



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
Instituto de Ciencias de la Atmósfera y Cambio Climático

*Detección de ceniza volcánica de erupciones del Popocatepetl
utilizando radar meteorológico*

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
Maestro en Ciencias de la Tierra

PRESENTA:

Eder Luis Salazar Díaz

Director de Tesis:

Dr. Adolfo Magaldi Hermosillo
Escuela Nacional de Estudios Superiores Juriquilla

Ciudad Universitaria, CD. MX. Enero 2023



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.

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencia a, las obras de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.



Eder Luis Salazar Díaz

Agradecimientos

El año 2020 ha sido un reto para todas las personas, tanto en lo colectivo como en lo individual. La pandemia nos cambió el ritmo y con ella la forma de ver las cosas: la manera que concebía ser estudiante de maestría no era para nada lo que me esperaba del posgrado. Ser estudiante en periodo de pandemia me ayudó más que perjudicar: autodidactismo, soledad, introspección, creatividad, valentía y ansiedad se acrecentaron a partir de ese año.

Mientras que en lo académico evolucionaba, también en lo personal lo hacía. Dentro de estos cambios en ambos sectores (académico y personal), las situaciones y personas con las que interaccionaba dejaron algo en mi trayecto por esta maestría. Me encantaría escribir cada situación con la que tuve que lidiar en este tiempo, pero no es momento para eso. Por otro lado, puedo nombrar a algunas de todas las personas a las que agradezco en este tiempo. Agradezco a mi tutor Adolfo Magaldi, le quito la formalidad del Dr. porque ya es compa y a ellos se les dice por su nombre. Agradezco a cada miembro de mi familia: Olivia, Luis, Edson, Vale, Consuelo, Felicitas, Daniela, Hector, Gerardo, Gonzalo, Arturo, Rosalba, Gerardo, Francisco, Mariana, Maria Jose, Elvira, Emilio, Bernardo, Adres, Emilito, Ariadna, Gonzalo, Matías, Lucas, Sahoinho y Lenteja. ; también le agradezco a todos mis amigos que en este periodo me apoyaron con palabras, acciones y fueron mi soporte en más de una ocasión. Gracias Dani, Xou, Sara, Mapache, Raúl, Lucina, Juana, Paola, Mitzi, Viri, Sofía, Lulú, Brenda, David, Iván, Iker, Sidney, Mitsui, Emmanuel, Palomas, Andy... No se ofendan si no los nombré, ya saben que soy flojo. No creas que te olvidé Julia: te agradezco infinitamente por levantarme en esa carrera, apoyarme en este último año de maestría y seguir apoyándome hasta estos días.

También tengo que agradecer a la Universidad Nacional Autónoma de México que sin ella no hubiera sido posible mi camino educativo que desde la preparatoria me ha formado, y ahora en sus aulas virtuales del ICAYCC en el Posgrado de Ciencias de la Tierra. Gracias a cada una de estas instituciones y al proyecto de " Sistema de pronóstico de dispersión y transporte de productos del volcán Popocatepetl.^a cargo del Dr. Hugo Delgado, que me apoyaron con los datos del radar meteorológico de Alzomoni.

Cabe mencionar que este trabajo no hubiera sido posible sin el apoyo del Consejo Nacional de Ciencias y Tecnología (CONACyT), a través de la beca académica para financiar el periodo de estudio y desarrollo de la maestría en este periodo.

Resumen

En México, la caída de ceniza emitida por el volcán Popocatepetl es un peligro constante en cinco estados del país. La ceniza volcánica puede causar daños en redes de comunicación, infraestructura urbana, aeronáutica, transporte, energía, cuerpos de agua y campos de cultivo, esto último impacta directamente la distribución de agua potable y alimentos. Otro efecto adverso, de la ceniza de origen volcánico, es en la salud pública, incrementando los problemas respiratorios sobre las poblaciones. Debido a la cercanía del volcán Popocatepetl a ciudades y regiones de alta densidad poblacional, principalmente a la Ciudad de México (CDMX), se firmó un convenio de colaboración entre el gobierno de CDMX y la UNAM. Uno de los propósitos de este convenio fue la instalación de un radar meteorológico en el Alzomoni. Este trabajo tiene como principal objetivo el uso de este radar meteorológico para la detección y caracterización de la cenizas emitidas por el volcán Popocatepetl. Se determinaron y obtuvieron las alturas de la nube de cenizas, tomando en cuenta la curvatura de la Tierra y la desviación de haz del radar por efectos de la difracción atmosférica. Se implementó un modelo con seis tipos de reflectividades teóricas asociadas a tamaño y concentraciones de ceniza, con lo que se distinguen diferentes diámetros (ceniza fina y gruesa) y concentraciones (ligera, moderada e intensa) de la ceniza volcánica presente en la nube emitida por el volcán. Lo anterior, es de vital importancia para el seguimiento en tiempo real de las emisiones del volcán, ayudando a minimizar el riesgo en el espacio aéreo y dar aviso oportuno a las poblaciones vulnerables.

Índice general

| | |
|---|-----------|
| Resumen | III |
| Índice general | IV |
| Índice de figuras | V |
| 1 Introducción | 1 |
| 1.1. Justificación | 3 |
| 1.2. Objetivos | 4 |
| 2 Marco teórico | 5 |
| 2.1. Peligros volcánicos | 6 |
| 2.1.1. Caída de ceniza | 11 |
| 2.2. Radar Meteorológico | 20 |
| 2.2.1. Ecuación del radar meteorológico | 22 |
| 2.2.2. Factor de reflectividad | 25 |
| 2.2.3. Reflectividad de la ceniza volcánica | 27 |
| 3 Materiales y Métodos | 31 |
| 3.1. Radar meteorológico | 31 |

| | |
|---|-----------|
| 3.2. Detección de la nube de ceniza | 32 |
| 3.2.1. Altura de la nube de ceniza | 32 |
| 3.3. Concentración de la ceniza volcánica | 33 |
| 4 Resultados | 37 |
| 4.1. Detección de la altura de la nube de ceniza | 37 |
| 4.2. Detección de nube de ceniza | 37 |
| 4.3. Cálculo de Z_H : obtención de Ca y Dn | 39 |
| 4.4. Casos de estudio: erupciones de septiembre del volcán Popocaté- petl. | 44 |
| 5 Discusión y conclusiones | 51 |
| 5.1. Trabajo a futuro | 52 |
| Bibliografía | 55 |

Índice de figuras

| | |
|---|----|
| 2.1. (A) Estructura de una pluma volcánica generada por una erupción tipo Pliniana. (B) Formación y forma de una pluma volcánica gene- rada desde la parte superior de un flujo piroclástico de una ventila. Traducido de Carey and Bursik [1] | 13 |
|---|----|

| | | |
|------|---|----|
| 2.2. | Diagrama de barridos según la definición del PPI (izquierda) y RHI(derecha) [2]. | 21 |
| 3.1. | Fotografía del radar meteorológico utilizado y (izquierda). Mapa de la localización del radar con espacio respecto al volcán Popocatépetl (derecha). | 32 |
| 3.2. | Mapa sinóptico de la formación de las 6 clases de reflectividad teórica. | 36 |
| 4.1. | Alturas de nube de ceniza de los días 15 al 18 de septiembre del 2021. | 38 |
| 4.2. | Alturas de nube de ceniza de los días 26 al 29 de septiembre del 2021. | 39 |
| 4.3. | Imágenes <i>PPI</i> (izquierda) y <i>RHI</i> (derecha) de los eventos eruptivos de los días 15 (arriba) y 16 (abajo) de septiembre del 2021. Ambas imágenes muestran la posición espacial del radar meteorológico (conforme a las imágenes PPI y RHI) en sus ejes y en color la intensidad de reflectividad observada por el radar (barra de color). La cruz roja indica la altura del tope de la nube calculada. | 40 |
| 4.4. | Imágenes <i>PPI</i> (izquierda) y <i>RHI</i> (derecha) de los eventos eruptivos de los días 28 (arriba) y 29 (abajo) de septiembre del 2021. Ambas imágenes muestran la posición espacial del radar meteorológico (conforme a las imágenes PPI y RHI) en sus ejes y en color la intensidad de reflectividad observada por el radar (barra de color). La cruz roja indica la altura del tope de la nube calculada. | 41 |
| 4.5. | Distribución de tamaños de partícula para las 6 clases, dividida en ceniza fina (arriba) y gruesa (abajo), en tres concentraciones: ligera (l), moderada (m) e intensa (i), respectivamente. Los valores promedios son los de la tabla 4.1 y el mapa conceptual en la figura 3.2. Se tomó la densidad como $\rho_a = 1 \frac{g}{m^3}$ | 43 |

| | | |
|-------|---|----|
| 4.6. | Relación estadística entre Ca y Z_{Hm} para cada clase, definida por el diámetro de la partícula y tres tipos diferentes de concentraciones: ligero (arriba), moderado (medio) e intenso(abajo). La curva de regresión se muestra en una línea continua color azul. | 44 |
| 4.7. | MAP para cada una de las 6 clases de reflectividades teóricas. | 45 |
| 4.8. | Imágenes RHI de las reflectividades del radar (izquierda) y las generadas por el modelo de clases (derecha) para los eventos eruptivos registrados en los días 15, 16, 28 y 29 de septiembre del 2021. La cruz roja indica la altura calculada del tope de la nube de cenizas. Ca_t es la concentración total calculada por el modelo. | 46 |
| 4.9. | Imágenes PPI generadas por el modelo de clases (izquierda) y reflectividades observadas por el radar meteorológico (derecha) para los días 15 y 16 de septiembre del 2021. Los ejes representan la posición espacial del radar respecto a la nube de cenizas. Los grados de elevación del radar para cada escaneo se encuentra arriba en cada imagen PPI del radar. | 48 |
| 4.10. | Imágenes PPI generadas por el modelo de clases (izquierda) y reflectividades observadas por el radar meteorológico (derecha) para los días 28 y 29 de septiembre del 2021. Los ejes representan la posición espacial del radar respecto a la nube de cenizas. Los grados de elevación del radar para cada escaneo se encuentra arriba en cada imagen PPI del radar. | 49 |

Capítulo 1

Introducción

El volcán Popocatepetl ha estado en actividad eruptiva constante desde 1994 [3], poniendo en peligro latente a las poblaciones rurales y urbanas cercanas al volcán. El volcán Popocatepetl ha impactado de diversas maneras a las poblaciones aledañas, incluyendo a grandes ciudades como la CDMX, la ciudad de Puebla, Tlaxcala entre otras [4]. Los daños en estas poblaciones han sido incendios en pastizales, cultivos y bosques; daños en viviendas, cultivos y milpas por lahares; caída de ceniza en los estados de Ciudad de México, Puebla, Morelos, Estado de México y Tlaxcala [4]. La caída de ceniza volcánica es el peligro volcánico más recurrente desde 1994, repercutiendo en problemas de salud pública, infraestructura eléctrica, comunicación y aeronáutica: así como impactos económicos, principalmente en la navegación aérea.

Para mitigar los riesgos que representa el material piroclástico y las emisiones de ceniza, tras un evento eruptivo del volcán, se requiere de instrumentos que identifiquen y midan concentraciones de ceniza y piroclastos arrojados por el Popocatepetl. Entre las herramientas de percepción remota que se utilizan para monitorear la nube de cenizas de un evento eruptivo, destacan los satélites, los vuelos de observación y los radares meteorológicos. Sin embargo, los radares,

comúnmente empleados y calibrados para monitorear la precipitación, tienen una mejor resolución espacial y temporal [5].

Las primeras observaciones de ceniza volcánica utilizando un radar meteorológico, tuvo lugar luego de la erupción del volcán Hekla (Islandia) en 1970. Desde entonces, se han realizado diversos registros de erupciones utilizando radares meteorológicos, mismos que menciona Marzano et al. [6]. En consecuencia, en los trabajos de Sawada [7] y Marzano et al. [8], se generó una parametrización de la señal de la ceniza volcánica, en las observaciones del radar meteorológico. Esto generó una revolución en la información obtenida de las partículas, emitidas por los volcanes, permitiendo obtener información como: diámetro, concentración, densidad, velocidad, altura y tipos de tamaños de la ceniza volcánica.

El 12 de junio de 2019, el gobierno de la Ciudad de México y la UNAM firmaron un convenio de colaboración, que incluye el proyecto “Sistema de pronóstico de dispersión y transporte de productos del volcán Popocatepetl”: el cual consistió en la instalación de un radar meteorológico banda “X” en Alzomoni. El objetivo de este instrumento es determinar características físicas de la ceniza del Popocatepetl (diámetro, concentración, densidad, velocidad y altura en la nube de ceniza). Estos datos servirán como información inicial para elaborar modelos de dispersión, con el objetivo de conocer el movimiento, velocidad y ubicación, de la ceniza volcánica tras una erupción.

En este trabajo se elaboró la caracterización de nubes de ceniza emitidas por el volcán Popocatepetl, a partir de la reflectividad medida por el radar meteorológico de Alzomoni. En los siguientes capítulos se aborda un marco teórico sobre los peligros volcánicos más relevantes, dando énfasis en la caída de ceniza

volcánica: así como una breve descripción del radar meteorológicos, la física detrás de su funcionamiento y las parametrizaciones utilizadas en la detección de la nube de cenizas. Posterior a esto se muestran los resultados obtenidos por nuestro algoritmo elaborado para el radar de Alzomoni, con datos de erupciones ocurridas el mes de septiembre del 2021, siendo estos resultados: alturas máximas de la nube de ceniza generada en cada evento eruptivo; imágenes RHI(Range Height Indicator), siguiendo la evolución de la nube de ceniza para cada evento eruptivo; y la obtención de las concentraciones totales de la nube de ceniza.

1.1. Justificación

La detección y monitoreo de las erupciones volcánicas, en términos de su intensidad y dinámica, no es siempre posible utilizando métodos tradicionales de percepción remota, *e.g.*: vuelos de observación y mediciones satelitales [9]. Ya sea por los riesgos que representa volar sobre el cráter de un volcán en erupción; así como, la escasa información (temporal y espacial), que tienen las observaciones satelitales [5, 10, 11]. Lo que genera incertidumbre sobre los procesos de dispersión de la nube de ceniza. Ante esta problemática, es necesario el uso de fuentes alternativas para obtener información precisa de la nube de ceniza. Una herramienta útil para la detección de la ceniza volcánica tras una erupción es el radar meteorológico [6, 8]. Esta herramienta permite obtener la información oportuna sobre el inicio e intensidad de la erupción, tanto para generar alertas tempranas, así como para producir las condiciones iniciales usadas en los modelos de dispersión. Por lo que esta herramienta es vital en el caso del volcán Popocatepetl, debido a que se encuentra cerca de zonas densamente pobladas. Este proyecto permitirá estar preparados ante

eventos extremos de caída de ceniza, minimizando los impactos a la salud e infraestructuras de las poblaciones aledañas. De la misma manera, la presencia de la ceniza suspendidas en la atmósfera ocasiona daños en los motores de los aviones. Dada la cercanía del volcán Popocatépetl al aeropuerto de la Ciudad de México, esto puede generar una situación de gran peligro para la navegación aérea.

1.2. Objetivos

Este trabajo se plantea la detección de la ceniza volcánica generada por erupciones del volcán Popocatépetl, a partir de un radar meteorológico de banda "X". Con lo que nos planteamos los siguiente objetivos:

- Obtener la altura de la nube de ceniza emitida por el volcán Popocatépetl.
- Determinar la densidad y tamaño de la ceniza emitida por el volcán Popocatépetl.
- Calcular el perfil vertical de densidad de la nube de ceniza emitida por el volcán Popocatépetl .

Capítulo 2

Marco teórico

Aunque se ha avanzado en la percepción remota de erupciones volcánicas, principalmente mediante satélites, la resolución temporal y espacial son una limitante en el caso de actividad eruptiva puntual [12, 13]. Así mismo, las nubes de ceniza volcánicas pueden detectarse sobre el volcán solo unos minutos o pocas horas después de los eventos eruptivos [14, 15], por lo que la información oportuna sobre el inicio e intensidad de la erupción es vital, tanto para alertas tempranas como para generar condiciones iniciales en los modelos de dispersión.

Una herramienta de percepción remota adecuada para la detección de ceniza volcánica es el radar meteorológico, este instrumento puede detectar la nube de ceniza [6, 8].

En este capítulo vamos a repasar algunos de los peligros volcánicos que ha observado la humanidad; dando énfasis a la ceniza volcánica, así como los impactos que tiene sobre la superficie y la atmósfera. También se hace una breve descripción del funcionamiento del radar meteorológico y las ecuaciones que lo gobiernan, incluyendo la parametrización de la ceniza volcánica elaborada por Marzano et al. [8].

