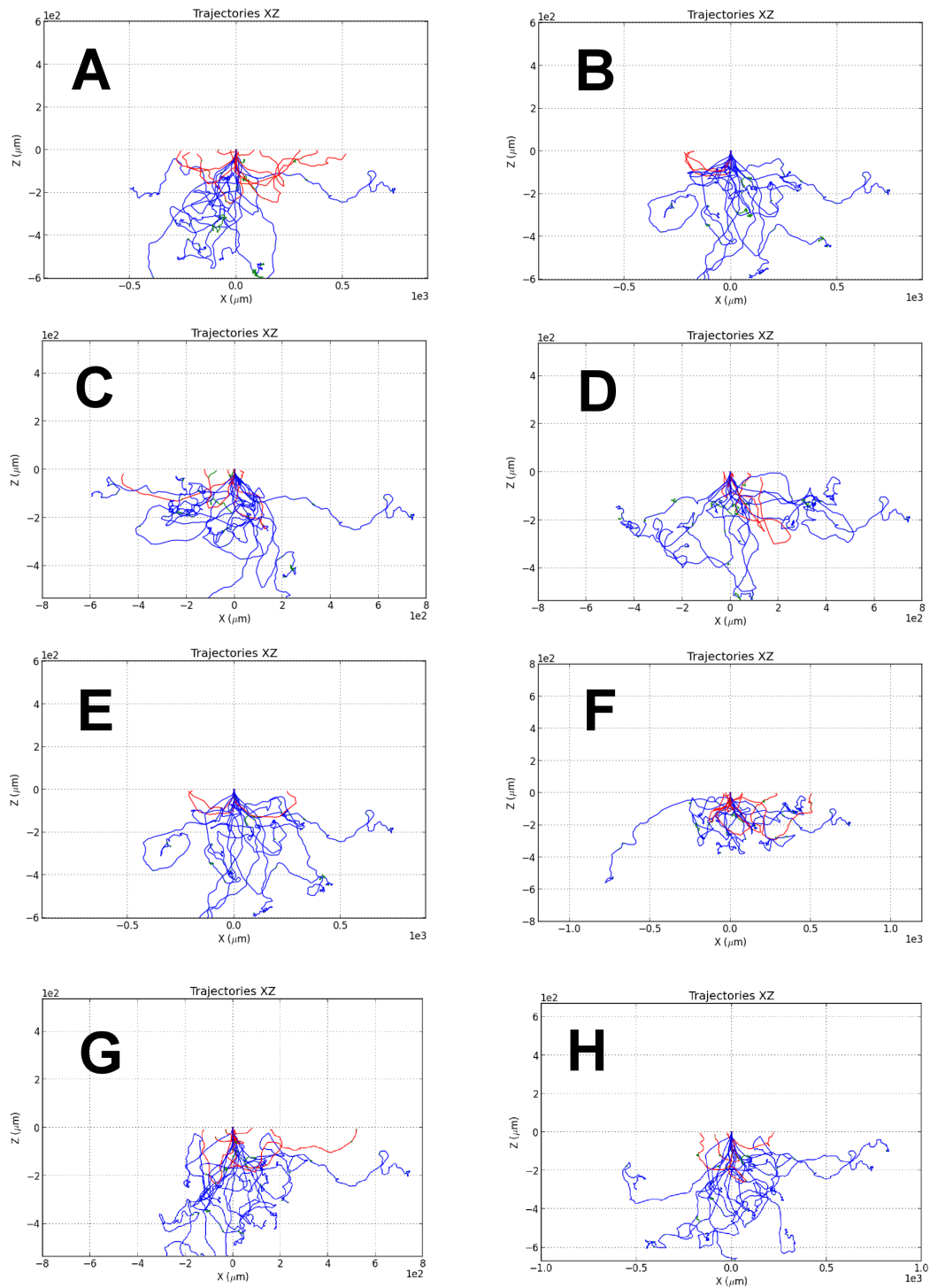


Figura B.9: Avalancha de electrones en HI a partir de un óxido metálico. Avalancha de electrones en HI a partir de un óxido metálico: A) Al_2O_3 , B) CaO , 84 C) FeO , D) Fe_2O_3 , E) MgO , F) TiO_2 , G) K_2O , H) Na_2O

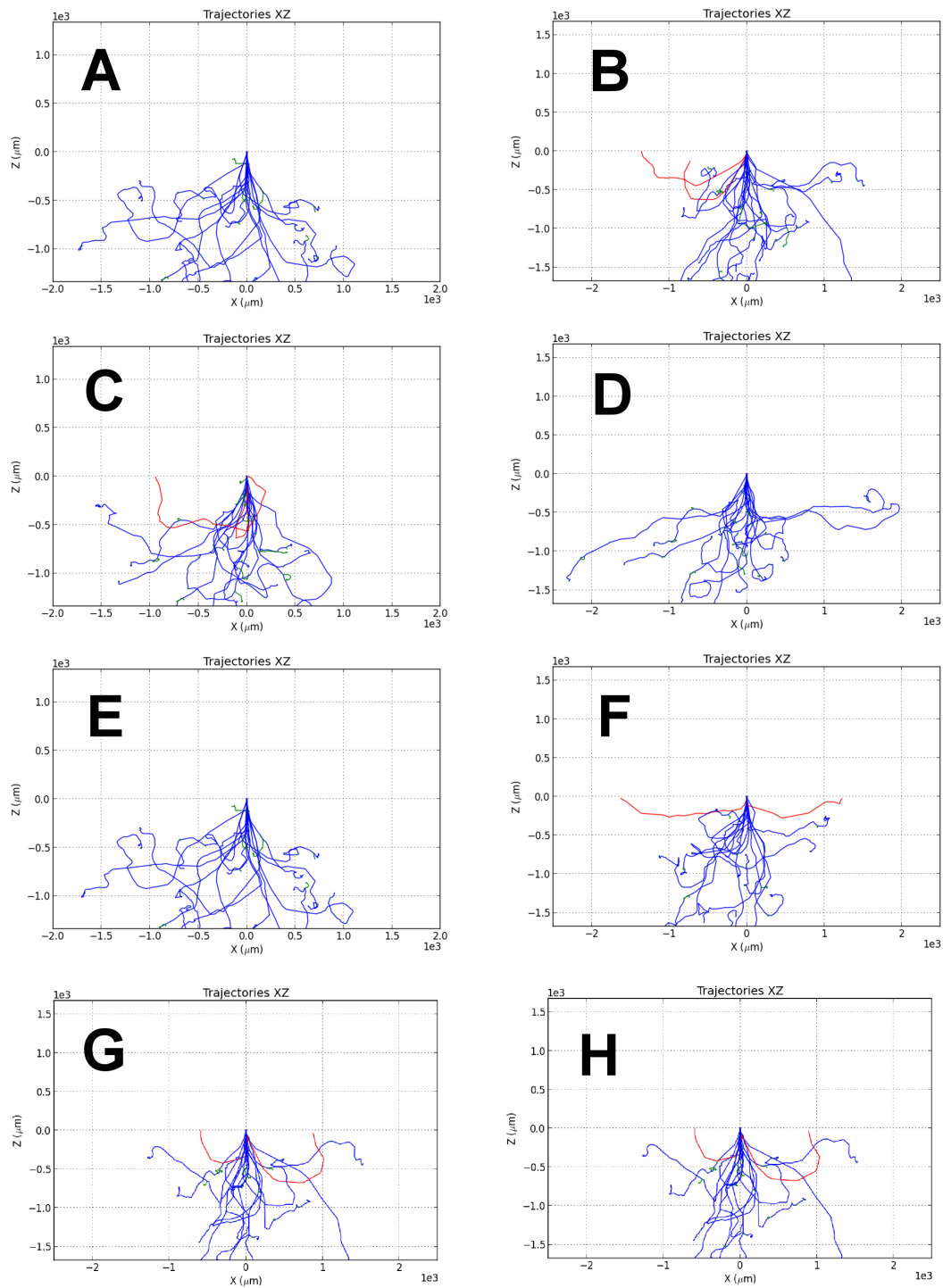


Figura B.10: Avalancha de electrones en SO a partir de un óxido metálico: A) Al_2O_3 , B) CaO , C) FeO , D) Fe_2O_3 , E) MgO , F) TiO_2 , G) K_2O , H) Na_2O

Bibliografía

- [1] AGOSTINELLI, S., ALLISON, J., AMAKO, K. A., APOSTOLAKIS, J., ARAUJO, H., ARCE, P., ASAI, M., AXEN, D., BANERJEE, S., BARRAND, G. ., ET AL. GEANT4—a simulation toolkit. *Nuclear instruments and methods in physics research section A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment* 506, 3 (2003), 250–303.
- [2] ÁGÚSTSDÓTTIR, A. M., AND BRANTLEY, S. L. Volatile fluxes integrated over four decades at Grímsvötn volcano, Iceland. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 99, B5 (1994), 9505–9522.
- [3] AKANDE, A., AND LOWELL, J. Charge transfer in metal/polymer contacts. *Journal of Physics D: Applied Physics* 20, 5 (1987), 565.
- [4] ALCARAZ, A. Some notes on false alarms of volcanic activity and mud flows. In *Volcanic Hazards*. Springer, 1989, pp. 163–168.
- [5] ALLAN, J. F., AND SIMKIN, T. Fernandina volcano’s evolved, well-mixed basalts: Mineralogical and petrological constraints on the nature of the Galapagos plume. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 105, B3 (2000), 6017–6041.
- [6] ANDERSON, R., GATHMAN, S., HUGHES, J., BJÖRNSSON, S., JÓNASSON, S., BLANCHARD, D. C., MOORE, C. B., SURVILAS, H. J., AND VONNEGUT, B. Electricity in volcanic clouds: Investigations show that lightning can result from charge-separation processes in a volcanic crater. *Science* 148, 3674 (1965), 1179–1189.
- [7] ANDERSON, T. Recent volcanic eruptions in the West Indies. *The Geographical Journal* 21, 3 (1903), 265–279.
- [8] ANDERSON, T. The volcanoes of Guatemala. *The Geographical Journal* 31, 5 (1908), 473–485.

