



Estudio de las Descargas Eléctricas Asociadas a la Actividad Volcánica en los Andes.

Daiana M. Baissac

Director: Dra. M. Gabriela Nicora
Codirectores: Dra. Gabriela. A. Badi y
Dr. Eldo E. Ávila

Tesis presentada para optar por el grado de
Doctora en Geofísica

Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas
Universidad Nacional de La Plata

La Plata

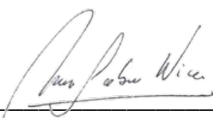
Julio 2023

Estudio de las Descargas Eléctricas Asociadas a la Actividad Volcánica en los Andes.

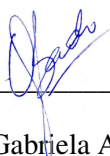
Daiana M. Baissac



Directores



Dra. M. Gabriela Nicora



Dra. Gabriela A. Badi

Miembros del jurado: Dr. Mauricio Gende, Dr. Corrado Cimorelli y Dr. Antonio Saravia



Dr. Mauricio Gende

Presidente del Jurado ¹

¹ Se incluye la firma del Presidente del Jurado quien avala que dicho ejemplar es la versión final de la Tesis defendida, incluyendo las modificaciones menores sugeridas por el Jurado en los casos que corresponda.

Resumen

Los volcanes forman parte de nuestra historia. Sus relieves dominantes, los productos asociados a los volcanes activos, como fumarolas, movimientos sísmicos y emisiones de partículas y gases, son recuerdos constantes e ineludibles de una tierra dinámica, en constante cambio. A pesar de los avances en tecnología y conocimiento, las erupciones volcánicas siguen representando un riesgo importante para la salud, infraestructuras, aviación y actividades económicas. En particular, las plumas volcánicas pueden tener un impacto significativo en regiones distantes al volcán en actividad.

La actividad eléctrica volcánica varía según la región de la pluma implicada y la dinámica de la erupción. Se dividen en tres tipos: descargas de conducto (*vent discharges*), descargas cercanas al conducto (*Near-vent lightning*) y descargas de pluma (*Plume lightning*). Las dos primeras son de baja intensidad y corta longitud, mientras que las descargas de pluma pueden alcanzar intensidades mayores y grandes longitudes, similares a las descargas meteorológicas típicas. La detección remota de actividad eléctrica en la columna eruptiva y nube volcánica puede resultar útil como herramienta complementaria para detectar erupciones explosivas y la presencia de ceniza volcánica en la atmósfera, permitiendo advertir a las comunidades aledañas y poner a resguardo aviones que transiten la región.

En el transcurso de esta tesis, se comienza con una introducción sobre la actividad eléctrica volcánica, enunciando los objetivos generales y particulares planteados en la misma. Continúa con la descripción los procesos de electrificación involucrados en cada fase de una erupción volcánica explosiva y su influencia en la actividad eléctrica resultante, para pasar luego a detallar los sistemas de detección y localización de descargas eléctricas existentes.

Hacia el final de la tesis, se realiza un estudio sobre la actividad eléctrica atmosférica y las descargas eléctricas asociada a eventos volcánicos ocurridos en las últimas décadas en la región de los Andes, principalmente argentino-chilenos, utilizando los datos disponibles de la red global World Wide Lightning Location Network (WWLLN). Con estos datos y la información del proyecto “WWLLN Ash Cloud Monitor”, se desarrollan mejoras en el sistema de alerta de actividad volcánica basado en la detección de descargas eléctricas, mediante la creación de la plataforma web Georayos - VolcanoAr. Con esta plataforma, se pretende proporcionar una herramienta de rápida interpretación mediante un código de colores en un mapa georreferenciado y reducir las falsas alertas emitidas mediante la modificación de las condiciones que disparan las mismas.

Finalmente, se presentan casos de estudio sobre erupciones recientes (desde el 2018 en adelante), utilizando redes terrestres y satelitales de más reciente desarrollo en la detección de descargas eléctricas, como la red terrestre Earth Networks Lightning Network (ENTLN) y el sensor Geostationary Lightning Mapper (GLM) a bordo del satélite geoestacionario GOES-16, como también otras herramientas de sensado remoto, para analizar las características de las descargas eléctricas volcánicas de pluma y su relación con el desarrollo de la pluma volcánica.

Abstract

Volcanoes are part of our history. Their dominant prominence, the products associated with active volcanoes, such as fumaroles, seismic movements and emissions of particles and gases, are constant and inescapable reminders of a dynamic and ever-changing Earth. Even with advances in technology and knowledge, volcanic eruptions continue to pose a significant risk to health, infrastructure, aviation and economic activities. In particular, volcanic plumes can have a significant impact in regions far from the active volcano.

Volcanic electrical activity is a function of the region of the plume and the dynamics of the eruption. They are classified into three types: vent discharges, near vent lightning, and plume lightning. The first two are of low intensity and short duration, while plume lightning can reach higher intensities and greater lengths, similar to typical meteorological lightning. Remote detection of electrical activity in the eruptive column and volcanic cloud can be useful as a complementary tool for detecting explosive eruptions and the presence of volcanic ash in the atmosphere, which allows alerting nearby communities and warning aircraft transiting the region.

The Thesis begins with an introduction to volcanic electrical activity, presenting its general and specific objectives. It continues with a description of the electrification processes involved in each phase of an explosive volcanic eruption and their influence on the resulting electrical activity, and then details the existing systems for detection and localization of electrical discharges.

Towards the end of the Thesis, there is a study of the atmospheric electrical activity and electrical discharges associated with volcanic events occurred in the last decades in the Andean region, mainly in Argentina and Chile, using the data available from the World Wide Lightning Location Network (WWLLN). With this data and the information from the "WWLLN Ash Cloud Monitor" project, improvements are being made to the volcanic activity warning system based on the detection of electrical discharges through the creation of the web platform Georayos - VolcanoAr. This platform is intended to provide a quick interpretation tool through a color code on a georeferenced map and to reduce false alerts issued by adjusting the conditions that trigger them.

Finally, we present case studies of recent eruptions (from 2018), using ground and satellite networks of more recent development in lightning location systems, such as the Earth Networks Lightning Network (ENTLN) and the Geostationary Lightning Mapper (GLM) sensor on board the GOES-16 geostationary satellite, as well as other remote sensing tools to analyze the characteristics of lightning from volcanic plumes and their relationship with the development of the plumes.

Agradecimientos

Los logros de la vida, jamás los cumplimos solos. Cada paso, cada avance o retroceso y cada momento transcurrido hacia la meta propuesta, es compartido con diferentes personas que, de alguno u otro modo fueron esenciales para alcanzarlos. Es por esto, que quiero dedicar este momento para hacerles llegar mi agradecimiento.

En primer lugar a mi Familia: mis padres, por estar presentes, brindando su apoyo incondicional, sus conocimientos sobre la vida e inculcarme los valores que rigen la mía. Gracias por permitirme ser y hacer, por respetar mis opiniones desde pequeña y educarme desde el amor y el respeto. Siempre serán mi ejemplo a seguir. A mis hermanos, que me acompañan desde las risas hasta los llantos y están disponibles en todo momento sin importar las distancias. A Lolo y Pipe a quienes espero con todo mi amor; y a mis abuelos y mi tía que terminan de formar este núcleo familiar que muchas veces hace de refugio y que me da la fuerza y energía para encarar lo que me proponga.

A Pau y Naty, a mis amigos de siempre y a los que vinieron en el camino, con los que compartimos de forma presencial o solo por mensajes nuestro día a día y hacen mas ameno todo, muchas gracias.

En particular, quiero agradecer a las personas que encontré en el transcurso del trabajo de tesis. A mi directora, la Dra. Nicora a quien admiro no solo desde lo profesional, sino también como la mujer de gran fuerza y generosidad que es. Gracias por la paciencia, por haberme acompañado en todos los aspectos durante el proceso de aprendizaje, apoyarme y dejarme formar parte de este grupo. A mis codirectores, tanto al Dr. Ávila que me apoyó y acompañó, como también a la Dra. Badi; gracias a ambos por la disponibilidad y el tiempo brindados siempre, incluso en horarios o días de descanso, para responder mis consultas o dudas durante la ejecución de la tesis. A todos los integrantes de la División Atmósfera: Juan, Facu, Elian y Raulito, quién siempre se brinda de buena manera para resolver cualquier inconveniente en el laboratorio; y a los integrantes que fueron llegando en los últimos años, gracias por mantener y promover una atmósfera de trabajo sana y de compañerismo que permitió que el tiempo de trabajo allí sea agradable y entretenido.

Quiero agradecer a todos los profesores y profesionales con los que me crucé, que siempre con entusiasmo y vocación brindaron sus conocimientos de manera generosa. A todo el personal del CITEDEF / UNIDEF y al de la Facultad; en especial, a Silvi y a Mercedes, que trabajan muchísimo y siempre están atentas ayudando en lo que puedan para que todo salga a tiempo y bien.

Finalmente, a Eddy a quién no le importa cómo haya sido el día; siempre me espera feliz al llegar a casa.

Índice general

1. Introducción	8
1.1. Introducción general	8
1.2. Objetivos	12
1.2.1. Objetivo general	12
1.2.2. Objetivos específicos	12
1.3. Estado del arte	12
1.4. Organización del documento	18
2. Descargas eléctricas volcánicas	19
2.1. Mecanismos de carga	21
2.1.1. Carga por Triboelectricidad	21
2.1.2. Carga por Fractoemisión	25
2.1.3. Electrificación análoga a nubes de tormentas	28
2.2. Tipos de descargas Volcánicas	34
2.2.1. Descargas de conducto (<i>vent discharges</i>)	34
2.2.2. Electrificación cercanas al conducto (<i>near-vent lightning</i>)	36
2.2.3. Descargas de Pluma (<i>plume lightning</i>)	37
2.3. Descargas de pluma y su analogía con las descargas meteorológicas	39
3. Sistemas de detección de descargas eléctricas	42
3.1. Terrestres	43
3.1.1. <i>World Wide Lightning Location Networks</i> - WWLLN	47
3.1.2. <i>Earth Networks Total Lightning Network</i> - ENTLN	50
3.2. Satelitales	52
3.2.1. <i>Geostationary Lightning Mapper</i> - GLM	53
4. Los Andes	57
4.1. Características volcánicas	59
4.2. Climatología	61
4.3. Actividad eléctrica en los volcanes de los Andes	66
4.3.1. Actividad volcánica del Puyehue - Cordón Caulle (2011) basada en su actividad eléctrica y parámetros meteorológicos	76

5. Sistemas de alerta: Ash Cloud Monitor - VolcanoAr	87
5.1. Diagnóstico de la <i>Ash Cloud Monitor</i> - Falsas Alertas	90
5.2. GeoRayos - VolcanoAr	93
5.2.1. Plataforma web Georayos-VolcanoAr	94
5.2.2. Metodología de Georayos-VolcanoAr	95
5.2.3. Evaluación de Georayos-VolcanoAr	98
5.2.4. Discusión	100
5.2.5. Conclusiones	102
6. Estudio multiparamétrico de erupciones recientes 2018-2021	104
6.1. Caso de estudio: Actividad eléctrica durante la erupción del Volcán de Fuego, 2018 - visto desde el espacio y la tierra	105
6.2. Otras erupciones de latitudes bajas	119
7. Conclusiones de la Tesis	134
<i>Agradecimientos generales</i>	137

Lista de Figuras

1.1. Cinturón de Fuego del Pacífico	9
1.2. Imagen retratada de la erupción del Vesubio en 1779 extraída de Muller (2011)	11
2.1. Partes de la pluma volcánica y ejemplo de descargas eléctricas volcánicas	20
2.2. Figura que resume los diferentes mecanismos de carga en la pluma volcánica según Cimarelli et al. (2022)	24
2.3. Electrificación por interacción de hidrometeoros y esquema tripolar de una nube de tormenta	27
2.4. Esquema de la interacción multifase en una pluma húmeda según Van Eaton et al. (2015)	33
2.5. Tipos de descargas volcánicas esquematizadas por McNutt y Thomas (2015)	35
3.1. Esquema del alcance de la energía radiada según la frecuencia de la misma	44
4.1. Mapa de los Andes	57
4.2. Mapa dispersión de cenizas	61
4.3. Perfil de vientos, Días de Tormenta (Td) y Actividad Eléctrica Atmosférica (AEA), para la región de estudio	64
4.4. Ejemplo de Actividad eléctrica meteorológica durante una erupción	70
4.5. Descargas eléctricas en erupciones de volcanes de los Andes	72
4.6. Distribución de la energía con la distancia y el tiempo para las erupciones del Puyehue - CC y el Calbuco	75
4.7. Altura de la pluma y tasa de descargas del volcán Puyehue - Cordón Caulle	79
4.8. Descargas eléctricas detectadas por la WWLLN y las imágenes satelitales del MODIS para los días 4, 5, 6 y 7 de junio	80
4.9. Perfiles de viento, humedad relativa y temperatura durante los días de la erupción.	82
4.10. Salida del modelo de Mástin(2007) para dos condiciones extremas de contenido en agua de la erupción del Puyehue - Cordón Caulle	83
5.1. Página web de Ash Cloud Monitor	89
5.2. Falsas alertas de la red Ash Cloud Monitor (ACM)	92
5.3. Captura de la página web VolcanoAr, ingresando como usuario registrado.	95

5.4. Evolución temporal de los rayos internos (<20 km) y externos (entre 20 km y 100 km) registrados por Georayos-VolcanoAr	98
5.5. Alertas emitidas por Georayos-VolcanoAr	101
6.1. Localización del volcán de Fuego y las descargas eléctricas registradas por el GLM y la ENTLN durante todo el día 3 de junio del 2018.	108
6.2. Composición de imágenes de Color Natura entre las 18:15 y las 19:00 UTC y las 21:45 y 22:00 UTC.	111
6.3. Evolución de la tasa de descargas eléctricas durante la erupción del volcán de Fuego y la variación de la Temperatura de Brillo con el tiempo.	113
6.4. Ejemplo Temperatura de Brillo obtenidas desde el CH13 del GOES16.	114
6.5. Ubicación de los volcanes que hicieron erupción entre el 2018 y 2021 en América Central	119
6.6. Evolución de la actividad eléctrica y la pluma volcánica detectada durante la erupción del Soufriere - San Vicente	123
6.7. Pulso eruptivo que presentó gran electrificación durante la erupción del Soufriere - San Vicente	125
6.8. Imágenes satelitales de dos eventos característicos de la erupción del Soufriere - San Vicente.	127
6.9. Evolución de la actividad eléctrica en el San Cristobal, 2021 y las imágenes satelitales del momento de mayor electrificación.	130

Capítulo 1

Introducción

1.1. Introducción general

Desde tiempos inmemorables al día de hoy, las descargas eléctricas atmosféricas, tanto rayos como relámpagos, han sido y continúan siendo fenómenos naturales que causan admiración y temor en el ser humano. Las tormentas meteorológicas ocurren regularmente en nuestro planeta con diferente intensidad. Durante la última década, se registraron más de 200 millones de descargas por año en todo el mundo (Kaplan y Lau (2022)) . Este fenómeno no es más que la manifestación de una atmósfera dinámica. El estudio de las descargas eléctricas se ve impulsado no solo por el peligro directo que conlleva hacia la sociedad, seres vivos y estructuras, sino también por la relación estrecha que tienen con otros eventos severos de gran impacto, como pueden ser la caída de granizo, los huracanes e incendios entre otros. Como también por ser un parámetro relacionado al cambio climático (Brooks (2013); Halsnæs et al. (2018))

Así como las tormentas meteorológicas son la manifestación de una atmósfera dinámica, las erupciones volcánicas son producto de un planeta en continuo cambio. Las erupciones volcánicas explosivas son fenómenos naturales en los que frecuentemente se ve asociada la generación de descargas eléctricas. Los volcanes que generan erupciones volcánicas se encuentran distribuidos por todo el planeta, pero existen zonas de mayor concentración principalmente

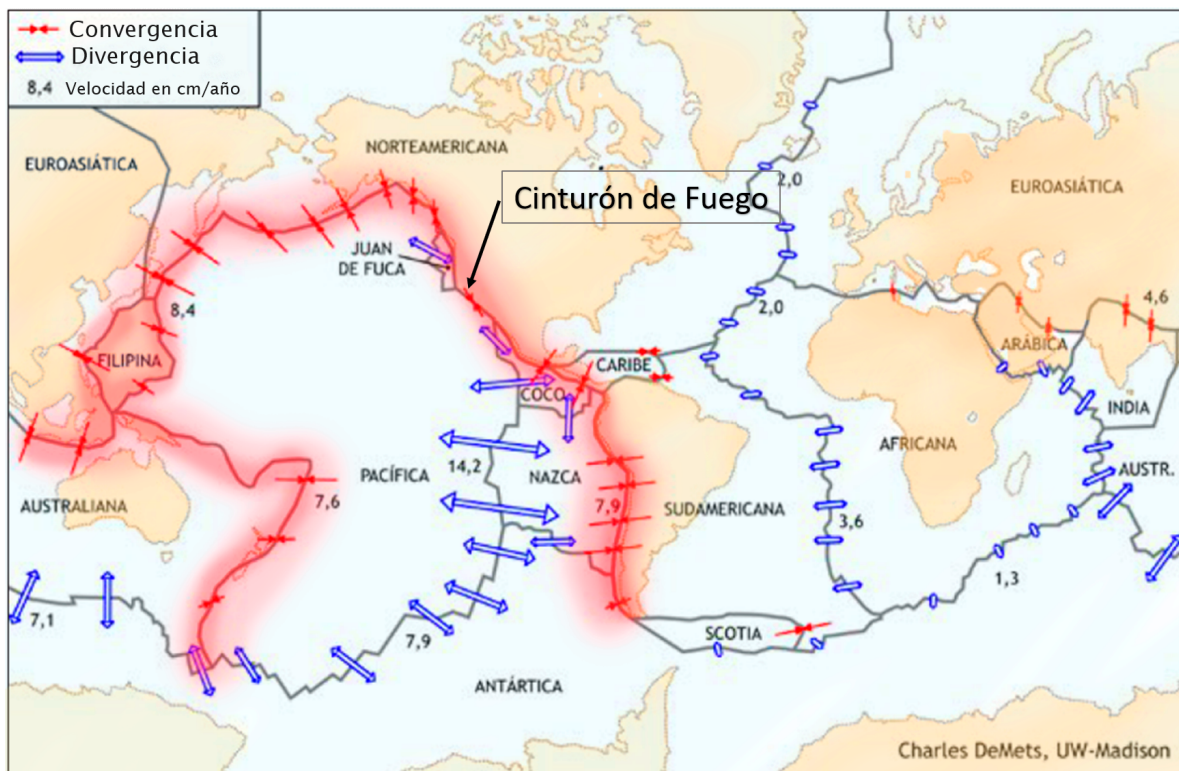


Figura 1.1: Esquema que muestra la ubicación del Cinturón de Fuego del Pacífico. (Extraído y modificado de: Alfaro et al. (2013))

en las regiones perteneciente a lo que se conoce como Cinturón de Fuego del Pacífico. Este cinturón, se extiende rodeando principalmente todo el océano Pacífico como se muestra en la Fig. 1.1. Sobre el sector este del cinturón de fuego, en la región de América del sur se encuentra la cordillera de los Andes, estructura montañosa cuyo extremo sur se encuentra comprendido entre los países de Chile y Argentina. Las erupciones volcánicas tienen un impacto de corto a largo plazo sobre las personas, su economía y hasta en la meteorología de la región afectada por este, que puede tomar gran dimensión según la intensidad de la erupción sea mayor.

Las descargas eléctricas que se asocian a las erupciones volcánicas están relacionadas a la liberación de material particulado y gases hacia la atmósfera, durante la erupción. Esto ha sido observado en un gran número de volcanes hasta el día de hoy (Anderson et al. (1965); McNutt y Williams (2010); Van Eaton et al. (2016); Nicora et al. (2013); Prata et al. (2020), entre otros), pero la primera observación de la que existe registro data del 79 DC, referida

a la gran erupción del Vesubio en Italia (Mather y Harrison (2006)). Este registro resulta de una carta escrita por Pliny el joven, un senador Romano y estudiante quien presencié el hecho y años después envió una carta a un amigo en donde describió muy detalladamente, todo lo referido a esta erupción. Esta carta terminaría convirtiéndose en el primer manuscrito con carácter vulcanológico de la época.

El Vesubio, volcán situado en Nápoles, Italia, ha capturado la atención en múltiples ocasiones en la historia. Además de la erupción de gran intensidad mencionada por Pliny el Joven, que sepultó bajo ceniza a las ciudades de Pompeya y Herculano, también hubo otra erupción del Vesubio (1.2) que llamó la atención de un reconocido científico a finales de 1778. Alessandro Volta, el famoso químico y físico italiano inventor de la pila, hizo mención de las descargas eléctricas que se observaron en una de las erupciones del volcán Vesubio de ese año. En su trabajo titulado “Del Método de Medición Muy Sensible de Electricidad Artificial o Natural Débil” (“of the Method of rendering very sensible the weakeft Natural or Artificial Electricity” el título original en inglés), que fue publicado en 1782 hace mención a la electrificación observada durante esta erupción y asocia la generación de dicha electrificación, como un mecanismo análogo al que observó durante la electrificación de nubes meteorológicas (Volta y Cowper (1782)).