2.1. Peligros volcánicos

Se habla de desastres naturales cuando existen daños o afectaciones en zonas pobladas; sea por inundaciones, terremotos, tsunamis, erupciones volcánicas, entre otros. Sin embargo, se ha dado un intenso debate en los últimos años sobre si "los desastres son ó no son naturales"[16]. Esto se debe al pobre o poco entendimiento que se tiene, como sociedad, sobre los procesos que ocurren y han ocurrido, dentro y fuera de nuestro planeta. En otras palabras, al decir que los desastres son "naturales" se demerita responsabilidad a la gobernanza, que tiene como deber y obligación, suministrar justamente los mecanismos para minimizar las variables de exposición, vulnerabilidad y riesgo ante los procesos naturales que ocurren en nuestro planeta. Por lo tanto, es necesario el estudio de los fenómenos naturales para conocer los peligros que estos puedan representar en las poblaciones, con el fin de mitigar los riesgos implícitos en los asentamientos urbanos.

La convivencia entre la humanidad y los fenómenos que ocurren por actividad volcánica se ha dado desde siempre. En la tabla 2.1 se muestran algunos de los registros que se tienen sobre las grandes catástrofes volcánicas que ha presenciado la humanidad, como la épica erupción del Vesuvio en Italia que enterró la ciudad de Pompeya; así como la mortífera erupción en 1883 del Krakatoa. Esta información nos ayuda a dimensionar el impacto de las erupciones volcánicas: por ende, la importancia de estudiar los fenómenos volcánicos para conocer sus peligros y minimizar los riesgos que representan sobre los asentamientos humanos. El concepto de peligro volcánico, está asociado al conjunto de eventos que presenta un volcán y pueda provocar daños materiales o humanos por encima de un nivel de riesgo asumido [17]. En la tabla 2.1, se observa que

las erupciones que han producido mayores cantidades de muertes lo han hecho de modo indirecto: destrucción de cosechas, lahares, terremotos o tsunamis. Sin embargo, un volcán no pasa del reposo a una actividad violenta de la nada, sino que presenta actividad que precede a la erupción con tiempo suficiente para alertar a las poblaciones próximas al volcán. En la tabla 2.2, se definen y mencionan algunos de los posibles daños de ciertos fenómenos volcánicos, teniendo dos actividades asociadas directamente a la actividad volcánica: efusiva y explosiva. La primera se refiere a una erupción que expulsa lava sin fragmentar. Mientras que su contraparte es la actividad explosiva, donde el magma presenta fragmentación. Ambas actividades presentan emisiones de gases, material incandescente y cenizas. Por otra parte, las avalanchas de escombros están asociados por la inestabilidad del edificio volcánico, con orígenes diversos, ya sea terremotos asociados a la actividad eruptiva, la erupción misma o alguna otra perturbación. Por último, la erosión como forma de lahar no es necesario que exista actividad volcánica para que se produzca, ya que esta se debe a los remanentes de ceniza depositada en erupciones pasadas que se mezclan con el agua de lluvia.

| Grandes Catástrofes Volcánicas | | | |
|---------------------------------------|------------|----------------|---|
| Volcán | año | muertos | Fenómenos responsables |
| Kelud (Indonesia) | 1586 | 10,000 | Lahar |
| Vesuvio (Italia) | 1631 | 3,500 | Explosión-Lahar-Lavas |
| Etna (Italia) | 1669 | 20,000 | Terremoto-Lavas |
| Merapi (Indonesia) | 1672 | 3,000 | Colada piroclástica-Lahar |
| Awu (Indonesia) | 1711 | 3,200 | Lahar |
| Papandayan(Indonesia) | 1722 | 2,957 | Colapso del edificio volcánico |
| Oshima (Japón) | 1741 | >1500 | Tsunami |
| Asama (Japón) | 1783 | 1200 | Colada piroclástica |
| Laki (Islandia) | 1783 | 10,000 | Grandes coladas de lava- Hambre en toda Europa |
| Unzen (Japón) | 1792 | 15,000 | Colapso del edificio volcánico- Tsunami |
| Tambora (Indonesia) | 1815 | 92,000 | Erupción gigante- Hambre |
| Galunggung (Indonesia) | 1822 | >4000 | Lahar |
| Awu (Indonesia) | 1856 | 2,800 | Lahar |
| Krakatoa (Indonesia) | 1883 | 36,417 | Tsunami |
| Awu (Indonesia) | 1892 | 1500 | Colada piroclástica- Lahar |
| Mont Pelée (Antillas) | 1902 | 28,00 | Colada piroclástica |
| Soufriere St. Vincent (Antillas) | 1902 | 1562 | Colada piroclástica |
| Kelud (Indonesia) | 1919 | 5000 | Lahar |
| Lamington (Papua NG.) | 1951 | 3000 | Explosión- Flujo piroclástico |
| Agung (Indonesia) | 1963 | 2000 | Colada piroclástica |
| Nevado del Ruiz (Colombia) | 1985 | 25000 | Lahar |
| Lago Nyos (Camerún) | 1986 | 1700 | Emisión de gases |
| Pinatubo (Filipinas) | 1991 | 5000 | Lahares |

Tabla 2.1: Las grandes catástrofes de origen volcánico de las que tenemos noticias (tomado y editado de Ortiz [17])

| Peligrosidad volcánica | | |
|---|--|--|
| Fenómenos volcánicos (Factores de peligro) | Definición | Daño |
| Actividad efusiva | Extrusión continua de magma a través de una fisura o cráter. Su velocidad depende de la composición de lava y tasa de emisión. Puede permitir evacuación. | -Destrucción total -Incendios. |
| Coladas de lava | | |
| Flujos piroclásticos | Mezcla de partículas y gas que pueden viajar al ras de la superficie hasta $300 \frac{m}{s}$, con temperatura $> 500C$. | -Estructuras -Incendios -Recubrimiento por ceniza |
| Actividad explosiva (pluma volcánica) | | |
| | Producto de la fragmentación de magma en pequeños trozos solidos mezclados con gases, que caen por gravedad después de la zona de umbrela de la columna eruptiva | -Estructuras -Aviación -Cambio climático -Asfixia -Recubrimiento por ceniza |
| | Lluvia de ceniza | |
| Inestabilidad de edificio volcánico | Remoción de grandes volúmenes de material que modifica completamente la topografía del volcán. Estas llegan a disparar-provocar erupciones magmáticas | -Deslizamiento de masas / Arrastre de material -Estructuras -Tsunami inducido -Recubrimiento de derrubios -Rotura de cristales y paneles (pensando en ondas de choque) |
| Avalanchas de escombros | | |
| Erosión | Flujo de mezcla de detritos volcánicos y agua que se genera en los flancos de un volcán (referencia (Smith y fritz 1989)) | -Estructuras -Arrastre de materiales -Recubrimiento por barro |

Tabla 2.2: Definición de algunos fenómenos volcánicos y daños que llegan a provocar sobre asentamientos humanos.

El peligro que representa algún fenómeno volcánico esta determinado por diferentes variables, entre ellas la distancia entre los asentamientos y el volcán. Las áreas urbanas próximas a los edificios volcánicos son cada vez mayores debido a la expansión de estos núcleos urbanos: como es el caso de las poblaciones aledañas al Popocatepetl [18].

No solo las vidas humanas son elemento de riesgo, sino que nuestras sociedades cuentan con estructuras básicas que también son vulnerables como: sistemas de comunicación, redes de distribución de agua, energía y transporte [17]. Un claro ejemplo de esto fue la erupción del volcán Redouft (Alaska), en 1989: dicha erupción no ocasionó víctimas mortales, pero provocó afectaciones en el tráfico aéreo comercial a más de 4000 kilómetros, impactando económicamente con más de 80 millones de dolares [19]. Casos parecidos en nuestro país ocurrieron por eventos eruptivos del Popocatepetl el 30 de junio de 1997 y 19 de julio en 2003: en el caso del primero se cerró el aeropuerto internacional de la ciudad de México por 10 horas con una perdida estimada de 5 millones de dolares; en el 2003 se cerro 6 minutos, repercutiendo en perdidas económicas para las aerolíneas de 19,250 dolares [20].

Los casos mencionados anteriormente fueron producto de la ceniza volcánica emitida en dichos eventos eruptivos. Sin embargo, la ceniza volcánica no solo representa un peligro para la navegación aérea, sino que también toma importancia en la salud publica, en la infraestructura urbana o en los sistemas de comunicación y energía eléctrica. El impacto de dicho fenómeno no solo se presenta en los asentamientos urbanos, tiene una considerable repercusión en el medio ambiente, ecosistemas, meteorología y el clima: como en el histórico año de 1816, conocido también como el año sin verano [21]. En el siguiente apartado

se tratará a fondo el tema.

2.1.1. Caída de ceniza

Al emplear el termino ceniza volcánica, nos referimos estrictamente a todas las partículas emitidas por actividad volcánica con tamaños menores a 2 mm. Estas partículas tienen una amplia distribución de formas y tamaños, así como la composición de la ceniza volcánica también es diversa. Sin embargo, por convención se clasifican las cenizas volcánicas por su tamaño como se muestra en la tabla 3.2.

La composición química de la ceniza está relacionada con el magma del volcán que lo emite. También existen diferencias entre exhalaciones de un mismo volcán [22]. No obstante, la ceniza volcánica esta constituida principalmente por sílice (40 % – 80 %), óxido de aluminio , hierro, entre otros [22–24].

Las erupciones volcánicas explosivas de un volcán activo tiende a generar plumas volcánicas que inyectan a la atmósfera grandes cantidades de gases y partículas de diversos tamaños y formas, mejor conocidas como tefra [25]. El material emitido por el volcán tiene todo tipo de tamaños y formas, dichas partículas pueden variar de tamaño desde bloques y bombas, mismos que son eyectados como objetos balísticos hasta centenas de metros, así como micro partículas que pueden ser transportadas por el viento miles de kilómetros en la atmósfera. En la tabla 2.3 se resumen los tamaños típicos encontrados en la literatura, tiempo que permanecen suspendidos en la atmósfera, distancia de deposición y los posibles daños asociados a estos.

Existen diferentes características que determinan la permanecía y dispersión

| Partículas de Tefra | Tamaño de partícula | Tiempo de residencia en la atmósfera | Distancia típica de deposición | Afectaciones |
|-------------------------|---------------------|--------------------------------------|---|--|
| Ceniza fina | 64 μ m | Días, meses hasta años | Cientos o miles de kilómetros | Sistema respiratorio y cardiovascular, daños en la aviación e impactos climáticos. |
| Ceniza gruesa | 64-500 μ m | Días | Decenas a centenas de kilómetros | Su acumulación llega a ocasionar daños en las comunidades , cultivos y ecosistemas |
| Lapilli | 0.5-64mm | Desde segundos a minutos | Cientos de metros hasta decenas de kilómetros | |
| Bloques y bombas | > 64mm | Decenas de segundos | Decenas de metros | Daños significativos a la infraestructura cercana al volcán |

Tabla 2.3: Características de los piroclastos volcánicos (tomado y modificado de Marzano et al. [6] y Bonadonna et al. [25])

de la ceniza volcánica dentro de la atmósfera; no solo el viento es factor. Una de las más importantes es la boyancia o flotabilidad, la cual juega un papel fundamental en el movimiento y determina como interaccionan las plumas y nube de cenizas volcánica con la atmósfera [1, 26]. Otra característica importante es la altura que llega a tener la pluma volcánica. Algunas plumas llegan a tener la energía necesaria para crecer cerca de 40 kilómetros sobre la superficie de la Tierra [1], llegando a alcanzar la estratosfera e inyectando aerosoles y ceniza fina repercutiendo en el balance de energía global [24, 27, 28].

Formación de la ceniza volcánica

La ceniza se forma al fragmentarse el magma durante una erupción explosiva. En estas erupciones el magma asciende, se expande y la fragmentación se deriva principalmente por volátiles, compuestos químicos que están disueltos en el magma por las grandes presiones pero se separa la fase gaseosa a bajas presiones. Al ascender el magma también interactúa con agua subterránea o superficial. Esta interacción provoca un cambio de fase en el agua, de líquido o sólido a vapor de agua, lo que proporciona energía adicional en la erupción; es por esto que las erupciones hidromágmaticas tienden a ser altamente explosivas [29]. Una vez presentada la fragmentación, las partículas volcánicas son emitidas dentro

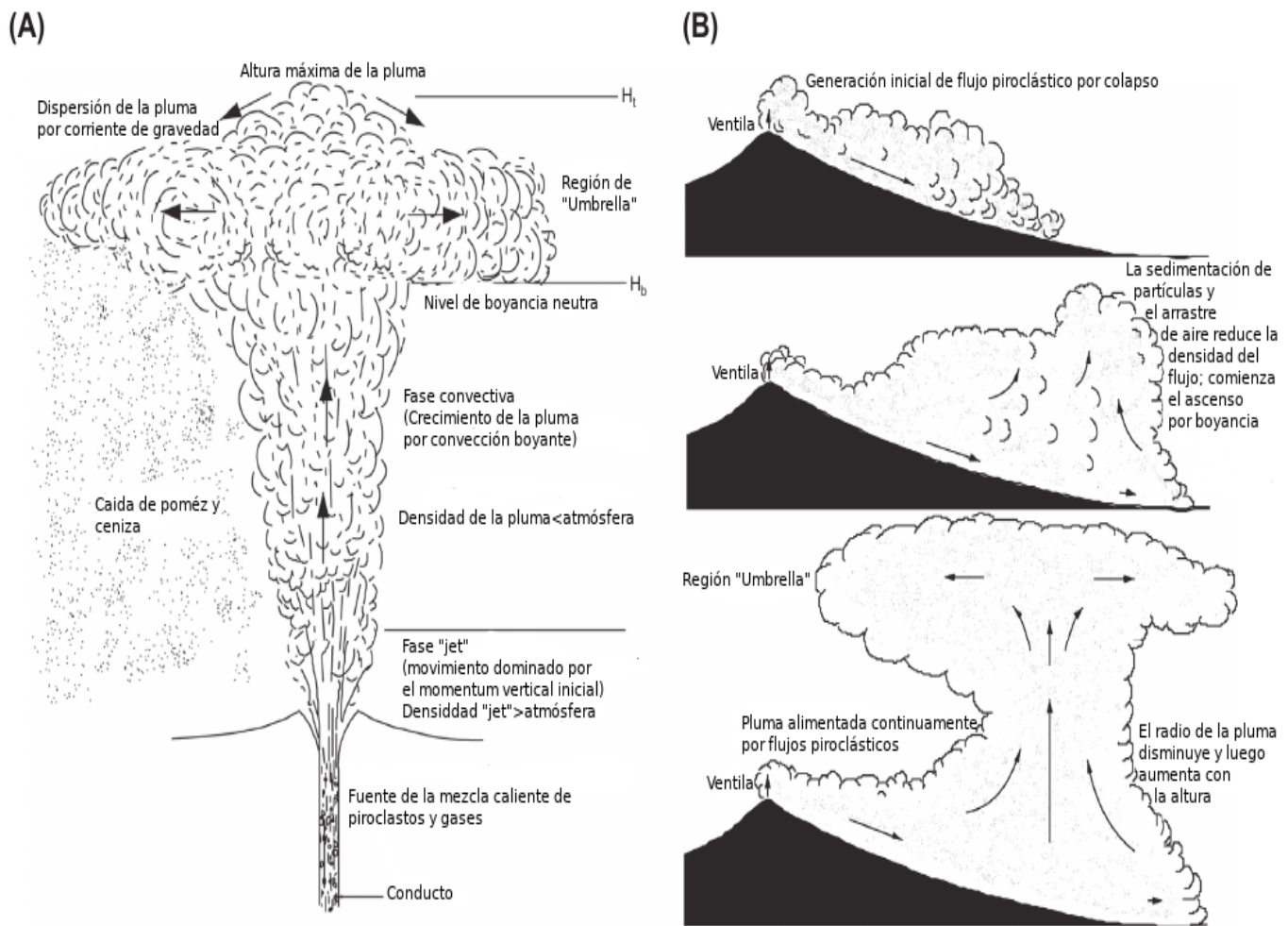


Figura 2.1: (A) Estructura de una pluma volcánica generada por una erupción tipo Pliniana. (B) Formación y forma de una pluma volcánica generada desde la parte superior de un flujo piroclástico de una ventila. Traducido de Carey and Bursik [1]

de plumas calientes que se alcanzan por decenas de kilómetros por encima del cráter del volcán. Estas plumas volcánicas pueden ser débiles o fuertes, depende de la flotabilidad en el ascenso de la pluma, misma que es controlada por la temperatura y tasa de emisión de la erupción, y la advección por parte del viento [30].

En general, las plumas volcánicas de gran escala son generadas durante la descarga continua del magma fragmentado (principalmente aquel con mayor contenido de silicio [22]) y gases de una única fuente o ventila.