-
- [9] ANDERSON, T., AND FLETT, J. S. *Report on the eruptions of the Soufrière: in St. Vincent, in 1902, and on a visit to Montagne Pelée in Martinique...*, vol. 200. Dulau and Co., 1903.
- [10] ANDRÉ, E. The volcanic eruption at St. Vincent. *The Geographical Journal* 20, 1 (1902), 60–68.
- [11] ANNEN, C., PICHAVANT, M., BACHMANN, O., AND BURGISSER, A. Conditions for the growth of a long-lived shallow crustal magma chamber below Mount Pelee volcano (Martinique, Lesser Antilles Arc). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 113, B7 (2008).
- [12] APLIN, K., HOUGHTON, I., NICOLL, K., HUMPHRIES, M., AND TONG, A. Electrical charging of volcanic ash. In *Proc. ESA Annual Meeting on Electrostatics* (2014), p. 1.
- [13] ARASON, P. Lightning during volcanic eruptions in Iceland. In *Geophys. Res. Abstr* (2005), vol. 7, p. 05369.
- [14] ARASON, P. Volcanogenic lightning during the Grímsvötn 2004 subglacial eruption. In *Geophys. Res. Abstr* (2005), vol. 7, p. 05355.
- [15] ARASON, P., BENNETT, A. J., AND BURGIN, L. E. Charge mechanism of volcanic lightning revealed during the 2010 eruption of Eyjafjallajökull. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 116, B9 (2011).
- [16] BABICH, L., BOCHKOV, E., KUTSYK, I., NEUBERT, T., AND CHANRION, O. Positive streamer initiation from raindrops in thundercloud fields. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 121, 11 (2016), 6393–6403.
- [17] BARDINTZEFF, J.-M., AND DENIEL, C. Magmatic evolution of Pacaya and Cerro Chiquito volcanological complex, Guatemala. *Bulletin of volcanology* 54, 4 (1992), 267–283.
- [18] BARNARD, V. The approximate mean height of the thundercloud charges taking part in a flash to ground. *Journal of Geophysical Research* 56, 1 (1951), 33–35.
- [19] BARO, J., SEMPAU, J., FERNÁNDEZ-VAREA, J., AND SALVAT, F. Penelope: an algorithm for monte carlo simulation of the penetration and energy loss of electrons and positrons in matter. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 100, 1 (1995), 31–46.

- [20] BARTON, S. J. Crystal forensics of historical lava flows from Mt Ngauruhoe.
- [21] BEATTIE, J. K. The mechanism of spray electrification: the waterfall effect. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions 2016* (2016), 1–9.
- [22] BEHNKE, S. A., THOMAS, R. J., KREHBIEL, P. R., AND MCNUTT, S. R. Spectacular lightning revealed in 2009 Mount Redoubt eruption. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 93, 20 (2012), 193–194.
- [23] BENNETT, A., ODAMS, P., EDWARDS, D., AND ARASON, . Monitoring of lightning from the april–may 2010 Eyjafjallajökull volcanic eruption using a very low frequency lightning location network. *Environmental Research Letters* 5, 4 (2010), 044013.
- [24] BERGER, M. Monte Carlo calculation of the penetration and diffusion of fast charged particles. *Methods in Computational Physics* (1963), 135–215.
- [25] BJÖRNSSON, S., BLANCHARD, D. C., AND SPENCER, A. T. Charge generation due to contact of saline waters with molten lava. *Journal of Geophysical Research* 72, 4 (1967), 1311–1323.
- [26] BLANCHARD, D. C. Electrified droplets from the bursting of bubbles at an air-sea water interface.
- [27] BLEWETT, J. P. The properties of Oxide-Coated Cathodes. II. *Journal of Applied Physics* 10, 12 (1939), 831–848.
- [28] BOLGE, L. L., CARR, M. J., FEIGENSON, M. D., AND ALVARADO, G. E. Geochemical stratigraphy and magmatic evolution at Arenal volcano, Costa Rica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 157, 1 (2006), 34–48.
- [29] BONDARENKO, B., AND TSAREV, B. Thermionic properties of the metal oxides of the III-d and the IV-th groups. *Radiotekh. i Elektron* 4 (1959).
- [30] BRIMBLECOMBE, P. *Air composition and chemistry*. Cambridge University Press, 1996.
- [31] BRONTO, S. Volcanic geology of Galunggung, West Java, Indonesia.
- [32] BROOK, M., MOORE, C., AND SIGURGEIRSSON, T. Lightning in volcanic clouds. In *TRANSACTIONS-AMERICAN GEOPHYSICAL UNION* (1973), vol. 54, AMER GEOPHYSICAL UNION 2000 FLORIDA AVE NW, WASHINGTON, DC 20009 USA, pp. 701–701.

-
- [33] BROOK, M., MOORE, C., AND SIGURGEIRSSON, T. Lightning in volcanic clouds. *Journal of Geophysical Research* 79, 3 (1974), 472–475.
- [34] BRUN, R., BRUYANT, F., MAIRE, M., AND MCPHERSON, A. P. Zanmarini GEANT3 User's Guide. Tech. rep., CERN-DD/EE/84-1, 1986.
- [35] BULLARD, F. M. Volcanic activity in Costa Rica and Nicaragua in 1954. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 37, 1 (1956), 75–82.
- [36] BÜTTNER, R., RÖDER, H., AND ZIMANOWSKI, B. Electrical effects generated by experimental volcanic explosions. *Applied physics letters* 70, 14 (1997), 1903–1905.
- [37] BYERS, F. M., ET AL. *Geology of Umnak and Bogoslof Islands, Aleutian Islands, Alaska*. US Government Printing Office, 1959.
- [38] CARN, S. A., PALLISTER, J. S., LARA, L., EWERT, J. W., WATT, S., PRATA, A. J., THOMAS, R. J., AND VILLAROSA, G. The unexpected awakening of Chaitén volcano, Chile. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 90, 24 (2009), 205–206.
- [39] CARROLL, J. J., AND PARCO, S. A. *Social organization in a crisis situation: the Taal disaster*. Philippine Sociological Society, 1966.
- [40] CAS, R., AND WRIGHT, J. V. *Volcanic successions modern and ancient: A geological approach to processes, products and successions*. Springer Science & Business Media, 2012.
- [41] CASTILLO, P., AND NEWHALL, C. Geochemical constraints on possible subduction components in lavas of Mayon and Taal volcanoes, southern Luzon, Philippines. *Journal of Petrology* 45, 6 (2004), 1089–1108.
- [42] CHAKRABORTY, P., GIOIA, G., AND KIEFFER, S. W. Volcanic mesocyclones. *Nature* 458, 7237 (2009), 497.
- [43] CHAPMAN, S. The charges on droplets produced by the spraying of liquids as revealed by the Millikan oil drop method. *Physics* 5, 6 (1934), 150–152.
- [44] CHEN, L., SHI, C., LI, X., MI, Z., WANG, D., LIU, H., AND QIAO, L. Strain effect on electronic structure and work function in α -Fe₂O₃ films. *Materials* 10, 3 (2017), 273.
- [45] CHRISTENSON, B. Geochemistry of fluids associated with the 1995–1996 eruption of Mt. Ruapehu, New Zealand: signatures and processes in the magmatic-hydrothermal system. *Journal of volcanology and geothermal research* 97, 1 (2000), 1–30.

- [46] CIMARELLI, C., ALATORRE-IBARGÜENGOITIA, M., AIZAWA, K., YOOKO, A., DÍAZ-MARINA, A., IGUCHI, M., AND DINGWELL, D. Multiparametric observation of volcanic lightning: Sakurajima Volcano, Japan. *Geophysical Research Letters* (2016).
- [47] CIMARELLI, C., ALATORRE-IBARGÜENGOITIA, M., KUEPPERS, U., SCHEU, B., AND DINGWELL, D. B. Experimental generation of volcanic lightning. *Geology* 42, 1 (2014), 79–82.
- [48] COLLAR, A., AND SPENCE, R. Descriptive accounts of seven volcanic eruptions in the Exploris regions and the sequence of events involved.
- [49] COMMITTEE, G. S., COUNCIL, N. R., ET AL. *The Earth's Electrical Environment*. National Academies Press, 1986.
- [50] COORAY, V. *An introduction to lightning*. Springer, 2015.
- [51] COORAY, V. *An introduction to lightning*. Springer, 2016.
- [52] CORPUZ, E. S. G. Petrology and geochemistry of the central mindano volcanic arc, southern Philippines.
- [53] COX, K. Tectonics and vulcanism of the Karroo period and their bearing on the postulated fragmentation of Gondwanaland. In *African magmatism and tectonics*. Oliver and Boyd Edinburgh, 1970, pp. 211–235.
- [54] DAILEY, I. M. Report of the eruption of Katmai volcano. *Bulletin of the American Geographical Society* 44, 9 (1912), 641–644.
- [55] DAMOAH, R., SPICHTINGER, N., SERVRANCKX, R., FROMM, M., ELO-RANTA, E., RAZENKOV, I., JAMES, P., SHULSKI, M., FORSTER, C., AND STOHL, A. A case study of pyro-convection using transport model and remote sensing data. *Atmospheric Chemistry and Physics* 6, 1 (2006), 173–185.
- [56] DAVIS, P. M., DVORAK, J. J., JOHNSTON, M. J., AND DZURISIN, D. D. Electric and magnetic field measurements on Mount St. Helens volcano at times of eruptions 1980-1985. *Journal of geomagnetism and geoelectricity* 41, 9 (1989), 783–796.
- [57] DAVISON, C. The eruption of Sakura-Jima on January 12, 1914. *Science Progress (1916-1919)* 12, 45 (1917), 97–110.
- [58] DAWSON, J., BOWDEN, P., AND CLARK, G. Activity of the carbonatite volcano Oldoinyo Lengai, 1966. *Geologische Rundschau* 57, 3 (1968), 865–879.