Al día de hoy, el trabajo de Volta y Cowper (1782), fue el primer manuscrito con carácter científico donde se hace mención a las descargas eléctricas de origen volcánico. Sin embargo, fue durante 1950 y 1980 cuando el estudio de este tema experimentó su primer auge, con trabajos centrados en la observación visual directa, fotografías y algunas mediciones in situ de variaciones del campo eléctrico atmosférico durante erupciones (Hatakeyama y Uchikawa (1951), Anderson et al. (1965) y Brook et al. (1974)). Luego, el número de estudios relativos a este tema volvió a aumentar desde 1990 hasta la actualidad, impulsado entre otras cosas, por los avances en la tecnología utilizada en la instrumentación de sensado remoto (Gilbert et al. (1991), Hoblitt (1994), James et al. (2000), Thomas et al. (2007a), McNutt y Williams (2010), Behnke et al. (2013) y otros). Esto lleva a que en la actualidad podamos observar las descargas eléctricas volcánicas no solo de manera visual directa o in situ, sino también a través de distintas herramientas de sensado remoto que nos permiten tener un panorama del fenómeno más completo.

Al día de hoy, el estudio de las descargas eléctricas volcánicas es un campo de investigación

en pleno desarrollo, con muchos desafíos aún por abordar. Diferentes herramientas, tanto en la obtención de datos, como en los sistemas de análisis computacionales y tratamiento de esos datos, se vienen desarrollando con rapidez estos últimos tiempos. Conocer como se comportan estas herramientas en el campo de la actividad eléctrica volcánica, resulta un tema de interés. No solo desde el punto de vista de brindar nueva información del fenómeno en sí, sino también en cómo utilizarlo en la gestión del riesgo volcánico y la prevención de desastres en zonas volcánicas.



An engraving of the eruption of Mount Vesuvius in 1779 depicts a dramatic ash plume lightning display.

Figura 1.2: Retrato representativo de la erupción del Vesubio de 1779, primer erupción que fue relatada con una gran presencia de descargas eléctricas. (Extraída de Muller (2011))

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

En últimas décadas los trabajos referidos a las descargas eléctricas asociadas a la actividad volcánica han ido en incremento. Sin embargo, trabajos que se enfoquen en el estudio y uso de las descargas eléctricas volcánicas en la región de los Andes chileno-argentinos, teniendo en cuenta también las características de la actividad eléctrica atmosférica de la misma, son escasos. Este trabajo, tiene como principal objetivo, estudiar y caracterizar la actividad volcánica en los Andes a partir de su actividad eléctrica asociada y apoyándose en dicho estudio, aporta una herramienta basada en la detección de descargas eléctricas como aviso temprano de actividad volcánica explosiva. Se espera que esta herramienta se pueda complementar en el sistema de alerta volcánica actual, como así también, brindar apoyo en las regiones que no cuentan con un monitoreo continuo de la actividad volcánica.

A fin de cumplir con el objetivo planteado, se siguieron los siguientes objetivos específicos:

1.2.2. Objetivos específicos

- Caracterizar la actividad volcánica en las últimas décadas en la región de los Andes basada en la actividad eléctrica asociada.
- Estudiar los procesos de electrificación asociados a erupciones volcánicas.
- Desarrollar mejoras en el sistema de detección utilizado para la alerta temprana de riesgo volcánico.

1.3. Estado del arte

Como se dijo anteriormente, la carta escrita por Pliny fue la primera descripción que hubo sobre las descargas eléctricas volcánicas, pero la primera mención de esto surgió en el trabajo llevado a cabo por Volta y Cowper (1782). Más adelante en el tiempo, en el reporte realizado por Anderson (1903), también se hace mención de la presencia de descargas eléctricas en erupciones volcánicas que tuvieron lugar en St. Vincent y Martinique por comienzos del año 1902. Sin embargo, los primeros trabajos científicos que se enfocaron en si en este tema,

fueron al parecer los realizados por Anderson et al. (1965) y Brook et al. (1974). En estos trabajos se realiza la medición del campo potencial en altura y desde la superficie, junto con observaciones visuales directas y fotográficas para las erupciones del volcán Surtsey en 1963 y Hemay durante 1973 ubicados ambos en Islandia.

En el año 1991, la oficina de administración de tierras de Alaska instaló una red de detección de descargas eléctricas meteorológicas, con el fin de alertar los posibles incendios forestales en el interior de Alaska. Hoblitt (1994) y McNutt y Davis (2000), utilizan esta red de detección con el fin de localizar descargas eléctricas asociadas con diferentes erupciones volcánicas en Alaska. Hoblitt (1994), estudia la erupción del volcán Redoubt en 1991 y McNutt y Davis (2000) la erupción ocurrida en 1992 del volcán Mount Spurr.

En estos trabajos, se quería estudiar el uso de la detección remota de descargas eléctricas, para concluir si una erupción volcánica estaba en curso. Mediante la red de detección de descargas eléctricas, Hoblitt (1994) detectó descargas eléctricas en 11 de los 13 eventos eruptivos del volcán Redoubt, todas las descargas eléctricas coincidieron con la emisión de material volcánico. En el caso de McNutt y Davis (2000), se centraron en este fenómeno, utilizando señales sísmicas como una fuente de detección adicional a la red de descargas eléctricas. En este sentido, detectaron la presencia de descargas eléctricas a través de una señal de alta ganancia que apareció de manera simultánea en varios sismogramas. Gracias a la combinación de estas dos fuentes, pudieron identificar la electrificación en al menos tres erupciones que ocurrieron en distintos meses del año 1992 en el Mount Spurr.

En ambos trabajos, los autores concluyeron que la detección y localización de las descargas eléctricas volcánicas podrían actuar como herramienta de utilidad en el monitoreo volcánico. Particularmente la simultaneidad de la sismicidad junto con la presencia de descargas eléctricas cerca del volcán, demostraron otorgar mayor certeza de la presencia de una nube de cenizas volcánicas, lo que permitiría advertir a las comunidades aledañas de la caída inminente de tefra y poner a resguardo aviones que transiten la región, principalmente cuando las condiciones meteorológicas no posibilitan la visualización de la cima del volcán.

En línea con estos hallazgos, Mather y Harrison (2006) se centraron principalmente en los mecanismos de electrificación dentro de las columnas volcánicas, al comparar estos mecanismos con los que ocurren en el entorno multifásico de las tormentas. Además, detallaron métodos para medir el campo eléctrico atmosférico y la carga de partículas relevante para

comprender la electrificación de las columnas volcánicas. Estos resultados fueron importantes para mejorar la comprensión de los procesos eléctricos que ocurren en los volcanes y, por ende, para optimizar la detección y monitoreo de la actividad eruptiva.

Thomas et al. (2007a), reportaron las observaciones de las descargas eléctricas de la erupción del Mt. Augustine producida durante el mes de enero del 2006. Utilizaron antenas de detección de radiación en muy alta frecuencia (VHF) para localizar las descargas eléctricas y un radar para la altura de la pluma volcánica. De esta manera, pudieron observar que la localización de las descargas eléctricas fue coincidente con el movimiento de la pluma de cenizas. Además, las descargas eléctricas detectadas, se hicieron presentes en la pluma volcánica cuando esta alcanzo una altitud de entre 8 y 10 km.

Un estudio más amplio y global, que consideró un gran número de erupciones volcánicas, fue realizado por McNutt y Williams (2010). En este trabajo, se presentó una base de datos global de las descargas eléctricas asociadas a erupciones volcánicas, documentando 80 volcanes con 212 erupciones registradas. De este reporte obtuvieron, que el 8 % de las erupciones con un índice de explosividad ¹ (VEI) entre 3 y 5 reportaron descargas eléctricas, al igual que lo hicieron un 10 % de las erupciones con un VEI de 6, pero menos del 2 % de las erupciones con VEI entre 1 y 2 mostraron presencia de actividad eléctrica. Respecto a la altura de la pluma, encontraron en general, una distribución bimodal, con un pico principal a los 7-12 km y otro a los 1-4 km.

De sus resultados, sugirieron que para la electrificación en grandes alturas tendría incidencia el agua involucrada, similar a las tormentas meteorológicas típicas, mientras que para las alturas más bajas, le atribuyeron la contribución de otros factores dominantes en cercanías del conducto. Por otro lado, no encontraron que la presencia de descargas eléctricas volcánicas se vea modificada con la latitud, por lo que no tendría dependencia al respecto. Dado que las descargas en grandes erupciones para plumas de gran altura, muestran tener agua involucrada en el mecanismo de carga dominante, y teniendo en cuenta que el contenido en agua de la atmósfera tiene una variación con la latitud, concluyeron que el origen del agua implicado en las descargas volcánicas, debe ser aportado principalmente por el contenido de

¹El índice de Explosividad Volcánica o VEI por sus siglas en inglés, es una medida relativa de la explosividad de un volcán. Puede tomar valores desde 0 a 8, siendo el valor 8 el de mayor magnitud, y considera distintos parámetros de la erupción como el volumen total de los productos expulsados, la altura la pluma volcánica, la duración de la erupción, inyección de productos hacia la tropósfera y estratósfera, entre otros factores.

agua del magma.

En el 2013, Behnke et al. (2013) realizaron la observación de las descargas eléctricas durante la erupción del volcán Redoubt en Marzo y Abril del 2009. Durante la erupción detectaron 23 episodios distintos de actividad eléctrica. Los autores, pudieron distinguir dos fases en la actividad eléctrica que llamaron, fase explosiva y fase en la pluma. La fase explosiva presentó muy pequeñas descargas, de alta frecuencia y pequeña longitud, ocurridas sobre el conducto en la región de jet o parte baja de la pluma volcánica, mientras que en la parte superior de la pluma se distinguieron descargas mas intensas ocurridas subsecuentes a la erupción explosiva. Enuncian también que la altura de la pluma cumplió un papel clave en la cantidad de descargas eléctricas, donde las plumas que alcanzaron y superaron los 10 km mostraron mayor electrificación.

Respecto a erupciones mas actuales, nos encontramos con el trabajo de Schultz et al. (2020), realizado sobre la erupción ocurrida en el 2018 del volcán de Fuego, ubicado en Guatemala. Dónde por primera vez, se utiliza la detección satelital de descargas eléctricas mediante el *Geostationary Lightning Mapper* (GLM) a bordo del satélite geoestacionario GOES16, en conjunto con los datos de la red terrestre de detección *Earth Networks Total Lightning Network* (ENTLN). En este trabajo, los autores discuten el uso de sensores remotos basados en satélites y en tierra para caracterizar la ocurrencia de rayos durante la erupción del volcán de Fuego y cómo estas herramientas pueden complementarse par aportar información diferente de la erupción. También durante el mismo año, hizo erupción el volcán indonesio conocido como Anak Krakatoa, que fue estudiado por Prata et al. (2020), en donde si bien no se contó con detección de descargas eléctricas satelital, los autores utilizaron una variedad de productos satelitales para obtener información sobre el contenido de hielo, tamaño de partículas, altura de la pluma, entre otras cosas. En este caso, la erupción duró varios días generando una pluma convectiva profunda de gran altura (entre 16 a 18 km) que produjo miles de descargas eléctricas en cercanías al volcán. Mas recientemente, a principios del año 2022, hizo erupción el Hunga Tonga - Hunga Ha´apai, volcán submarino ubicado en el Océano Pacífico sur. Esta erupción fue de las más energéticas ocurrida en la historia reciente según Gupta et al. (2022). En el trabajo de Yuen et al. (2022), utilizan información de satélites geoestacionarios, tanto del Hiamwari-8 como del GOES17 y analizan la actividad eléctrica registrada por instrumentos operados por Vaisala, Inc. La cantidad de descargas eléctricas reportadas por

dichos autores, fue de más de 400 mil descargas, de las cuales casi la mitad fue detectada durante la hora de máxima actividad de la erupción. Además la ubicación de las descargas mostró una expansión en forma de dona con el centro en el volcán, y muchas de las descargas se localizaron entre los 100 km y los 200 km del mismo. Las características inusuales que mostró la electrificación de este volcán, lo hace único para su estudio multiparamétrico y un gran número de trabajos sobre los diferentes aspectos de la erupción se va publicando en el último tiempo.

Como trabajos comprendidos en la región de los Andes, encontramos el realizado por Otero et al. (2011), quienes realizaron un estudio de la erupción de Junio del 2011 del volcán Puyehue – Cordón Caulle. Ellos Utilizaron la red global *World Wide Lightning Location Network* (WWLLN) para la localización de descargas eléctricas y analizaron la nube de cenizas que alcanzó la ciudad de Buenos Aires mediante mediciones continuas efectuadas con el sistema LIDAR. Para esta misma erupción del Puyehue – Cordón Caulle, Nicora et al. (2013), estudiaron la actividad eléctrica generada por la erupción, también utilizando los datos de la WWLLN. Como conclusión del trabajo, encontraron que las descargas eléctricas registradas son generadas en la pluma volcánica con una buena correlación entre la cantidad de descargas y la altura alcanzada por la pluma. A pesar de que la actividad eléctrica detectada fue baja, pudieron implementar esta como un indicador de la actividad volcánica, mostrando que la red global de la WWLLN puede ser de utilidad para la detección temprana de erupciones volcánicas de este tipo.

Otra erupción ocurrida en la región de los Andes que tuvo gran electrificación fue la del Calbuco en 2015. Van Eaton et al. (2016), utilizando la erupción del volcán Calbuco ocurrida durante el 22 y 23 de Abril del 2015 para demostrar que las descargas eléctricas pueden ser utilizadas junto con la detección satelital, para reconocer y cuantificar cambios en el estilo de la erupción y su intensidad. Registraron la velocidad de expansión de la nube de ceniza a partir de observaciones satelitales, la ocurrencia de descargas eléctricas y realizaron un panorama de las características de los depósitos de caída. Mediante observaciones y modelados de la pluma volcánica, sugirieron que la actividad eléctrica se desarrolla tanto por la formación de hielo en las nubes de cenizas de gran desarrollo vertical con alturas mayores a los 10 km, pero también por el desarrollo de cargas en la capa de bajo nivel, producidos por la aparición de flujos piroclásticos por ejemplo, a partir de corrientes cercanas a la superficie terrestre.

La actividad volcánica es uno de los riesgos naturales que mayor peligro entraña. El riesgo natural está referido a todos los procesos o fenómenos naturales que afectan a la humanidad, ya sea por impacto directo sobre las vidas, instalaciones y actividades productivas o mediante un impacto indirecto, al modificar el estado de equilibrio natural (Caselli y Vélez (2011)). Por esta razón es importante poder comprender los fenómenos que se llevan a cabo durante una erupción volcánica y de esta manera poder encontrar la mejor forma de hacer frente a los daños que puedan causar a corto, mediano y largo plazo tanto a escala local como global.

Aunque los daños causados directamente por las descargas eléctricas generadas durante una erupción no son significantes respecto al resto de peligros volcánicos que causan mayores riesgos (como lahares, flujos piroclásticos, flujos de lava, entre otros), la detección remota de estas puede ayudar a mitigar los impactos de estos últimos.

Los estudios mencionados anteriormente, demuestran que la detección de las descargas eléctricas en volcanes puede ser útil para determinar la existencia de una pluma volcánica asociada a la erupción y estimar su recorrido inicial, especialmente en áreas donde la ocurrencia de tormentas es poco probable y la visibilidad no siempre es posible. En particular estos trabajos dan la pauta que el proyecto Global Volcanic Lightning Monitor de la red global WWLLN (Wide World Location Lightning Network), puede ser utilizada para tal fin en la región de los Andes.

La Global Volcanic Lightning Monitor (o Ash Cloud Monitor), utiliza la localización de descargas de la WWLLN y emite una alerta cuando el sistema detecta un incremento de descargas eléctricas dentro de una ventana estipulada de radio 20 y 100 Km con centro en el cráter del volcán. Tiene como limitación que no puede distinguir entre la actividad eléctrica por una tormenta de la de la asociada a una erupción y solo detecta descargas de alta intensidad. En el trabajo de Nicora et al., 2013, por ejemplo, la detección de descargas por la red WWLLN fue anterior al reporte del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) de Chile probando que puede ser una herramienta útil para trabajar junto a otros sistemas de detección de alerta temprana de erupciones.

1.4. Organización del documento

La tesis doctoral se compone de 7 capítulos que abordan en profundidad el tema de las descargas eléctricas volcánicas y su aplicación en el monitoreo de la actividad eruptiva. En el Capítulo 1, se presenta una introducción detallada que incluye los objetivos generales y específicos de la investigación, así como el estado del arte del tema en cuestión. Continuando con el Capítulo 2, donde se profundiza en la teoría y el conocimiento sobre la generación de las descargas eléctricas, incluyendo los diferentes mecanismos de carga que pueden presentarse en la electrificación de las plumas volcánicas, así como los distintos tipos de descargas eléctricas volcánicas. En el Capítulo 3, se describen los principios de la detección de descargas eléctricas, haciendo especial hincapié en los sistemas de detección satelital y terrestre utilizados en la tesis.

Pasando al Capítulo 4, se exploran las características de los Andes del Sur en términos de la actividad eléctrica atmosférica y el vulcanismo de la región. Luego, se analizan las erupciones volcánicas que tuvieron lugar en la región de los Andes en las últimas décadas y se describen las características de las descargas eléctricas asociadas. En el siguiente Capítulo 5, se profundiza en el uso de las descargas eléctricas como herramientas de detección y monitoreo de erupciones explosivas, presentando la Ash Cloud Monitor (ACM) y la plataforma VolcanoAr, asociada a la plataforma web GeoRayos.

Finalmente en el capítulo 6, se amplía esta información a erupciones que tuvieron lugar principalmente en América Central, con el fin de conocer cómo se comportan las nuevas tecnologías de sensado remoto disponibles a partir del año 2018. Ya en el final, se presentan las conclusiones finales del trabajo de tesis realizado correspondiente con el capítulo 7.

Capítulo 2

Descargas eléctricas volcánicas

Las erupciones volcánicas se pueden clasificar según su nivel de explosividad. Las erupciones de baja explosividad, también conocidas como erupciones efusivas, son aquellas en las que la lava fluye desde el conducto volcánico con poca acumulación de gases. Por otro lado, las erupciones conocidas como erupciones explosivas, son aquellas que generan tefra a través del mecanismo de fragmentación del magma. Este proceso se produce cuando el magma, compuesto de cristales y burbujas de gas suspendidos en silicato líquido, es sometido a una expansión turbulenta de partículas sólidas mezclado con gases magmáticos y aire atmosférico arrastrado (McNutt y Thomas (2015)). La liberación violenta de material particulado y gases resulta en la formación de una pluma volcánica (Figura 2.1).

La electrificación de las plumas volcánicas se puede describir mediante los procesos que regulan la electrificación de los flujos de material granular, donde la composición, el tamaño y la cinética de las partículas sólidas, junto con las condiciones ambientales, son parámetros relevantes. De esta manera, las descargas eléctricas se encuentran fuertemente relacionadas a las erupciones volcánicas explosivas, consideradas como una propiedad intrínseca de las mismas (Cimarelli y Genareau (2021)). Sin embargo, esto no significa que no exista la generación de cargas, por ejemplo durante erupciones efusivas, principalmente asociadas con la emisión de gases (Nicoll et al. (2019)).

En términos generales, tanto para una nube de tormenta como para una pluma volcánica, la generación y separación de carga inicial surge como resultado de mecanismos que actúan a nivel microscópico y que, subsecuentemente dan lugar a la descarga eléctrica que se observa

macroscópicamente. Los mecanismos actuantes son variables y pueden cambiar de una región a otra de la pluma volcánica, como también en el transcurso de tiempo que lleve la erupción durante todo el desarrollo de esa pluma.