En la figura 2.1 se muestra una pluma Pliniana y la pluma generada por la corriente de densidad piroclástica (PDC, por sus siglas en inglés). En el caso de la pluma Pliniana, la pluma es alimentada por la descarga de gas y partículas muy calientes a altas velocidades (varios cientos de metros por segundo), generando un "jet" o chorro por la despresurización del gas, incrementando en altitud en la atmósfera debido al momentum que esto genera [1]. Sin embargo, desacelera rápidamente por la acción de la gravedad y la resistencia que ofrece la atmósfera, al mismo tiempo producen flujo turbulento. Este flujo turbulento alimenta de aire a la pluma, el aire se calienta y el movimiento es dominado por la convección, incrementando su desarrollo vertical. El ancho de la pluma aumenta conforme se va elevando a medida que incrementa el arrastre de aire. A su vez, la densidad de la atmósfera terrestre disminuye con la altitud, por lo que el movimiento convectivo de la pluma finaliza donde los compuestos de la pluma presentan la misma densidad que el aire (nivel de boyancia neutra H_b). A pesar de esto siguen elevándose por la inercia de la convección; a este nivel se le conoce como región de "Umbrella" y se encuentra entre la altura máxima de la pluma (H_t) y H_b , ver figura 2.1(A). Es en la región "Umbrella" donde la nube de cenizas generada a partir de la pluma, comienza su desarrollo vertical, por advección debido a los vientos en la atmósfera. Es en este punto donde se vuelve de gran interés conocer la localización y trayectoria de esta nube de ceniza, ya que puede abarcar cientos o hasta miles de kilómetros [1, 15, 23, 27, 31].

El tamaño de la ceniza suspendida en la región de "Umbrella" está asociada al diámetro de esta, se depositará la ceniza más gruesa a menor distancia de la fuente.

Otro importante mecanismo de plumas volcánicas es el crecimiento por los PDC

que se mueven lateralmente, figura 2.1(B). Estos PDC son mezclas concentradas de partículas calientes con gases que se forma a partir de mecanismos del vulcanismo explosivo [1]. A diferencia de las plumas Plinianas, las plumas por PDC no tienen la energía suficiente para generar un "jet". Al salir el material piroclástico, comienza a moverse de forma lateral, principalmente debido a la acción de la gravedad y acción del flujo de gas que da fluidez a las partículas para generar una corriente cuesta abajo [1]. El aire entra en la corriente piroclástica, estableciéndose una zona de mezcla y turbulenta. Seguido de la reducción de la densidad de la corriente piroclástica, donde eventualmente la corriente alcanzará un punto donde la densidad aparente será menor que la atmósfera y se generara un crecimiento convectivo, al menos en la parte superior de esta 2.1(B).

Impactos de la ceniza

Los impactos de la ceniza volcánica toman importancia para diferentes esferas como: salud pública, infraestructura urbana, rural o en los sistemas de comunicación y energía eléctrica y navegación aérea. El impacto de dicho fenómeno no solo se presenta en los asentamientos urbanos, tiene una considerable repercusión en el medio ambiente, ecosistemas, meteorología y el clima.

La ceniza volcánica impacta a toda la región cercana al edificio volcánico donde se produce la erupción y es el fenómeno más recurrente tras una erupción volcánica: se estima que el 90 % de todas las erupciones presentan caída de ceniza [32].

Impactos a la salud: uno de los impactos más preocupantes de la ceniza es a la salud. En la literatura existen registros sobre los efectos de la ceniza volcánica en la salud humana. Tras diferentes erupciones se han documentado los efectos

inmediatos que tiene la ceniza volcánica, presentándose irritación en el sistema respiratorio y ojos , así como acentuar las enfermedades pulmonares crónicas [33–35]. También existen diversos registros de efectos en la exposición prolongada a la ceniza volcánica, aumentando los casos de enfermedades respiratorias y decesos por estas enfermedades [36].

Las partículas menores a 10μ representan un riesgo para la salud humana ya que inhiben las defensas del sistema respiratorio, siendo las partículas menores a 2.5μ las que al ser inhaladas llegan a penetrar a la parte más profunda del sistema respiratorio, los alveolos [37, 38]. Los altos contenidos de silicatos y minerales ferromagnéticos presentes en la ceniza producen daño en la membrana de las células de los pulmones [39]. Dada la composición de la ceniza volcánica, partículas de ceniza menores a 10μ son críticos para la salud humana [40, 41]. Al tratarse de material extremadamente fino es muy fácil que penetre en salas limpias como pueden ser quirófanos, laboratorios farmacéuticos, mecánica de precisión, óptica o en la industria de la alimentación provocando todo tipo de problemas [17].

Impactos al medio ambiente y clima: la nube de ceniza generada por las erupciones volcánicas tienden a distribuirse a través de extensas áreas, depositándose en cuerpos de agua, flora, fauna y hasta en campos de cultivo. La caída de ceniza perturba los ecosistemas alterando diversos factores de estos; como los ciclos tróficos, por mencionar alguno.

Existen estudios sobre los impactos negativos de la ceniza en plantas y animales [42, 43]: así como los efectos adversos en los ecosistemas acuáticos [44]. La ceniza que es depositada interacciona con la físico-química del entorno. Wolinski et al. [44] y Akberali and Trueman [45] realizaron estudios sobre el

impacto de la caída de ceniza en cuerpos de agua, concluyendo en el cambio de la fisicoquímica del agua, alterando la vida acuática.

La fauna y ganadería también sufren daños por la caída de ceniza volcánica. Shirakawa and Kyushima [46] concluyó que la exposición prolongada de ceniza en animales tiene como consecuencia lesiones en las vías respiratorias y digestivas, ocasionadas por el contacto de partículas de ceniza abrasivas, además de presentarse ceguera en los animales.

Las erupciones volcánicas pueden presentarse en diferentes intensidades, originando una gama de tamaños de partículas de ceniza volcánica. Como ya se había mencionado anteriormente en la tabla 2.3, el tiempo de residencia en la atmósfera puede variar en función de los diámetros de la ceniza. Las erupciones muy intensas tienden a tener decenas de kilómetros de altura, por lo que la columna eruptiva puede llegar a interactuar con la parte alta de la troposfera y llegar hasta la estratosfera baja [23, 47]. Principalmente son los gases compuestos por azufre, aerosoles ó partículas con diámetros muy pequeñas de ceniza llegan a presentarse a esas alturas. La ceniza fina y los gases que llegan a grandes alturas contribuyen negativamente con el balance radiativo en la atmósfera, por lo que tiende a existir un enfriamiento en la parte superficial del planeta [42]. La estratosfera al tener poco movimiento vertical provoca que las partículas que se emitieron tras una erupción, permanezcan algunos meses en suspensión, teniendo un impacto prolongado en la atmósfera. Este caso es muy probable que se presentara en 1816, también llamado año sin verano. En este año se presentaron temperaturas anómalas, principalmente en Europa: en este verano, las temperaturas fueron muy bajas y con mucha humedad, lo que dañó cultivos y ganado provocando la hambruna en ese año. Schurer et al. [21] le atribuye gran

parte de este evento a la erupción del volcán de Tambora en abril de 1815, cuya erupción fue uno de las más intensas del último milenio, devastando la isla de Sumbawa. La columna eruptiva inyectó gran cantidad de aerosoles y SO_2 en la estratosfera, lo que provocó que se esparciera por todo el globo terrestre [48].

Por otro lado, en la troposfera es donde ocurren la mayoría de los hidrometeoros en la atmósfera, por lo que los componentes de la columna eruptiva interacciona con las diversas variables meteorológicas, impactando inmediatamente la meteorología cerca de donde ocurre la erupción. Un ejemplo de esto último es la lluvia ácida debida a la interacción de los aerosoles y gases compuestos de azufre con las gotas de las nubes [49].

Impactos en la infraestructura y espacio aéreo: no solo la flora y fauna se encuentra en riesgo latente ante caída de ceniza o daños por esta. También los núcleos urbanos y sus infraestructuras básicas se encuentran vulnerables. La caída de ceniza causa dificultades y daños considerables en los sistemas de comunicación, redes de distribución de agua, energía, transportes y en la navegación aérea [15, 17, 50, 51].

Las propiedades de la ceniza volcánica hacen que se considere un material altamente abrasivo, debido a la dureza y morfología angular de la ceniza. Otra característica importante es la alta conductividad de la ceniza en presencia de agua, aumentando esta propiedad en ceniza fina [52]. Tanto estas propiedades como algunas otras son las principales causas de daños en los sistemas eléctricos, telecomunicaciones y en la aviación. Wilson et al. [52] en lista diversas problemáticas sobre los sistemas de energía eléctrica, agua y comunicación, los principales son: acumulación de ceniza en los sistemas de distribución; acumulación de ceniza humedad adhiriéndose en las superficies y con su alta conductividad,

aumenta el riesgo de cortocircuitos; la acumulación de ceniza húmeda puede provocar el colapso de tejados y arboles; sobrecarga de ventiladores en los transformadores debida a la acumulación; incremento del ruido en cables de alta tensión; pérdidas de visibilidad, aumentando la demanda en la energía eléctrica, llegando a sobrecargar el sistema; entre muchos más.

La caída de ceniza de unos pocos centímetros bloquea completamente todas las actividades, tardando entre 5 y 10 días en recuperar todos los servicios, esto se registra en poblaciones de alto grado de desarrollo tras la erupción del St. Helena [17].

No solo los impactos de la ceniza volcánica son cuando se deposita en superficie o en cuerpos de agua, si no también cuando se encuentra en suspensión; como vimos en las afectaciones en las vías respiratorias y al clima. Una de los impactos más costosos y con mayores riesgos de la presencia de ceniza volcánica en la atmósfera es en la aviación. Los efectos de la ceniza volcánica en el tráfico aéreo van desde cancelación de vuelos, daños en la estructura de los aviones y daños que repercutan en accidentes mortales [20]. Estos son principalmente por la pérdida de visibilidad y la adhesión de la ceniza volcánica en los motores de los aviones. La ceniza volcánica daña los motores del avión al adherirse a estos, bloqueando las entradas o salidas y desgastando los componentes del motor, entre otros efectos [20]. Existen varios ejemplos de esto como el ya mencionado caso de la erupción del volcán Redoubt, Alaska en 1989: costando 80 millones de dólares por avión afectado [19]. En nuestro país se han tendido pérdidas económicas debidas a la ceniza volcánica del Popocatepetl, estimadas por decenas de millones de dólares: 1997, 1998, 2001, 2003 y 2013 [19, 20, 53].

2.2. Radar Meteorológico

El Radar (RADio Detection and Ranging, por sus siglas en inglés), es un instrumento de teledetección que logra localizar partículas u objetos presentes en la atmósfera, calcular su movimiento y hasta estimar su composición [54]. Aunque el surgimiento de este instrumento fue originalmente bélico, después de la segunda guerra mundial se amplió su uso con diversas aplicaciones, entre la que destaca la detección de nubes de tormentas.

El funcionamiento de este instrumento se basa en pulsos de energía en forma de ondas electromagnéticas de baja frecuencia (microondas), con intervalos de microsegundos. Estos pulsos interactúan con las partículas en la atmósfera, como: gotas, hielo, nieve, granizo, insectos, nube de ceniza volcánica, entre otros. Cuando se da esta interacción entre los pulsos de energía y las partículas, la onda incidente se dispersa en todas direcciones, parte de esta energía es recibida y detectada por el radar meteorológico. Los datos obtenidos ayudan a determinar la distancia, dimensiones, velocidad y composición [54] de los blancos (señal de la partícula u objeto de interés), a partir de los ecos (señal de partículas u objetos registrados por el radar).

Por otro lado, los pulsos se emiten por la antena del radar, misma que realiza escaneos completos (acimutales ϕ) del plano horizontal a distintas elevaciones; así se obtiene información tridimensional del estado de la atmósfera. En general, existen dos imágenes típicas del radar: los indicadores de posición (PPI, Plane Position Indicator) e indicadores de altura a distancia (RHI, Range Height Indicator). El primero es aquel que se realiza con un único barrido de la antena a una determinada elevación, con $\phi = cte$ en cada barrido. Mientras que el segundo realiza su barrido en la vertical, manteniendo $\theta = cte$. Lo anterior se

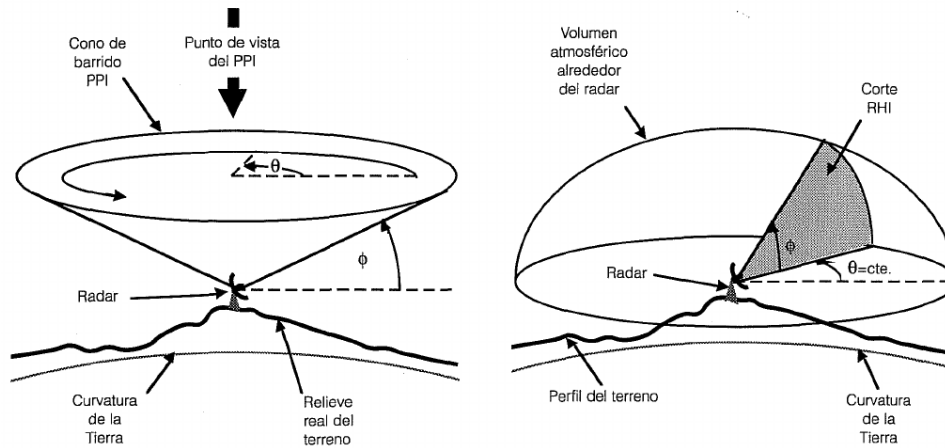


Figura 2.2: Diagrama de barridos según la definición del PPI (izquierda) y RHI(derecha) [2].

representa gráficamente en la figura 2.2. En dichas imágenes se determinan los blancos, a partir de la intensidad de la señal reflejada (reflectividad) por estos. Por medio de relaciones empíricas se llega a estimar la cantidad de partículas en función de su reflectividad; de precipitación en el caso de gotas y hielo [55]; concentraciones y distribución de tamaños de partículas para la nube de ceniza [14, 56].

La energía emitida por el radar no se propaga linealmente sobre le eje radial, mejor dicho, se distribuye en un haz cónico sobre este eje longitudinal en dirección radial. Por esta razón, las mediciones que el radar realiza en la atmósfera no son puntuales, ya que la reflectividad percibida se refiere al promedio de un cierto volumen de muestreo. En otras palabras, las partículas que detecte el radar en cada haz, son identificadas dentro de un volumen dado y este dependerá de la apertura cónica del haz.

El radar utiliza sus pulsos electromagnéticos para identificar blancos. Estos pulsos teóricamente son enviados al infinito y son lo suficientemente intensos para rebasar el umbral de detección, podrían detectarse ecos a grandes distancias. Sin embargo, dependiendo de la composición de los blancos, sus ecos variaran

de intensidad en el receptor, específicamente debido a su constante dieléctrica K_a . Junto a esto, la intensidad de las señales varían $\frac{1}{r^4}$ (siendo r la distancia al blanco), lo que provoca que los radares tengan alcances nominales, es decir, un rango longitudinal de detección [2]. Por lo tanto, se requiere de establecer de intervalos de tiempo para emisión y detección de pulsos. Así, existe una zona donde no esta cubierta por el radar, por ejemplo: dado que el eco tiene que viajar dos veces la distancia al blanco para ser detectado, la zona ciega seria la mitad; si la emisión de pulsos tarda $6 \mu s$ la zona de propagación es de $1800 m$, por lo que la zona ciega seria a partir de $900 m$.

Otro problema seria la ubicación del radar, es por lo que la instalación de los radares se realiza en altura, con el fin de minimizar el bloqueo de las ondas electromagnéticas por barreras naturales y edificios. Algo muy común en los radares, es la cúpula esférica que los protege de la intemperie (ver figura 3.1)

Una gran ventaja que tiene el radar sobre los sensores pasivos, los que solo registran la energía emitida por objetos externos, es que cuenta con su propia fuente de energía. Esto resulta útil al diferenciar las características de la señal emitida inicialmente respecto a los ecos registrados, ayudando a entender las características físicas de los objetos de interés.

2.2.1. Ecuación del radar meteorológico

Los ecos de los blancos medidos por el radar consisten en partículas distribuidas aleatoriamente en el espacio. La energía retrodispersada desde el volumen del objetivo depende del número, tamaño, composición, posición relativa, forma y orientación de las partículas dispersoras [54]. El total de esta energía es la suma de la energía retrodispersada por cada una de las partículas suspendidas en

la atmósfera.

En 1962, Probert-Jones [55] formuló una ecuación que relaciona la potencia del eco recibida por el radar con las características del radar, la distancia de los objetivos y las características de dispersión. Esta relación permite obtener una medición cuantitativa de la reflectividad. Sin embargo, esta formulación se basa en los siguientes supuestos:

- Las partículas dentro del volumen del blanco son esferas dieléctricas con diámetros menores a $\frac{1}{20}\lambda$ (donde λ es la longitud de onda), para que se cumpla la aproximación de dispersión de Rayleigh.
- El volumen del pulso se encuentra completo de partículas del blanco distribuida aleatoriamente.
- Z es uniforme y casi constante durante el intervalo del muestreo.
- Todas las partículas del blanco tienen el mismo índice de refracción $|K|^2$.
- No hay atenuación entre el espacio del radar y el objetivo.
- Polarización lineal (horizontal, H, o vertical, V).
- El patrón de ganancia de la antena se encuentra distribuido de forma gaussiana.
- La ganancia de la antena se conoce.
- La absorción de la señal transmitida por los ecos espurios terrestres es insignificantes.
- P_t es la potencia real transmitida por la antena.