- [59] DE ANGELIS, S. H., LARSEN, J., AND COOMBS, M. Pre-eruptive magmatic conditions at Augustine Volcano, Alaska, 2006: evidence from amphibole geochemistry and textures. *Journal of Petrology* 54, 9 (2013), 1939–1961.
- [60] DE MOOR, J., FISCHER, T., KING, P., HILTON, D., SHARP, Z., BARRY, P., RAMIREZ, C., AND MANGASINI, F. Geochemistry and degassing systematics of silicate magma at Ol Doinyo Lengai, Tanzania. In *AGU Fall Meeting Abstracts* (2009).
- [61] DEFANT, M. J., AND DRUMMOND, M. S. Mount St. Helens: potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. *Geology* 21, 6 (1993), 547–550.
- [62] DEIERLING, W., PETERSEN, W. A., LATHAM, J., ELLIS, S., AND CHRISTIAN, H. J. The relationship between lightning activity and ice fluxes in thunderstorms. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 113, D15 (2008).
- [63] DELFIN, F. G., PANEM, C. C., AND DEFANT, M. J. Eruptive history and petrochemistry of the Bulusan volcanic complex: implications for the hydrothermal system and volcanic hazards of Mt. Bulusan, Philippines. *Geothermics* 22, 5-6 (1993), 417–434.
- [64] DELORY, G. T., FARRELL, W. M., ATREYA, S. K., RENNO, N. O., WONG, A.-S., CUMMER, S. A., SENTMAN, D. D., MARSHALL, J. R., RAFKIN, S. C., AND CATLING, D. C. Oxidant enhancement in martian dust devils and storms: Storm electric fields and electron dissociative attachment. *Astrobiology* 6, 3 (2006), 451–462.
- [65] DESCH, S., BORUCKI, W., RUSSELL, C., AND BAR-NUN, A. Progress in planetary lightning. *Reports on Progress in Physics* 65, 6 (2002), 955.
- [66] DEVINE, J., RUTHERFORD, M., NORTON, G., AND YOUNG, S. Magma storage region processes inferred from geochemistry of Fe–Ti oxides in andesitic magma, Soufriere Hills Volcano, Montserrat, WI. *Journal of Petrology* 44, 8 (2003), 1375–1400.
- [67] DI RENZO, V., DI VITO, M., ARIENZO, I., CARANDENTE, A., CIVETTA, L., D’ANTONIO, M., GIORDANO, F., ORSI, G., AND TONARINI, S. Magmatic history of Somma–Vesuvius on the basis of new geochemical and isotopic data from a deep borehole (Camaldoli della Torre). *Journal of Petrology* 48, 4 (2007), 753–784.

- [68] DICKINSON, J., JENSEN, L., AND JAHAN-LATIBARI, A. Fracto-emission: The role of charge separation. *Journal of Vacuum Science & Technology A* 2, 2 (1984), 1112–1116.
- [69] DICKINSON, J., JENSON, L., AND PARK, M. Time-of-flight measurements of the mass-to-charge ratio of positive ion emission accompanying fracture. *Journal of Materials Science* 17, 11 (1982), 3173–3178.
- [70] DODD, E. E. The statistics of liquid spray and dust electrification by the Hopper and Laby method. *Journal of Applied Physics* 24, 1 (1953), 73–80.
- [71] DORMAN, L. *Cosmic rays in the Earth's atmosphere and underground*, vol. 303. Springer Science & Business Media, 2013.
- [72] DREHER, S., EICHELBERGER, J., AND LARSEN, J. The petrology and geochemistry of the Aniakchak caldera-forming ignimbrite, Aleutian Arc, Alaska. *Journal of Petrology* 46, 9 (2005), 1747–1768.
- [73] DU, Q., FREYSZ, E., AND SHEN, Y. R. Vibrational spectra of water molecules at quartz/water interfaces. *Physical Review Letters* 72, 2 (1994), 238.
- [74] DVORAK, J. J. Mechanism of explosive eruptions of Kilauea Volcano, Hawaii. *Bulletin of volcanology* 54, 8 (1992), 638–645.
- [75] DWYER, J. R., UMAN, M. A., RASSOUL, H. K., AL-DAYEH, M., CARAWAY, L., JERAULD, J., RAKOV, V. A., JORDAN, D. M., RAMBO, K. J., CORBIN, V., ET AL. Energetic radiation produced during rocket-triggered lightning. *Science* 299, 5607 (2003), 694–697.
- [76] DWYER, J. R., UMAN, M. A., RASSOUL, H. K., AL-DAYEH, M., CARAWAY, L., JERAULD, J., RAKOV, V. A., JORDAN, D. M., RAMBO, K. J., CORBIN, V., ET AL. Energetic radiation produced during rocket-triggered lightning. *Science* 299, 5607 (2003), 694–697.
- [77] EGGLER, D. H. Water-saturated and undersaturated melting relations in a Paricutin andesite and an estimate of water content in the natural magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 34, 4 (1972), 261–271.
- [78] EICHELBERGER, J. C., KEITH, T. E., MILLER, T. P., AND NYE, C. J. The 1992 eruptions of Crater Peak vent, Mount Spurr volcano, Alaska: chronology and summary. *The 1992 Eruptions of Crater Peak Vent, Mount Spurr Volcano, Alaska* 2139 (1995), 1–18.

-
- [79] ENGEL, A. J., ENGEL, C. G., AND HAVENS, R. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. *Geological Society of America Bulletin* 76, 7 (1965), 719–734.
- [80] EWART, A. Petrology of the andesites in New Zealand volcanology: Central volcanic region, nzdsir inform. *Series 50* (1965), 86–93.
- [81] FARRELL, W., MARSHALL, J., CUMMER, S., DELORY, G., AND DESCH, M. A model of the ULF magnetic and electric field generated from a dust devil. *Journal of Geophysical Research: Planets* 111, E11 (2006).
- [82] FEDOTOV, S. *Active volcanoes of Kamchatka*.
- [83] FELDMAN, W., SYMBALISTY, E., AND ROUSSEL-DUPRÉ, R. Association of discrete hard X ray enhancements with eruption of Mount Pinatubo. *Journal of Geophysical Research: Space Physics* 100, A12 (1995), 23829–23834.
- [84] FERRARI, A., SALA, P. R., FASSO, A., AND RANFT, J. FLUKA: A multi-particle transport code (program version 2005). Tech. rep., 2005.
- [85] FIRSTOV, P., AKBASHEV, R., HOLZWORTH, R., CHERNEVA, N., AND SHEVTSOV, B. Atmospheric electric effects during the explosion of Shiveluch volcano on November 16, 2014. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics* 53, 1 (2017), 24–31.
- [86] FISHER, R. V., AND SCHMINCKE, H.-U. *Pyroclastic rocks*. Springer Science & Business Media, 1984.
- [87] FORWARD, K. M., LACKS, D. J., AND SANKARAN, R. M. Methodology for studying particle–particle triboelectrification in granular materials. *Journal of Electrostatics* 67, 2-3 (2009), 178–183.
- [88] FRANCALANCI, L., MANETTI, P., AND PECCERILLO, A. Volcanological and magmatological evolution of Stromboli volcano (Aeolian Islands): the roles of fractional crystallization, magma mixing, crustal contamination and source heterogeneity. *Bulletin of Volcanology* 51, 5 (1989), 355–378.
- [89] FUJIWARA, S., NAKAGAWA, M., HASEGAWA, S., AND KOMATSU, D. Eruptive history of Tokachi-dake volcano during the last 3,300 years, central Hokkaido, Japan. *Bull Volcanol Soc Jpn* 52 (2007), 253–271.
- [90] GAMEROTA, W., UMAN, M., HILL, J., PILKEY, J., NGIN, T., JORDAN, D., AND MATA, C. An “anomalous” triggered lightning flash in Florida. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 118, 8 (2013), 3402–3414.