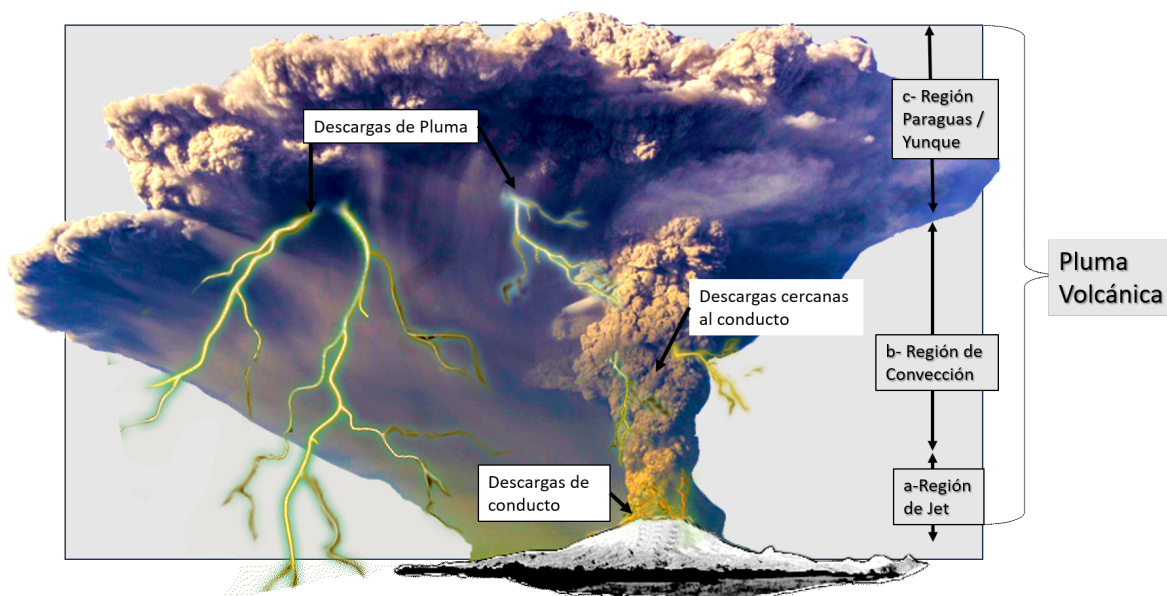


Figura 2.1: Esquema de la pluma volcánica generada durante una erupción, con las partes de la misma y la actividad eléctrica asociada.

La electrificación dada durante una erupción volcánica, incluye entre otros, la electrificación por fractoemisión, por triboelectricidad y por interacción con agua e hidrometeoros (Méndez Harper y Dufek (2016), Williams y McNutt (2005)). Thomas et al. (2007a), agrupa estos mecanismos en dos fases, la primera fase se presenta durante el comienzo de la erupción y se encuentra comprendida en la región del conducto y en cercanías de este (Figura 2.1). La electrificación aquí, se encuentra asociada con la fragmentación del magma y la colisión de partículas durante la explosión, incluyendo los mecanismos de carga secos que comprenden la Fractoemisión (es la carga por fractura de rocas volcánicas) y Triboelectricidad (carga dada por la colisión de partículas de ceniza), denominados de esta forma por el hecho de que no es esencial la presencia de agua para que ocurran.

La segunda fase ocurre luego, con el desarrollo de la pluma volcánica en la parte convectiva alta de la pluma (región de yunque y parte alta de la región convectiva en la Figura 2.1), la cual se halla dominada por la separación gravitacional de las distintas partículas eyecta-

das. En este caso se encuentra presente el agua que fue liberada durante la erupción y que anteriormente estaba atrapada en el magma (Müller, 2011). Dado que el comportamiento eléctrico en el interior de la pluma para este último caso es similar al presentado en una nube de tormenta meteorológica, McNutt y Williams (2010) lo denominan como tormenta eléctrica seca. Un ejemplo de los diferentes aspectos que presentan las descargas eléctricas en cada fase se esquematiza en la Figura 2.1.

Además de los descriptos anteriormente, otros mecanismos han sido propuestos. Pähitz et al. (2010), sugieren que materiales como ceniza volcánica y polvo mineral podrían cargarse por los efectos polarizantes de un campo eléctrico ambiental. Mas recientemente, Nicoll et al. (2019), emplearon sensores dentro de la pluma en el Stromboli, encontrando que la fase de gas en si misma transportaba carga neta. En erupciones ocurridas en presencia de agua, como sucede en las erupciones freatomagmáticas, se pueden observar altos grados de electrificación relacionados con la evaporación vigorosa del agua.

En este capítulo se hablará sobre los tres mecanismos de carga típicos involucrados en las descargas eléctricas volcánicas; luego se describirán los distintos tipos de descargas eléctricas que se pueden observar o registrar durante una erupción volcánica, nombrando los trabajos más actuales sobre estos y finalmente se hace una breve comparación de las características mas destacadas entre las descargas eléctricas meteorológicas y el tipo de descarga eléctrica volcánica conocida como descarga eléctrica de pluma (*plume lightning* en inglés).

2.1. Mecanismos de carga

2.1.1. Carga por Triboelectricidad

La carga por contacto, también conocida como triboelectrificación o electrificación por contacto, es un proceso de transferencia de carga que sucede cuando dos materiales chocan o se rozan. Este fenómeno es uno de los más conocidos en la historia de la electrificación, habiendo sido estudiado por Thales de Mileto ya en el año 600 A.C. A pesar de esto, la electrificación por colisión y fricción entre cuerpos sigue siendo continuamente investigada debido a la inconsistencia en resultados obtenidos para diferentes casos planteados, revelando que aún existe desconocimiento respecto de los mecanismos microfísicos presentes (Matsusaka

et al. (2010), Cimorelli y Genareau (2021)). Algo que hace complejo su estudio, yace en los diferentes factores que influyen en este fenómeno, como son las propiedades químicas, físicas, geométricas de las partículas involucradas y las condiciones ambientales donde se da el proceso, entre otras (Matsusaka et al. (2010), Lowell y Rose-Innes (1980)). La triboelectrificación de materiales granulares es ampliamente conocida en la industria. Tanto el polvo, como partículas sólidas son utilizados con frecuencia en los procesos industriales y los efectos electrostáticos, como la adhesión a la superficie o entre las partículas y las descargas eléctricas, resultan de interés en este aspecto por alterar el funcionamiento de los mecanismos de transporte y la peligrosidad que implican (Alois et al. (2018), Matsusaka et al. (2010)).

La transferencia de cargas por triboelectrificación entre materiales, puede ocurrir tanto entre materiales similares como entre materiales distintos. Para materiales de distinta composición, la carga por triboelectrificación se genera por la diferencia en la función trabajo que muestran las dos superficies en contacto (Yair (2008)). La función trabajo es definida como la energía mínima necesaria para remover un electrón de un material. De manera empírica, la serie triboeléctrica puede predecir la polaridad de la carga adquirida por cada cuerpo que se pone en contacto. Para el caso de partículas de igual composición, el modelo anterior falla, dado que la diferencia en la función trabajo entre ambas partículas sería cero (Cimorelli y Genareau (2021)). Sin embargo, valiosos trabajos realizados en ambientes naturales o en laboratorio, han demostrado que igualmente existe electrificación en estos casos. Esto es debido a que si bien la composición química puede ser la misma, la geometría y dimensiones de las superficies que colisionan difieren. En general, la transferencia de carga resultante en estos casos, indican polaridades de carga positiva para las partículas de mayor tamaño y negativa para partículas más pequeñas (Miura et al. (2002), Cimorelli et al. (2014)).

Los primeros experimentos realizados sobre ceniza volcánica, involucraron partículas de ceniza cayendo bajo planos inclinados, donde dominaba probablemente la fricción. En estos experimentos se hallaron magnitudes de carga que rondaban los 10^{-9} a 10^{-5} C.kg⁻¹, donde se registraron cambios de polaridad entre partículas de distinto tamaño, como también entre muestras de diferentes volcanes para las que variaba la composición química (James et al. (2008)). Entre otros trabajos actuales que experimentan sobre los efectos triboeléctrico en material volcánico, encontramos el de Houghton et al. (2013), quienes estudian los efectos triboeléctricos sobre cenizas del volcán Grimsvötn, de la erupción del año 2011. Los autores,

tomaron muestras con fracciones de distinto tamaño de ceniza, la medición de la carga electrostática la realizaron haciendo pasar las distintas muestras por un tubo conectado a tierra, en conjunto con una copa de Faraday. Ellos también, encontraron que la distribución en el tamaño de las partículas de ceniza involucradas, juega un papel fundamental en la generación y magnitud de cargas triboeléctricas.

Continuando con este concepto, encontramos el trabajo de Cimorelli et al. (2014), en este caso, logran generar descargas eléctricas, mediante la rápida descompresión en un tubo de choque. En su trabajo, utilizaron como muestras cenizas con diferente granulometría provenientes de tres volcanes distintos junto con microesferas de vidrio, de manera de estudiar la influencia de las propiedades del material en la generación de descargas. Ellos hallaron que la presencia de material fino es importante en la generación de descargas y que el número de descargas es proporcional a la cantidad de material fino presente. Además, en base a los diferentes casos estudiados, proponen que la agrupación (“clustering”) de partículas, debido a la influencia de la turbulencia durante la expansión del gas, es un mecanismo eficiente tanto para la generación de la carga como para su separación. Respecto a la composición química, no encontraron variaciones en el número de descargas debido a esta propiedad.

Un trabajo similar realizó Méndez Harper et al. (2021), utilizando nuevamente un tubo de choque con algunas modificaciones realizadas para adquirir las mediciones de carga y distribución de partículas. Se utilizaron tres muestras de ceniza volcánica de diferentes volcanes, distintos a los utilizados por Cimorelli et al. (2014). De esta manera demostraron la presencia de carga bipolar dependiente del tamaño de las partículas en la generación de descargas eléctricas. Además, encontraron que la carga remanente permanece en las partículas luego de que estas abandonen la zona donde se generaron las descargas eléctricas. Los autores, concuerdan que este comportamiento simulado a escala de laboratorio, puede ser representativo con lo que sucede en la región proximal durante la erupción volcánica, sin descartar la implicancia de otros mecanismos actuantes como la fractoelectrificación y la carga por decaimiento radioactivo (Figura 2.2). También notaron que la señal continua de radiofrecuencia (Behnke et al. (2021)), registrada durante algunas erupciones podría estar asociada con descargas eléctricas cercanas al conducto y en la región del jet similares a las encontradas en su investigación. Similarmente Springsklee et al. (2022), con una infraestructura similar, pero con otras muestras, llegaron a las mismas conclusiones respecto a la presencia de partículas finas que puedan

ser influenciadas por las turbulencias en el fluido para la generación de descargas. Agregan además que, si bien la composición química de las muestras no parece mostrar diferencias en las cargas obtenidas, la vesiculación y la densidad volumétrica pueden llegar a afectar la generación de descargas.

Consecuentemente, muchas de las características de las partículas cargadas triboeléctricamente mostraron coincidencias con las mediciones obtenidas en el campo (como por ejemplo, Gilbert et al. (1991), Miura et al. (2002), James et al. (1998)), marcando el importante rol que tiene el mecanismo triboeléctrico en la producción y separación de cargas, principalmente en la región del conducto y del jet, creando regiones con densidades de carga volumétrica lo suficientemente altas como para producir descargas (Méndez Harper et al. (2021)).

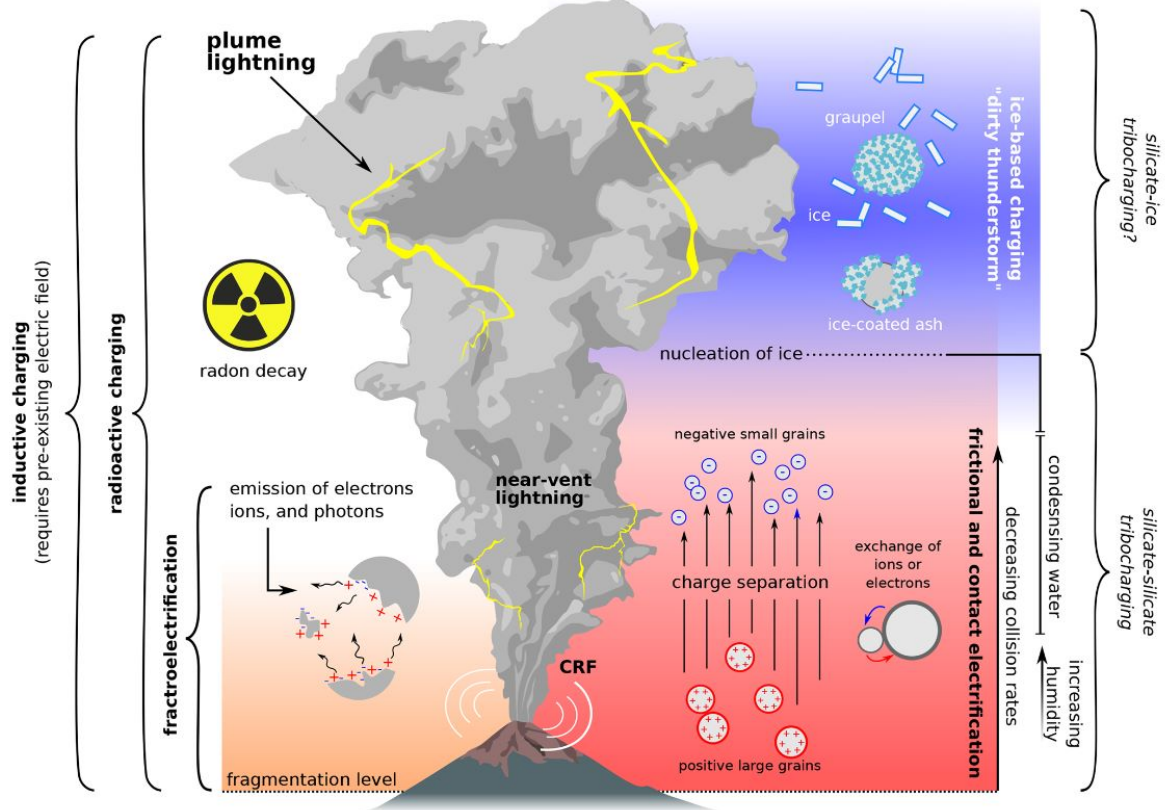


Figura 2.2: Figura extraída de Cimorelli et al. (2022), donde se resumen los diferentes mecanismos de generación de carga que pueden ocurrir durante la erupción y en que lugares de la pluma volcánica podrían tener mayor implicancia.

2.1.2. Carga por Fractoemisión

Es un mecanismo basado en las propiedades volumétricas en lugar de las superficiales como en el caso de la triboelectricidad. Se produce por la liberación de electrones, iones positivos, átomos neutrales, y radiación electromagnética de varias frecuencias, desde ondas de radio a luz, a partir de la fractura de un material. Por lo general, la emisión comienza al inicio del rompimiento del material y puede durar varios segundos luego de la ruptura, mantenida por la nueva cara formada (Dickinson et al. (1985)). Este fenómeno ha sido estudiado en una gran variedad de materiales que incluyen minerales como el cuarzo y mica, resinas con diferentes materiales, fibras de grafito, vidrios (Dickinson et al. (1985), Donaldson et al. (1988)), rocas como el granito, la andesita y basalto (Brady y Rowell (1986), Enomoto y Hashimoto (1990)), y hasta hielo (Ávila y Caranti (1994)). Muchos de los trabajos relacionados con este tema fueron realizados con el fin de explicar la ocurrencia de fenómenos lumínicos atmosféricos transitorios asociados con terremotos (luces de terremoto) y otros fenómenos sismo-electromagnéticos.

El mecanismo por el que se genera la liberación de partículas atómicas y radiación electromagnética, es compleja y se relaciona a las características moleculares del material en el que se propaga la ruptura. Si bien, puede deberse a las características piezoeléctricas de algunos materiales, tales como el cuarzo, la emisión registrada durante el rompimiento de materiales en ausencia de estos elementos, expone la acción de otros mecanismos. La existencia de defectos naturales en los minerales, pueden ocasionar distintos tipos de centros de captura y liberación de cargas que contribuyen al fenómeno de fractoemisión. Por ejemplo, Freund (2002), explica que estos defectos pueden tratarse de la falta de un electrón en los iones de oxígeno que componen los minerales. Estos iones de oxígeno pueden formar pares de agujeros positivos, que en principio son inactivos eléctricamente. Pero si estos pares de agujeros se disocian, ya sea por temperaturas moderadas e incluso por un golpe, pueden propagarse como agujeros (defecto de electrones) a través de la banda de valencia en óxidos o silicatos, representando un transporte de cargas móviles positivas que fluyen a través de matrices aisladas y atraviesan granos con facilidad.

Respecto a la fractoemisión en el escenario de una erupción volcánica, no existe gran cantidad de trabajos que estudien experimentalmente la fractoemisión en dicho contexto. Uno

de los trabajos más representativo fue el realizado por James et al. (2000). En este, los autores hicieron experimentos donde se generaron partículas silicatadas por medio de colisiones repetidas de muestras iguales de pumicitas, colectadas de distintos volcanes. Además, generaron partículas por fricción entre muestras para poder comparar los resultados dominados por fractoemisión con los hallados mediante triboelectricidad. Estos estudios demostraron que la magnitud de carga generada en los experimentos dominados por fractoemisión fue significativamente mayor a la obtenida en el experimento dominado por fricción. Las partículas pequeñas generadas por fractura transportaban cargas similares a las medidas en campo de cenizas volcánicas con valores que rondan entre 10^{-5} y 10^{-6} C.Kg⁻¹. Los experimentos se realizaron bajo condiciones de humedad relativa y presión variables, con lo que se pudo concluir una dependencia importante con estos parámetros respecto a la polaridad y magnitud de las cargas transportadas por las partículas.

Otro trabajo interesante que trata este tema, es el de Harper et al. (2015) en el cual, en lugar de romper pumicitas como en el caso del párrafo anterior, plantean un mecanismo de producción de cargas mediante la fragmentación explosiva. Para ello, utilizan gotas de Prince Rupert de vidrio soda-lime (vidrio de uso comercial generalizado compuesto principalmente por sílice, sodio y óxido de calcio). Las gotas de Prince Rupert se caracterizan por ser gotas metaestables, en forma de renacuajo, que se forman al enfriar vidrio fundido en agua. Esto les da la particularidad de que toda la estructura explota violentamente cuando la parte más estrecha de la misma es dañada levemente, produciendo gran cantidad de material particulado en escalas del micrómetro. En el experimento los autores registraron valores de carga equivalentes a las detectadas durante erupciones volcánicas. Si bien, los valores alcanzados en esta experiencia fueron levemente menores que los obtenidos en otros trabajos, lo atribuyen a que en este caso solo actuó el mecanismo de fractoelectrificación, a diferencia de por ejemplo James et al. (2000), donde la triboelectrificación de las partículas pudo haber estado presente durante su experimento.

En trabajos mas antiguos el mecanismo de fractoemisión fue considerado como el contribuyente principal a la carga de las partículas de tefra en el punto de fragmentación del magma, el conducto volcánico y en la salida del conducto (Figura 2.2). Nueva evidencia en los trabajos expresados en la sección sobre triboelectrificación y las observaciones de campo, sugieren que las descargas proximales son impulsadas por la triboelectrificación, aunque

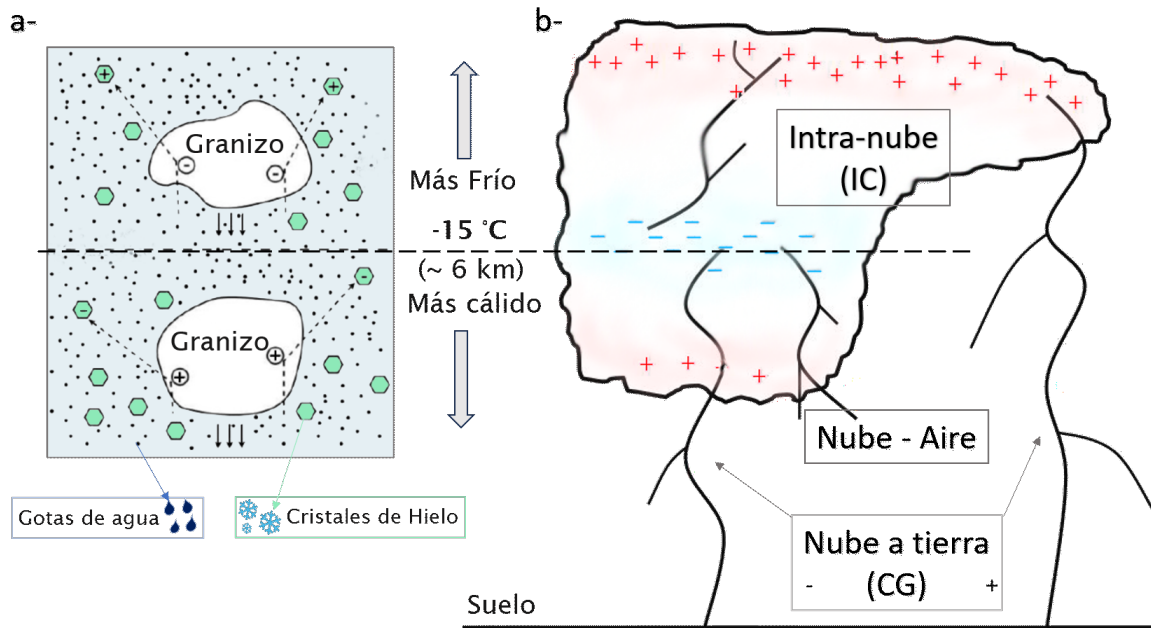


Figura 2.3: a- Interacción entre el granizo y los cristales de hielo por debajo y por encima de la temperatura de inversión (línea punteada). b- Esquema simplificado de la distribución de las cargas en una nube de tormenta y los tipos de descargas asociados a la misma. (Extraído y modificado de Rakov y Uman (2003)).

probablemente la fractoelectrificación continúe siendo importante en la generación de carga inicial en el interior del conducto. La triboelectrificación, sin embargo, jugaría un papel más importante en la región del jet y parte baja de la columna eruptiva, donde la variación de tamaño de las partículas emitidas y los movimientos turbulentos del fluido, fomentan la generación y separación de cargas por este medio (Méndez Harper et al. (2021)). Dado el efecto del agua en la reducción de la carga recogida por las partículas junto con la disminución de la velocidad y expansión del flujo con la altura, los mecanismos descritos en estas dos subsecciones podrían restringirse en los primeros kilómetros de la pluma volcánica. Más allá, cuando el vapor de agua liberado durante la erupción comienza a condensar, los mecanismos secos pierden fuerza y toma lugar los mecanismos que involucren esta sustancia como el que será desarrollado a continuación.