- P_r se promedia sobre un número suficiente de pulsos (para que sea representativa de la media sobre el volumen del pulso)

$$\bar{P}_r = \frac{\pi^3}{1024 \ln(2)} \frac{P_t h G^2 \theta_b \phi_b |K|^2 10^{-18} Z}{\lambda^2 r^2}, \quad (2.1)$$

donde :

- \bar{P}_r : potencia de la señal registrada por el radar.
- P_t : potencia del pulso emitido por el radar.
- $h = \frac{c\tau}{2}$: longitud del pulso en el espacio en función de la duración del pulso y la velocidad de la luz.
- G : ganancia de la antena.
- θ_b y ϕ_b : aberturas angulares del haz en el plano horizontal y vertical, respectivamente.
- λ longitud de onda transmitida.
- $|K|^2$: factor del índice de refracción del blanco.
- r : distancia al blanco.
- Z : factor de reflectividad del radar. Si no se conocen las características del blanco se le llama factor de reflectividad equivalente, Z_e .

Los parámetros de radar se pueden considerar constantes, por lo que la ecuación 2.1 puede escribirse de la siguiente manera:

$$\bar{P}_r = \frac{C |K|^2 Z}{r^2}, \quad (2.2)$$

donde C es la constante del radar.

2.2.2. Factor de reflectividad

Para el radar meteorológico la ocurrencia de partículas por unidad de volumen y de diámetro puede ser descrita por la función de distribución de tamaños de partículas (PSD, por sus siglas en inglés) cuya escala general puede representarse por la función Gamma o Weibull([8, 13]):

$$N_p(D) = N_n \left(\frac{D}{D_n} \right)^\mu e^{-\Lambda_n \left(\frac{D}{D_n} \right)^\nu}, \quad (2.3)$$

donde D es el diámetro de la partícula, D_n es el diámetro promedio ponderado, N_n es la ordenada al origen de los PSD para aplicaciones de radar, Λ_n es la pendiente, μ es el factor de dimensión de los PSD y ν es el factor de la pendiente. Al normalizar los PSD tal que N_n y Λ se relacionan con el diámetro promedio D_n , la concentración de partículas C_a y su densidad ρ_a .

La dispersión de microondas por las partículas de ceniza e hidrometeoros en la atmósfera típicamente satisface la aproximación de Rayleigh para las frecuencias hasta banda-X (3cm de longitud de onda) al menos para cenizas finas y gruesas [57]. Bajo estas consideraciones, la simulación del factor de reflectividad, Z (expresada en $[mm^6 \cdot m^{-3}]$ o por decibeles de la reflectividad DBZ), debido a los ensambles de las partículas p es expresada como el sexto momento de N_p de los PSD como lo sugiere Sauvageot [58]:

$$Z = \int_0^\infty D^6 N_p(D) dD. \quad (2.4)$$

Detección de la nube de ceniza por Radar meteorológico

La PSD, mencionada anteriormente, juega un papel significativo para determinar las propiedades de retrodispersión y absorción del conjunto de partículas [8, 53, 57]. En el caso de la PSD de la ceniza volcánica se puede emplear la

ecuación 2.3, aunque dicha ecuación es muy general y esta se representa por la función de densidad Gamma que se deriva de la forma análoga establecida para las gotas de lluvia [8]. Marzano et al. [8] propone el valor de $\mu = 1$ para la distribución Gamma como el mejor ajuste de máxima verosimilitud para la ecuación 2.3 respecto a las mediciones de PSD de la ceniza. Así, los parámetros de la ceniza para la distribución Gamma con $\mu = 1$ toma la siguiente forma:

$$N_{nG} = \frac{8D_n^{-5}}{\pi\rho_a} C_a; \Lambda_{nG} = 2. \quad (2.5)$$

Para el caso de la detección de la ceniza volcánica por radar se hacen los siguientes supuestos:

- La nube de cenizas como una colección de partículas esféricas distribuidas aleatoriamente.
- Su composición es una mezcla de cenizas solidas y aire para tener en cuenta su naturaleza vesicular.
- No se toma en cuenta la mezcla de ceniza con hidrometeoros.

A partir de conocer la distribución, forma y densidad de la ceniza, se introducen los algunos parámetros físicos. Antes de mencionarlos, debemos tener en cuenta que para partículas esféricas, la masa de la partícula de ceniza m_a [kg] esta dada por:

$$m_a(D) = \frac{\pi}{6}\rho_a(D)D^3, \quad (2.6)$$

donde la densidad ρ_a ($g \cdot m^{-3}$) podemos asumirla como independiente del diámetro. Los valores de ρ_a varían para ceniza volcánica desde 0.5 a $2.5g \cdot m^{-3}$ en el caso de piedra pómez [56, 59]. Si tomamos como el momento m_n del orden

de n de N_p expresada como:

$$m_n = \int_{D_1}^{D_2} D^n N_p(D) dD, \quad (2.7)$$

donde D_1 y D_2 son los diámetros mínimos y máximos, respectivamente. Con esto se define:

- **Número volumétrico total:** N_t [m^{-3}] de la partículas de ceniza. Es el número total por unidad de volumen, esta determinado por:

$$N_t \equiv \int_{D_1}^{D_2} N_p(D) dD = m_0. \quad (2.8)$$

- **Concentración de masa:** C_a [$g \cdot m^{-3}$] de una partícula de ceniza equivalente a una esfera:

$$C_a \equiv \int_{D_1}^{D_2} m_a(D) N_p(D) dD = \frac{\pi}{6} \rho_a m_3. \quad (2.9)$$

- **Diámetro promedio (ponderado) en número:** D_n [mm]:

$$D_n = \frac{\int_{D_1}^{D_2} D N_p(D) dD}{N_t} = \frac{m_1}{m_0}. \quad (2.10)$$

2.2.3. Reflectividad de la ceniza volcánica

La ceniza volcánica tiene una retrodispersión similar al que tiene la lluvia, por lo tanto, también se aplica la teoría que rige la retrodispersión del radar a los blancos de lluvia en las señales de la ceniza, así como la hipótesis de la dispersión independiente para el calculo de la potencia de retrodispersión [8, 60].

En el caso del radar Doppler de polarización simple, la reflectividad del radar polarizado en la horizontal η_H [m^{-1}]:

$$\eta_H = \int_{D_1}^{D_2} \sigma_{bH}(D) N_p(D) dD = \frac{\pi^5 |K_a|^2}{\lambda^4} Z_H, \quad (2.11)$$

donde σ_{bH} [m^2] es la sección transversal de dispersión con polarización horizontal, λ es la longitud de onda de radar y Z_H [mm^6m^{-3}] es el factor de reflectividad equivalente del radar en la polarización horizontal.

En el caso del factor dieléctrico para la ceniza Marshall and Gunn [61] implementan un modelo dieléctrico de los agregados de la ceniza volcánica. Donde asumen que las partículas de ceniza “vesicular” como una mezcla de ceniza que se supone igual a la suma de las proporciones de la ceniza y aire por su masa relativa. Tanto Marshall and Gunn [61] como Marzano et al. [8] utilizan $|K_a|^2 \approx 0$, por lo tanto, usando la aproximación de Marshall and Gunn [61];

$$K_a \approx \frac{\rho_a}{\rho_a S} \left(\frac{m_{as}}{m_a} \right) K_{as}. \quad (2.12)$$

Ahora bien, la ceniza como medio por donde interaccionan la energía electromagnética del radar, puede presentar atenuación de la trayectoria de la longitud de onda, a esta se le llama atenuación específica o extinción [62]:

$$k_H = \int_{D_1}^{D_2} \sigma_{eH}(D) N_p(D) dD, \quad (2.13)$$

donde $\sigma_{eH} = \sigma_{sH} + \sigma_{aH}$ [m^2] es la sección transversal de extinción, dada por la suma de las secciones transversales de dispersión y absorción en la polarización horizontal, respectivamente. Como ya se vio, las señales del radar se pueden relacionar con los parámetros de ceniza volcánica, por lo que bajo el supuesto de la aproximación de Rayleigh se tiene que:

$$\begin{aligned} \sigma_{bH}(D) &= \frac{\pi^5 |K_a|^2}{\lambda^4} D^6 \\ \sigma_{eH}(D) &= \frac{2\pi^5}{3\lambda^4} |K_a|^2 + \frac{\pi^2}{\lambda} \text{Im}[K_a] D^3. \end{aligned} \quad (2.14)$$

Así, despejando Z_H de la ecuación 2.11 y empleando la ecuación 2.14 obtenemos una expresión similar a la ecuación 2.4, pero dentro de un intervalo

de tamaños de ceniza entre D_1 y D_2 :

$$Z_H = \int_{D_1}^{D_2} D^6 N_p(D) dD = m_6. \quad (2.15)$$

Como podemos apreciar en 2.15, el factor de reflectividad es proporcional a la sexta potencia del diámetro, por lo tanto, las partículas más grandes influyen más en su valor que las de menor tamaño.

Sin embargo, también podemos relacionar cada rango de Z_H con C_a usando la ecuación anterior con la ecuación 2.9:

$$Z_H = \frac{6m_6}{\pi\rho_a m_3} C_a \simeq 50.13 \frac{D_n^3}{\rho_a} C_a. \quad (2.16)$$

La ecuación 2.9, (Marzano et al. [8]) es únicamente válida para la distribución Gamma con $\mu = 1$. Si es conocida ρ_a y C_a , la reflectividad tiende a estratificarse respecto al diámetro. Pero si la concentración y el diámetro son dados, la reflectividad incrementa cuando la densidad decrece. Por último, si se mantiene constante (es conocido) C_a y la densidad es variable respecto del diámetro, podemos utilizar la ecuación 2.6 para conocer el volumen de partículas. Así, la ecuación 3.4 representa una relación física para convertir la reflectividad del radar en parámetros de ceniza, siempre y cuando se conozca D_n y ρ_a [8].

Capítulo 3

Materiales y Métodos

3.1. Radar meteorológico

En este trabajo se utilizó un radar meteorológico polarimétrico Doppler banda "X" de la marca FORUNO (ver figura 3.1), situado dentro del observatorio atmosférico del Instituto de Ciencias de la Atmósfera y Cambio Climático en el Alzomoni (19.1187°N - 98.6552°W). Sus especificaciones técnicas se encuentran en la tabla 3.1.

| Parámetros | Banda "X" |
|--------------------------|----------------|
| Rango de resolución | 50 m |
| Resolución de azimut | 0.1° |
| Resolución temporal | 2-16 rpm |
| Rango máximo | 30 km |
| Precisión de calibración | $\pm 1dB$ |
| Poder de transmisión | 100 W |
| Frecuencia | 9470 MHz |
| Ancho de pulso | 0.1-50 μs |
| Frecuencia de repetición | 600-2500 Hz |
| Ancho de la emisión | 2.7° |

Tabla 3.1: Especificaciones técnicas del radar banda "X" del Alzomoni.



Figura 3.1: Fotografía del radar meteorológico utilizado y (izquierda). Mapa de la localización del radar con espacio respecto al volcán Popocatépetl (derecha).

3.2. Detección de la nube de ceniza

3.2.1. Altura de la nube de ceniza

Para calcular la altura de la nube de ceniza se tomó en cuenta el modelo de refracción atmosférico estándar, utilizado normalmente en los radares meteorológicos:

$$H = \sqrt{r^2 + R^2 + 2rR\text{sen}(\phi)} - R, \quad (3.1)$$

denotamos H como la altura del centro del rayo del radar sobre el nivel del mar, r es el rango del radar a la nube de ceniza, ϕ es el ángulo de elevación de la

antena y R lo asignamos como $\frac{4}{3}$ del radio de la Tierra.

3.3. Concentración de la ceniza volcánica

Los principales parámetros de la potencia recibida en los radares, en términos de las nubes de ceniza son: la densidad, las distribuciones de tamaños y las propiedades eléctricas de las partículas de ceniza.

En el trabajo de Marzano et al. [63] determinan la ceniza fina con tamaños menores a $64 \mu m$ y ceniza gruesa con tamaños entre 64 y $532 \mu m$. Por otro lado, Bonadonna et al. [25] define a la ceniza a cuyas partículas sean menores a $2 mm$, siendo ceniza fina aquellas que sean $< 63 \mu m$. Para el caso de los tamaños de la ceniza volcánica del Popocatepetl, Martin-Del Pozzo et al. [53] caracterizó la ceniza de las erupciones desde 1994 hasta 2008; determinaron un rango de ceniza gruesa entre 50 a $300 \mu m$ y una fracción de grano fino de menos de $10 \mu m$ en las erupciones de 1994 y 1997, pero variaba la proporción de tamaños con cada erupción. Por otra parte, Nieto-Torres et al. [64] recopilaron los tamaños de ceniza en diferentes sitios dentro del área de riesgo de la caída de ceniza, con diferentes contenidos de ceniza fina y gruesa. Con base en los datos recabados en la literatura, dada la diferentes proporciones de los tamaños de partículas, se proponen los tamaños de ceniza de la tabla 3.2 para la elaboración del algoritmo a realizarse en este trabajo. Dichos tamaños se tomó de los tamaños estándar de cenizas [8].

| | Tipo de partícula | Tamaño de partícula | Distancia de deposición | Tiempo de residencia en la atmósfera |
|--------|-------------------|---------------------|-------------------------|--------------------------------------|
| Ceniza | Fina | $< 64 \mu m$ | Cientos a miles de km | Días a meses |
| | Gruesa | $64 - 532 \mu m$ | Decenas a cientos de km | Días |

Tabla 3.2: Características de la ceniza volcánica. (Editado y adaptado de [63])

Se considerará a la nube de ceniza volcánica como partículas esféricas distribuidas aleatoriamente, cuyos diámetros son los mencionados en la tabla 3.2 ([23, 28, 31, 49, 65, 66]); por lo tanto, se puede estimar la masa de la ceniza para cierto diámetro con la ecuación 2.6. No se tomará en cuenta la mezcla de ceniza con hidrometeoros. Lo anterior es para emplear las ecuaciones de la parametrización de la ceniza volcánica propuesta por Marzano et al. [8].

Se utilizará la función de distribución de tamaños de partículas (PSD, por sus siglas en inglés) representada por la función Gamma (ver ecuación 2.3), donde la expresión completa de los momentos para dicha función es (con $D_1 = 0$, $D_2 = \infty$, $\mu = 1$ y $\Gamma(n + 2) = (n + 1)n!$ si n es entero) es ([8, 13, 63]):

$$m_{nG} = \frac{N_{nG}}{(\Lambda_{nG})^{n+2}} D_n^{n+1} \Gamma(n + 2) = \frac{\Gamma(n + 2) C_a}{2^{n-1} \pi \rho_a} D_n^{n-3}, \quad (3.2)$$

resultando más complejo a la ecuación 2.7. Si consideramos el diámetro de una partícula cuyo volumen sea equivalente a una esfera, $D_e = D$, en la ecuación 2.3:

$$N_p(D_e) = N_n \left(\frac{D_e}{D_n} \right)^\mu e^{-\Lambda_n \left(\frac{D_e}{D_n} \right)^\nu}, \quad (3.3)$$

cuyos parámetros están representados en la ecuación 2.5 (con $\mu = 1$).

Es importante mencionar que N_p es independiente de μ y usualmente esta dada en $mm^{-1}m^{-3}$, Λ_n es adimensional y si asumimos que la densidad de la ceniza es constante, $N_a(D)$ es denotado por tres parámetros μ , D_n y C_a . Sin embargo, Marzano et al. [8] menciona que μ , para la distribución Gamma, es prácticamente constante con valor a 1.

Por lo tanto, para conocer C_a se obtendría a partir de la reflectividad y las ecuaciones 2.9 y 2.16, se tendría:

$$C_a = \frac{C_r Z_H}{D_n^3}; C_r = \frac{\pi \rho_a}{6}. \quad (3.4)$$

Sin embargo, las observaciones del radar meteorológico son obtenidas en reflectividad Z_H , lo que hace que estemos frente a un problema inverso. Marzano et al. [60] propone un método de cascada para solucionar este problema. Una de las soluciones que presenta es la implementación de una reflectividad teórica a partir de la distribución normal de las variables C_a y D_n . Dichas variables están asociadas con diferentes concentraciones y diámetros de ceniza volcánica. En este trabajo se generarán los valores teóricos de Z_H a partir de diámetros D_n y concentraciones de ceniza volcánica C_a , utilizando la distribución normal con los siguientes parámetros:

$$C_a \sim N(\bar{C}_{a_i}, 0.5\bar{C}_{a_i}), \quad (3.5)$$

$$D_n \sim N(\bar{D}_{ni}, 0.2\bar{D}_{ni}), \quad (3.6)$$

$$(3.7)$$

donde el subíndice i corresponde a los valores promedio para ceniza fina ($D_{0.01}$) y gruesa ($D_{0.1}$) con concentraciones ligeras \bar{C}_{a_l} , moderadas \bar{C}_{a_m} e intensas \bar{C}_{a_i} (0.1, 1, 5 respectivamente). Así, utilizando la ecuación 2.16 se obtienen 6 clases diferentes de reflectividades: como se resume en el mapa sinóptico 3.2. Las 6 clases están determinadas para cada combinación de diámetro de partícula y las diferentes concentraciones propuestas, como se describe en el mapa conceptual 3.3 de las clases de reflectividad.