- [91] GARCIA, M. O., PIETRUSZKA, A. J., AND RHODES, J. M. A petrologic perspective of Kilauea volcano's summit magma reservoir. *Journal of Petrology* 44, 12 (2003), 2313–2339.
- [92] GARDNER, M. F., TROLL, V. R., GAMBLE, J. A., GERTISSER, R., HART, G. L., ELLAM, R. M., HARRIS, C., AND WOLFF, J. A. Crustal differentiation processes at Krakatau volcano, Indonesia. *Journal of Petrology* 54, 1 (2012), 149–182.
- [93] GEIGER, H. Characterising the magma supply system of Agung and Batur volcanoes on Bali, Indonesia, 2014.
- [94] GEIST, D. J., NAUMANN, T. R., STANDISH, J. J., KURZ, M. D., HARPP, K. S., WHITE, W. M., AND FORNARI, D. J. Wolf Volcano, Galápagos archipelago: Melting and magmatic evolution at the margins of a mantle plume. *Journal of Petrology* 46, 11 (2005), 2197–2224.
- [95] GERLACH, T. Volcanic sources of tropospheric ozone-depleting trace gases. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 5, 9 (2004).
- [96] GO, D. Gaseous ionization and ion transport: An introduction to gas discharges. *Department of Aerospace and Mechanical Engineering University of Notre Dame* (2012).
- [97] GORSHKOV, G., AND DUBIK, Y. M. Gigantic directed blast at Shiveluch volcano (Kamchatka). *Bulletin of Volcanology* 34, 1 (1970), 261–288.
- [98] GORSHKOV, G. S. Gigantic eruption of the volcano Bezymianny. *Bulletin of Volcanology* 20, 1 (1959), 77–109.
- [99] GOURGAUD, A., CAMUS, G., GERBE, M.-C., MOREL, J.-M., SUDRADJAT, A., AND VINCENT, P. The 1982–83 eruption of Galunggung (Indonesia): a case study of volcanic hazards with particular relevance to air navigation. In *Volcanic Hazards*. Springer, 1989, pp. 151–162.
- [100] GOW, A. J. Petrographic and petrochemical studies of Mt Egmont andesites. *New Zealand journal of geology and geophysics* 11, 1 (1968), 166–190.
- [101] GROSSO, G. *Solid State Physics*. Elsevier, 2014.
- [102] GUDMUNDSSON, M. T., PEDERSEN, R., VOGFJÖRD, K., THORBJARNARDÓTTIR, B., JAKOBSDÓTTIR, S., AND ROBERTS, M. J. Eruptions of Eyjafjallajökull volcano, Iceland. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 91, 21 (2010), 190–191.

-
- [103] GURENKO, A., BELOUSOV, A., TRUMBULL, R., AND SOBOLEV, A. Explosive basaltic volcanism of the Chikurachki Volcano (Kurile arc, Russia): Insights on pre-eruptive magmatic conditions and volatile budget revealed from phenocryst-hosted melt inclusions and groundmass glasses. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 147, 3 (2005), 203–232.
- [104] HALBLEIB, J. A., KENSEK, R. P., VALDEZ, G. D., SELTZER, S. M., AND BERGER, M. J. ITS: The Integrated TIGER Series of electron/photon transport codes-version 3.0. *IEEE Transactions on Nuclear Science* 39, 4 (1992), 1025–1030.
- [105] HARRISON, J. V. The volcano Paricutin: Review. *The Geographical Journal* 104, 1/2 (1944), 48–52.
- [106] HARRISON, R., APLIN, K., LEBLANC, F., AND YAIR, Y. Planetary atmospheric electricity. *Space Science Reviews* 137, 1-4 (2008), 5–10.
- [107] HATAKEYAMA, H., AND UCHIKAWA, K. On the disturbance of the atmospheric potential gradient caused by the eruption-smoke of the volcano Aso. *Papers in Meteorology and Geophysics* 2, 1 (1951), 85–89.
- [108] HAZARDS, V. A sourcebook on the effects of eruptions, 1984.
- [109] HEIKEN, G., AND WOHLETZ, K. Volcanic ash.
- [110] HENDRATNO, K., PALLISTER, J., MCCAUSLAND, W., KRISTIANTO, M., BINA, F., CARN, S., HAERANI, N., GRISWOLD, J., AND KEELER, R. 2006-2008 eruptions and volcano hazards of Sopotan Volcano, North Sulawesi, Indonesia. In *AGU Fall Meeting Abstracts* (2010).
- [111] HICKEY, R. L., FREY, F. A., GERLACH, D. C., AND LOPEZ-ESCOBAR, L. Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34–41 s): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle, and continental crust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 91, B6 (1986), 5963–5983.
- [112] HIGGINS, M. D., AND ROBERGE, J. Three magmatic components in the 1973 eruption of Eldfell volcano, Iceland: Evidence from plagioclase crystal size distribution (csd) and geochemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 161, 3 (2007), 247–260.
- [113] HILDRETH, W. New perspectives on the eruption of 1912 in the valley of ten thousand smokes, Katmai National Park, Alaska. *Bulletin of Volcanology* 49, 5 (1987), 680–693.

BIBLIOGRAFÍA

- [114] HIRAYAMA, H., NAMITO, Y., NELSON, W. R., BIELAJEW, A. F., AND WILDERMAN, S. J. The EGS5 code system. Tech. rep., 2005.
- [115] HOBBS, W. H. The grand eruption of Vesuvius in 1906. *The Journal of Geology* 14, 7 (1906), 636–655.
- [116] HOBLITT, R., AND MURRAY, T. Lightning detection and location as a remote eruptions monitor at Redoubt Volcano, Alaska. *EOS Trans Am Geophys Union* 71 (1990), 146.
- [117] HOLASEK, R., SELF, S., AND WOODS, A. Satellite observations and interpretation of the 1991 Mount Pinatubo eruption plumes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 101, B12 (1996), 27635–27655.
- [118] HOUGHTON, I., APLIN, K., AND NICOLL, K. Triboelectric charging of volcanic ash from Grímsvötn. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (2013), vol. 15, p. 11414.
- [119] HOUGHTON, I. M., APLIN, K. L., AND NICOLL, K. A. Triboelectric charging of volcanic ash from the 2011 Grímsvötn eruption. *Physical review letters* 111, 11 (2013), 118501.
- [120] HOUZE JR, R. A., RUTLEDGE, S. A., BIGGERSTAFF, M., AND SMULL, B. Interpretation of doppler weather radar displays of midlatitude mesoscale convective systems. *Bulletin of the American Meteorological Society* 70, 6 (1989), 608–619.
- [121] HUNTER, A. Intracrustal controls on the coexistence of tholeiitic and calc-alkaline magma series at Aso volcano, SW Japan. *Journal of petrology* 39, 7 (1998), 1255–1284.
- [122] ISHIZAKI, Y. Dacite-basalt magma interaction at Yakedake volcano, central Japan: petrographic and chemical evidence from the 2300 years bp nakao pyroclastic flow deposit. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 102, 3 (2007), 194–210.
- [123] ISHIZUKA, O., GESHI, N., KAWANABE, Y., OGITSU, I., TAYLOR, R. N., TUZINO, T., SAKAMOTO, I., ARAI, K., AND NAKANO, S. Long-distance magma transport from arc volcanoes inferred from the submarine eruptive fissures offshore Izu-Oshima volcano, Izu–Bonin arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 285 (2014), 1–17.
- [124] IZBEKOV, P. E., EICHELBERGER, J. C., PATINO, L. C., VOGEL, T. A., AND IVANOV, B. V. Calcic cores of plagioclase phenocrysts in andesite

- from Karymsky volcano: Evidence for rapid introduction by basaltic replenishment. *Geology* 30, 9 (2002), 799–802.
- [125] JAGGAR, T. A., AND FINCH, R. H. The explosive eruption of Kilauea in Hawaii, 1924. *American Journal of Science*, 47 (1924), 353–374.
- [126] JAMES, M., LANE, S., AND GILBERT, J. S. Volcanic plume electrification: experimental investigation of a fracture-charging mechanism. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 105, B7 (2000), 16641–16649.
- [127] JAMES, M., WILSON, L., LANE, S., GILBERT, J., MATHER, T., HARRISON, R., AND MARTIN, R. Electrical charging of volcanic plumes. In *Planetary Atmospheric Electricity*. Springer, 2008, pp. 399–418.
- [128] JENKINS, T. M., NELSON, W. R., AND RINDI, A. *Monte Carlo transport of electrons and photons*, vol. 38. Springer Science & Business Media, 2012.
- [129] JOHNSON, R., JAQUES, A., HICKEY, R., MCKEE, C., AND CHAPPELL, B. Manam Island, Papua New Guinea: petrology and geochemistry of a low-TiO₂ basaltic island-arc volcano. *Journal of Petrology* 26, 2 (1985), 283–323.
- [130] JOHNSON, R., AND THRELFALL, N. Volcano town: the 1937–43 Rabaul eruptions. *Robert Brown & Associates, Bathurst, NSW* (1985).
- [131] KATSUI, Y., ŌBA, Y., ONUMA, K., SUZUKI, T., KONDO, Y., WATANABE, T., NIIDA, K., UDA, T., HAGIWARA, S., NAGAO, T., ET AL. Preliminary report of the 1977 eruption of Usu volcano. = *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University. Series 4, Geology and mineralogy* 18, 3 (1978), 385–408.
- [132] KATSUI, Y., KAWACHI, S., KONDO, Y., IKEDA, Y., NAKAGAWA, M., GOTOH, Y., AND YAMAGUCHI, H. The 1988-1989 explosive eruption of Tokachi-dake, Central Hokkaido, Its Sequence and Mode.
- [133] KAWRAKOW, I. The EGSnrc code system, Monte Carlo simulation of electron and photon transport. *NRCC Report Pirs-701* (2001).
- [134] KELLEY, K. A., AND COTTRELL, E. The influence of magmatic differentiation on the oxidation state of Fe in a basaltic arc magma. *Earth and Planetary Science Letters* 329 (2012), 109–121.
- [135] KENJI, O. Geochemical study on magmatic differentiation of Asama volcano, central Japan. *The Journal of the Geological Society of Japan* 85, 8 (1979), 525–535.