2.1.3. Electrificación análoga a nubes de tormentas

Como se mencionó anteriormente, todas las erupciones volcánicas involucran cierta cantidad de agua, este es el volátil magmático dominante presente en abundancia variable dependiendo de la composición del magma. Sin embargo, el agua puede ser adquirido también durante el ascenso del magma hacia el conducto, mediante interacciones con cuerpos de agua o hielo y, en menor medida, también puede provenir de la humedad de la atmósfera circundante, cuando comienza a formarse la pluma volcánica (Williams y McNutt (2005)). De cualquier manera, el resultado es la presencia de agua en la pluma volcánica interactuando con las partículas de ceniza y otros gases volcánicos. Esta interacción, bajo las condiciones adecuadas, puede llevar a la generación y separación de cargas que terminaran en las descargas eléctricas volcánicas observadas.

Un fenómeno ampliamente estudiado y observado relacionado con la generación de descargas por interacción de agua en distintos estados, es el de las tormentas meteorológicas. Como el agua condensada puede adherirse a la ceniza volcánica como hielo y agua líquida, mecanismos similares a los ocurridos en nubes de tormenta, podrían operar en plumas volcánicas para causar electrificación y descargas eléctricas, como sugiere Williams y McNutt (2005). Entonces para entender este mecanismo, es primordial conocer las bases de la teoría del mecanismo que actúa durante una tormenta meteorológica.

Numerosos investigadores han propuesto distintas teorías para explicar las características eléctricas observadas en las nubes de tormentas, en consecuencia, diversas teorías fueron propuestas para explicar el origen de la electrificación. Actualmente la que se toma como más representativa de los procesos de electrificación en las nubes de tormenta es la teoría precipitativa no inductiva (Reynolds et al. (1957)). En este mecanismo, la interacción de las partículas se produce mediante colisiones y se genera la separación gravitacional de partículas de diferentes tamaños de manera independiente al campo eléctrico local. La mayor velocidad de carga es observada durante la interacción entre vapor, cristales de hielo en desarrollo y conjuntos de granizos en presencia de gotas de agua sobre enfriadas (Figura 2.3.a).

Respecto a esto, Reynolds et al. (1957) realizaron un experimento que mostró cómo el granizo, al crecer por acreción de gotas congeladas sobre-enfriadas de la nube, se carga negativamente por la colisión con el vapor y los cristales de hielo en crecimiento, a una temperatura

de alrededor de $-25\text{ }^{\circ}\text{C}$. Sin la presencia de cristales de hielo, la separación de cargas no sería suficiente como para ser detectada. Diversos autores, como Jayaratne et al. (1983), Keith y Saunders (1990), Saunders et al. (1991), Avila y Pereyra (2000), han realizado observaciones que confirman la transferencia de carga durante la colisión entre granizos y cristales de hielo en presencia de gotas sobre enfriadas y en ausencia de un campo eléctrico. Estos estudios indican que la carga eléctrica transferida depende de la temperatura, del contenido de agua líquida efectivo, el tamaño de las gotas de nube y cristales de hielo, y de la velocidad con que impactan los cristales de hielo sobre el granizo. En conjunto, estas investigaciones demuestran que la transferencia de carga ocurre en una variedad de condiciones y es influenciada por múltiples factores.

Dada la dependencia con la temperatura que tiene la carga transferida mediante colisiones al granizo, existe una temperatura de inversión para la cual esta carga transferida cambia de signo (Rakov y Uman (2003), Takahashi (1978)). Esta temperatura para la cual la dirección de transferencia de cargas cambia, se denomina temperatura de inversión y se encuentra entre los -25 y $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$, dependiendo del contenido de agua líquida. Para temperaturas que se encuentren por encima de la temperatura de inversión, el granizo adquiere una carga neta positiva, sin embargo, para valores de temperatura inferiores a la temperatura de inversión, la carga neta transferida al granizo pasa a ser negativa (Figura 2.3.a).

En una nube, con cierto desarrollo vertical, dentro de la región que se encuentre a temperaturas menores (más frías), respecto a la temperatura de inversión de signo, los cristales de hielo que colisionen con los granizos adquieren una carga neta positiva y luego son llevados por las corrientes convectivas ascendentes hacia la parte superior de la nube, formando así una región de cargas positivas (Bateman et al. (1999)). Los granizos, cargados negativamente luego de la colisión, se quedan en el sector central de la nube, al no lograr ascender debido a la mayor fuerza gravitatoria que actúa sobre ellos. Los granizos que descienden, respecto a las corrientes de aire, llegan a la región donde la temperatura es mayor (más cálida), que la temperatura de inversión transportando una carga negativa, por lo que las posteriores colisiones con cristales de hielo descargan el granizo. En esta región, el granizo adquiere cargas positivas y los cristales de hielo, negativas durante la colisión. El granizo, que descendía con una carga neta negativa, comienza a disminuir la magnitud de la carga transportada a medida que continúa descendiendo. Los cristales de hielo en cambio, transportan la carga neta nega-

tiva adquirida durante la interacción hacia la región central, acrecentando la región de carga negativa (Figura 2.3.b). En la base de la nube, por la creación de cristales de hielo secundario que se genera en regiones de entre -5 y 8°C por un mecanismo descrito por Hallett y Mossop (1974), los granizos pueden continuar cargándose positivamente al interactuar con estos cristales de hielo generando otra región de menor tamaño, con cargas positivas. Mediante esta teoría se puede explicar de manera simplificada, la estructura eléctrica tripolar observada en una nube de tormenta, solo teniendo en cuenta la dependencia del signo de carga transferida con la temperatura.

Ya se comentó al inicio de la sección, que las plumas volcánicas pueden tener gran contenido de agua, siendo este el componente dominante de los gases emitidos durante la erupción (Durant et al. (2008)). Williams y McNutt (2005), describen que para un contenido de agua en el magma promedio del 4 %wt (porcentaje en peso), la cantidad de agua que se libera a la atmósfera durante una erupción es considerablemente superior a la observada durante una tormenta meteorológica típica. El vapor de agua liberado entonces es suficiente para saturar la atmósfera. Esto sumado a la presencia de ceniza fina también liberada durante la erupción, generan un entorno que facilita la producción de hielo en la pluma volcánica cuando ésta alcanza alturas más frías de la atmósfera (Textor et al. (2003), Williams y McNutt (2005), Durant et al. (2008), Mastin (2014)). El hielo formado en estas condiciones, referido también como hielo volcanogénico (Cimarelli y Genareau (2021)), nuclea a partir de las partículas de ceniza fina (Figura 2.4).

La nucleación heterogénea es el proceso principal para la formación de hielo (López et al. (2018)). Este tipo de nucleación implica la participación de alguna superficie de una partícula no soluble para activar el proceso de cambio de fase. Estas partículas involucradas se conocen como núcleos. Trabajos recientes se han centrado en comprender el papel de la ceniza en la nucleación. En Durant et al. (2008), por ejemplo, se evalúa la efectividad de muestras de ceniza como núcleos de hielo y las compararon con datos de archivo de otros trabajos anteriores. Tuvieron en cuenta principalmente la composición y la forma geométrica de las partículas como parámetros que podían influir en la temperatura en la que la nucleación de hielo se hace presente. Como resultado de la experiencia obtuvieron temperaturas de congelamiento en un rango de entre 250 a 260 K (~ -20 a -10°C), con una débil dependencia de la composición de las distintas cenizas utilizadas. Tampoco pudieron observar una correlación clara con di-

ferentes superficies. Sus observaciones sugieren entonces, que las plumas volcánicas con alto contenido de ceniza fina tienen abundantes núcleos de hielo. Esto implica que la conversión de agua líquida a hielo sea muy eficiente, lo que también causa la supresión de los procesos de precipitación y mantiene a los cristales de hielo pequeños más tiempo en suspensión.

Otro trabajo más actual se encuentra en Genareau et al. (2018). En este, estudiaron cinco muestras diferentes de ceniza, de variable composición química no solo silícica, sino que tuvieron en cuenta también los minerales mayoritarios y el porcentaje de vidrio presente en las mismas. Los autores, realizaron experimentos sobre la eficiencia y temperatura de nucleación de hielo, mediante el modelo de deposición y el modelo de inmersión. La nucleación por deposición es cuando se forma el hielo en una superficie de una partícula sólida directamente desde la fase de vapor; a su vez la nucleación por inmersión se produce cuando una partícula sólida se sumerge en una gota de agua super-enfriada y la nucleación de hielo ocurre desde esta partícula (Vali et al. (2015)). Los resultados hallados por estos autores, mostraron que en la nucleación deposicional no tuvo un efecto relevante las diferentes composiciones mineralógicas de las muestras testeadas. Sin embargo, en el congelamiento por inmersión, encontraron una fuerte correlación positiva entre el contenido de feldespato potásico (K_2O) a temperaturas de $-25^{\circ}C$ y una correlación negativa entre el contenido de óxido de manganeso (MnO) y dióxido de titanio (TiO_2) a muy bajas temperaturas (entre -35 y $-30^{\circ}C$). Esto demostró que además de la abundancia de ceniza, la composición de las mismas puede influir en la nucleación de hielo por inmersión y que magmas más evolucionados (con menos minerales máficos), producirían plumas volcánicas que promuevan la nucleación de hielo necesaria que contribuye a la ocurrencia de descargas eléctricas.

En línea con estos hallazgos, Maters et al. (2019), realizaron un estudio sobre la efectividad en la nucleación de hielo por inmersión, en nueve muestras diferentes de tefra y sus equivalentes en vidrio fundido y templado. En el mismo, los autores comparan como influye la composición química, la cristalinidad y mineralogía en las diferentes muestras. Entre otras cosas, encontraron que la presencia de fases cristalinas promueve la nucleación de hielo, aunque la cantidad o porcentaje presente de fase cristalina no mostró mayor influencia en el fenómeno. Respecto a la mineralogía, la presencia de feldespato potásico en las muestras fomentó la nucleación, en concordancia con lo expresado en el párrafo anterior obtenido por Genareau et al. (2018). Por otro lado, la presencia de otros minerales como la plagioclasa o el

ortopiroxeno, mostraron influir en la eficiencia de nucleación de hielo de la ceniza volcánica, teniendo una eficiencia alta de nucleación de hielo, aunque los autores precisan la necesidad de mayores estudios al respecto. Conocer la relación entre la composición química de la ceniza y la eficiencia de nucleación de hielo es importante porque puede ayudar a predecir qué erupciones volcánicas son más propensas a generar material activo en la nucleación de hielo y a comprender cómo la nucleación de hielo en la ceniza se ve afectada por el tiempo y la distancia del volcán.

Los trabajos descritos en los párrafos anteriores resultan de gran interés para comprender la electrificación volcánica por interacción de hidrometeoros, principalmente porque no existen aún mediciones directas realizadas durante alguna erupción volcánica que aporte mayor información sobre este tema. A pesar de esto, varios trabajos sobre electrificación volcánica utilizan herramientas de sensado remoto, como observaciones satelitales, proporcionando observaciones de utilidad que corroboran en algunos aspectos los resultados obtenidos de manera experimental. En observaciones sobre distintas erupciones volcánicas específicas como por ejemplo la de Thomas et al. (2007a) sobre el volcán St. Augustin en Alaska, Behnke et al. (2013) sobre el Redoubt también en Alaska, Bennett et al. (2010) y Arason et al. (2011) sobre el Eyjafjallajökull en Islandia, Nicora et al. (2013) en el volcán Cordon Caulle, Van Eaton et al. (2016) para la erupción del volcán Calbuco, Prata et al. (2020) para el Anak Krakatoa y Schultz et al. (2020), para el volcán de Fuego, entre otros, coinciden en que la generación de descargas eléctricas volcánicas similares a las descargas meteorológicas, se presentaron cuando la pluma volcánica alcanzó una altura superior a la altura estimada de la isoterma de los -20°C (Figura 2.4).

En particular, el trabajo de Van Eaton et al. (2016) para la erupción del volcán Calbuco del año 2015, encontraron que los modelos estimaban la presencia de hielo y agua en una altura de entre 9 y 10 km, coincidente con el sector donde observaron descargas eléctricas. Estas descargas eléctricas en la pluma, tomaron cerca de 30 minutos en registrarse posteriores al inicio de la erupción. Por otro lado, en Prata et al. (2020), estudiaron la erupción freato-magmática del Anak Krakatoa (ó Anak Krakatau) ocurrida durante el 22 al 28 de diciembre de 2018. Esta erupción produjo lo que denominaron, una tormenta volcánica de convección profunda que duró seis días, alimentada por un flujo constante de hielo debido a la interacción del agua de mar con el volcán en erupción. Mediante observaciones satelitales, notaron

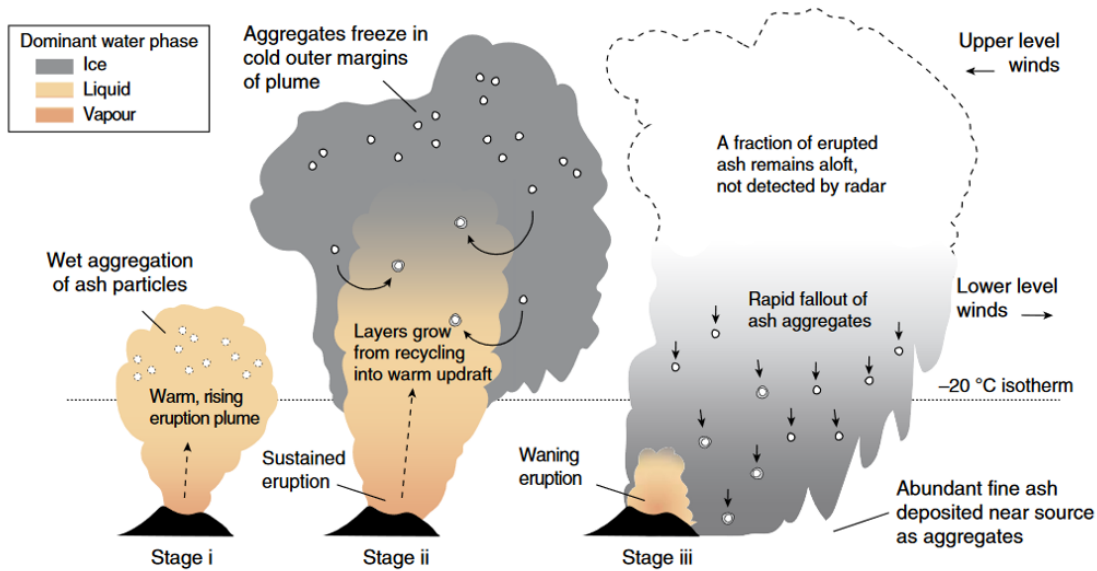


Figura 2.4: Esquema que muestra la interacción de la ceniza en una pluma con contenido de agua que sobrepasa la isoterma de -20°C . Los distintos colores muestran la distribución de el agua en estado líquido, gaseoso y sólido dentro de la pluma. Los puntos blancos, muestran la agrupación húmeda de ceniza y su evolución dentro de la pluma para cada estadio de la misma. (Extraído de Van Eaton et al. (2015))

la presencia de una pluma volcánica rica en hielo, con alturas que oscilaban los 16 a 18 km s.n.m. Además, las partículas de hielo en el tope de la nube volcánica fueron notablemente pequeñas, no superando los $20\ \mu\text{m}$ y las temperaturas registradas se estimaron cerca de los -80°C . Durante los días de la erupción, un gran número de descargas eléctricas fueron detectadas bajo las condiciones de la nube volcánica descritas. Por último, Schultz et al. (2020), también hacen uso de imágenes satelitales y herramientas de sensado remoto, pero en este caso para analizar la erupción del volcán de Fuego surgida el 3 de junio de 2018. La erupción tuvo dos eventos explosivos en los cuales mostraron actividad eléctrica, pero durante el primer evento, donde la pluma volcánica alcanzó una mayor altura fue donde se registró el mayor número de descargas. A diferencia de la erupción del Calbuco y del Anak Krakatoa mencionadas más arriba, la erupción del volcán de Fuego fue de menor intensidad y el número total de descargas registrados fue inferior a los vistos en esos casos anteriores.

Todos estos trabajos mencionados, son algunos encontrados en la bibliografía existente que denotan la importancia de la interacción de hidrometeoros para la electrificación en una

erupción volcánica. Debemos destacar además, que la presencia de agua en la pluma volcánica también tiene efectos en la agregación de partículas y por ende, en la dispersión y el tiempo en el que las partículas se mantienen en suspensión (Van Eaton et al. (2015)), también importante para tener en cuenta en la predicción de dispersión de cenizas.

2.2. Tipos de descargas Volcánicas

Si pensamos en los mecanismos de generación y separación de cargas listados en la sección anterior, notamos que estos pueden verse favorecidos por características dinámicas del fluido y su entorno involucrando distintos sectores de la pluma volcánica. En una pluma volcánica bien desarrollada, como la que se muestra en la figura 2.1, se pueden observar tres regiones particulares, cada una de ellas con una dinámica microfísica distinta: a) La región de jet, inmediatamente sobre el conducto por donde se expulsa el gas; b) La región de convección, donde la columna convectiva se extiende varios kilómetros por encima del conducto; y c) La región de paraguas que es una zona de flotabilidad neutra, donde se produce la caída de ceniza y también se conoce como yunque (Romero et al. (2015)). En las tres regiones se han visto descargas eléctricas con características algo diferentes entre ellas, por lo que en la bibliografía suelen dividirse en tres tipos distintos según el tamaño, la ubicación dentro de la pluma y la duración de la descarga (McNutt y Williams (2010)). Estas son: las descargas de conducto (*vent discharges*); las descargas cercanas al conducto (*near-vent lightning*); y las descargas eléctricas de pluma (*plume lightning*). Se detalla cada una a continuación.

2.2.1. Descargas de conducto (*vent discharges*)

Las descargas eléctricas en el conducto volcánico, son en general pequeñas descargas poco visibles, que ocurren como chispas entre partículas individuales de ceniza o pequeños grupos de partículas en el flujo, dentro o muy cerca del conducto volcánico (Figura 2.5.a). Tienen una duración de menos de un milisegundo y pueden detectarse como un enjambre de miles de descargas cada segundo (Behnke et al. (2013), Behnke et al. (2020), Thomas et al. (2007a)). Este tipo de descarga eléctrica aparece al mismo tiempo que comienza la erupción explosiva, y se encuentra muy relacionado con los procesos de expansión del gas a la salida del conducto y las características de sobrepresión en este sector (Méndez Harper et al. (2018)).