Con los datos de reflectividad se clasificará por clases a partir del criterio probabilístico de *maximum a posteriori* (MAP) [63]. La estimación del MAP para cada clase de ceniza (\hat{Z}) se realizará con la siguiente maximización:

$$\hat{Z} = \text{Max}_c \left[-\frac{(Z_H - m_{Z_H}^Z)^2}{(\sigma_{Z_H}^Z)^2} - \ln(\sigma_{Z_H}^Z)^2 + 2\ln(p(\hat{Z})) \right], \quad (3.8)$$

donde Max_c corresponde al operador que regresa el argumento máximo del valor de \hat{Z} , $m_{\hat{Z}_H}$ y $\sigma_{\hat{Z}_H}$ corresponde a los valores promedios de cada clase de los datos teóricos de reflectividad y $p(\hat{Z})$ es la función densidad de probabilidad *a priori*.

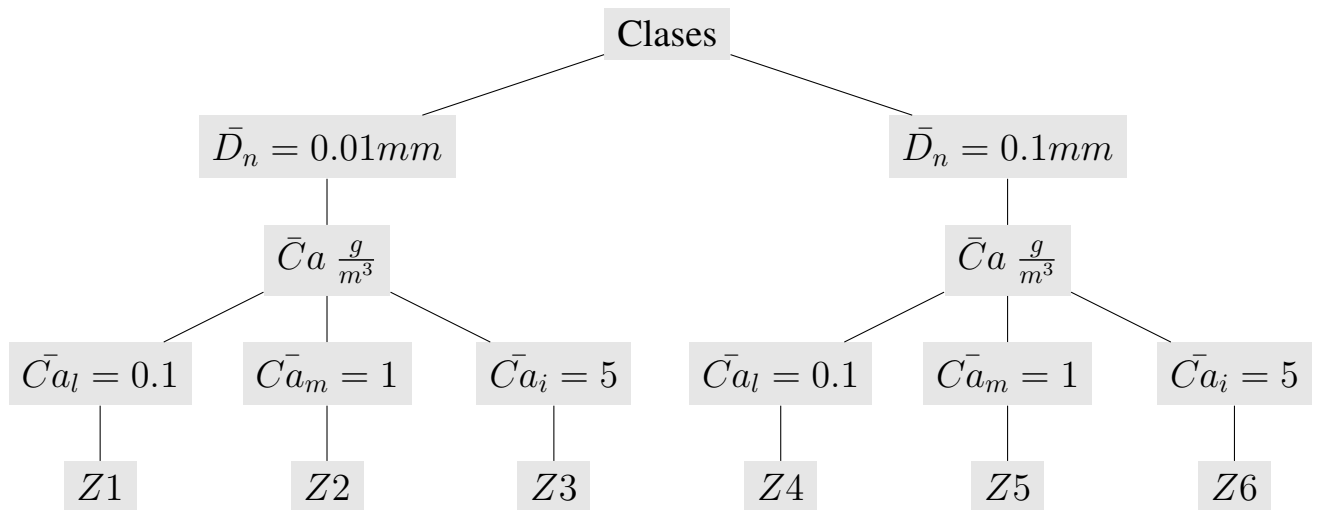


Figura 3.2: Mapa sinóptico de la formación de las 6 clases de reflectividad teórica.

Capítulo 4

Resultados

4.1. Detección de la altura de la nube de ceniza

Se presentaron varias explosiones del volcán Popocatepetl en diferentes días del mes de septiembre del 2021 (del 15 al 18 y 26 al 29). Con los datos del radar para dichos días donde ocurrieron las erupciones se utilizó la ecuación 3.1, con lo cual se determinaron las alturas de la nube de ceniza de cada evento; se agruparon por día los eventos registrados por el radar (ver figuras 4.1 y 4.2).

4.2. Detección de nube de ceniza

Se crearon imágenes *PPI* y *RHI*: con las cuales se realizaron animaciones para cada evento, con la finalidad de mostrar la distribución espacial de la nube de ceniza.

Tanto la altura y el desplazamiento horizontal de la nube nos ayudan a observar el desarrollo de la nube de todos los eventos. Las figuras 4.3 y 4.4 son imágenes con las cuales se construyó la animación: del lado izquierdo se

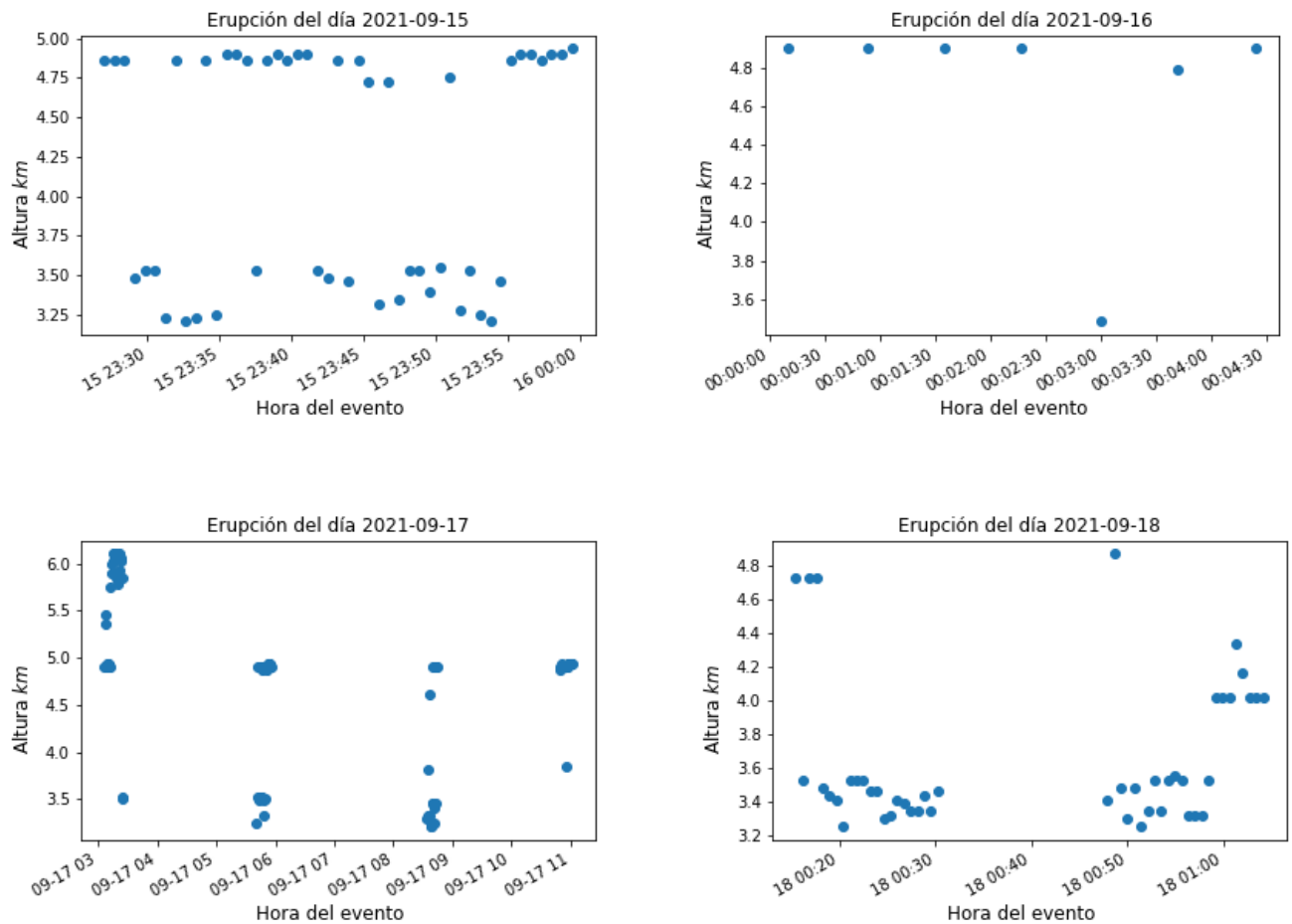


Figura 4.1: Alturas de nube de ceniza de los días 15 al 18 de septiembre del 2021.

muestran las imágenes *PPI* con los diferentes niveles de elevación del radar; mientras del derecho se muestra la imagen *RHI*. El volcán se encuentra a 11 km de distancia al radar, donde las señales de reflectividad observadas corresponden a la distancia que la nube emitida, con respecto al radar.

Las imágenes *RHI* nos ayudan a ver gráficamente la distribución vertical de las cenizas de la nube de ceniza. Por el contrario, las observaciones *PPI* nos proporcionan la distribución radial de la nube de ceniza para cada nivel de elevación.

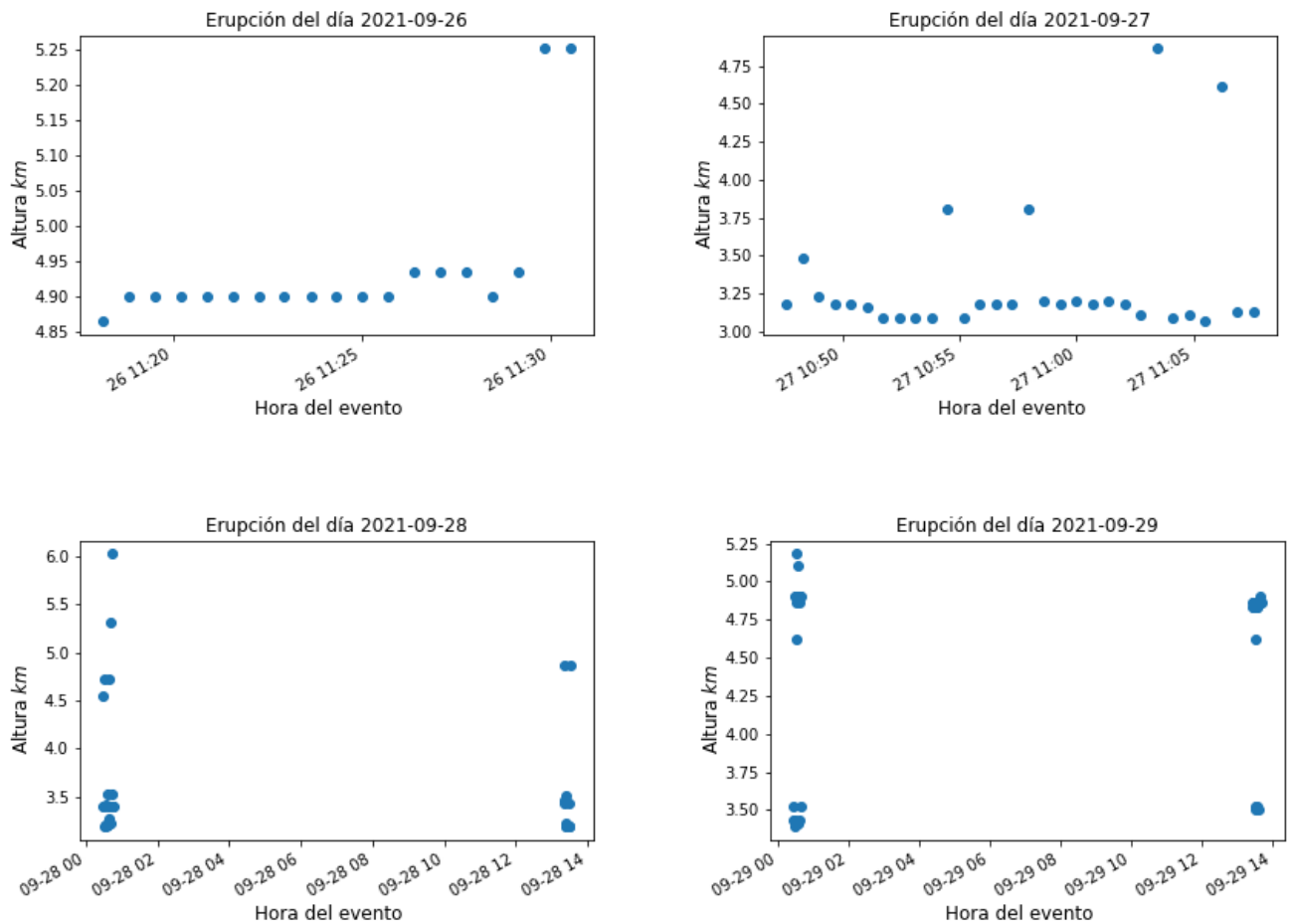


Figura 4.2: Alturas de nube de ceniza de los días 26 al 29 de septiembre del 2021.

4.3. Cálculo de Z_H : obtención de C_a y D_n

Dada la ecuación 3.4, podemos obtener la densidad de partículas con la concentración estimada por cada medición de Z_H : para esto se realizó el cálculo teórico de Z_H para los diferentes diámetros y se proponen tres tipos de concentraciones mostrados en la tabla 4.1.

Con estos valores se construyó un vector con valores aleatorios usando una distribución Gaussiana, utilizando las ecuaciones 4.1 y 4.2. Se emplearon tres tipos de concentraciones para cada tamaño de ceniza en la ecuación 2.16, con lo que se obtuvieron 6 diferentes tipos de Z_H a los que llamaremos clases.

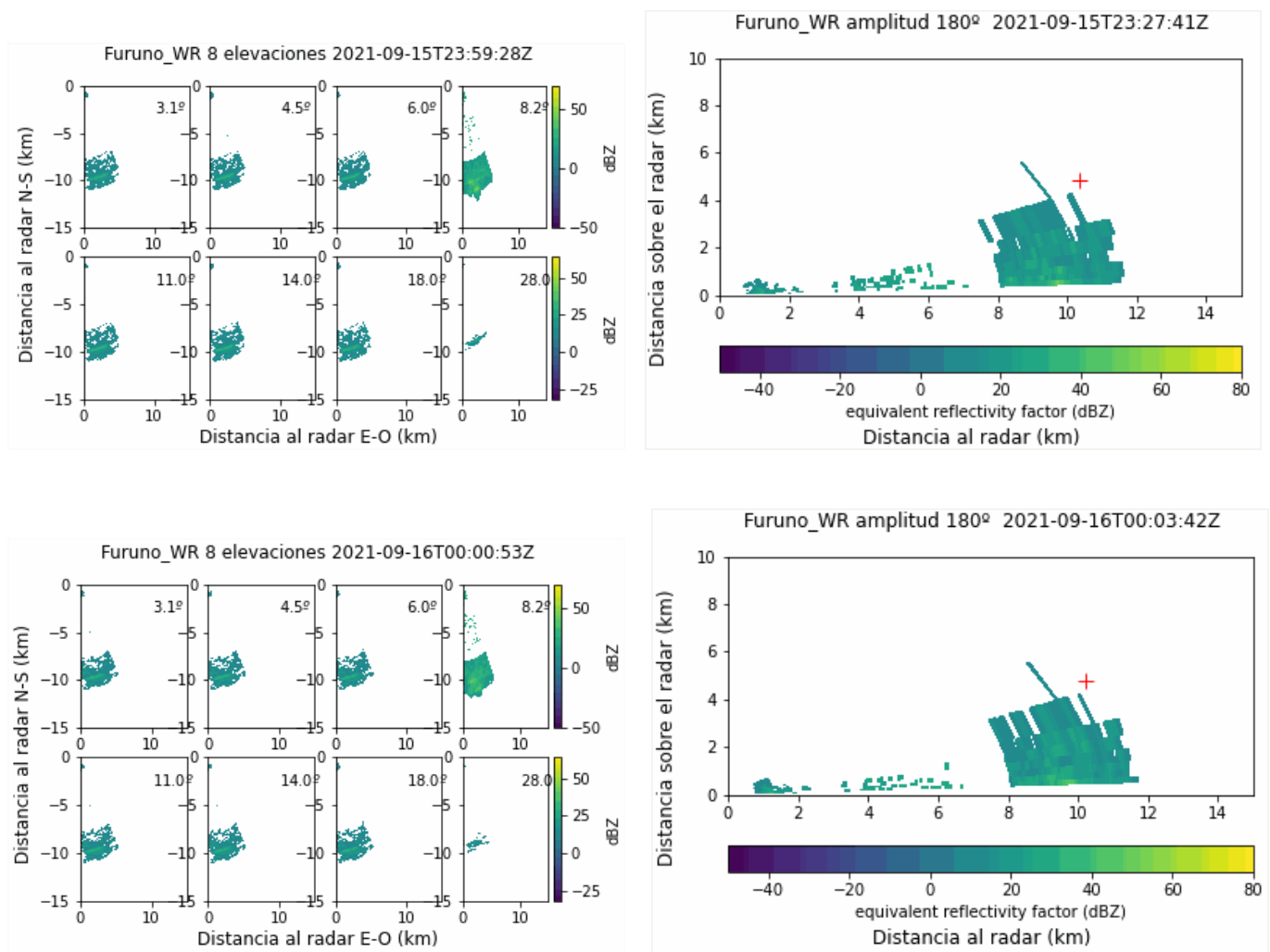


Figura 4.3: Imágenes *PPI* (izquierda) y *RHI* (derecha) de los eventos eruptivos de los días 15 (arriba) y 16 (abajo) de septiembre del 2021. Ambas imágenes muestran la posición espacial del radar meteorológico (conforme a las imágenes *PPI* y *RHI*) en sus ejes y en color la intensidad de reflectividad observada por el radar (barra de color). La cruz roja indica la altura del tope de la nube calculada.

| | Rango | Valor promedio |
|-------------------------|--------------|----------------|
| Diámetros (D_n) | | |
| Ceniza fina | [0 – 0.1] mm | 0.01 mm |
| Ceniza gruesa | [0.1 – 1] mm | 0.1 mm |
| Concentración (C_a) | | |
| $\frac{g}{m^3}$ | | |
| ligera | [0.01 – 0.5] | 0.1 |
| moderada | [0.5 – 2] | 1 |
| intensa | [2 – 8] | 5 mm |

Tabla 4.1: Rango y valor promedio de los diámetros y concentraciones utilizados en la distribución Gamma.