- [136] KHAERDINOV, N., LIDVANSKY, A. A., AND PETKOV, V. Cosmic rays and the electric field of thunderclouds: Evidence for acceleration of particles (runaway electrons). *Atmospheric Research* 76, 1-4 (2005), 346–354.
- [137] KIENLE, J., AND SWANSON, S. E. *Volcanic hazards from future eruptions of Augustine volcano, Alaska*. Geophysical Institute, University of Alaska, 1985.
- [138] KIKUCHI, K., AND ENDOH, T. Atmospheric electrical-properties of volcanic ash particles in the eruption of Mt Usu volcano, 1977. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 60, 1 (1982), 548–561.
- [139] KOLMAŠOVÁ, I., SANTOLÍK, O., DEFER, E., RISON, W., COQUILLAT, S., PEDEBOY, S., LÁN, R., UHLÍŘ, L., LAMBERT, D., PINTY, J.-P., ET AL. Lightning initiation: Strong pulses of VHF radiation accompany preliminary breakdown. *Scientific reports* 8, 1 (2018), 3650.
- [140] KOROSEC, M. A., RIGBY, J. G., AND STOFFEL, K. L. *The 1980 Eruption of Mount St. Helens, Washington: March 20-May 19, 1980*. Washington State Department of Natural Resources, Division of Geology and Earth Resources, 1980.
- [141] KOTSARENKO, A., GRIMALSKY, V., YUTSIS, V., OSUNA, A. G. B., KOSHEVAYA, S., ENRÍQUEZ, H. R. P., BELTRÁN, G. U., ABEYRO, J. A. L. C., AND GONZALES, C. V. Experimental studies of anomalous radon activity in the Tlamacas Mountain, Popocatepetl Volcano area, México: new tools to study lithosphere-atmosphere coupling for forecasting volcanic and seismic events. *Annals of Geophysics* 55, 1 (2012).
- [142] KRATZMANN, D. J., CAREY, S., SCASSO, R., AND NARANJO, J.-A. Compositional variations and magma mixing in the 1991 eruptions of Hudson volcano, Chile. *Bulletin of Volcanology* 71, 4 (2009), 419.
- [143] LANE, S., AND GILBERT, J. Electric potential gradient changes during explosive activity at Sakurajima volcano, Japan. *Bulletin of volcanology* 54, 7 (1992), 590–594.
- [144] LANE, S., JAMES, M., AND GILBERT, J. Electrostatic phenomena in volcanic eruptions. In *Journal of Physics: Conference Series* (2011), vol. 301, IOP Publishing, p. 012004.
- [145] LARA, L. E. The 2008 eruption of the Chaitén volcano, Chile: a preliminary report. *Andean geology* 36, 1 (2010), 125–130.

- [146] LARSEN, J., NEAL, C., WEBLEY, P., FREYMUELLER, J., HANEY, M., MCNUTT, S., SCHNEIDER, D., PREJEAN, S., SCHAEFER, J., AND WESSELS, R. Eruption of Alaska volcano breaks historic pattern. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 90, 20 (2009), 173–174.
- [147] LARSEN, J., AND SCHAEFER, J. Petrology and geochemistry of three early holocene eruptions from Makushin volcano, Alaska. In *AGU Fall Meeting Abstracts* (2016).
- [148] LARSEN, J. F., ŚLIWIŃSKI, M. G., NYE, C., CAMERON, C., AND SCHAEFER, J. R. The 2008 eruption of Okmok Volcano, Alaska: Petrological and geochemical constraints on the subsurface magma plumbing system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 264 (2013), 85–106.
- [149] LEIDENFROST, J. G. On the fixation of water in diverse fire. *International Journal of Heat and Mass Transfer* 9, 11 (1966), 1153–1166.
- [150] LENARD, P. Über wasserfallelektrizität und über die oberflächenbeschaffenheit der flüssigkeiten. *Annalen der Physik* 352, 12 (1915), 463–524.
- [151] LOCKWOOD, J. P., AND HAZLETT, R. W. *Volcanoes: global perspectives*. John Wiley & Sons, 2013.
- [152] LÓPEZ-ESCOBAR, L., PARADA, M. A., HICKEY-VARGAS, R., FREY, F., KEMPTON, P., AND MORENO, H. Calbuco volcano and minor eruptive centers distributed along the liquiñe-ofqui fault zone, Chile (41–42 s): contrasting origin of andesitic and basaltic magma in the southern volcanic zone of the Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 119, 4 (1995), 345–361.
- [153] LOWELL, J., AND AKANDE, A. Contact electrification-why is it variable? *Journal of Physics D: Applied Physics* 21, 1 (1988), 125.
- [154] LU, Z., MASTERLARK, T., DZURISIN, D., RYKHUS, R., AND WICKS, C. Magma supply dynamics at Westdahl volcano, Alaska, modeled from satellite radar interferometry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108, B7 (2003).
- [155] MACDONALD, G. A. Composition and origin of hawaiian lavas. *Geological Society of America Memoirs* 116 (1968), 477–522.
- [156] MAGGIO, C., COLEMAN, L., MARSHALL, T., STOLZENBURG, M., STANLEY, M., HAMLIN, T., KREHBIEL, P., RISON, W., AND THOMAS, R. Lightning-initiation locations as a remote sensing tool of large thunderstorm

- electric field vectors. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 22, 7 (2005), 1059–1068.
- [157] MARSHALL, T. C., MCCARTHY, M. P., AND RUST, W. D. Electric field magnitudes and lightning initiation in thunderstorms. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 100, D4 (1995), 7097–7103.
- [158] MARTIN, B. R. *Nuclear and particle physics: an introduction*. John Wiley & Sons, 2006.
- [159] MARTIN, R., AND ILYINSKAYA, E. Volcanic lightning as a source of reactive radical species in eruption plumes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 12, 3 (2011).
- [160] MASON, B. A critical examination of theories of charge generation in thunderstorms. *Tellus* 5, 4 (1953), 446–460.
- [161] MASON, B. The Bakerian lecture, 1971: The physics of the thunderstorm. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* 327, 1571 (1972), 433–466.
- [162] MATHER, T., AND HARRISON, R. Electrification of volcanic plumes. *Surveys in Geophysics* 27, 4 (2006), 387–432.
- [163] MATSUSAKA, S., MARUYAMA, H., MATSUYAMA, T., AND GHADIRI, M. Triboelectric charging of powders: A review. *Chemical Engineering Science* 65, 22 (2010), 5781–5807.
- [164] MATSUSAKA, S., AND MASUDA, H. Electrostatics of particles. *Advanced Powder Technology* 14, 2 (2003), 143–166.
- [165] MATTSSON, H. B., AND OSKARSSON, N. Petrogenesis of alkaline basalts at the tip of a propagating rift: Evidence from the Heimaey volcanic centre, south Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 147, 3 (2005), 245–267.
- [166] MAZANY, R. A., BUSINGER, S., GUTMAN, S. I., AND ROEDER, W. A lightning prediction index that utilizes gps integrated precipitable water vapor. *Weather and forecasting* 17, 5 (2002), 1034–1047.
- [167] MCADIE, A. Taal, Asama-Yama, and Katmai. *Bulletin of the Seismological Society of America* 2, 4 (1912), 233–242.

-
- [168] MCCARTHY, P. T., PAUL, R., ZEMLYANOV, D., REIFENBERGER, R. G., AND FISHER, T. S. Work function characterization of potassium-intercalated, boron nitride doped graphitic petals. *Frontiers in Mechanical Engineering* 3 (2017), 6.
- [169] MCCLELLAND, L. SIMKIN, T. S. M. N. E. S. T. Volcanism 1975–1985, 1989.
- [170] MCNUTT, S. The 2007 eruption of Pavlof volcano, Alaska. In *AGU Fall Meeting Abstracts* (2007).
- [171] MCNUTT, S. R., AND WILLIAMS, E. R. Volcanic lightning: global observations and constraints on source mechanisms. *Bulletin of Volcanology* 72, 10 (2010), 1153–1167.
- [172] MELSON, W. The eruption of 1968 and tephra stratigraphy of Arenal volcano. *Archaeology, Volcanism, and Remote Sensing in the Arenal Region, Costa Rica* (1994), 24–47.
- [173] MÉNDEZ HARPER, J., AND DUFEK, J. The effects of dynamics on the triboelectrification of volcanic ash. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 121, 14 (2016), 8209–8228.
- [174] MIKLIUS, A., FLOWER, M. F., HUIJSMANS, J. P., MUKASA, S. B., AND CASTILLO, P. Geochemistry of lavas from Taal volcano, southwestern Luzon, Philippines: evidence for multiple magma supply systems and mantle source heterogeneity. *Journal of Petrology* 32, 3 (1991), 593–627.
- [175] MILIKH, G., AND ROUSSEL-DUPRÉ, R. Runaway breakdown and electrical discharges in thunderstorms. *Journal of Geophysical Research: Space Physics* 115, A12 (2010).
- [176] MOLINA, G., FUREY, M., VICK, B., RITTER, A., AND KAJDAS, C. Triboemission from the sliding contact of alumina systems. In *Proceedings of the 2nd World Tribology Congress, Vienna, Austria* (2001), pp. 3–7.
- [177] MOORE, J. G., AND MELSON, W. Nuees ardentes of the 1968 eruption of Mayon volcano, Philippines. *Bulletin of Volcanology* 33, 2 (1969), 600–620.
- [178] MORROW, R., AND LOWKE, J. Streamer propagation in air. *Journal of Physics D: Applied Physics* 30, 4 (1997), 614.