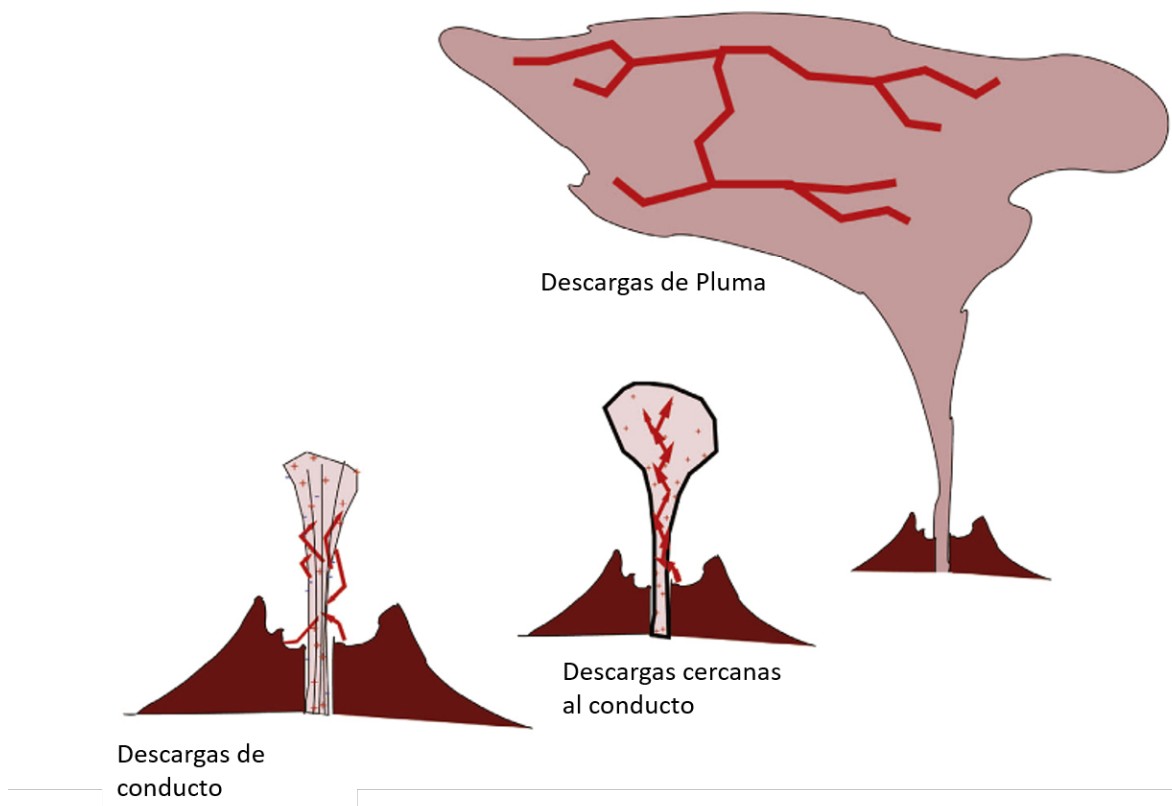


Figura 2.5: Esquema de las descargas eléctricas volcánicas durante una erupción. a- Descargas de conducto (vent discharges). b- Descargas cercanas al conducto (Near-vent lightning). c- Descargas de pluma (Plume lightning). (Figura extraída y modificada de McNutt y Thomas (2015))

Debido a la baja energía y alta frecuencia que muestran estas descargas, su detección requiere de instrumentos sensibles que detecten la radiación emitida a corta distancia. Por esta razón, este tipo de descargas es recientemente estudiada, principalmente en volcanes activos con erupciones recurrentes que en general son de baja o intermedia intensidad. En estos casos, se pueden disponer en el lugar antenas de detección de VHF (30 - 300 MHz), requeridas para identificarlas en cercanías al cuerpo volcánico. Este es el caso de las antenas LMA (*Lightning Mapping Array*) utilizadas en trabajos como los de Thomas et al. (2007a) y Behnke et al. (2013). Las descargas de conducto detectadas por estos autores, mostraron una señal característica, como una señal continua de radiofrecuencia en el registro, a la que en hacen referencia como señal CRF (por sus siglas en inglés - *Continuous Radio Frequency*).

En general erupciones explosivas como la del Mt Augustine (Thomas et al. (2007a)), Eyjaf-

jallajökull (Behnke et al. (2013)), Sakurajima (Cimarelli et al. (2016), Smith et al. (2021)), y Redoubt (Behnke et al. (2014)), han mostrado que las descargas de conducto se registran al momento inicial de la erupción explosiva con la consecuente emisión de CRF. También puede registrarse de manera intermitente como resultado de una actividad eruptiva episódica (Behnke et al. (2014)). La señal CRF puede aparecer también junto con descargas de mayor escala. No siempre se pueden observar de manera visual, en los casos en que fue logrado, se observaron a algunas decenas a centenas de metros del conducto volcánico (Cimarelli et al. (2016)). Además, la señal CRF se detectó junto con fuertes señales acústicas y sísmicas, donde siguiendo lo expuesto por Méndez Harper et al. (2021), se debe a que las descargas de conducto son resultado de condiciones de sobrepresión en el conducto volcánico.

Todas las erupciones en las que se han detectado descargas de conducto emitieron tanto cenizas como gases durante la erupción y fueron detectadas también en erupciones freato-magmáticas. Algo importante de estas descargas, es que al parecer no existe una analogía con las tormentas eléctricas, es decir, en las tormentas eléctricas no hay ninguna fuente de emisión detectable como la CRF. Existen indicios de que la tasa de estas descargas puede estar relacionada con la tasa de eyección de tefra del conducto volcánico, pero la información aun no es suficiente para afirmarlo. Si bien, en general se utilizan redes de detección de descargas eléctricas globales que no trabajan en VHF, para los lugares donde sí se disponga esta tecnología, la aparición de una señal CRF podría ser útil para diferenciar si la información proviene de una fuente volcánica o meteorológica y la intensidad en el inicio de la erupción, desde el punto de vista del monitoreo volcánico.

2.2.2. Electrificación cercanas al conducto (*near-vent lightning*)

Estas descargas comienzan cerca o en el conducto volcánico y se propagan hacia arriba en la columna eruptiva expandiéndose impulsadas por la convección (2.5.b). Pueden alcanzar longitudes de entre cientos de metros a varios kilómetros y duran hasta 30 ms (McNutt y Thomas (2015), Cimarelli y Genareau (2021)). Las descargas cercanas al conducto pueden detectarse junto con las descargas de conducto descritas en el apartado anterior, generalmente comenzando unos minutos posteriores al inicio de la erupción, mientras el evento explosivo se encuentra activo. A diferencias de la señal CRF característica de las descargas

de conducto, las descargas cercanas al conducto se registran como picos intermitentes, que pueden ser detectadas individualmente Méndez Harper et al. (2018).

Si bien estas descargas suelen asociarse con las descargas de conducto, por involucrar los denominados mecanismos secos como mecanismos de carga principal, también comparten varias características con las descargas eléctricas de pluma o meteorológicas de acuerdo al estudio llevado a cabo por Aizawa et al. (2016). En este caso, se podrían ver las descargas cercanas al conducto como descargas eléctricas de pluma o meteorológicas en un factor de escala entre 1 y 2 órdenes menores. Por estas características, también suelen ser difíciles de detectar con sistemas de detección globales.

Las descargas cercanas al conducto pueden brindar información de valor sobre la fuente de erupción. Cimarelli y Genareau (2021), indican que el número de descargas cercanas al conducto detectadas aumenta con la energía de la erupción. En el experimento desarrollado en Méndez Harper et al. (2021), demuestran la presencia de carga bipolar dependiente del tamaño sugiriendo que la electrificación triboeléctrica sería el principal mecanismo actuante sobre estas descargas eléctricas, sin descartar el rol de la fractoelectrificación como segundo mecanismo. Además, agregan que las descargas de conducto y estas descargas cercanas al conducto, podrían tener involucrados los mismos mecanismos de generación de carga.

2.2.3. Descargas de Pluma (*plume lightning*)

Extensa bibliografía podemos encontrar en donde se menciona la generación de este tipo de descarga eléctrica volcánica asociada a erupciones explosivas de cierta intensidad (por ejemplo: Smith et al. (2018), Schultz et al. (2020), Van Eaton et al. (2016), Nicora et al. (2013), Bennett et al. (2010), Prata et al. (2020), Hargie et al. (2019)). Por sus similitudes con las descargas eléctricas meteorológicas, instrumentos ya desarrollados para la detección global de este tipo de descargas pueden ser utilizados para la detección remota de las descargas de pluma, tanto desde redes remotas como desde sensores satelitales (Behnke y McNutt (2014)). Esto hace que, de alguna manera, sea más fácil obtener datos de estas descargas sin la necesidad de instalar especialmente los instrumentos en cercanías del volcán.

Las descargas de pluma se generan una vez que se ha desarrollado la pluma volcánica (Figura 2.5.c). Ocurren en la parte alta de la columna eruptiva (Cimarelli y Genareau (2021)),

creciendo varios kilómetros sobre el conducto y en la región de paraguas de flotabilidad neutra (Figura 2.1). Al igual que en las tormentas eléctricas, las descargas eléctricas pueden suceder dentro de la pluma volcánica (conocidas como intra-cloud - IC), o entre alguna parte de esta y el suelo (conocidas como cloud-to-ground - CG), un esquema de estos tipos de descargas se muestra en la Figura 2.3.b. La aparición de estas descargas suele detectarse entre minutos hasta decenas de minutos posteriores al inicio de la erupción (como sucedió en la erupción del Calbuco descrita por Van Eaton et al. (2016)).

El mecanismo de generación y separación de cargas que se cree, está vinculado a este tipo de descargas, es el mencionado en la electrificación análoga a nubes de tormentas (sección 2.1.3). Como se mencionó en esa sección, esta electrificación implica la interacción de hidrometeoros a bajas temperaturas. Por esta razón, las descargas de pluma se observan en aquellas plumas volcánicas que alcanzan alturas en general, mayores a los 7 km (McNutt y Williams (2010)) superando el nivel de nucleación del hielo. Desde trabajos multiparamétricos como el de Hargie et al. (2019), se observa una relación entre la cantidad de descargas eléctricas detectadas y el aumento en la tasa de masa erupcionada (o MER por sus siglas en inglés *Mass Eruption Rate*). Adicionalmente, observaron que las descargas más alejadas al volcán mostraron menores energías y que cerca del 95 % de las descargas detectadas se hallaron dentro de los 50 km de distancia al volcán. Estas observaciones, están de acuerdo con los demás trabajos mencionados anteriormente.

Como se producen en la parte más alta de la pluma, a medida que los vientos alejan la nube volcánica del volcán, las descargas de pluma pueden alejarse del centro del volcán junto con la misma. Este comportamiento resulta de interés para conocer el movimiento y sector de posible caída de ceniza en lo relacionado al monitoreo volcánico. Aunque hay que tener en cuenta que no siempre la dirección de las descargas eléctricas está de acuerdo con los sectores dónde cae la mayor cantidad de ceniza según lo hallado por Van Eaton et al. (2016).

2.3. Descargas de pluma y su analogía con las descargas meteorológicas

Como sabemos, a diferencia con una nube de tormenta típica, dónde el forzante principal se encuentra relacionado con el calentamiento de la superficie por la radiación solar incidente, en las erupciones volcánicas el forzante viene de la descompresión abrupta del magma a gran temperatura en el interior de la estructura volcánica. Esto trae como consecuencia que existan algunas diferencias en parámetros involucrados con las descargas eléctricas, a pesar de las grandes similitudes existentes (Smith et al. (2021)). Es importante, desde el punto de vista del monitoreo volcánico a través de la detección de descargas eléctricas, poder distinguir entre las descargas provenientes de una erupción de aquellas que son generadas por tormentas meteorológicas. Al día de hoy, no existe una forma infalible de hacerlo utilizando redes de detección globales, terrestres y satelitales, pero conocer las similitudes y diferencias entre ambas nos ayuda a preparar el camino para alcanzar tal fin.

Podemos encontrar observaciones variadas en trabajos relacionados con el estudio de erupciones particulares que mostraron descargas de pluma. Prata et al. (2020), hacen un completo análisis sobre la erupción del Anak Krakatoa (Anak Krakatau) que tomó varios días en el año 2018. Esta erupción fue del tipo freatomagmática, y generó una pluma con mayor carga de vapor de agua y poco contenido de cenizas que alcanzó los 16 km de altura. Durante un período de 6 días, la pluma mantuvo una actividad convectiva sostenida generando un promedio de 3×10^9 kg de hielo (estimado mediante imágenes satelitales), una masa casi 5 veces mayor que para las nubes convectivas meteorológicas que observaron en la vecindad. Durante este período, la actividad eléctrica fue de intensidad, indicando una fuerte ascendente de flujo de hielo implicado en el rol de generación y separación de cargas.

La intensidad de la corriente ascendente suele estar muy relacionada con la altura que alcanza la pluma, y a la vez con la intensificación de las descargas eléctricas. Price y Rind (1992) encontró una parametrización para la relación entre el número de descargas por minuto y la altura de la pluma, en base a observaciones de tormentas meteorológicas que sucedieron en el continente y en el mar. Teniendo esto en cuenta, Prata et al. (2020) y Van Eaton et al. (2022), modifican los coeficientes de esa parametrización para el caso de las erupciones del Anak Karakatoa y el Taal respectivamente, consiguiendo un buen ajuste para ambos casos.

Smith et al. (2021) realizaron un estudio sobre la erupción del Kelud del 2014, no solo realiza un exhaustivo análisis de la dinámica de la erupción y las descargas eléctricas detectadas, sino que también compara la energía de dichas descargas eléctricas volcánicas con las registradas en tormentas meteorológicas observadas en un radio de 300 km del volcán, varios días previos al día de la erupción. En esta comparación, encontraron que las descargas eléctricas, principalmente las más cercanas al volcán, mostraban energías levemente mayores que las descargas eléctricas meteorológicas. Aunque se debe tener en cuenta, que la erupción del volcán Kelud presentó una pluma que alcanzo los 18 km de altura en su etapa más intensa, las descargas de mayor intensidad se encontraron cercanas a la zona de mayor aporte de material. Esto puede variar según la intensidad de la erupción y las condiciones meteorológicas en donde sucede la erupción.

Schultz et al. (2020), también realizaron una comparación entre las descargas eléctricas observadas para la erupción del volcán de Fuego en 2018, y las descargas de tormentas tropicales. En esta ocasión utilizaron los datos del sensor óptico Global Lightning Mapper (GLM), a bordo del satélite geoestacionario GOES-16. Compararon las longitudes del flash y la energía óptica de los mismos, para las tormentas meteorológicas que tuvieron lugar a menos de 120 km de distancia al volcán durante el mismo período de tiempo de la erupción. Encontraron valores promedios en la longitud de 12 km para flashes de origen volcánico y de 20 km para los correspondientes a las tormentas meteorológicas, además la energía óptica emitida promediaba los 16 fj (filojoules, equivalente a $1 \cdot 10^{-15}$ joules) y flashes volcánicos y 130 fj en las meteorológicas. Estas diferencias se encuentran muy relacionadas con la diferencia en opacidad existente entre ambos fenómenos, que pueden alterar la recepción de la energía óptica del sensor utilizado.

Por otro lado, Vossen et al. (2021), trabajan con antenas que detectan la señal en el rango de las frecuencias extremadamente bajas (1-45 Hz.). Los autores utilizan entonces dos antenas, ubicadas en cercanía del cráter en erupción. El estudio es realizado en el volcán Sakurajima, ubicado en Japón, teniendo en cuenta un largo periodo de observación que comienza en julio del 2018 hasta enero del 2020. Durante el periodo de tiempo determinado, los resultados del estudio mostraron entre otras cosas, la detección de descargas eléctricas en un 71 % de las 724 explosiones que fueron registradas, además detectaron un mayor número de erupciones explosivas eléctricamente activas que las redes globales *Earth Networks Total*

Lightning Network (ENTLN) y *World Wide Lightning Location Network* (WWLLN). Los autores sugieren entonces, que utilizar antenas en este rango de frecuencias, podría resultar una herramienta valiosa y eficiente en cuanto al costo, para mejorar la vigilancia de las erupciones volcánicas, principalmente erupciones relativamente pequeñas ($VEI < 2$) en dónde las redes globales de mayor cobertura encuentran grandes limitaciones.

Como podemos notar, hay variadas observaciones que muestran semejanzas y diferencias entre descargas eléctricas de pluma y meteorológicas. Al parecer, factores como la intensidad de la erupción, contenido de agua de la pluma volcánica, condiciones meteorológicas en las que se generan las tormentas, como también la tecnología con la que se registran las descargas eléctricas, influyen en la relación de las características de estos fenómenos. Esto hace que no exista un único método universal de identificación de descargas eléctricas volcánicas en tiempo cuasi-real utilizando redes de detección global, sino que se hacen necesario estudios locales y estacionales tanto de la meteorología como de las erupciones volcánicas particulares. Con las nuevas tecnologías, sin embargo, es posible que en un futuro se puedan combinar fácilmente diversas fuentes de detección remota que brinden información más precisa en tiempo cuasi-real o utilizar instrumentos de corto alcance que detecten la señal continua de radiofrecuencia característica de las descargas volcánicas de baja intensidad (Behnke et al. (2020)), sin que implique grandes costos o infraestructura.

Capítulo 3

Sistemas de detección de descargas eléctricas

Los sistemas de detección de descargas eléctricas son variados, pueden tratarse de diferentes redes de antenas terrestres, micrófonos, o sensores ópticos dispuestos a bordo de satélites polares o geoestacionarios, entre otros. Estos sistemas, en general se basan en la detección de alguna parte de la señal electromagnética o acústica que es emitida durante la generación de la descarga eléctrica.

Una descarga eléctrica implica la movilidad de cargas eléctricas. Para el caso de descargas eléctricas de pluma principalmente, esta movilidad puede darse dentro del tope de la pluma, denominadas descargas IC, o entre el tope de la pluma y la superficie terrestre, en el caso de descargas CG. De forma resumida, las cargas se van moviendo dentro de un canal de aire ionizado, cuando este canal es completamente establecido, permite el flujo de corriente (Behnke y McNutt (2014)). En el caso de las descargas CG, una vez se establece la conexión con la superficie terrestre, se produce un pulso de corriente elevada conocido como *stroke* de retorno. Para las descargas IC, ocurren transferencias de carga escalonadas similares a los *strokes* de retorno pero que normalmente tienen amplitudes de corrientes menores, estos pulsos son llamados *eventos K*.

Tanto las descargas CG como las IC involucran un número de procesos que producen pulsos de radiación electromagnética en diferentes regiones del espectro, dado por la aceleración de cargas que se ve involucrado en cada etapa (Pessi et al. (2009), Behnke y McNutt (2014)).

Los pulsos generados durante las descargas eléctricas en muy baja frecuencia, son conocidos como “sferics” (palabra que deriva de la palabra en inglés *atmospheric*, por tratarse de una señal de radio se propaga por la atmósfera). La energía electromagnética se emite en un gran rango de frecuencias, pero entre 1Hz y 300 MHz se concentra la mayor parte de la emisión (Figura 3.1). Por otro lado, las altas corrientes del *stroke* rápidamente calientan el canal ionizado hasta temperaturas que pueden superar los 30000 K, generando un aumento de presión que rondan las 10 atm, esto da como resultado que el canal se expanda e intensa radiación óptica (rayo) junto con una onda de choque (trueno) se propaguen en ese momento (Cimarelli y Genareau (2021), McNutt y Thomas (2015),Cooray (2015)). El rango de frecuencias que caen dentro del espectro visible, es utilizado principalmente para la detección de descargas en los sistemas satelitales Padula et al. (2017)y las ondas acústicas (ondas de sonido e infrasonido) también pueden ser utilizadas en la detección de descargas eléctricas terrestre (Haney et al. (2018)).

Entonces, la energía emitida por las descargas eléctricas se puede detectar utilizando distintos métodos. Actualmente existen sistemas de localización de descargas eléctricas tanto terrestres como satelitales. En gran número de trabajos relacionados con la detección de descargas eléctricas, se han empleado estaciones y redes terrestres principalmente, utilizando la radiación electromagnética emitida en muy alta (VHF, 30 – 300 MHz), media (MF, 300 kHz a 3 MHz), baja (LF, 30 a 300 kHz) y muy baja frecuencias (VLF, 3 a 30 kHz), como también las ondas acústicas. En la actualidad, la detección desde el espacio de la radiación óptica emitida por la descarga eléctrica, se comenzó a utilizar en la detección de descargas eléctricas de origen volcánico (Schultz et al. (2020)), gracias a la implementación del primer sensor *Geostationary Lightning Mapper* (GLM) a bordo de un satélite geoestacionario.