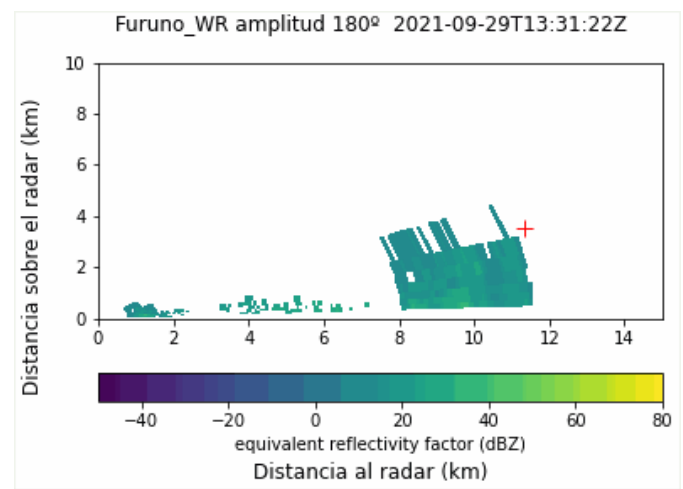
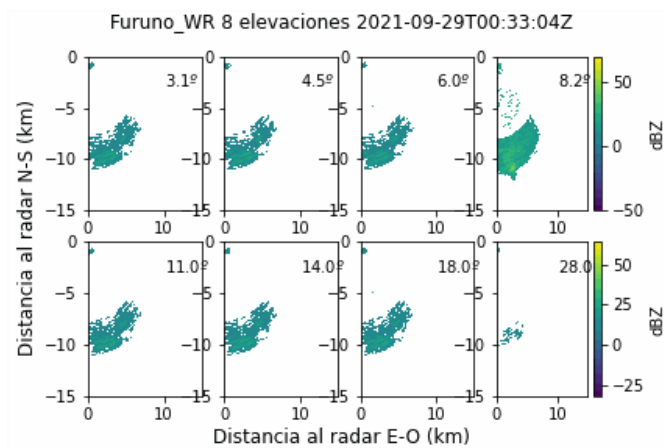
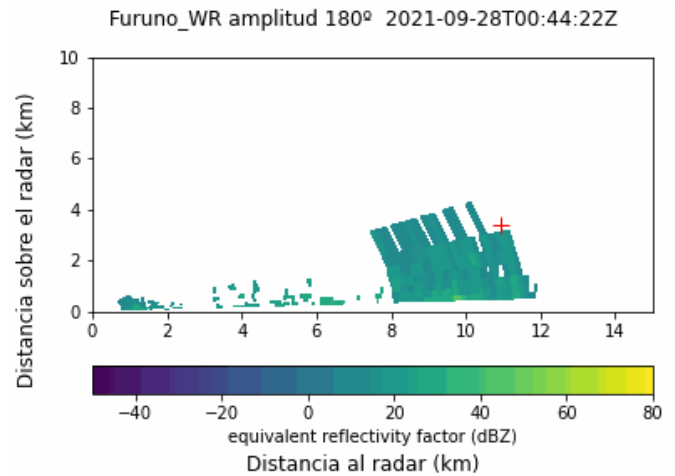
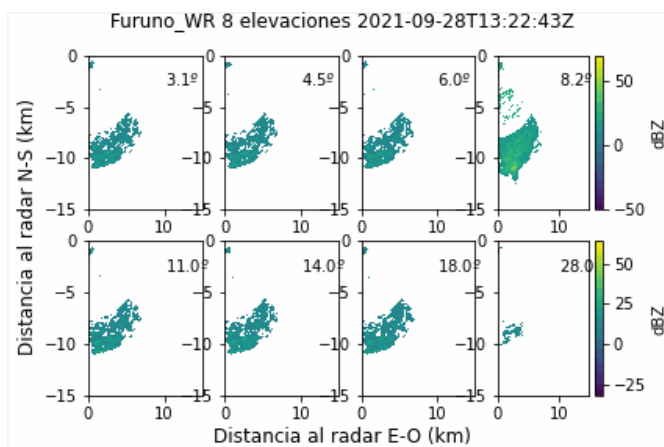


Figura 4.4: Imágenes *PPI* (izquierda) y *RHI* (derecha) de los eventos eruptivos de los días 28 (arriba) y 29 (abajo) de septiembre del 2021. Ambas imágenes muestran la posición espacial del radar meteorológico (conforme a las imágenes *PPI* y *RHI*) en sus ejes y en color la intensidad de reflectividad observada por el radar (barra de color). La cruz roja indica la altura del tope de la nube calculada.

Cada clase corresponde a la reflectividad teórica asociada a un diámetro y una concentración promedio, como se muestra en la tabla 4.2. También se agregó un término, para representar el error asociado a las mediciones de reflectividad (Z_{Hm}): este error está relacionado con las pérdidas del equipo y los diferentes procesos que afectan a la medición del radar [63]:

| Clases | Z1 | Z2 | Z3 | Z4 | Z5 | Z6 |
|---|------------------------|------------------------|-----------------------|------------------------|------------------------|-----------------------|
| Diámetro (μm) | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.1 | 0.1 | 0.1 |
| Concentración ($\frac{g}{m^3}$) | <i>ligera</i> (0.1) | <i>moderada</i> (1) | <i>intensa</i> (5) | <i>ligera</i> (0.1) | <i>moderada</i> (1) | <i>intensa</i> (5) |

Tabla 4.2: Los diámetros y concentraciones de las 6 diferentes clases de reflectividad generadas.

$$C_a \sim N(\mu, \sigma) \Rightarrow (0.1, 1, 5 : 0.5\mu_{ac}), \quad (4.1)$$

$$D_n \sim N(\mu, \sigma) \Rightarrow (0.01, 0.1 : 0.2\mu_D), \quad (4.2)$$

$$Z_{Hm} = Z_H + error(N(0, 1.4)). \quad (4.3)$$

Para cada una de las clases se realizó la distribución de tamaños de partículas con base en la ecuación 2.3, utilizando los valores de los parámetros de una función gamma (ecuación 2.5). Con las clases definidas, se realizó el calculo teórico de la reflectividad, utilizando el intervalo de C_a y D_n de cada clase (como se explica en el mapa conceptual 3.3 y la tabla 4.2). Con esto se obtiene una relación estadística para cada tipo de concentración con una reflectividad dada, así mismo se diferencia entre ceniza fina y gruesa obteniendo un rango específico de reflectividad (Z_{Hm}) para cada tamaño. En la figura 4.6 se aprecia esta relación de reflectividad con el diámetro de ceniza: ceniza fina tiene los valores más pequeños de reflectividad en comparación con diámetro mayores. Sin embargo, el intervalo de la densidad de puntos entre ceniza con concentraciones moderadas e intensas no es muy claro en ambos tamaños de ceniza.

Se ingresaron los datos teóricos de reflectividad como entrada al modelo *MAP*, donde se espera que la mayoría de los datos pertenezcan a sus respectivas clases. La figura 4.7 muestra los resultados del *MAP* para cada una de las clases

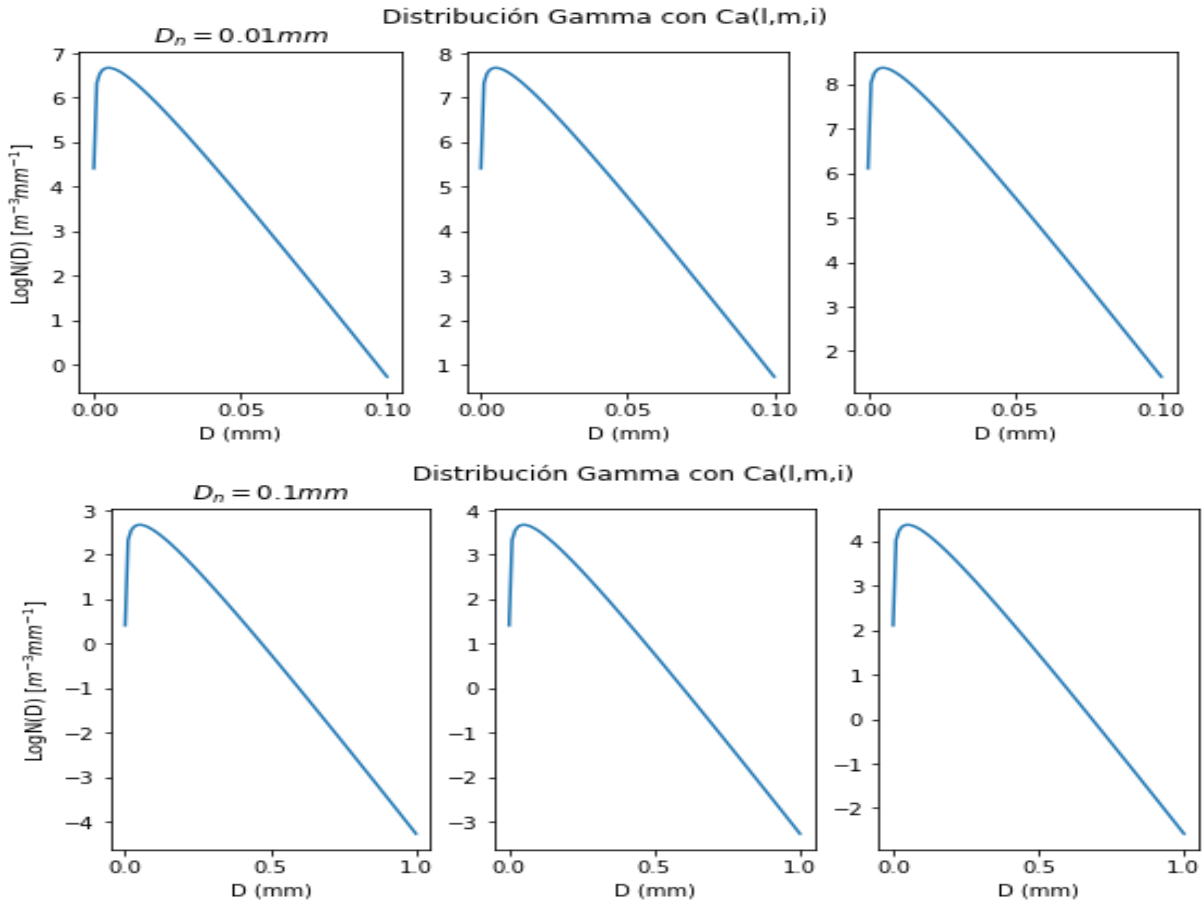


Figura 4.5: Distribución de tamaños de partícula para las 6 clases, dividida en ceniza fina (arriba) y gruesa (abajo), en tres concentraciones: ligera (l), moderada (m) e intensa (i), respectivamente. Los valores promedios son los de la tabla 4.1 y el mapa conceptual en la figura 3.2. Se tomó la densidad como $\rho_a = 1 \frac{g}{m^3}$.

generadas a partir de los valores teóricos de reflectividad, utilizando la ecuación 3.3. Las gráficas de barras indican la probabilidad de los datos en pertenecer a cada una de ellas. Cada una de las 6 clases es consistente con los diámetros y concentraciones de entrada al modelo, siendo su misma clase la de mayor probabilidad. No obstante, las cenizas gruesas fueron las que tenían una mayor probabilidad de no ser detectadas, ya que son las que contienen la mayor cantidad de clases: Z4, Z5 y Z6 tienen más tipos de clases; mientras que Z1 solamente tiene dos tipos, teniendo Z1 el 94% de que el valor de reflectividad dado al

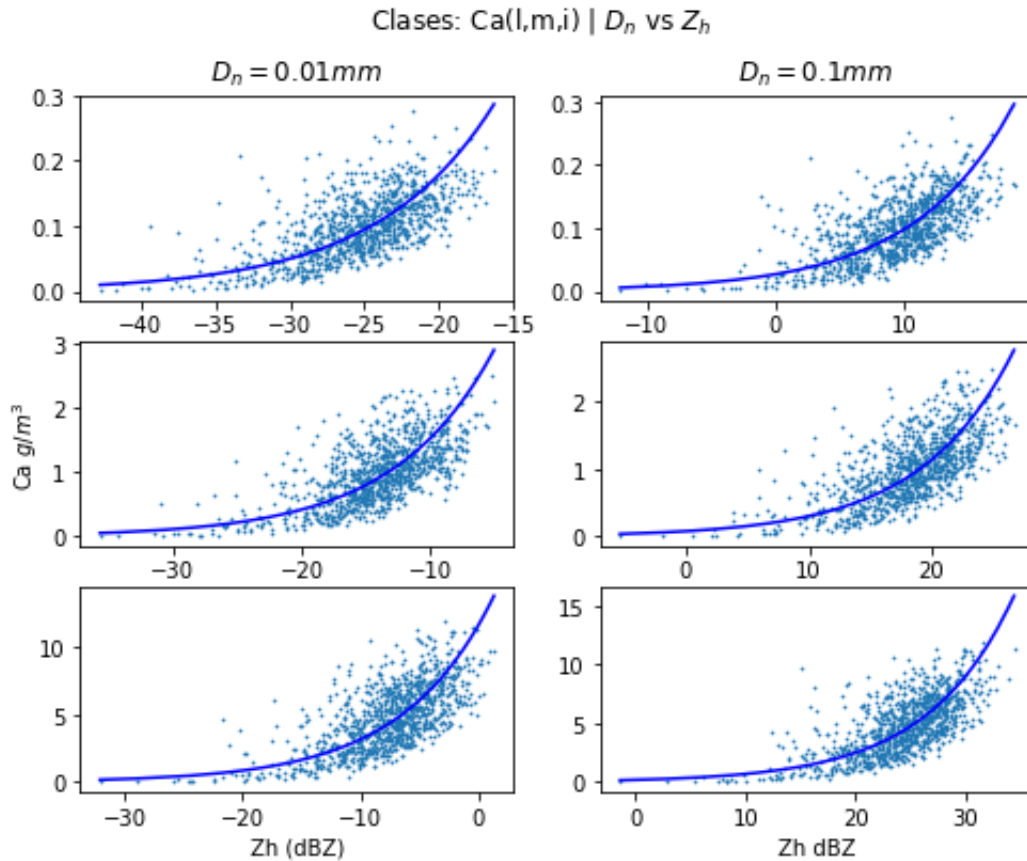


Figura 4.6: Relación estadística entre Ca y Z_{Hm} para cada clase, definida por el diámetro de la partícula y tres tipos diferentes de concentraciones: ligero (arriba), moderado (medio) e intenso(abajo). La curva de regresión se muestra en una línea continua color azul.

modelo se encuentre dentro del rango de Z_1 .