- [179] MOUNE, S., SIGMARSSON, O., THORDARSON, T., AND GAUTHIER, P.-J. Recent volatile evolution in the magmatic system of Hekla volcano, Iceland. *Earth and Planetary Science Letters* 255, 3 (2007), 373–389.
- [180] MÉNDEZ HARPER, J., AND DUFEK, J. The effects of dynamics on the triboelectrification of volcanic ash. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 121, 14 (2016), 8209–8228. 2015JD024275.
- [181] NAIRN, I., AND SELF, S. Explosive eruptions and pyroclastic avalanches from Ngauruhoe in February 1975. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 3, 1 (1978), 39–60.
- [182] NAKAGAWA, M., HIRAGA, N., AND FURUKAWA, R. Formation of a zoned magma chamber and its temporal evolution during the historic eruptive activity of Tarumai Volcano, Japan: Petrological implications for a long-term forecast of eruptive activity of an active volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 205, 1 (2011), 1–16.
- [183] NARANJO, J. A. Nueva erupción del volcán Hudson. *Andean Geology* 18, 2 (1991), 183–184.
- [184] NEAL, C. A., DOUKAS, M. P., AND MCGIMSEY, R. G. Volcanic activity in Alaska: summary of events and response of the Alaska volcano observatory 1994. *US Geol. Surv. Open-File Rep* (1995), 95–271.
- [185] NELSON, W. R., ROGERS, D. W., AND HIRAYAMA, H. The EGS4 code system. Tech. rep., 1985.
- [186] NETWORK, S. E. A. Smithsonian institution. *Table I:: Specifications of NIES LAMP lidar* (1986).
- [187] NEWHALL, C. G., AND PUNONGBAYAN, R. *Fire and mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*. Philippine Institute of Volcanology and Seismology Quezon City, 1996.
- [188] NICHOLLS, J. The volcanic eruptions of Mt Tarawera and Lake Rotomahana and effects on surrounding forests. *New Zealand journal of forestry* 8, 1 (1959), 133–42.
- [189] NICORA, M., BRGESSER, R., AND QUEL, E. Lightning activity during 2011 Puyehue volcanic eruptions. *1st TEA-IS Summer School* (2012).
- [190] NIELSEN, N. A volcano under an ice-cap. Vatnajökull, Iceland, 1934–36. *The Geographical Journal* 90, 1 (1937), 6–20.

- [191] NIIDA, K., KATSUI, Y., SUZUKI, T., AND KONDŌ, Y. The 1977-1978 eruption of Usu volcano. = *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University. Series 4, Geology and mineralogy* 19, 3 (1980), 357–394.
- [192] NYE, C. J., SWANSON, S. E., AVERY, V. F., AND MILLER, T. P. Geochemistry of the 1989–1990 eruption of Redoubt volcano: Part i. whole-rock major-and trace-element chemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 62, 1-4 (1994), 429–452.
- [193] NYE, C. J., AND TURNER, D. L. Petrology, geochemistry, and age of the Spurr volcanic complex, eastern aleutian arc. *Bulletin of Volcanology* 52, 3 (1990), 205–226.
- [194] OKADA, H., WATANABE, H., YAMASHITA, H., AND YOKOYAMA, I. Seismological significance of the 1977–1978 eruptions and the magma intrusion process of Usu volcano, Hokkaido. *Journal of volcanology and geothermal research* 9, 4 (1981), 311–334.
- [195] ÓLADÓTTIR, B. A., SIGMARSSON, O., LARSEN, G., AND THORDARSON, T. Katla volcano, Iceland: magma composition, dynamics and eruption frequency as recorded by holocene tephra layers. *Bulletin of Volcanology* 70, 4 (2008), 475–493.
- [196] ONDOH, T. Unusual intensity enhancements of low frequency atmospherics associated with great eruptions of Izu-Oshima volcano in November 1986. *Journal of geomagnetism and geoelectricity* 42, 3 (1990), 237–256.
- [197] OTERO, L. A., RISTORI, P. R., PALLOTTA, J. V., PAWELKO, E. E., BALLESTEROS, P. A., ORTE, P. F., NICORA, G., RAPONI, M. M., D’ELÍA, R., WOLFRAM, E., ET AL. Erupción del volcán Puyehue–cordón caulle: alerta temprana del fenómeno y medición de las cenizas en Buenos Aires, Argentina, durante junio 2011. In *ANALES AFA* (2013), vol. 23.
- [198] OZEROV, A. Y., ARISKIN, A., KYLE, P., BOGOYAVLENSKAYA, G., AND KARPENKO, S. Petrological–geochemical model for genetic relationships between basaltic and andesitic magmatism of Klyuchevskoi and Bezymyanniyi volcanoes, Kamchatka. *Petrology* 5, 6 (1997), 550–569.
- [199] PALLISTER, J. S., HOBLITT, R. P., MEEKER, G. P., KNIGHT, R. J., AND SIEMS, D. F. Magma mixing at Mount Pinatubo: petrographic and chemical evidence from the 1991 deposits. *Fire and mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines* (1996), 687–731.

- [200] PAN, L., LIU, D., QIE, X., WANG, D., AND ZHU, R. Land-sea contrast in the lightning diurnal variation as observed by the WWLLN and LIS/OTD data. *Acta Meteorologica Sinica* 27, 4 (2013), 591–600.
- [201] PATIA, H., ET AL. Petrology and geochemistry of the recent eruption history at Rabaul Caldera, Papua New Guinea: implications for magmatic processes and recurring volcanic activity.
- [202] PERRET, F. A., AND WASHINGTON, H. S. *The Vesuvius eruption of 1906: study of a volcanic cycle*. No. 339. Carnegie institution of Washington Washington, 1924.
- [203] PICARD, C., MONZIER, M., EISSEN, J.-P., AND ROBIN, C. Concomitant evolution of tectonic environment and magma geochemistry, Ambrym volcano (Vanuatu, New Hebrides arc). *Geological Society, London, Special Publications* 81, 1 (1994), 135–154.
- [204] PIETRUSZKA, A. J., AND GARCIA, M. O. A rapid fluctuation in the mantle source and melting history of Kilauea volcano inferred from the geochemistry of its historical summit lavas (1790–1982). *Journal of Petrology* 40, 8 (1999), 1321–1342.
- [205] PONOMAREVA, V., PORTNYAGIN, M., PEVZNER, M., BLAAUW, M., KYLE, P., AND DERKACHEV, A. Tephra from andesitic Shiveluch volcano, Kamchatka, NW Pacific: chronology of explosive eruptions and geochemical fingerprinting of volcanic glass. *International Journal of Earth Sciences* 104, 5 (2015), 1459–1482.
- [206] POUNDER, C. Electrification from salt water on heated metals. *Journal of Physics D: Applied Physics* 5, 4 (1972), 753.
- [207] POUNDER, C. Charge carrying particles from Leidenfrost boiling (an aspect of saline contact charging): Part II. The electrical properties of Leidenfrost drops and associated particles. *Journal of Electrostatics* 9, 2 (1980), 177–182.
- [208] POWERS, S. Explosive ejectamenta of Kilauea. *American Journal of Science*, 243 (1916), 227–244.
- [209] PRATT, W. E. The eruption of Taal Volcano. *Bulletin of the American Geographical Society* 43, 12 (1911), 903–916.
- [210] PRICE, C. Evidence for a link between global lightning activity and upper tropospheric water vapour. *Nature* 406, 6793 (2000), 290.

- [211] PRICE, C. Lightning sensors for observing, tracking and nowcasting severe weather. *Sensors* 8, 1 (2008), 157–170.
- [212] PRICE, C., AND ASFUR, M. Can lightning observations be used as an indicator of upper-tropospheric water vapor variability? *Bulletin of the American Meteorological Society* 87, 3 (2006), 291–298.
- [213] PROSSER, J. T., AND CARR, M. J. Poás volcano, Costa Rica: geology of the summit region and spatial and temporal variations among the most recent lavas. *Journal of volcanology and geothermal research* 33, 1-3 (1987), 131–146.
- [214] QUARTERLY, V., AND TANAKA, J. The village square of volcanodom. *Issaquah, Washington* (1995).
- [215] RAKOV, V. A review of positive and bipolar lightning discharges. *Bulletin of the American Meteorological Society* 84, 6 (2003), 767.
- [216] RAMACHANDRAN, V., PRAKASH, J. N., DEO, A., AND KUMAR, S. Lightning stroke distance estimation from single station observation and validation with WWLLN data. In *Annales Geophysicae* (2007), vol. 25, pp. 1509–1517.
- [217] ROBERTSON, R., ASPINALL, W., HERD, R., NORTON, G., SPARKS, R., AND YOUNG, S. The 1995–1998 eruption of the Soufrière Hills volcano, Montserrat, WI. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 358, 1770 (2000), 1619–1637.
- [218] ROGGENSACK, K., HERVIG, R. L., MCKNIGHT, S. B., AND WILLIAMS, S. N. Explosive basaltic volcanism from Cerro Negro volcano: influence of volatiles on eruptive style. *Science* 277, 5332 (1997), 1639–1642.
- [219] ROMICK, J. D., PERFIT, M. R., SWANSON, S. E., AND SHUSTER, R. D. Magmatism in the eastern aleutian arc: temporal characteristic of igneous activity on Akutan Island. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104, 6 (1990), 700–721.
- [220] ROSE, W. I., ANDERSON, A. T., WOODRUFF, L. G., AND BONIS, S. B. The october 1974 basaltic tephra from Fuego volcano: description and history of the magma body. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 4, 1-2 (1978), 3–53.
- [221] ROSE JR, W., GRANT, N., HAHN, G., LANGE, I., POWELL, J., EASTER, J., AND DEGRAFF, J. The evolution of Santa Maria volcano, Guatemala. *The Journal of Geology* 85, 1 (1977), 63–87.