3.1. Terrestres

Todos los sistemas de detección de descargas eléctricas (referida de aquí en adelante como LLS, acrónimo de *Lightning Location System*), informan la localización espacial en 2 dimensiones y temporal de una descarga eléctrica. Lo que varía entre una LLS a otra, es la parte del espectro electromagnético que detectan y por consiguiente, es la capacidad para dar parámetros más detallados de la descarga, cómo la polaridad, la intensidad, la altura, etc (Cimarelli

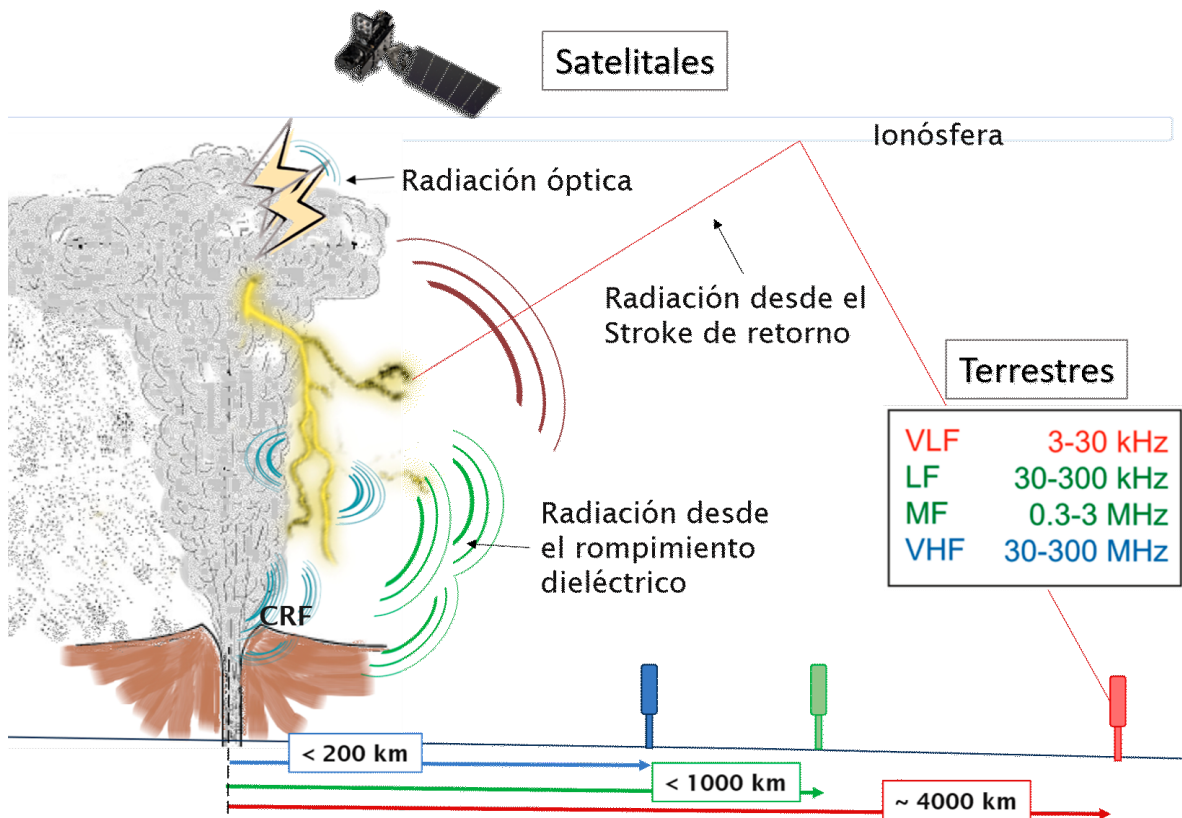


Figura 3.1: Ejemplo de las diferentes ondas electromagnéticas emitidas durante una erupción volcánica y su alcance para ser registrado desde diferentes redes de detección terrestres o satelitales. (Figura basada en la de Behnke y McNutt (2014))

y Genareau (2021)). Este tipo de información, también se relaciona estrechamente con la distribución y geometría en que se disponen las antenas receptoras.

En el capítulo anterior, se describieron los distintos tipos de descargas eléctricas volcánicas presente en una erupción. En relación con esto, las diferentes descargas producidas emiten mayor energía en distintas partes del espectro, dependiendo principalmente de la longitud en la que se produce la aceleración de la carga (Figura 3.1). De esta manera, la creación del canal ionizado produce emisiones principalmente entre los 30 – 300 MHz que es el rango de muy alta frecuencia (VHF). El stroke de retorno o evento K, sin embargo, produce energía más intensa en frecuencias que rondan entre los 3 kHz hasta los 3 Mhz. Esto abarca los rangos conocidos como muy baja frecuencia (VLF) entre los 3 a 30 kHz, baja frecuencia (LF) entre 30 a 300 kHz y frecuencia media (MF) entre los 300 kHz hasta 3 MHz (Behnke et al. (2013), Rakov (2013)). Las ondas acústicas se generan por la rápida expansión del canal de aire

ionizado y la alta temperatura que alcanza este canal emite radiación óptica (Haney et al. (2020), Borque et al. (2020)). De esta manera, dependiendo de las características de la señal que se mida, tendremos información sobre diferentes procesos presentes en el desarrollo de la descarga.

Los LLS que utilizan el rango VLF (3 a 30 kHz), tienen la habilidad de detectar *sferics* en un gran rango de distancias (miles de kilómetros). Esto se debe a la baja atenuación que sufre la señal en estas frecuencias viajando en la guía de onda formada por la superficie de la tierra y la ionosfera (Pessi et al. (2009), Dowden et al. (2008)). El hecho de que la señal prevalezca por grandes distancias, implica que las antenas utilizadas para su detección, puedan disponerse con separaciones entre sensores de varios kilómetros. Entonces, con relativamente pocas antenas se puede contar con una gran cobertura, y esta es su principal ventaja. Una red de antenas VLF, podría tener una cobertura global contando con 50 sensores esparcidos por el mundo (Holzworth (2023)). La localización de las descargas requiere el tiempo o momento de llegada del grupo de ondas (TOGA, por sus siglas en inglés *Time Of Group Arrival*) en, al menos, 5 sensores de la red (Dowden et al. (2002)) . La agrupación geográfica de los sensores es importante dado que entre que más alejados de la zona de descarga se hallen, la localización es más exacta. Los sensores que se encuentren muy próximos a la descarga no son útiles para la localización. Las redes VLF pueden proveer solo la localización espacial (en latitud y longitud) y el tiempo en que se produce la descarga. En general, la eficiencia de detección de las redes que operan en VLF, rondan entre 10 % a 70 % y la sensibilidad suele ser baja (McNutt y Thomas (2015)). De esta manera, se detectan con mayor probabilidad las descargas más intensas, favoreciendo la detección de descargas CG debido a que en general poseen pulsos de corriente más fuertes que las descargas IC.

Los sistemas que detectan señales electromagnéticas en LF (30 a 300 kHz) y/o MF (300 kHz hasta 3 MHz), utilizan disposiciones de antenas más cercanas a la fuente que en el caso de las VLF antes descriptas. En este caso, las antenas detectan la señal LF/MF emitida por las descargas fuente que no disten más de 400/500 km (Behnke y McNutt (2014)). Estas son entonces redes regionales, que detectan la onda terrestre principalmente de un *stroke* de retorno o *evento k* y pueden determinar, además de la localización (latitud, longitud) y tiempo, la polaridad, el pico de corriente de la descarga y en algunos casos también el número de impactos del *stroke* de retorno, parámetro generalmente referido como multiplicidad (Liu

y Heckman (2011), Sonnenfeld et al. (2021)).

Actualmente existe un gran número de antenas y estaciones que trabajan solo en VLF ó en combinación VLF/LF/MF, dispuestas por todo el mundo (S. Rudlosky (2014)). Estas fueron puestas en funcionamiento con fines meteorológicos y comerciales, pero se ha demostrado que también son de utilidad para el estudio de descargas eléctricas volcánicas. En este rango de frecuencias, las antenas detectan con mayor probabilidad las descargas eléctricas volcánicas que se producen sobre el nivel de nucleación de hielo o por encima del mismo (descargas de pluma), donde las propiedades de la columna eruptiva se asemejan más a las de las tormentas eléctricas. La detección a grandes distancias de los sistemas que utilizan antenas en el rango VLF-MF permiten el monitoreo continuo de descargas eléctricas volcánicas de manera remota, dirigido a cualquier volcán. Es decir, no es necesario disponer de antenas cercanas para cada volcán en particular que se desee monitorear (como si pasa con LLS que detectan frecuencias mas altas, como veremos mas adelante) (Behnke y McNutt (2014)). Algunas redes utilizadas para la detección de descargas eléctricas volcánicas que operan en este rango de frecuencias son, la Global Lightning Detection (GLD360) operada por Vaisala, la Arrival Time Difference Network (ATDnet), la Earth Networks Total Lightning Network (ENTLN) y la World Wide Lightning Location Network (WWLLN) (Hui et al. (2020)). Sobre estas últimas dos, se brindarán más detalles en las subsecciones siguientes, dado que son las utilizadas en esta tesis.

Las redes de detección que operan en las bandas de VHF, son de corto alcance. La señal emitida por la descarga eléctrica en estas frecuencias es de menor intensidad y la onda se propaga a menor distancia que en las bajas frecuencias. Las antenas deben estar cercanas a la fuente de emisión (100 km) para poder detectar la señal eficientemente. Estas redes locales ofrecen resoluciones altas tanto espacialmente (1 -10 m) como temporalmente (en el rango de los nanosegundos). Además, dependiendo de la densidad de antenas en el arreglo, se puede determinar la localización de la fuente de emisión en 3D (latitud, longitud y altura) dando una descripción espacial detallada del proceso de la descarga (Thomas et al. (2007a), Haley et al. (2021)). Estas redes tienen la capacidad de proporcionar también, la polaridad, intensidad y tipo de descarga.

A diferencia con los sistemas que operan en mas bajas frecuencias, como la disposición de las antenas VHF deben encontrarse cerca de la fuente de emisión, el uso para monitoreo impli-

ca una red dispuesta para cada volcán que se quiera monitorear. De esta manera, a los efectos de estudiar descargas eléctricas volcánicas, es necesario elegir un volcán de estudio que ya se encuentre en actividad eruptiva o que se conozca como un volcanes persistentemente activo tal como puede ser el Sakurajima en Japón (Behnke et al. (2021)) o el Stromboli en Italia. Estas redes entonces, son más eficientes en la detección de descargas eléctricas cercanas al cráter que ocurren a alturas por debajo del nivel de nucleación del hielo (las que llamamos previamente descargas de conducto y descargas cercanas al conducto).

La red VHF utilizada en distintos estudios es la Lightning Mapping Arrays (LMA). Fue desarrollada a finales de la década del 90' por un equipo del Instituto Nuevo México de minería y tecnología, para cartografiar las descargas eléctricas (Stock et al. (2014), Borque et al. (2020)). Dado que muchas erupciones se producen de manera abrupta y para erupciones de gran intensidad se dificulta el acceso a una distancia necesaria para desplegar una red temporal de la LMA, varios trabajos que han podido realizarse, fueron para erupciones de baja a moderada intensidad (Thomas et al. (2007b), Behnke et al. (2014)) y han dado información de importancia respecto a los detalles de las descargas y la estructura de carga de las plumas volcánicas analizadas.

Si bien los mencionados anteriormente son los sistemas más utilizados en la actualidad para el estudio de las descargas eléctricas volcánicas, recientemente se han publicado trabajos utilizando otros sistemas, como arreglos de micrófonos (o hidrófonos) para detectar la onda acústica (trueno) emitidas durante la descarga eléctrica (Haney et al. (2018), Haney et al. (2020)) o antenas que operan en extremadamente bajas frecuencias (ELF), detectando la señal que es emitida entre 1 a 45 Hz (Vossen et al. (2021)). Los resultados obtenidos de ambas técnicas, han mostrado ventajas respecto a los métodos empleados anteriormente, o dar información extra referida a las descargas de origen volcánico. Sin embargo, la aplicación en más casos de estudio es necesaria para ampliar el conocimiento y mejorar dichas técnicas.

3.1.1. *World Wide Lightning Location Networks - WWLLN*

Durante el año 2003, un grupo de investigación de la Universidad de Washington, inició un proyecto con el objetivo de cartografiar la actividad eléctrica a escala global, como respuesta a la necesidad de un sistema de detección en tiempo real y alcance global, que pueda

proveer datos de calidad de descargas eléctricas sobre el océano y regiones remotas, donde las redes de alcance regional no operan y con detección temporalmente continua, no provista por instrumentos satelitales (Holzworth (2023), Virts et al. (2013)). Así se creó red de detección global *World Wide Lightning Location Networks* (WWLLN). La WWLLN fue desarrollada a través de la colaboración con instituciones de investigación de todo el mundo, quienes alojan y mantienen los sensores de la red. Los sensores que utiliza esta red operan en la banda de VLF, permitiéndole alcanzar una cobertura global con una cantidad reducida de sensores. Si bien la red fue establecida durante el año 2003, obtuvo su primer conjunto de observaciones globales en agosto del 2004 (Kaplan y Lau (2021)). Comenzó con un total de 11 sensores, ubicados en distintas regiones del planeta, y fue creciendo de manera continua hasta la actualidad donde cuenta con más de 70 estaciones, con al menos 2 estaciones en cada continente y sensores adicionales en un gran número de islas oceánicas. Con los años, no solo aumentaron el número de sensores disponibles, sino que también mejoraron el post-procesamiento de la señal recibida de manera de obtener tiempos y localizaciones mas certeras y brindar información sobre la eficiencia de detección y la energía por *stroke*. En trabajos realizados por Rodger et al. (2006) sobre el comportamiento de la WWLLN en el mundo, hallaron que la eficiencia de detección de la red rondaba el 50 % y la precisión media de la localización global fue de 3.4 km. La eficiencia de detección es baja comparada con redes regionales y favorece la detección de las descargas CG con grandes picos de corriente y generalmente, un solo *stroke* dentro del flash de descarga (Abarca et al. (2010)). A pesar de esto, gracias a que las bajas frecuencias (VLF) poseen poca atenuación (alrededor de 3 dB/1000 km), es capaz de determinar la ubicación de las descargas eléctricas que producen tormentas a escala global y en tiempo real (Jacobson et al. (2006)J).

Para obtener la localización de una descarga, es necesario obtener los tiempos de arribo de los *sferics* en cada par de receptores independientes. A medida que la señal se propaga por grandes distancias en la guía de onda Tierra-Ionósfera, se dispersa. Esto hace que el pulso inicial emitido se transforme en un tren de ondas que puede durar un milisegundo o más (Dowden et al. (2002), Nicora (2014)). Los sensores que forman parte de la WWLLN detectan el paquete de ondas de VLF que es emitido durante una descarga y obtienen del registro el tiempo de arribo del grupo (TOGA por sus siglas en inglés; *Time Of Group Arrival*) para cada paquete de *sferics* de una descarga individual.

Estructuralmente, cada sensor consta de un receptor de señal VLF (antena) y un GPS. La señal detectada por el sensor, se envía a la central de procesamiento luego de ser digitalizada a medida que se detecta un evento. Las antenas VLF, son generalmente montadas sobre edificios altos para medir el campo eléctrico vertical que se propaga en la guía de onda constituido entre la superficie terrestre y la ionosfera (Nicora (2014)). En general, la señal emitida por las fuertes descargas eléctricas, son dominantes por sobre el ruido proveniente de otras fuentes, por lo que los receptores de la WWLLN tienen cierta libertad en cuanto la elección de la región en donde emplazar las antenas. Todas las estaciones receptoras transmiten los datos procesados vía internet, a una computadora de procesamiento central, en el momento preciso que arribe algún *sferic* de una descarga eléctrica. En la central de procesamiento, la señal registrada en todos los sitios y la ubicación exacta de cada estación son utilizadas para calcular la posición de la descarga en cualquier parte del mundo. Se requieren al menos de cinco sensores para localizar al nivel del suelo, una descarga en espacio y tiempo, considerando la Tierra como esférica.

En Argentina, la red cuenta actualmente con 4 estaciones instaladas, la más antigua en la ciudad de Córdoba (FAMAF-UNC), dos más ubicadas en la región Patagónica, más precisamente en la Universidad de la Patagonia en Trelew y en el observatorio de la Patagonia Austral (OAPA), en Rio Gallegos, la cuarta estación se instaló en la división LIDAR perteneciente al CITEDEF (Villa Martelli) en cercanías de la ciudad de Buenos Aires. Las instituciones que alojan y mantienen las estaciones utilizadas por la WWLLN, tienen el libre acceso a los datos registrados por la red.

Los datos consisten en un registro georeferenciado que representa el tiempo y ubicación de cada *stroke* que fue detectado. Existen dos tipos de distribuciones de los datos de la WWLLN (Kaplan y Lau (2021)), el dato crudo con la información de la ubicación y tiempo de la descarga, donde simplemente se consideran los datos en donde hallan participado al menos 5 estaciones para el cálculo de la localización y dónde el error en el tiempo sea menor a los 30 μs . Este dato crudo se puede obtener casi en tiempo real previa solicitud. El otro tipo de dato, es el obtenido luego de re-procesar el dato crudo, en donde se incluye la energía radiada en la banda entre los 7-18 kHz, expresada como la media cuadrática (rms) de la energía del *stroke* y la incertidumbre en la energía estimada. El dato post-procesado incluye más estaciones para la determinación de los distintos parámetros, por lo que también mejora la precisión de la

localización respecto al dato crudo. Por lo que implica el tiempo de post-procesamiento de la información, este dato no se encuentra en tiempo real, sino que es publicado un periodo de tiempo después de la adquisición del dato.

Para el estudio de las descargas eléctricas volcánicas realizadas durante esta tesis, se utilizó el dato post-procesado. Los datos disponibles consisten en un archivo por día, del tipo binario con extensión .mat (también se distribuyen en archivos ASCII), en donde se registran todas las descargas localizadas por la red en esa fecha. Cada archivo incluye, fecha y hora, latitud y longitud en grados decimales, el error en tiempo, el numero de estaciones que fueron utilizadas para el cálculo, la media cuadrática de la energía medida en Joules (J), el error en la estimación de la energía y el numero de estaciones de la WWLLN que participaron para el cálculo de la misma.

3.1.2. Earth Networks Total Lightning Network - ENTLN

La *Earth Networks Total Lightning Network* (ENTLN), es una red de detección de descargas eléctricas global que se encuentra en operación desde el año 2009 por la empresa *Earth Networks*. La ENTLN utiliza sensores de banda ancha que detectan la radiación electromagnética emitida por la descarga eléctrica entre 1 Hz y 12 MHz (combinando las señales VLF a HF). El amplio rango de frecuencia en que operan los sensores, permite identificar tanto las descargas IC (intra-nube), como las descargas CG (Nube-Tierra), midiendo además el tiempo, localización (latitud, longitud), clasificación, corriente máxima, entre otras variables. Actualmente consta de mas de 1800 sensores desplegados por el mundo, en más de 100 países. En Argentina, particularmente, tiene mas de 50 sensores instalados Borque et al. (2020).

Cada estación de la ENTLN se compone a groso modo, de una antena receptora, un sistema de posicionamiento global (GPS) y un equipo de comunicación y almacenamiento (Network (2017)). La señal registrada por la antena, es digitalizada y enviada a través de internet de manera continua y en paquetes de datos comprimidos, hacia el servidor central para el procesamiento. Todas las formas de ondas completas son enviadas y utilizadas para ubicar y diferenciar las descargas eléctricas. La ENTLN utiliza la técnica de tiempo de arribo (TOA, por las siglas de Time Of Arrive) en conjunto con algoritmos propios patentados para obtener la información referente a la descarga (Rakov (2013), Zhu et al. (2017), Zhu et al. (2022)).

El tiempo de llegada de la forma de onda se calcula correlacionando las formas de onda de todos los sensores que detectaron la señal de una descarga. El tiempo de llegada y la amplitud y forma de la señal, puede ser utilizado para determinar la corriente máxima, tipo de evento (IC o CG), la polaridad y la ubicación, incluidas la latitud, la longitud y, solo para el caso de las descargas IC, también la altura estimada.

Cada evento detectado por la red se denomina *pulso*, estos pulsos se agrupan en *flash*, cuando se detectan dentro de una ventana espacial de 10 km y temporal de 700 ms (Liu y Heckman (2011)). El tipo de flash se clasifica como CG, si contiene al menos un pulso clasificado como CG; en caso contrario, será clasificado como IC. Desde diciembre de 2011, la ENTLN comenzó a incorporar a sus registros las señales provenientes de la WWLLN para mejorar el rendimiento de largo alcance. En promedio, la ENTLN informa sobre 50 descargas por segundo en todo el mundo (Zhu et al. (2017)) .

Las formas de onda de campo eléctrico sin procesar de todos los sensores ENTLN se archivan de forma permanente, lo que permite su re-procesamiento en el futuro o su uso en estudios científicos. De esta manera, los algoritmos utilizados por la red van siendo puestos a prueba y mejorando a medida que pasa el tiempo a fin de mejorar la eficiencia de detección y la clasificación de las descargas principalmente. Hasta diciembre del 2021, el sistema de procesamiento utilizado (denominado P2015 por la ENTLN), tenía un error en la localización de la descarga de 215 m, una precisión en la clasificación de los flashes de 97 % y una eficiencia de detección de 99 % según la evaluación realizada por Zhu et al. (2017) sobre la región de Florida (EEUU). Estos valores dependen fuertemente de la densidad de antenas que posea la ENTLN en el sector de estudio. A partir de diciembre de 2021, se desarrolló un nuevo procesador en donde mejoró principalmente la técnica de localización de descargas y la de clasificación. Este nuevo procesador fue denominado P2021 (Zhu et al. (2022)).

Zhu et al. (2022), evalúan nuevamente el comportamiento del procesamiento P2015 y el P2021 en Florida, Estados Unidos. Encontraron para esta ocasión, que el error en la localización de las descargas disminuyó de 215 m a 92 m, el error en el cálculo de la corriente máxima también disminuyó desde el 15 % al 13 %. La eficiencia de detección del flash disminuyó desde un 99 % a 98 % y la clasificación de los flashes aumentó de un 97 % a 98 %. En este mismo trabajo, se evaluó el comportamiento de la red en los lugares de menor cobertura, donde la densidad de antenas es menor. Se eligieron dos ubicaciones que cumplían lo anterior, una en

África y otra en Hawái y en ambos casos destacaron la mejora considerable en la detección de descargas eléctricas utilizando el nuevo procesamiento.