4.4. Casos de estudio: erupciones de septiembre del volcán Popocatépetl.

En el mes de septiembre del 2021 el radar meteorológico instalado en Altzomoni, obtuvo los primeros registros de nubes de ceniza. Diferentes eventos eruptivos que presentó el volcán Popocatépetl: dichos eventos fueron los días 15,

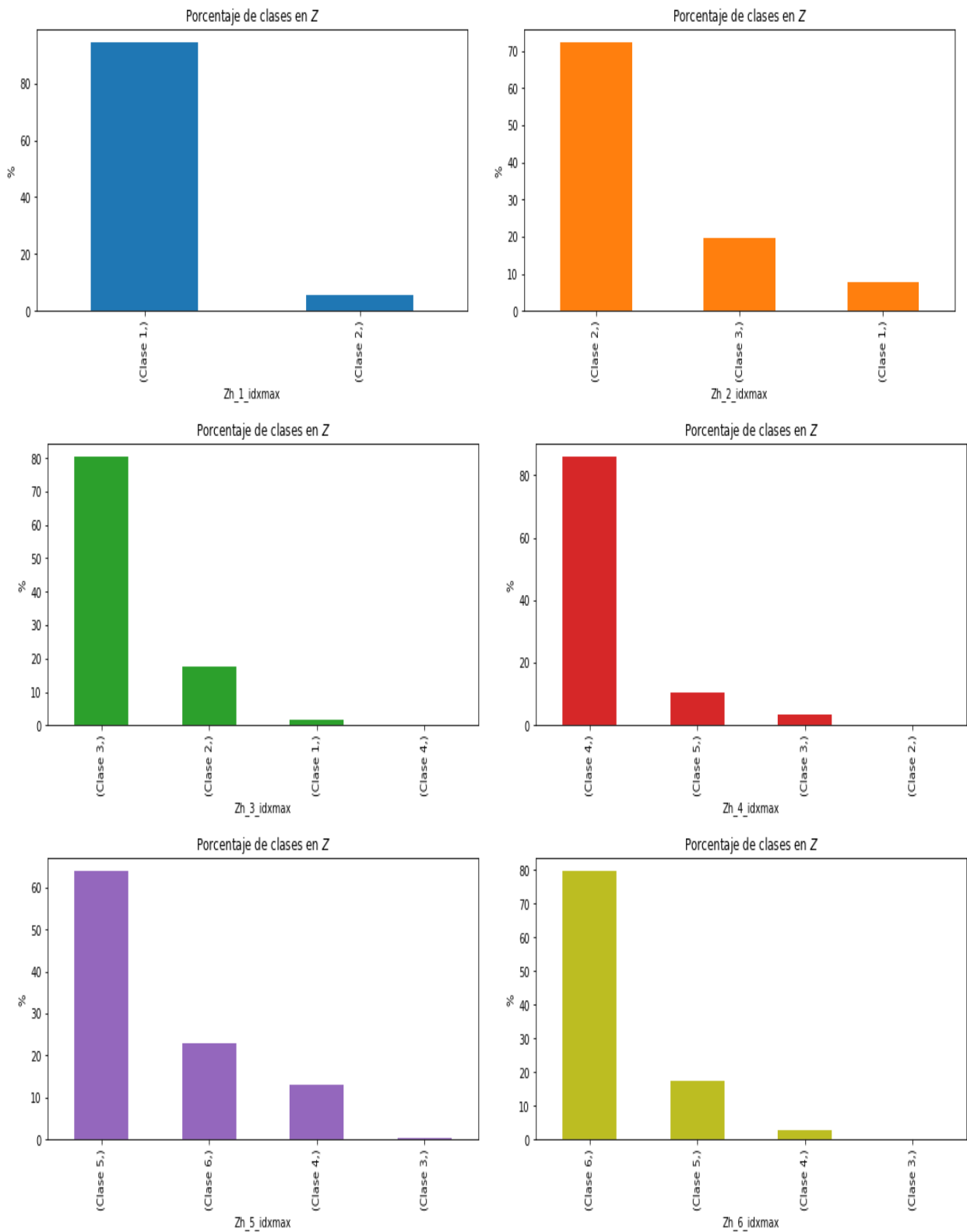


Figura 4.7: MAP para cada una de las 6 clases de reflectividades teóricas.

16, 17, 26, 27, 28 y 29 de dicho mes. Las figuras 4.3, 4.4, 4.8 y 4.10 son algunas de las imágenes *PPI* y *RHI* obtenidas del radar meteorológico de los días 15, 16, 28 y 29. Se elaboraron animaciones *gif*, en función del tiempo de cada evento, con el objetivo de visualizar gráficamente la evolución de la nube de ceniza. Los eventos registrados tuvieron diferentes duraciones y alturas máximas (ver figuras 4.1 y 4.2); el 16 de septiembre se registró el evento de menor duración y el día 17 se registró la mayor altura entre todas las nubes de cenizas.

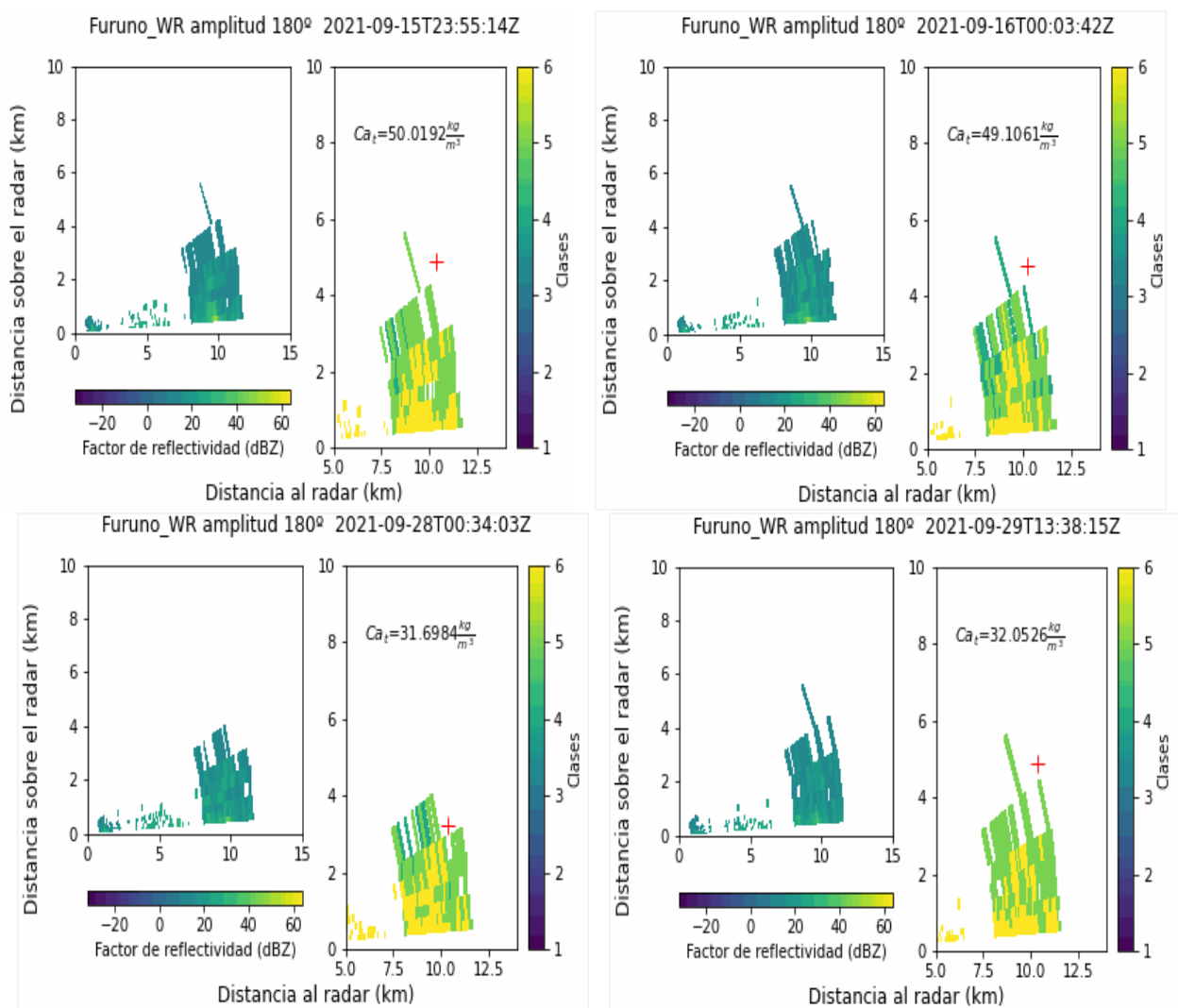


Figura 4.8: Imágenes RHI de las reflectividades del radar (izquierda) y las generadas por el modelo de clases (derecha) para los eventos eruptivos registrados en los días 15, 16, 28 y 29 de septiembre del 2021. La cruz roja indica la altura calculada del tope de la nube de cenizas. Ca_t es la concentración total calculada por el modelo.

Ambas figuras (4.8 y 4.10) muestran el modelo de clases generado, con lo cual se obtiene un estimado del diámetro y la concentración de toda la nube de ceniza. Sin embargo, la figura *RHI* nos facilita la visualización de la distribución vertical de partículas y concentraciones en la nube de cenizas, así como la distribución vertical en las concentraciones y diámetros. Mientras que las imágenes *PPI* nos proporciona la observación radial de la distribución espacial de dicha nube y su concentración en cada nivel de elevación.

Las clases generadas nos permiten asociar un diámetro y una concentración a cada valor de reflectividad observado por el radar meteorológico. Por lo tanto, se puede tener una aproximación de la concentración total de partículas en la nube de cenizas emitidas en cada evento del Popocatepetl. C_{a_t} en las imágenes *RHI* de la figura 4.8 representa la concentración total de la nube de ceniza para un escaneo completo. Es decir, que para el día 15 de septiembre a las 23:55:14 (arriba a la izquierda en la figura 4.8), la concentración total de la nube fue de $50.019 \frac{kg}{m^3}$.

La cruz roja en la imagen *RHI* (figura 4.8) indica la altura máxima de la nube de ceniza. Esta fue calculada a partir de la ecuación 3.1 y corresponde a la altura máxima en la que el radar tiene su medición más alta de reflectividad sobre el radar.

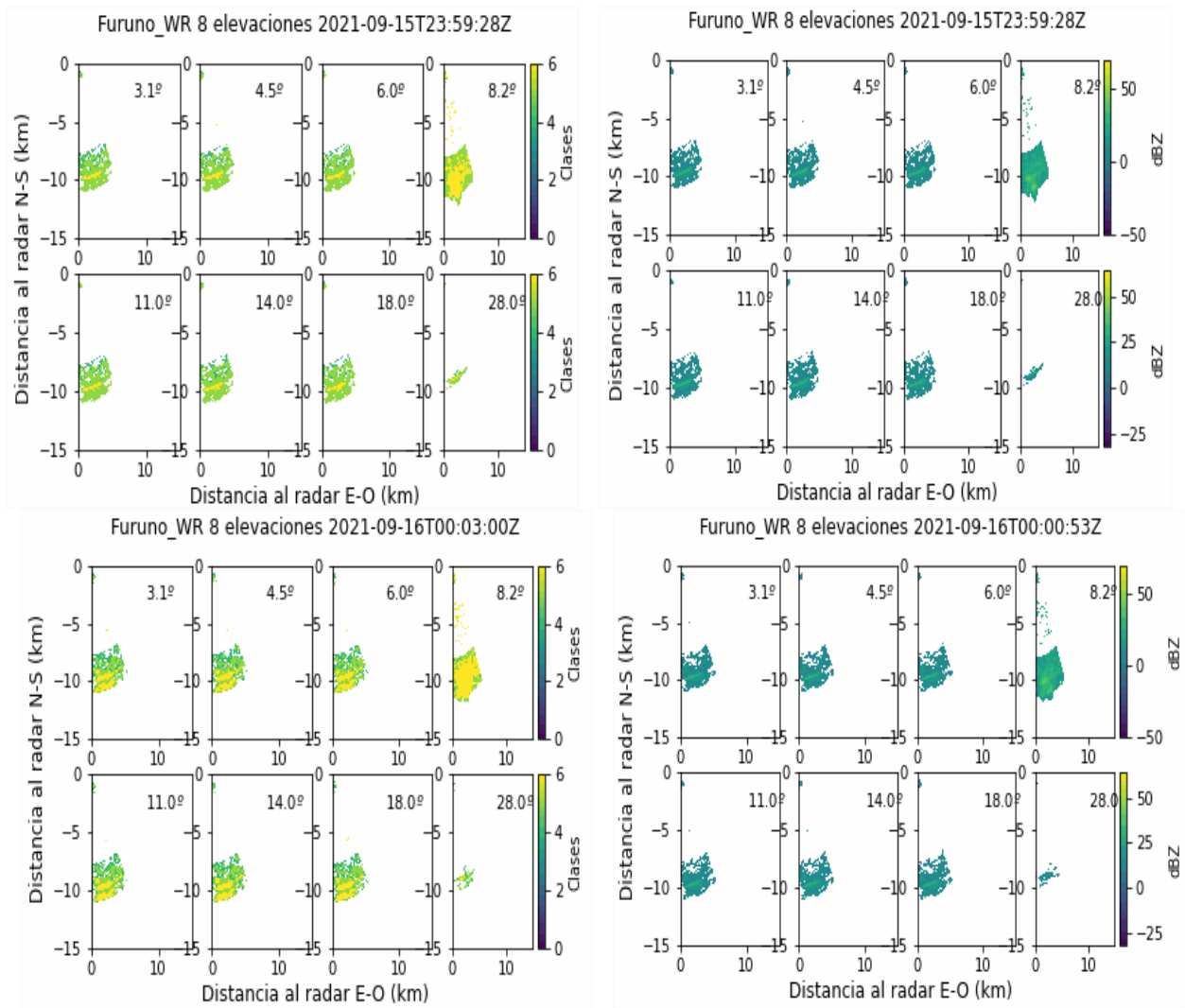


Figura 4.9: Imágenes PPI generadas por el modelo de clases (izquierda) y reflectividades observadas por el radar meteorológico (derecha) para los días 15 y 16 de septiembre del 2021. Los ejes representan la posición espacial del radar respecto a la nube de cenizas. Los grados de elevación del radar para cada escaneo se encuentra arriba en cada imagen PPI del radar.

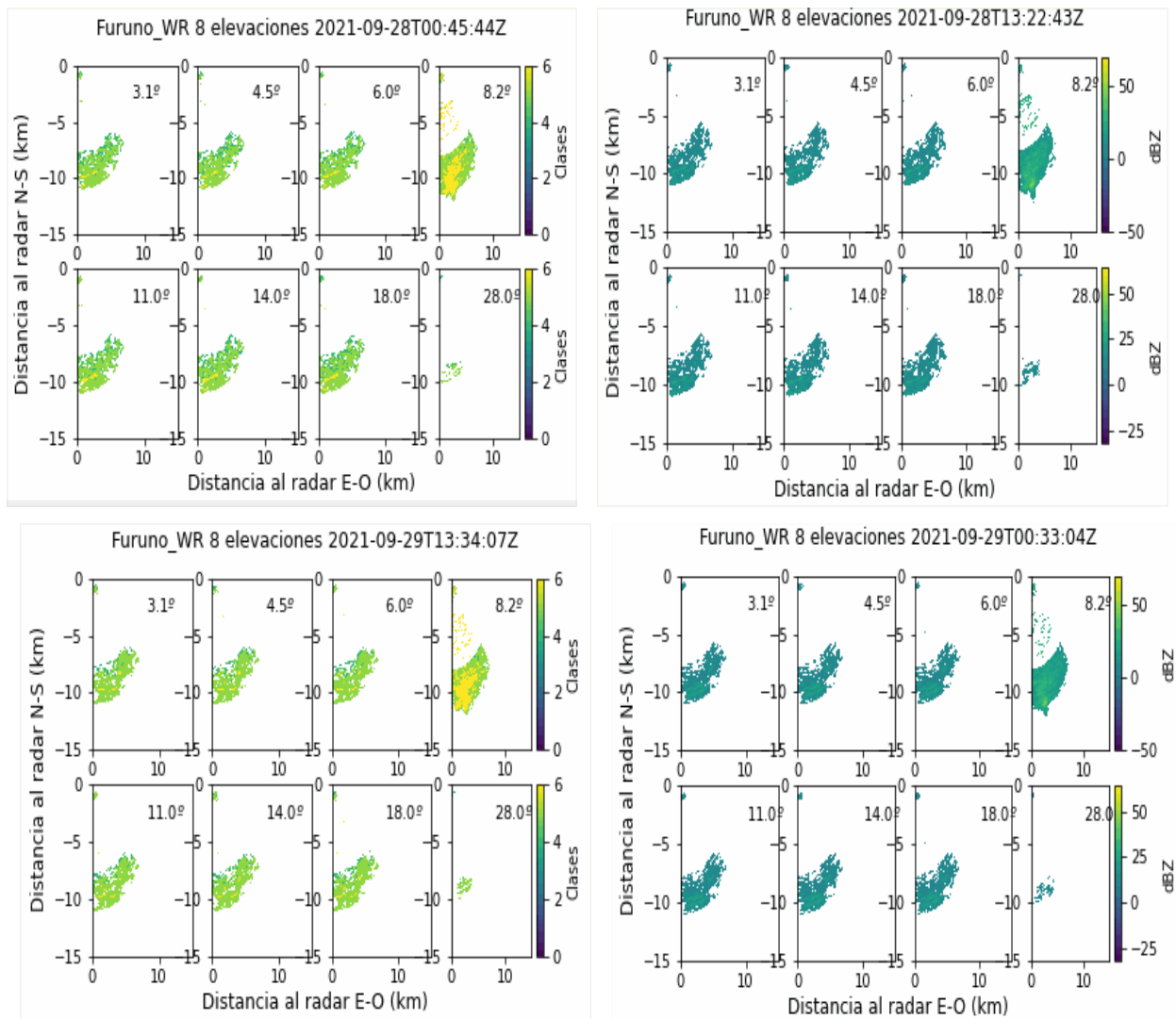


Figura 4.10: Imágenes PPI generadas por el modelo de clases (izquierda) y reflectividades observadas por el radar meteorológico (derecha) para los días 28 y 29 de septiembre del 2021. Los ejes representan la posición espacial del radar respecto a la nube de cenizas. Los grados de elevación del radar para cada escaneo se encuentra arriba en cada imagen PPI del radar.

Capítulo 5

Discusión y conclusiones

Algo a destacar es la altura máxima calculada, ya que corresponde a la posición del tope de la nube de cenizas, como se ve en la figura 4.8. Por ende, con los cálculos realizados se puede obtener la altura del tope de la nubes de ceniza registradas por el radar meteorológico en Altzomoni, proporcionando los datos de entrada a los modelos de dispersión atmosférica.