- [222] ROSENFELD, D., AND WOODLEY, W. L. Deep convective clouds with sustained supercooled liquid water down to -37.5 c. *Nature* 405, 6785 (2000), 440.
- [223] ROUSSEL-DUPRÉ, R., GUREVICH, A., TUNNELL, T., AND MILIKH, G. Kinetic theory of runaway air breakdown and the implications for lightning initiation. Tech. rep., Los Alamos National Lab., NM (United States), 1993.
- [224] RUBINSTEIN, R. Y. *Simulation and the Monte Carlo Method*, 1st ed. John Wiley & Sons, Inc., New York, NY, USA, 1981.
- [225] SALVAT, F., AND FERNÁNDEZ-VAREA, J. Semiempirical cross sections for the simulation of the energy loss of electrons and positrons in matter. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 63, 3 (1992), 255–269.
- [226] SALVAT, F., FERNÁNDEZ-VAREA, J., AND SEMPAU, J. PENELOPE-2011: A Code System for Monte Carlo Simulation of Electron and Photon Transport (No. NEA/NSC/DOC (2011) 5). In *Nuclear Energy Agency. Workshop Proceedings. Barcelona* (2011).
- [227] SAUNDERS, C., KEITH, W., AND MITZEVA, R. The effect of liquid water on thunderstorm charging. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 96, D6 (1991), 11007–11017.
- [228] SAVOV, I. P., LUHR, J. F., AND NAVARRO-OCHOA, C. Petrology and geochemistry of lava and ash erupted from volcán Colima, Mexico, during 1998–2005. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 174, 4 (2008), 241–256.
- [229] SCHIPPER, C. I., JAKOBSSON, S. P., WHITE, J. D., PALIN, J. M., AND BUSH-MARCINOWSKI, T. The Surtsey magma series. *Scientific reports* 5 (2015), 11498.
- [230] SCHMINCKE, H.-U. *Volcanism*, vol. 28. Springer Science & Business Media, 2004.
- [231] SCHNEIDER, M. Eruption. *Mt. Ruapehu, NZ (postcard) Kiwi Vista collection, New Zealand* (1995).
- [232] SCOTT, B. J., AND POTTER, S. H. Aspects of historical eruptive activity and volcanic unrest at Mt. Tongariro, New Zealand: 1846–2013. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 286 (2014), 263–276.

- [233] SECUNDUS, C. P. C. *The letters of Pliny the consul with occasional remarks.* George and Alexander Ewing at the Angel and Bible in Dame-Street, 1770.
- [234] SELTZER, S. M. An overview of ETRAN Monte Carlo methods. In *Monte Carlo Transport of Electrons and Photons*. Springer, 1988, pp. 153–181.
- [235] SELYANGIN, O., AND PONOMAREVA, V. Gorelovsky volcanic center, Southern Kamchatka: structure and evolution. *Volcanology and Seismology* 2 (1999), 3–23.
- [236] SHANE, P., DOYLE, L. R., AND NAIRN, I. A. Heterogeneous andesite–dacite ejecta in 26–16.6 ka pyroclastic deposits of Tongariro Volcano, New Zealand: the product of multiple magma-mixing events. *Bulletin of Volcanology* 70, 4 (2008), 517–536.
- [237] SHANE, P., SMITH, V. C., AND NAIRN, I. Millennial timescale resolution of rhyolite magma recharge at Tarawera volcano: insights from quartz chemistry and melt inclusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 156, 3 (2008), 397–411.
- [238] SHAW, G. E. Above cloud electrical discharges: The effect of aerosol transport. *Geophysical research letters* 25, 23 (1998), 4317–4320.
- [239] SHEN, Y. R., AND OSTROVERKHOV, V. Sum-frequency vibrational spectroscopy on water interfaces: polar orientation of water molecules at interfaces. *Chemical Reviews* 106, 4 (2006), 1140–1154.
- [240] SHERWOOD, S. C., PHILLIPS, V. T., AND WETTTLAUFER, J. Small ice crystals and the climatology of lightning. *Geophysical research letters* 33, 5 (2006).
- [241] SHEVTSOV, B., FIRSTOV, P., CHERNEVA, N., HOLZWORTH, R., AND AKBASHEV, R. Lightning and electrical activity during the Shiveluch volcano eruption on november 16, 2014.
- [242] SHIBATA, K. The oxygen partial pressure of the magma from Mihara volcano, O-sima, Japan. *Bulletin of the Chemical Society of Japan* 40, 4 (1967), 830–834.
- [243] SIGMUNDSSON, F., HREINSDÓTTIR, S., HOOPER, A., ÁRNADÓTTIR, T., PEDERSEN, R., ROBERTS, M. J., ÓSKARSSON, N., AURIAC, A., DECRIEM, J., EINARSSON, P., ET AL. Intrusion triggering of the 2010 Eyjafjallajökull explosive eruption. *Nature* 468, 7322 (2010), 426–430.

- [244] SIMKIN, T., AND FISKE, R. S. *KRAKATAU 1883 PB*. Smithsonian, 1984.
- [245] SIMKIN, T., AND HOWARD, K. A. Caldera collapse in the Galapagos Islands, 1968. *Science* 169, 3944 (1970), 429–437.
- [246] SISSON, T., AND BRONTO, S. Evidence for pressure-release melting beneath magmatic arcs from basalt at Galunggung, Indonesia. *Nature* 391, 6670 (1998), 883–886.
- [247] SKRIVER, H. L., AND ROSENGAARD, N. Surface energy and work function of elemental metals. *Physical Review B* 46, 11 (1992), 7157.
- [248] SMULL, B. F., AND HOUZE JR, R. A. Dual-doppler radar analysis of a midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain. *Journal of the atmospheric sciences* 44, 15 (1987), 2128–2149.
- [249] SOLOMON, R., SCHROEDER, V., AND BAKER, M. Lightning initiation—conventional and runaway-breakdown hypotheses. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 127, 578 (2001), 2683–2704.
- [250] SPARKS, R., BURSIK, M., CAREY, S., GILBERT, J., GLAZE, L., SIGURDSSON, H., AND WOODS, A. Volcanic plumes. John Wiley & Sons, Inc., England, 574p (1997).
- [251] SPILLIAERT, N., ALLARD, P., MÉTRICH, N., AND SOBOLEV, A. Melt inclusion record of the conditions of ascent, degassing, and extrusion of volatile-rich alkali basalt during the powerful 2002 flank eruption of Mount Etna (Italy). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 111, B4 (2006).
- [252] STELLING, P., BEGET, J., NYE, C., GARDNER, J., DEVINE, J., AND GEORGE, R. Geology and petrology of ejecta from the 1999 eruption of Shishaldin Volcano, Alaska. *Bulletin of Volcanology* 64, 8 (2002), 548–561.
- [253] STEVENSON, J. R., AND HENSLEY, E. B. Thermionic and photoelectric emission from magnesium oxide. *Journal of Applied Physics* 32, 2 (1961), 166–172.
- [254] STOLZENBURG, M., RUST, W. D., SMULL, B. F., AND MARSHALL, T. C. Electrical structure in thunderstorm convective regions: 1. mesoscale convective systems. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 103, D12 (1998), 14059–14078.
- [255] STOTHERS, R. B. The great Tambora eruption in 1815 and its aftermath. *Science* 224, 4654 (1984), 1191–1198.

- [256] STOZHKOVA, Y. I. The role of cosmic rays in the atmospheric processes. *Journal of Physics G: Nuclear and Particle Physics* 29, 5 (2003), 913.
- [257] TAKAHASHI, R., AND NAKAGAWA, M. Evolution and eruption processes of a highly porphyritic silicic magma system: Petrology of the historical eruptive stage of Hokkaido-Komagatake Volcano, Japan. *Journal of Petrology* 56, 6 (2015), 1089–1112.
- [258] TAKEUCHI, A., NAGAHAMA, H., AND HASHIMOTO, T. Surface electrification of rocks and charge trapping centers. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 29, 4-9 (2004), 359–366.
- [259] TANAKADATE, H. The volcanic activity in Japan during 1914-1924. *Bulletin Volcanologique* 1, 3 (1925), 3–19.
- [260] TANAKADATE, H. Volcanic activity in Japan and vicinity during the period between 1924 and 1931. *Japanese Journal of Astronomy and Geophysics* 9 (1931), 47.
- [261] TANAKADATE, H. Volcanic activity in Japan during the period between june 1931 and june 1934. *Japanese Journal of Astronomy and Geophysics* 12 (1934), 89.
- [262] TANAKADATE, H. Volcanoes in the Mariana Islands in the japanese mandated south seas. *Bulletin of Volcanology* 6, 1 (1940), 199–223.
- [263] TAYLOR, G. A. M. *The 1951 eruption of Mount Lamington, Papua*. No. 38. Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics, 1991.
- [264] TAYLOR, H., AND LICHTER, F. Chemical composition of Mount St. Helens volcanic ash. *Geophysical Research Letters* 7, 11 (1980), 949–952.
- [265] TEAM, X.-. M. C. MCNP—A General Monte Carlo N-Particle transport code, version 5, 2003.
- [266] TEPLEY III, F., DAVIDSON, J., TILLING, R., AND ARTH, J. G. Magma mixing, recharge and eruption histories recorded in plagioclase phenocrysts from El Chichon Volcano, Mexico. *Journal of Petrology* 41, 9 (2000), 1397–1411.
- [267] THOMAS, R., BEHNKE, S., KREHBIEL, P., RISON, W., EDENS, H., MCNUTT, S., HIGMAN, B., HOLZWORTH, R., AND THOMAS, J. Lightning and electrical activity during the 2009 eruptions of Redoubt volcano. In *AGU Fall Meeting Abstracts* (2009), vol. 1, p. 05.