3.2. Satelitales

Los sistemas satelitales utilizan la detección de descargas eléctrica mediante la observación de la radiación óptica emitida por la misma. Cuando el canal de aire ionizado alcanza grandes temperaturas emite radiación en el espectro visible, lo que comúnmente observamos a simple vista como rayo o relámpago. Esta radiación se propaga a través de la atmósfera y de la nube, en donde es afectada por el fenómeno conocido como *scattering* (se dispersa). En general, las fuentes de radiación óptica suelen ser los *strokes* de retorno (en el caso de descargas CG) o los eventos K (en las descargas IC), ya que suelen ser los más intensos.

La localización de descargas eléctricas desde satélites, comenzó a desarrollarse cerca de la década de 1980 (Orville y Vonnegut (1976)). Gracias a datos fotográficos tomados desde satélites sincrónicos al sol pertenecientes al DMSP (Defense Meteorological Satellite Program), se pudo ver la distribución global de descargas y la velocidad de destellos (*flashes*) global. Si bien la resolución espacial y temporal de las observaciones eran de baja calidad, dieron el punta pie inicial para que el desarrollo de la detección de descargas eléctricas satelital se considere viable.

A mediados de 1990, dos sensores ópticos construidos para la detección de la distribución de descargas eléctricas fueron realizados por la NASA (Administración Nacional de Aeronáutica y el Espacio) y dispuestos a bordo de satélites de órbita baja (Hui et al. (2020)). Estos sensores fueron el Lightning Imaging Sensor (LIS; Christian et al. (2003)) a bordo del satélite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) y el Optical Transient Detector (OTD; Boccippio et al. (2000)) a bordo del MicroLab-1 (que posteriormente se llamó OV-1). El satélite TRMM estuvo operativo desde finales de 1997 hasta abril de 2015. Estaba destinado a observar el área entre los 35° Norte y 35° Sur, a una altura de 350 km y con un periodo orbital de 92 minutos (en el 2001 fue cambiado a una altura de 403 km y periodo orbital de 93 minutos). El satélite MicroLab-1 fue lanzado en abril de 1995 y operó hasta marzo del 2000. La órbita circular del MicroLab-1 tenía una inclinación de 70°, una altitud de 735 km y un periodo orbital de 100 minutos. Tanto el LIS como el OTD detectan la señal que se emite en los 777.4

nm proveniente de la descarga sin diferenciar el tipo de descarga que origina el pulso. La resolución espacial del LIS es de 5 km y del OTD de 10 km.

A lo que descargas eléctricas volcánicas se refiere, la detección las mismas desde sensores a bordo de satélites de órbita no geoestacionaria resulta difícil. Para llegar a registrar descargas eléctricas volcánicas, es necesario que la trayectoria del satélite coincida en espacio y tiempo con el momento de la erupción explosiva, pero además, el tiempo en que el sensor “mira” la región de estudio y el largo periodo hasta que vuelve a pasar por el mismo punto, hace que no sea posible su utilización en este aspecto. Sin embargo, la base de datos obtenida por el LIS y el OTD continúa siendo de gran valor. Por un lado, permitió observar la distribución global de la densidad de *flashes* de manera fehaciente, y en muchos casos, bajo ciertos criterios y teniendo en cuenta las diferencias, se pueden utilizar los datos del LIS para calibrar y comparar otras redes terrestres (Bürgesser (2017), Rudlosky y Shea (2013), Rudlosky (2015)). En estos últimos años, el desarrollo de satélites geoestacionarios junto con sensores a bordo que detecten la actividad eléctrica, ha ido en incremento. Estos tipos de satélites permiten monitorear de manera continua el mismo campo de vista en tiempo real y su uso para el monitoreo volcánico y la detección de descargas eléctricas es de mayor utilidad. Estados Unidos con el sensor *Geostationary Lightning Mapper* (GLM) a bordo de los satélites GOES (con el primer lanzamiento en el 2016), China con el *Lightning Mapping Imager* (LMI) lanzado también en el 2016 a bordo del satélite Fengyun-4A (FY-4A) y la Unión Europea, con el *Lightning Imager* (LI) lanzado en el 2021 a bordo del satélite *Meteosat Third Generation* (MTG), han sido los primeros en desarrollar y utilizar esta tecnología (Hui et al. (2020)).

3.2.1. Geostationary Lightning Mapper - GLM

A finales de 2016, se pone en órbita el primer satélite de la generación GOES-R desarrollado por la NASA en conjunto con el NOAA (Oficina Nacional de Administración Oceánica y Atmosférica). Este satélite, denominado GOES-16, es un satélite geoestacionario con una órbita de 36000 km de altura respecto a la superficie terrestre y posicionado sobre el ecuador a los 75.2°W (esta posición es referida como GOES-east). Luego del GOES 16, fue lanzado el GOES-17 en 2018 y posteriormente el GOES-18 en el 2022, se prevé que en el 2024 se lance el último satélite de la serie de GOES-R. El GOES-17, fue puesto en órbita geoestacionaria a

la misma altura que su par, el GOES-16, pero con centro en los 137.0°W (posición referida como GOES-west). Operó en esa posición desde principio de 2019 hasta principio de 2023, donde fue relevado como satélite de apoyo y tomó su lugar el GOES-18 (Hall et al. (2019)).

Los satélites GOES son de los primeros satélites geoestacionarios que cuentan con un detector óptico de descargas eléctricas. El Geostationary Lightning Mapper (GLM), al igual que el LIS y el OTD, detecta las descargas eléctricas a través de la detección de pulsos ópticos transitorios centrados en los 777.4 nm (Goodman et al. (2013), Padula et al. (2017)). Los pulsos ópticos que se producen dentro del campo de vista del satélite son registrados por un dispositivo de acoplamiento de carga (CCD por sus siglas en inglés, Charge-Coupled Device) de 1372 x 1300 píxeles a una velocidad de 500 cuadros por segundos (Peterson (2019)). Esto permite una resolución de aproximadamente 8 km en el centro del campo visual que puede llegar a 14 km hacia los bordes del mismo. La eficiencia de detección del GLM depende fuertemente de momento del día (día o noche), posición relativa del sol con el sensor, propiedades ópticas del medio por el que se propaga la descarga y la posición e intensidad de la descarga eléctrica, entre otros (Morales et al. (2018), Peterson (2019), Bateman et al. (2020), Borque et al. (2020)). En general, la detección durante la noche es mejor que durante el día y para tormentas severas con gran precipitación en niveles medios disminuyen la detección debido a un aumento en el espesor óptico del medio.

Respecto a su performance en la detección de descargas eléctricas volcánicas, existen pocos trabajos publicados utilizando el GLM, dado que este se encuentra operativo hace relativamente poco tiempo. El primer trabajo realizado utilizando este sensor, se hizo sobre la erupción del 2018 del volcán de Fuego ubicado en Guatemala (Schultz et al. (2020)). Las descargas generadas por esta erupción fueron registradas tanto por el GLM como por las redes terrestres WWLLN y ENTLN. En comparación con las redes terrestres, el GLM detectó menor cantidad de descargas en general, pero con la diferencia de que las descargas detectadas por ambas redes, se dieron en diferentes momentos de la erupción. Otro caso en el que se observaron descargas eléctricas volcánicas desde el sensor GLM, fue para la erupción del volcán La Soufriere (Smart y Sales (2021)), ubicado en San Vicente y las Granadinas (Centroamérica). La erupción de este volcán comenzó en abril de 2021 y tuvo varios pulsos explosivos. En varios de estos pulsos se detectaron descargas desde el sensor.

Estos trabajos exponen que la opacidad óptica de la pluma volcánica hace que no siempre

se pueda tener un registro claro de las descargas eléctricas volcánicas a través del GLM, pero la observación constante de todos los volcanes activos que se encuentran dentro del campo de visión del satélite, incluyendo América Central, el Caribe, América del Sur, Hawái y Estados Unidos es de gran valor. Con el beneficio adicional, que a bordo de los satélites GOES se encuentra también el sensor Advanced Baseline Imager (ABI), que es un radiómetro de imágenes pasivo multicanal diseñado para observar la tierra con una alta resolución espacial y temporal (Borquez et al. (2020), Thiel et al. (2020)). Al poder usarse en conjunto con el GLM, los distintos productos obtenidos a partir de la combinación de canales del ABI, permiten inferir propiedades del tope de la pluma volcánica junto con la actividad eléctrica en dos dimensiones, seguir el desarrollo de la erupción que da origen a las descargas eléctricas y conocer la longitud estimada y la energía de estas descargas.

Los datos del GLM se presentan agrupados, en donde el producto más elemental es el Evento. Se denomina Evento al píxel del CCD que detecta una radiancia superior al promedio dinámico de la radiancia de base por un valor configurable (Goodman et al. (2013), Peterson (2019), Mach (2020)). En sí, el Evento no representa a un patrón físico completo del proceso de la descarga eléctrica, como un píxel de algún color no representa en sí mismo un objeto en una imagen digital. El Evento representa una parte (píxel) del tope nuboso iluminado por la descarga durante una toma de 2 ms (un *frame*). Los Eventos, se agrupan dentro de dos conjuntos que representan algún patrón de la descarga, el Grupo y el Flash. Cada conjunto forma parte del conjunto superior. Es decir, los Eventos forman los Grupos y los grupos forman los Flashes. Las definiciones para cada uno se detallan a continuación:

- Grupo: Son la unidad básica del dato del GLM que es relevante para la ciencia de la descargas eléctricas. El grupo está formado por todos los eventos que pertenecen al mismo pulso óptico, por lo que puede ser considerado como la descripción de la evolución de un flash individual de la descarga eléctrica. Entonces se define el grupo como el conjunto de eventos que ocurren en el mismo frame de 2 ms que rellenan una región contigua del arreglo de la CCD (es decir los pixeles que comparten algún lado o esquina).
- Flash: Provee un marco para la caracterización de la descarga, y la comparación de la evolución, la energía y estructuras de diferentes flashes de la descarga. Se define al Flash como el conjunto de Grupos que se encuentra dentro de una ventana temporal de

330 ms y una cercanía menor a 16.5 km.

En algunos trabajos se hace mención además a dos conjuntos más, que son la Serie y el Área, pero estos conjuntos no vienen en los datos públicos disponibles generados por el GLM, sino que son obtenidos posteriormente re-analizando los conjuntos detallados antes. Son variables de utilidad, principalmente cuando se quieren analizar descargas más complejas, con grandes longitudes o grandes duraciones temporales (para más información de los mismos se recomienda consultar Peterson (2019)).

Capítulo 4

Los Andes

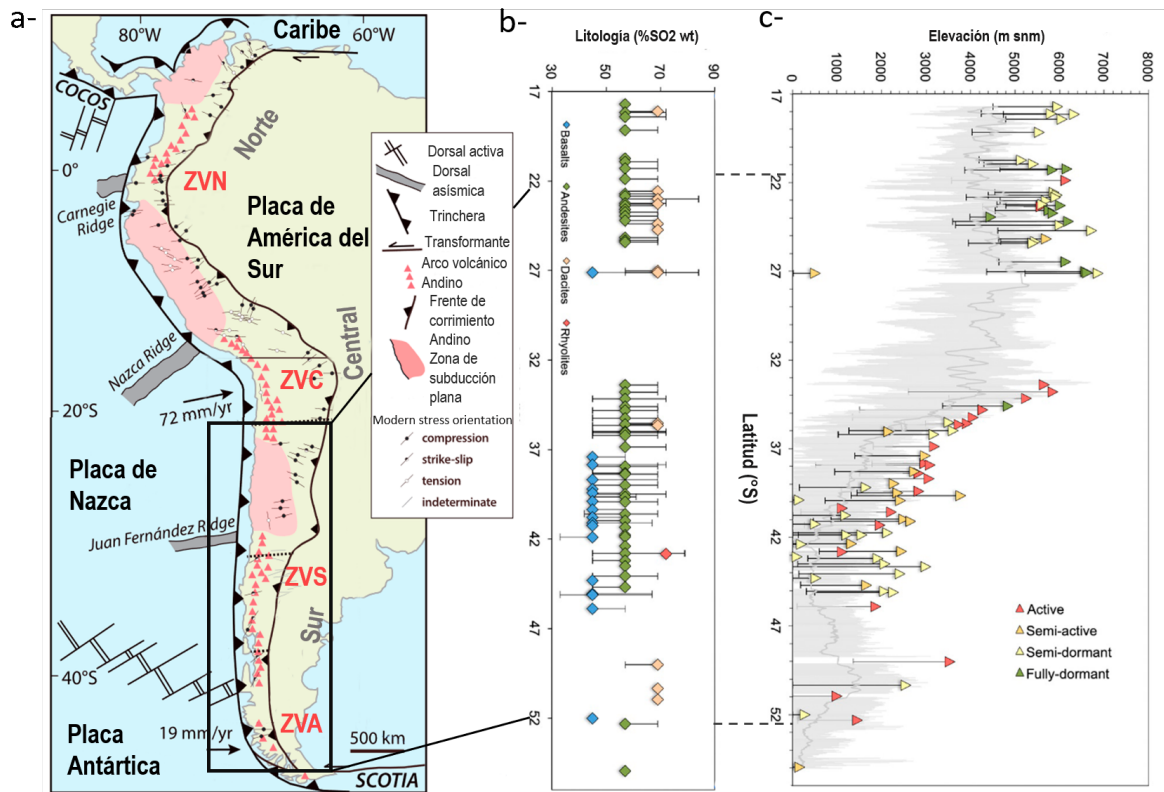


Figura 4.1: a- Mapa de los Andes marcando sus divisiones generales, Zonas volcánicas (ZV) y tectónica, extraído y modificado de Stern (2004), el recuadro negro indica la zona de trabajo. b- Variación de la litología encontrada en los volcanes de los Andes hacia el sur de los 17°S. c- Diagrama de la actividad volcánica en los Andes y la altura de los mismos entre los 17°S y 56°S. Ambos extraídos y modificados de Lara et al. (2021)

La cordillera de los Andes, es el cordón montañoso más extenso del planeta con cerca de 8000 km de longitud y con alturas que pueden alcanzar los 6 km en su pico más alto. Se ubica en el sector oeste de América del Sur, sobre la costa del Pacífico (Figura. 4.1.a). Su origen comienza en la era Mesozoica-Cenozoica, asociada al borde convergente en el cual la litosfera oceánica de la cuenca del Pacífico, es subductada por debajo de la litosfera continental del oeste de América del Sur (Jordan et al. (1983), Horton (2018a)). Forma parte del cinturón de Fuego del Pacífico, por lo que los principales volcanes activos se encuentran asociados a la misma.

Debido a las variaciones composicionales, morfológicas y tectónicas que presenta la cordillera de Los Andes en toda su longitud, se suele dividir en segmento Norte (12°N - 5°S), Central (5° - 33°S) y Sur (33° - 56°S) (ver Figura 4.1.a). Aparte de esta división, teniendo en cuenta la distribución no homogénea del vulcanismo producto de la subducción en el margen convergente, también se puede dividir la cordillera de Los Andes en función del cinturón volcánico. Este cinturón discontinuo comprende la región de vulcanismo activo producto de la diferencia en el ángulo de subducción de la placa de Nazca en gran parte de la cordillera y de la placa Antártica (e interacción con la placa Scotia) hacia el extremo sur de la misma. De esta manera el cinturón volcánico es segmentado en cuatro grandes arcos volcánicos continentales separados por zonas inactivas volcánicamente (Cembrano y Lara (2009), Horton (2018b)). La zona volcánica norte (ZVN, 5°N - 2°S) abarca los Andes Septentrionales de Colombia y Ecuador, la zona volcánica central (ZVC, 14° - 27°S) corresponde a los Andes Centrales de Perú, Bolivia, norte de Argentina y Chile, la zona volcánica sur (ZVS, 33° - 46°S) se localiza en los Andes centrales de Argentina y Chile, y la zona volcánica austral (ZVA, 46° - 55°S) en los Andes Patagónicos Australes y Fueguinos. (Figura 4.1.a)

Además, debido a la interacción de la circulación atmosférica y la topografía de los Andes, se inducen grandes diferencias climáticas entre las zonas orientales y occidentales de este cordón orográfico. Si bien existen diferencias de precipitación y nubosidad entre los flancos occidentales y orientales de la cordillera, estas diferencias pueden ser distintas entre la región tropical y regiones más extra-tropicales (Viale et al. (2019)). Como resultado, la actividad eléctrica atmosférica también se ve modificada por acción de la topografía cordillerana (Montana et al. (2021)).

En esta tesis, nos enfocamos principalmente en los Andes argentinos-chilenos, abarcando

desde los 22° hasta 52° de latitud sur y desde los 66° hasta los 76° de longitud oeste (marcado con el rectángulo negro sobre la Figura 4.1.a). El objetivo del actual capítulo es el de dar contexto sobre las características de la zona de estudio desde el punto de vista volcánico y de su actividad eléctrica atmosférica.

4.1. Características volcánicas

Dentro de la cordillera de los Andes que se ofrece como límite natural entre Argentina y Chile, encontramos tres zonas de vulcanismo activo (ver Figura 4.1.a), el extremo sur de la ZVC (fragmento desde los 22°-27°S); continuando por la ZVS (33°- 46°S) y finalmente en el extremo sur parte de la ZVA (46°S - hasta los 55°S).

Dentro de las tres zonas volcánicas implicadas, se ha reconocido un gran número de estructuras volcánicas, de las cuales cerca de 120 se consideran activas (habiendo presentado evidencia de actividad desde el Holoceno, 11 mil años atrás; García y Badi (2021)). Las principales estructuras involucradas se tratan de estratovolcanes, calderas adesíticas-dacíticas y mesetas basálticas. Por otro lado, el registro de las erupciones en el último siglo, indican erupciones generalmente explosivas, de los tipos pliniana, peleana, freatomagmática y vulcaniana (Perucca y Moreiras (2009), Sruoga y Schonwandt (2004), Lara et al. (2021)). Muchas veces, estas erupciones fueron precedidas o se asociaron con la ocurrencia de terremotos, aunque esta relación causa-efecto es discutida por varios autores (Cembrano y Lara (2009), White y McCausland (2016)).

En la porción de la ZVC al norte del límite argentino-chileno, nos encontramos con centros volcánicos de gran altura (Figura 4.1.c). Se destaca entre ellos, el Ojos del Salado (21.1°S, 68.5°W) como el volcán de mayor altura sobre el nivel del mar en el mundo, alcanzando los 6887 m snm (Aguilera et al. (2022)). El espesor de la corteza en este sector es mayor a los 70 km, disminuyendo en la cordillera hacia el sur. Si bien existe un gran número de volcanes emplazados en este sector, es el volcán Láscar de composición principalmente andesítica, el que ha presentado gran actividad en el área, emitiendo esporádicamente material particulado y gases a la atmósfera en los últimos años (1993, 2006, 2015, 2022; Gaete et al. (2020)). La presencia de grandes calderas de colapso y estratovolcanes de gran magnitud, hacen que esta región tenga un valor de riesgo volcánico moderado a alto para la sociedad (Servicio

Nacional de Geología y Minería - SERNAGEOMIN, Elissondo et al. (2016)). Es mayormente caracterizada por erupciones que involucran magmas intermedios a evolucionados, esto es de composición andesítica a dacítica (Figura 4.1.b).

Siguiendo hacia el sur, se encuentra la ZVS, esta es la zona de mayor actividad volcánica que involucra a Argentina. Está comprendida entre los 33° S hasta los 46° S, se caracteriza por una subducción oblicua de tipo normal (30°) entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana (Cembrano y Lara (2009)). En la misma se encuentra gran número de volcanes con erupciones registradas, entre ellos se encuentran el Descabezado-Quizapu (1932), Tupungatito (1958-1961, 1986), Copahue (1990, 2012), Hudson (1991), Planchón-Peteroa (1991, 1993, 2011), Llaima (1994), Chaitén (2008), Puyehue-Cordón Caulle (2011) y Calbuco (1960, 2015), entre otras (Figura 4.1.c). Morfológicamente, el espesor de la cordillera en la ZVS, pasa desde cerca de 50 km hasta llegar a los 35 km de espesor hacia el sur. Esto influye también en la composición petroquímica del segmento, encontrando composiciones más ácidas en los volcanes ubicados entre los 33° y 34.5°S, pasando a una zona de transición de composiciones variadas entre composiciones basálticas a andesíticas con importante contenido de potasio, entre los 34.5° y los 37°S. Si bien en este subsegmento predominan las andesitas, hacia el sur comienzan a incrementarse los basaltos (figura 4.1.b), dominando las unidades rocosas más antiguas. Ya en el subsegmento del extremo sur, las unidades rocosas de composición más basálticas a andesitas basálticas son dominantes, asociadas a erupciones de estratovolcanes y otros centros eruptivos menores. Destaca en este sector la diferente composición riolítica que muestra el Chaitén (42.84°S, 72.65°W). Los volcanes que reportan mayor actividad en esta zona son el Villarrica (39.42°S, 71.94°W) y el Llaima (38.69°S, 71.73°W), ambos de composición basáltica a basáltica-andesítica.