La clasificación de reflectividad en función de la concentración y diámetro de las partículas de ceniza, es una buena alternativa a la solución de este problema inverso. El modelo de clases elaborado en este trabajo, fue consistentes con los datos teóricos de reflectividad (ver figura 4.7). Aunque el modelo sugiere que las partículas gruesas presentan una mayor probabilidad de ser sobre estimadas. Este resultado contrasta con el trabajo de Marzano et al. [60], donde las partículas finas tienen menor probabilidad de ser detectadas. No obstante, el modelo realizado por Marzano et al. [60] utiliza un diámetro extra, lapilli, por lo que tiene 9 clases en total.

A partir de la clasificación de reflectividades registradas por el radar meteorológico en el Altzomini, se puede conocer la estructura vertical de la nube de cenizas en función de su concentración de partículas; así como la concentración

total de la nube de cenizas. Sin embargo, las concentraciones son una aproximación, principalmente porque el modelo consta de dos diámetros de partículas, de manera que nuestro modelo de clases indica que las partículas de ceniza con diámetro fino tiene mayor probabilidad de ser correctamente detectada: por otra parte, las partículas de diámetro grueso tienen mayor susceptibilidad de ser confundidas con cenizas de diámetros mayores. Debido a esto, las concentraciones de ceniza gruesa pueden estar sobrestimadas. Una solución a este problema es la implementación de diversos diámetros dentro del modelo, lo que implicaría tomar en cuenta la dispersión tipo Mie.

Cabe mencionar que los algoritmos generados en este trabajo sirvieron para los datos de todas las explosiones del mes de septiembre. Estos datos fueron transformados de extensión *.scn* a *.nc*, utilizando el convertidor de 'FURUNO WR'.

5.1. Trabajo a futuro

Aunque este trabajo presenta una buena aproximación en la detección de ceniza volcánica y sus concentraciones, aún queda trabajo por hacer. A continuación se enlistan algunos puntos a mejorar en este trabajo:

- Introducción de más diámetros de ceniza en el modelo.
- Información *a priori* sobre la distribución de tamaños y concentraciones de observaciones anteriores, ya sea de satélites, vuelos tripulados y láser. O bien, ir actualizando la información con base en la información arrojada por los cálculos y algoritmos generados en este trabajo.

- Implementación de una distribución de densidades de los tamaños de ceniza, ya que no todo el espectro de partículas dentro de la nube de ceniza contiene los mismos compuestos.
- Aproximar los valores de reflectividad que permitan considerar: una erupción en presencia de precipitación (este caso puede alterar los resultados del algoritmo).

Bibliografía

- [1] Steven Carey and Marcus Bursik. Volcanic plumes. In *The encyclopedia of volcanoes*, pages 571–585. Elsevier, 2015.
- [2] Michel Rosengaus Moshinsky. Fundamentos de radares meteorológicos: aspectos clásicos (primera de dos partes). *Tecnología y ciencias del agua*, 10(1):55–74, 1995.
- [3] Carlos Valdés, G González, A Arciniega, M Guzmán, E Nava, C Gutiérrez, Miguel A Santoyo, et al. Sismicidad del volcán popocatepetl a partir del 21 de diciembre de 1994 al 30 de 1995. In *Volcán Popocatépetl Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995*, pages 129–38. México. Comité Científico Asesor CENAPRED-UNAM, 1995.
- [4] Patricia Plunket and Gabriela Uruñuela. Monografías. estudios geológicos y actualización del mapa de peligros del volcán popocatépetl :memoria técnica del mapa de peligros del volcán popocatépetl. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170(1-2):111–120, 2008.
- [5] Peter Hoffmann, Claire Merker, Katharina Lengfeld, and Felix Ament. The hamburg tornado (7 june 2016) from the perspective of low-cost high-

- resolution radar data and weather forecast model. *Atmospheric Research*, 211:1–11, 2018.
- [6] Frank S Marzano, Errico Picciotti, Mario Montopoli, and Gianfranco Vulpiani. Inside volcanic clouds: Remote sensing of ash plumes using microwave weather radars. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94(10):1567–1586, 2013.
- [7] Yoshihiro Sawada. Eruption cloud echo measured with c-band weather radar. In *2nd International Conference on Volcanic Ash and Aviation Safety* U. S. Geological Survey National Oceanic and Atmospheric Administration Federal Aviation Administration National Aeronautics and Space Administration Smithsonian Associates Air Line Pilots Association Meteorological Service, Canada International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior Tenix Corporation, 2004.
- [8] Frank Silvio Marzano, Gianfranco Vulpiani, and William I Rose. Microphysical characterization of microwave radar reflectivity due to volcanic ash clouds. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 44(2): 313–327, 2006.
- [9] JR Riehle, WI Rose, DJ Schneider, TJ Casadevall, and JS Langford. Unmanned aerial sampling of a volcanic ash cloud. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 75(12):137–138, 1994.
- [10] William I Rose and David J Schneider. Satellite images offer aircraft protection from volcanic ash clouds. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 77(52):529–532, 1996.

- [11] Fred Prata and Bill Rose. Volcanic ash hazards to aviation. In *The Encyclopedia of Volcanoes*, pages 911–934. Elsevier, 2015.
- [12] David J Delene, William I Rose, and Norman C Grody. Remote sensing of volcanic ash clouds using special sensor microwave imager data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B5):11579–11588, 1996.
- [13] Frank Silvio Marzano, Stefano Barbieri, Errico Picciotti, and Sigrún Karlsdóttir. Monitoring subglacial volcanic eruption using ground-based c-band radar imagery. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 48(1):403–414, 2009.
- [14] DAVID M Harris, WILLIAM I Rose Jr, R Roe, MR Thompson, PW Lipman, and DR Mullineaux. Radar observations of ash eruptions. *The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washington*, 1250:323–333, 1981.
- [15] Frank S Marzano, Stefano Barbieri, Errico Picciotti, and Gianfranco Vulpiani. Microwave radar remote sensing of plinian volcanic ash clouds for aviation hazard and civil protection applications. In *2007 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, pages 3748–3751. IEEE, 2007.
- [16] Andrew Maskrey, O Cardona, V García, A Lavell, JM Macías, G Romero, GW Chau, et al. *Los desastres no son naturales*. 1993.
- [17] Ramón Ortiz. *Riesgo volcánico*. Servicio de Publicaciones, Excmo. Cabildo de Lanzarote, 1996.

- [18] Patricia Plunket and Gabriela Uruñuela. Mountain of sustenance, mountain of destruction: The prehispanic experience with popocatepetl volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170(1-2):111–120, 2008.
- [19] Zygmunt J Przedpelski and Thomas J Casadevall. Impact of volcanic ash from 15 december 1989. In *Volcanic Ash and Aviation Safety: Proceedings of the First International Symposium on Volcanic Ash and Aviation Safety*, number 2047, page 129. US Government Printing Office, 1994.
- [20] Marianne Guffanti, Gari C Mayberry, Thomas J Casadevall, and Richard Wunderman. Volcanic hazards to airports. *Natural hazards*, 51(2):287–302, 2009.
- [21] Andrew P Schurer, Gabriele C Hegerl, Jürg Luterbacher, Stefan Brönnimann, Tim Cowan, Simon FB Tett, Davide Zanchettin, and Claudia Timmreck. Disentangling the causes of the 1816 european year without a summer. *Environmental Research Letters*, 14(9):094019, 2019.
- [22] Stephen Self, Millard F Coffin, Michael R Rampino, and John A Wolff. Large igneous provinces and flood basalt volcanism. In *The Encyclopedia of Volcanoes*, pages 441–455. Elsevier, 2015.
- [23] Graham Veitch and Andrew W Woods. Particle aggregation in volcanic eruption columns. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B11):26425–26441, 2001.
- [24] Bernd Zimanowski, Kenneth Wohletz, Pierfrancesco Dellino, and Ralf Büttner. The volcanic ash problem. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 122(1-2):1–5, 2003.

- [25] Costanza Bonadonna, Antonio Costa, Arnau Folch, and Takehiro Koyaguchi. Tephra dispersal and sedimentation. In *The Encyclopedia of Volcanoes*, pages 587–597. Elsevier, 2015.
- [26] Frank S Marzano, Luigi Mereu, Simona Scollo, Franck Donnadieu, and Costanza Bonadonna. Tephra mass eruption rate from ground-based x-band and l-band microwave radars during the november 23, 2013, etna paroxysm. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 58(5):3314–3327, 2019.
- [27] Gian Paolo Gobbi, Fernando Congeduti, and Alberto Adriani. Early stratospheric effects of the pinatubo eruption. *Geophysical research letters*, 19(10):997–1000, 1992.
- [28] KH Wohletz, MF Sheridan, and WK Brown. Particle size distributions and the sequential fragmentation/transport theory applied to volcanic ash. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B11):15703–15721, 1989.
- [29] K. Cashman and A. Rust. Introduction. In Shona Mackie, Katharine Cashman, Hugo Ricketts, Alison Rust, and Matt Watson, editors, *Volcanic Ash*, pages 5–22. Elsevier, 2016. ISBN 978-0-08-100405-0. doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-100405-0.00002-1>. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780081004050000021>.
- [30] References. In Shona Mackie, Katharine Cashman, Hugo Ricketts, Alison Rust, and Matt Watson, editors, *Volcanic Ash*, pa-

ges 251–283. Elsevier, 2016. ISBN 978-0-08-100405-0. doi:
<https://doi.org/10.1016/B978-0-08-100405-0.16001-X>. URL
[https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/
B978008100405016001X](https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B978008100405016001X).

- [31] Costanza Bonadonna and Jeremy C Phillips. Sedimentation from strong volcanic plumes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B7), 2003.
- [32] C Newhall and Rhttps Hoblitt. Constructing event trees for volcanic crises. *Bulletin of Volcanology*, 64(1):3–20, 2002.
- [33] Peter J Baxter, Robert S Bernstein, Henry Falk, Jean French, and Roy Ing. Medical aspects of volcanic disasters: an outline of the hazards and emergency response measures. *Disasters*, 6(4):268–276, 1982.
- [34] Peter J Baxter, Roy Ing, Henry Falk, and Brian Plikaytis. Mount st. helens eruptions: the acute respiratory effects of volcanic ash in a north american community. *Archives of Environmental Health: An International Journal*, 38(3):138–143, 1983.
- [35] Shane J Cronin and Donald S Sharp. Environmental impacts on health from continuous volcanic activity at yasur (tanna) and ambrym, vanuatu. *International Journal of Environmental Health Research*, 12(2):109–123, 2002.
- [36] I Wakisaka, A Takano, and N Watanabe. Health effects of volcanic ashes of mt. sakurajima. *Jpn J Pub Health*, 25:455–461, 1978.

- [37] Claire J Horwell. Grain-size analysis of volcanic ash for the rapid assessment of respiratory health hazard. *Journal of Environmental Monitoring*, 9 (10):1107–1115, 2007.
- [38] David E Damby, Claire J Horwell, Gudrun Larsen, Thorvaldur Thordarson, Maura Tomatis, Bice Fubini, and Ken Donaldson. Assessment of the potential respiratory hazard of volcanic ash from future icelandic eruptions: a study of archived basaltic to rhyolitic ash samples. *Environmental Health*, 16(1):1–15, 2017.
- [39] Claire J Horwell, Benedict J Williamson, Ken Donaldson, Jennifer S Le Blond, David E Damby, and Leon Bowen. The structure of volcanic cristobalite in relation to its toxicity; relevance for the variable crystalline silica hazard. *Particle and Fibre Toxicology*, 9(1):1–11, 2012.
- [40] David E Damby, Claire J Horwell, Peter J Baxter, Ulrich Kueppers, Max Schnurr, Donald B Dingwell, and Peter Duewell. Volcanic ash activates the nlrp3 inflammasome in murine and human macrophages. *Frontiers in immunology*, 8:2000, 2018.
- [41] Anna Lähde, Sigurbjörg Sæunn Gudmundsdottir, Jorma Joutsensaari, Unto Tapper, Jarno Ruusunen, Mika Ihalainen, Tommi Karhunen, Tiina Torvela, Jorma Jokiniemi, Kristiina Järvinen, et al. In vitro evaluation of pulmonary deposition of airborne volcanic ash. *Atmospheric Environment*, 70:18–27, 2013.
- [42] Thomas Wilson, Jim Cole, Shane Cronin, Carol Stewart, and David Johns-

- ton. Impacts on agriculture following the 1991 eruption of vulcan hudson, patagonia: lessons for recovery. *Natural Hazards*, 57(2):185–212, 2011.
- [43] Paul Martin Ayrís and Pierre Delmelle. The immediate environmental effects of tephra emission. *Bulletin of volcanology*, 74(9):1905–1936, 2012.
- [44] Laura Wolinski, Cecilia Laspoumaderes, Marcela Bastidas Navarro, Beatriz Modenutti, and Esteban Balseiro. The susceptibility of cladocerans in north andean patagonian lakes to volcanic ashes. *Freshwater Biology*, 58(9):1878–1888, 2013.
- [45] He Be Akberali and ER Trueman. Effects of environmental stress on marine bivalve molluscs. In *Advances in marine biology*, volume 22, pages 101–198. Elsevier, 1985.
- [46] Fukushima Shirakawa and Kyushima. Experimental studies on the effects of mt. sakurajima volcanic ashes on the respiratory organs. *Sangyo Igaku*, 26(2):130–146, 1984.
- [47] L Wilson, RSJ Sparks, TC Huang, and ND Watkins. The control of volcanic column heights by eruption energetics and dynamics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 83(B4):1829–1836, 1978.
- [48] Clive Oppenheimer. Climatic, environmental and human consequences of the largest known historic eruption: Tambora volcano (indonesia) 1815. *Progress in physical geography*, 27(2):230–259, 2003.
- [49] Christiane Textor, Hans-F Graf, Michael Herzog, Josef M Oberhuber, William I Rose, and Gerald GJ Ernst. Volcanic particle aggregation in ex-

- plosive eruption columns. part i: Parameterization of the microphysics of hydrometeors and ash. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 150(4):359–377, 2006.
- [50] William I Rose. Interaction of aircraft and explosive eruption clouds-a volcanologist’s perspective. *AIAA journal*, 25(1):52–58, 1987.
- [51] AJ Prata and A Tupper. Aviation hazards from volcanoes: the state of the science, 2009.
- [52] G. Wilson, T.M. Wilson, N.I. Deligne, and J.W. Cole. Volcanic hazard impacts to critical infrastructure: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 286:148–182, 2014. ISSN 0377-0273. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.08.030>. URL <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S03770273>
- [53] AL Martin-Del Pozzo, T González-Morán, R Espinasa-Pereña, MA Butron, and M Reyes. Characterization of the recent ash emissions at popocatepetl volcano, mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170 (1-2):61–75, 2008.
- [54] Mark Yeary, Boon L Cheong, James M Kurdzo, Tian-You Yu, and Robert Palmer. A brief overview of weather radar technologies and instrumentation. *IEEE Instrumentation & Measurement Magazine*, 17(5):10–15, 2014.
- [55] JR Probert-Jones. The radar equation in meteorology. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 88(378):485–495, 1962.

- [56] David M Harris and William I Rose Jr. Estimating particle sizes, concentrations, and total mass of ash in volcanic clouds using weather radar. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 88(C15):10969–10983, 1983.
- [57] Frank Silvio Marzano, Sara Marchiotto, Christiane Textor, and David J Schneider. Model-based weather radar remote sensing of explosive volcanic ash eruption. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote sensing*, 48(10):3591–3607, 2010.
- [58] Henri Sauvageot. Radar meteorology. artech house. *Inc. Norwood, MA*, 1992.
- [59] Lionel Wilson. Explosive volcanic eruptions-ii the atmospheric trajectories of pyroclasts. *Geophysical Journal International*, 30(4):381–392, 1972.
- [60] Frank Silvio Marzano, Stefano Barbieri, Gianfranco Vulpiani, and William I Rose. Volcanic ash cloud retrieval by ground-based microwave weather radar. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 44(11):3235–3246, 2006.
- [61] JS Marshall and KLS Gunn. Measurement of snow parameters by radar. *Journal of Atmospheric Sciences*, 9(5):322–327, 1952.
- [62] V N Bringi and V Chandrasekar. *Polarimetric Doppler weather radar: principles and applications*. Cambridge university press, 2001.
- [63] Frank Silvio Marzano, Errico Picciotti, Gianfranco Vulpiani, and Mario Montopoli. Synthetic signatures of volcanic ash cloud particles from x-band dual-polarization radar. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 50(1):193–211, 2011.

- [64] Amiel Nieto-Torres, Martin-Del Pozzo, and Ana Lillian. Ash emission from a long-lived eruption at Popocatepetl volcano and mapped respiratory effects. *Bulletin of Volcanology*, 83(11):1–17, 2021.
- [65] Takehiro Koyaguchi and Marekazu Ohno. Reconstruction of eruption column dynamics on the basis of grain size of tephra fall deposits: 1. methods. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B4):6499–6512, 2001.
- [66] Michael Herzog, Hans-F Graf, Christiane Textor, and Josef M Oberhuber. The effect of phase changes of water on the development of volcanic plumes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 87(1-4):55–74, 1998.