- [268] THOMAS, R., KREHBIEL, P., RISON, W., EDENS, H., AULICH, G., WINN, W., MCNUTT, S., TYTGAT, G., AND CLARK, E. Electrical activity during the 2006 Mount St. Augustine volcanic eruptions. *Science* 315, 5815 (2007), 1097–1097.
- [269] THOMAS, R. J., KREHBIEL, P. R., RISON, W., EDENS, H. E., AULICH, G. D., WINN, W. P., MCNUTT, S. R., TYTGAT, G., AND CLARK, E. Electrical activity during the 2006 Mount St. Augustine volcanic eruptions. *Science* 315, 5815 (2007), 1097–1097.
- [270] THOMAS, R. J., MCNUTT, S. R., KREHBIEL, P. R., RISON, W., AULICH, G., EDENS, H., TYTGAT, G., CLARK, E., POWERS, J., COOMBS, M., ET AL. Lightning and electrical activity during the 2006 eruption of Augustine volcano. *The* (2006), 579–608.
- [271] THOMPSON, G., MCNUTT, S. R., AND TYTGAT, G. Three distinct regimes of volcanic tremor associated with the eruption of Shishaldin Volcano, Alaska 1999. *Bulletin of volcanology* 64, 8 (2002), 535–547.
- [272] THORARINSSON, S. Whirlwinds produced by the eruption of Surtsey volcano. *Bull. Amer. Met. Soc.* 45, 8 (1964), 440–444.
- [273] THORARINSSON, S. Volcanic electricity in connection with eruptions in Iceland. *unpublished report, Museum of Natural History, Reykjavik* (1965).
- [274] THORARINSSON, S., EINARSSON, T., SIGVALDASON, G., AND ELISSON, G. The submarine eruption off the Vestmann islands 1963–64. *Bulletin Volcanologique* 27, 1 (1964), 435–445.
- [275] TILLARD, S., ET AL. Vii. a narrative of the eruption of a volcano in the sea off the Island of St. Michael. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 102 (1812), 152–158.
- [276] TOMIYA, A., MIYAGI, I., SAITO, G., AND GESHI, N. Short time scales of magma-mixing processes prior to the 2011 eruption of Shinmoedake volcano, Kirishima volcanic group, Japan. *Bulletin of Volcanology* 75, 10 (2013), 750.
- [277] TRASK, P. D. Early history of the mexican volcano Parícutin. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 25, 4 (1944), 617–618.
- [278] TREUMANN, R. A., KŁOS, Z., AND PARROT, M. Physics of electric discharges in atmospheric gases: An informal introduction. *Planetary Atmospheric Electricity* (2008), 133–148.

- [279] TSAREV, B. The contact difference of potentials. *State Techn* (1955).
- [280] TSUYA, H. On the recent explosive eruptions of volcano Sakura-jima, Southern Kyusyu, Japan.(i).
- [281] TSUYA, H., TSUBOI, S., KISHINOUE, F., TAKAHASI, R., TSUBOI, C., NAKATA, K., AND MIYABE, N. The eruption of Komagatake, Hokkaido, in 1929.
- [282] TURNER, S. J., IZBEKOV, P., AND LANGMUIR, C. The magma plumbing system of Bezymianny volcano: Insights from a 54year time series of trace element whole-rock geochemistry and amphibole compositions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 263 (2013), 108–121.
- [283] UMAN, M. A. *The lightning discharge*. Courier Corporation, 2001.
- [284] VAN EATON, A., AMIGO, A., BERTIN, D., MASTIN, L., GIACOSA, R., AND BEHNKE, S. Nature and intensity of the 22-23 april 2015 eruptions of volcán Calbuco, Chile, from satellite, lightning, and field observations. In *AGU Fall Meeting Abstracts* (2015).
- [285] VAREKAMP, J. C., LUHR, J. F., AND PRESTEGAARD, K. L. The 1982 eruptions of El Chichón Volcano (Chiapas, Mexico): character of the eruptions, ash-fall deposits, and gasphase. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 23, 1-2 (1984), 39–68.
- [286] WADE, J. A., PLANK, T., STERN, R. J., TOLLSTRUP, D. L., GILL, J. B., O’LEARY, J. C., EILER, J. M., MOORE, R. B., WOODHEAD, J. D., TRUSDELL, F., ET AL. The may 2003 eruption of Anatahan volcano, Mariana Islands: Geochemical evolution of a silicic island-arc volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 146, 1 (2005), 139–170.
- [287] WAYTHOMAS, C. F., SCOTT, W. E., PREJEAN, S. G., SCHNEIDER, D. J., IZBEKOV, P., AND NYE, C. J. The 7–8 august 2008 eruption of Kasatochi Volcano, central Aleutian Islands, Alaska. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 115, B12 (2010).
- [288] WEBSTER, M. Merriam-Webster online dictionary.
- [289] WEBSTER’S, E. U. D. O. The english language. *New York: Portland House* (1989).
- [290] WEZEL, F.-C. *The origin of arcs: invited papers presented at the International Conference "The Origin of Arcs*

- , held at the University of Urbino, Urbino, Italy, September 22nd-25th, 1986, vol. 21. Elsevier, 2013.
- [291] WILLIAMS, S. N., LOWE, D. R., STOIBER, R. E., GEMMELL, J. B., CONNOR, C. B., GARCIA, N., AND LONDONO, A. Eruption of the nevado del Ruiz volcano, Colombia, on 13 november 1985: gas flux and fluid geochemistry. *Science* 233, 4767 (1986), 964–967.
- [292] WILLIAMS, S. N., AND SELF, S. The october 1902 plinian eruption of Santa Maria volcano, Guatemala. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 16, 1-2 (1983), 33–56.
- [293] WILSON, L. Explosive volcanic eruptions—iii. plinian eruption columns. *Geophysical Journal International* 1, 4 (1958), 543–556.
- [294] WISE, W. S. Geology and petrology of the Mt. Hood area: a study of high cascade volcanism. *Geological Society of America Bulletin* 80, 6 (1969), 969–1006.
- [295] WOODS, A. The fluid dynamics and thermodynamics of eruption columns. *Bulletin of Volcanology* 50, 3 (1988), 169–193.
- [296] WOODS, A. W. The dynamics of explosive volcanic eruptions. *Reviews of geophysics* 33, 4 (1995), 495–530.
- [297] WRIGHT, H., BERNARD, B., RAMON, P., GUEVARA, A., HIDALGO, S., PACHECO, D., NARVÁEZ, D., AND VÁSCONEZ, F. Preliminary results on the 2015 eruption of Wolf volcano, Isabela Island, Galápagos: Chronology, dispersion of the volcanic products, and insight into the eruptive dynamics. In *AGU Fall Meeting Abstracts* (2015).
- [298] YANAGI, T., ICHIMARU, Y., AND HIRAHARA, S. Petrochemical evidence for coupled magma chambers beneath the Sakurajima volcano, Kyushu, Japan. *Geochemical Journal* 25, 1 (1991), 17–30.
- [299] YOUNG, H. D., FREEDMAN, R. A., AND FORD, L. *University Physics Vol 2 (Chapters 21-37)*, vol. 2. Pearson education, 2007.
- [300] YUAN, T., REMER, L. A., PICKERING, K. E., AND YU, H. Observational evidence of aerosol enhancement of lightning activity and convective invigoration. *Geophysical Research Letters* 38, 4 (2011).
- [301] ZEN, M., AND HADIKUSUMO, D. Preliminary report on the 1963 eruption of Mt. Agung in Bali (Indonesia). *Bulletin Volcanologique* 27, 1 (1964), 269–299.

- [302] ZHANG, J., DAVIDSON, J., HUMPHREYS, M., MACPHERSON, C., AND NEILL, I. Magmatic enclaves and andesitic lavas from Mt. Lamington, Papua New Guinea: Implications for recycling of earlier-fractionated minerals through magma recharge. *Journal of Petrology* 56, 11 (2015), 2223–2256.
- [303] ZHARINOV, N., ZHDANOVA, E. Y., BELOUSOV, A., BELOUSOVA, M., IVANOV, A., MALYSHEV, A., AND KHANZUTIN, V. Activity of North Kamchatkan volcanoes in 1985. *Volcanology and Seismology* 10 (1990), 331–346.
- [304] ZIES, E. Surface-manifestations of volcanic activity. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 19, 1 (1938), 10–23.