Finalmente, en la ZVA se presenta una cantidad reducida de centros volcánicos aislados. El vulcanismo de la zona se encuentra regida por la subducción de la placa Antártica por debajo de la placa Sudamericana y presenta menores velocidades de subducción respecto a las de la placa de Nazca. No se ha registrado actividad en las últimas décadas, aunque se considera al volcán Lautaro como el más activo en Chile por registros de erupciones durante el siglo XIX (Lara et al. (2021)). Por otro lado, también se pudo confirmar actividad durante el año 1988 en el centro eruptivo del volcán Viedma, el cual es un volcán dacítico subglacial que se ubica semicubierto por el casquete polar patagónico (Perucca y Moreiras (2009)).

Si bien la mayoría de los centros eruptivos se encuentran en territorio chileno, los productos emitidos por erupciones explosivas, generan una vulnerabilidad permanente a la exposición de cenizas volcánicas en el territorio argentino, debido al predominio de los vientos del sector oeste (Figura 4.2). Respecto a los volcanes que se encuentran en territorio argentino, la mayoría pertenecen a zonas de baja densidad demográfica, alejados de grandes centros poblados, exceptuando el caso del Copahue (Sruoga y Schonwandt (2004)).

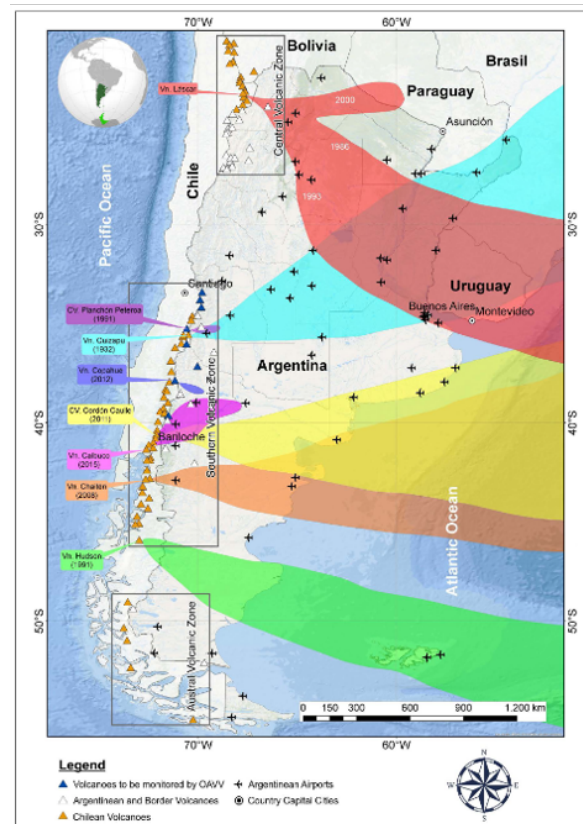


Figura 4.2: Mapa de la dispersión de ceniza mostrada durante diferentes erupciones de los últimos años en volcanes de los Andes argentino-chilenos. Imagen extraída de Garcia y Badi (2021)

4.2. Climatología

El orogeno andino, con orientación preponderante norte-sur, también actúa de barrera meteorológica en todo el sector oeste de América del Sur. De este modo, su existencia altera las condiciones meteorológicas de sus alrededores, principalmente los sistemas de precipita-

ción y patrones de nubosidad (Viale et al. (2019)). Relacionado con esto, la actividad eléctrica atmosférica en la región también se ve afectada, mostrando variaciones en todo el sector alrededor a los Andes argentinos-chilenos. Desde el punto de vista de la detección temprana de erupciones volcánicas utilizando la localización de descargas eléctricas, es crucial conocer las condiciones meteorológicas dentro del área de interés. En esta sección de la tesis se detalla el estudio realizado sobre la línea base de la actividad eléctrica atmosférica (referida de aquí en adelante como AEA), los días de tormenta (referido como Td) y la velocidad y dirección promedio del viento sobre el área de estudio. Esta información forma parte del trabajo publicado en Baissac et al. (2021b).

Para conocer la variabilidad de la AEA y los Td en el área de estudio, se utilizó la base de datos para los años 2011–2019 proporcionados por la WWLLN. Anteriormente, en el capítulo 3 de este escrito, se brindó una descripción detallada sobre esta red global. De igual manera, se recuerda que los datos proporcionados por el WWLLN registran la fecha y hora de detección de la descarga eléctrica según el Tiempo Universal Coordinado (UTC), la ubicación en latitud y longitud de la misma y la cantidad de sensores que se utilizaron para determinar su ubicación. Estos datos se proporcionan como un único archivo diario en el que se registran todas las descargas eléctricas detectadas globalmente en ese día.

La caracterización de la actividad eléctrica en cada sector, se realizó en base al promedio de las descargas eléctricas detectadas entre los años 2011 y 2019 con una resolución espacial de $0.1^\circ \times 0.1^\circ$, lo que equivale a un área de alrededor de 123 km^2 . Para garantizar que las descargas eléctricas tenidas en cuenta para el análisis sean puramente de origen meteorológico (y no volcánico), se descartaron las descargas eléctricas generadas durante las erupciones del Puyehue - Cordón Caulle (2011) y Calbuco (2015) que tuvieron lugar en el periodo de tiempo considerado. Los Tds se calcularon utilizando la misma base de datos en el mismo período de tiempo, pero se tomó una grilla de 0.4° . A partir de estos datos, se definió el Td, como el día en que la WWLLN detecta al menos una descarga eléctrica en una celda determinada (siguiendo lo expuesto en Nicora (2014)). Los datos de Td asignados a cada celda de la grilla se corresponden con el promedio anual de los días de tormenta detectados por WWLLN en el período de tiempo considerado.

Por otro lado, dada la falta de información de las condiciones del viento medidas *in situ* cerca del área de estudio, se optó por utilizar los datos provistos por el modelo numérico de

reanálisis de datos de viento del Centro Nacional de Predicción Ambiental (NCEP)/Centro Nacional de Investigación Atmosférica (NCAR). La información proporcionada corresponde a los datos del subconjunto medio mensual, disponibles en línea, del archivo de datos de investigación del NCAR para los años 2013–2019. Estos datos consisten en el promedio mensual de las componentes latitudinal y longitudinal del viento (en m/s) para 17 niveles de altitud en milibares (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 y 10 mbar), y tiene cobertura mundial con una resolución de 2,5° de latitud y 2,5° de longitud (aproximadamente 278,3 km por 278,3 km). La condición del viento en la región de estudio es relevante porque proporciona información del posible desplazamiento de la pluma volcánica liberada durante la erupción.

Para el análisis de los distintos parámetros meteorológicos mencionados, se opta por dividir el sector de estudio en tres regiones cuyos valores de AEA son diferentes en rango. Estas regiones se detallan en la Figura 4.3.(b y c), y nos referimos a ellas como la región Norte (22° - 32°S), Central (32° - 42°S) y Sur (42° - 52°S). La Figura 4.3.c, muestra entonces las características de la AEA en cada una de estas regiones. En cuanto a los parámetros del viento, para caracterizar el viento en la región entre los años 2013-2019, tomamos como punto representativo de la grilla de datos de viento el más cercano a la región donde se presentan los volcanes para cada sector (Norte, Centro y Sur) como se muestra en la figura 4.3.a. Esto se debe a que la cuadrícula del NCEP/NCAR es muy grande y pocos puntos de la cuadrícula recaen en las zonas volcánicas. En cada punto se calcula el promedio 2013-2019 de la dirección y velocidad del viento para cada nivel.

Como resultado, del análisis de la AEA (Figura 4.3.c) se destaca una mayor ocurrencia de descargas eléctricas por celda en el sector noreste de la región Norte, alcanzando valores cercanos a los 35 descargas por celda. La actividad eléctrica decrece hacia el sector sur, con valores de 15 por celda en la región Central y con valores menores de 2 por celda en la región Sur. Los mayores valores se hallan dentro del territorio argentino y la actividad de descargas eléctricas cerca de los centros volcánicos es sustancialmente menor, con valores de número de descargas eléctricas por celda de 20, 5 y menos de 2 para cada una de las regiones Norte, Centro y Sur respectivamente.

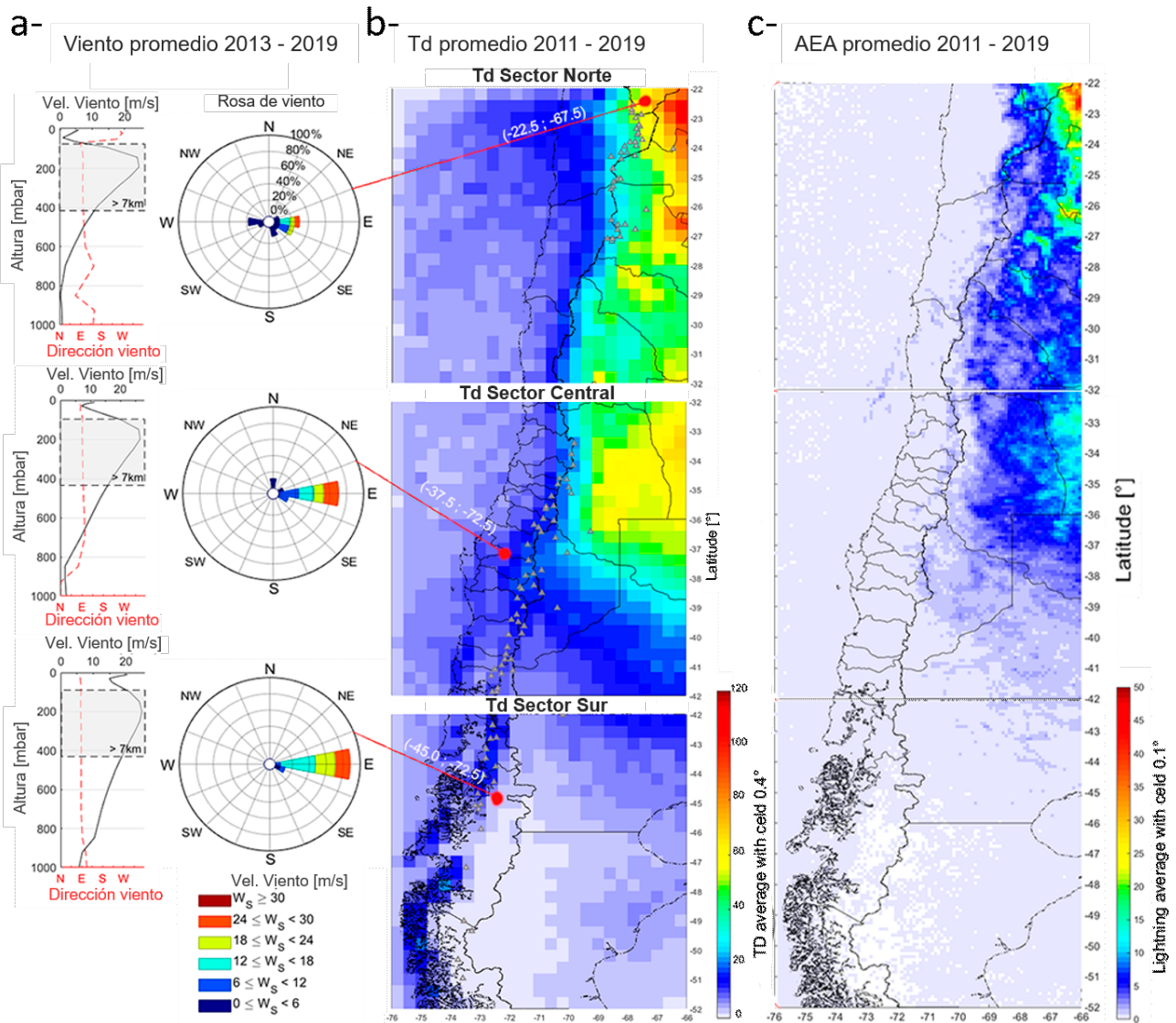


Figura 4.3: a-Perfil de velocidad del viento con la altura (izq.) y Rosa de los vientos (der.). b- Días de tormenta (Td) en las tres regiones definidas para el estudio. c- Actividad eléctrica Atmosférica (AEA), para las mismas tres regiones.

Pasando a la distribución de Td dentro de la región de estudio que se muestra en la Figura 4.3, se nota un comportamiento similar al de la AEA en las regiones Norte y Central, pero hacia el oeste del borde argentino-chileno de la región Sur, el valor de Td muestra un aumento local. En el flanco oriental de la cordillera en la región Norte, el promedio anual de Td varía entre 110 y 36 por año. En la vertiente occidental, sin embargo, no supera las 18 Td por año. Para

la región Centro estos valores decrecen, con máximos en torno a 65 Td y mínimos en torno a 7 Td en el este. En el sector sur occidental de la región Central, se presenta un aumento local de Td respecto al entorno, que continúa hacia la región Sur ubicado principalmente en lo que sería la costa de Chile; todo este sector alcanza valores cercanos a las 18 Td por año. Sin embargo, el número de descargas por celda no muestra un incremento marcado en estos sectores, lo que indicaría que si bien hay más Td no suceden con gran número de descargas eléctricas.

El comportamiento de Td en el suroeste de la región Central y oeste de la región Sur fue estudiado en Garreaud et al. (2014) y Bertone et al. (2022). En general, nuestros resultados obtenidos para la actividad eléctrica meteorológica durante el periodo de tiempo establecido, están de acuerdo con los publicados por Bertone et al. (2022) y Montana et al. (2021). Estos autores realizaron un estudio muy completo principalmente sobre los Tds y su variación en el territorio argentino y chileno respectivamente, utilizando la misma base de datos en diferentes periodos temporales.

Del comportamiento de los vientos, en la Figura 4.3.a se muestra la rosa de los vientos y el perfil vertical de los mismos, que se realizó teniendo en cuenta los 17 niveles de altura disponibles en los datos. Los resultados del análisis de estos datos del NCEP/NCAR, indican en su mayoría la presencia de vientos con dirección predominantemente este-sureste sin significativa variación entre niveles. Sin embargo, en la región Norte, la dirección del viento muestra algunas componentes sureste y oeste. La componente oeste en esta región tiene una velocidad baja (menos de 6 m/s) y corresponde a niveles de mayor altitud (ver Figura 4.3.a - izquierda). Generalmente, las plumas volcánicas productoras de descargas eléctricas de pluma (*Plume lightning*), alcanzan una altura mayor a 450 mbar (más de 7 km, región gris marcada en los perfiles de la Figura 4.3.a). Observando la variación de la dirección y velocidad del viento en función de la altura notamos que en los diferentes sectores no se observan variaciones relevantes en la dirección del viento para alturas superiores a 500 mbar, con una fuerte tendencia hacia el este y alcanzando el valor máximo de velocidad para estos niveles (>500 mbar).

Bajo el contexto de monitoreo volcánico, los resultados han mostrado que el porcentaje de días con tormentas eléctricas es de alrededor del 5 % en un año alrededor de los volcanes activos; lo que sugiere que existe una baja probabilidad de una coincidencia temporal y espacial

simultánea entre una erupción volcánica y una tormenta eléctrica. Esta característica apoya la idea de que la técnica de detección temprana de erupciones (o presencia de ceniza en la atmósfera alta), mediante la detección de actividad eléctrica asociada puede ser adecuadamente utilizada en la región. El conocimiento de la frecuencia de las tormentas eléctricas y la actividad típica de las descargas eléctricas alrededor de los centros volcánicos resulta crucial para identificar entre las descargas producidas por las tormentas y las generadas por erupciones volcánicas. Además, el conocimiento de los vientos predominantes en la zona es útil en términos de la movilidad del material liberado durante una erupción. Toda esta información es fundamental para los tomadores de decisiones y se volverá a hacer referencia de la misma en el próximo capítulo, donde hablamos de la detección de descargas eléctricas volcánicas como herramienta remota en el monitoreo volcánico.

4.3. Actividad eléctrica en los volcanes de los Andes

Vimos en las secciones previas el volcanismo general en los andes y la actividad eléctrica atmosférica promedio en la misma región. Durante esta sección, hablaremos de los volcanes que tuvieron actividad explosiva entre los años 2005 al 2022, y cuales de ellos presentaron actividad eléctrica detectable por la WWLLN.

Se toma como inicio del estudio el año 2005 dado que es el primer año completo para el que contamos con datos de la red global WWLLN. Aunque se tiene en cuenta que, si bien tenemos los datos desde antes, la eficiencia de detección para los años anteriores al 2009 es considerablemente baja. A partir de mediados del 2009, la red agrega a su base de datos la información de la energía estimada de las descargas detectadas, calculada a partir de la energía detectada en la señal en el ancho de banda medido (Rodger et al. (2006), Rodger et al. (2009)) y posteriormente, luego del 2013/2014 la red tiene una mejora en el algoritmo de detección que, sumado a nuevas antenas disponibles, vuelven a mejorar la eficiencia de detección (Rodger et al. (2014)).

Para comenzar el estudio, se utiliza la base de datos de las erupciones que tuvieron lugar en el sector de trabajo, brindada por el Programa Global de Volcanismo (GVP, por sus siglas en inglés) desarrollado por el instituto Smithsonian (<https://volcano.si.edu/>). Los resultados arrojados por esta base de datos se pueden descargar en una planilla, que dispone

de información tal como el comienzo de la erupción para cada volcán, el VEI máximo en el caso de que haya sido estimado, el final de la erupción, si fue una erupción confirmada, entre otra información de relevancia. Junto a esta también se descarga una planilla con la información relevante de eventos reportados principalmente por la VAAC (Volcanic Ash Advisory Center), el SERNAGEOMIN, ONEMI (Oficina Nacional de Emergencia - Ministerio del Interior de Chile), OVDAS (Observatorio Volcánico de los Andes del Sur, Chile) y OAVV (Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica), sobre el estado y características de distintos eventos eruptivos, como la emisión de ceniza, altura de la pluma volcánica, cambios en las características sísmicas, presencia de incandescencias, entre otros. En la Tabla 4.1 se muestra un resumen de las erupciones cuyo comienzo de la erupción pertenece al periodo temporal tenido en cuenta, con el VEI correspondiente, la localización del centro eruptivo y si la WWLLN detectó descargas eléctricas asociadas durante algún evento eruptivo presente en el ciclo eruptivo del volcán.

Para determinar si algún evento particular en las erupciones expuestas en la Tabla 4.1 presentaron descargas eléctricas, se buscaron las fechas donde haya sido reportada alguna pluma volcánica a una altura considerable (en general de más de 2 km de altura respecto a la cima del volcán), con presencia de ceniza y cualquier otro parámetro enunciado que sugiera importante emisión de material eyectado. Para esas fechas reportadas, se graficaron los datos de la WWLLN en una ventana de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ de latitud y longitud con el volcán bajo estudio en el centro. Para la exploración de los datos, se graficaron los mismos tanto para el día reportado, como para algunos días posteriores u anteriores en el caso de que la información no fuera precisa. Debido a que para muchos eventos no se cuenta con información satelital continua de una resolución espacial que permita observar el comportamiento de la nubosidad, en el caso de que se detectaron descargas eléctricas en proximidades del volcán y cercanas al momento del evento eruptivo reportado, se observó como fue el comportamiento temporal de las descargas y si este tenía relación con la posición de la pluma volcánica según los reportes disponibles. Es decir, se observa la evolución temporal de las descargas eléctricas y la posición en las que fueron registradas respecto al centro volcánico, en caso de observar que se generaron en zonas lejanas al centro eruptivo o que no coincidan con la dirección de la pluma volcánica reportada, se descartan como generadas por la erupción.

Conocemos que esta metodología puede llegar a resultar en posibles desestimaciones de

Volcán	Inicio Erupción	VEI	Descargas Elect.
Copahue	2/jul/2021	1	No
	16/jun/2020	2	No
	2/ago/2019	2	No
	4/jun/2017	1	No
	18/sept/2015	2	No
	4/jul/2014	2	No
	22/dic/2012	2	No
	17/jul/2012	2	No
Callaqui	2/ene/2012	-	No
	22/ene/2009	-	No
Nevados de Chillán	8/ene/2016	2	No
	21/ene/2009	-	No
Láscar	10/dic/2022	3	No
	30/oct/2015	2	No
	2/abr/2013	1	No
	18/abr/2006	3	No
	4/may/2005	3	No
Llaima	1/ene/2008	3	No
	26/may/2007	2	No
Planchón-Peteroa	7/nov/2018	1	No
	17/feb/2011	2	No
	6/sept/2010	2	No
Villarrica	2/dic/2014	3*	No
	25/jul/2013	1	No
	14/nov/2012	1	No
	22/nov/2009	1	No
	29/ene/2009	1	No
	26/oct/2008	1	No
Calbuco	22/abr/2015	4	Si
Hudson	26/oct/2011	2	No
Puyehue - CC	4/jun/2011	5	Si
Chaitén	2/may/2008	4	Si

Tabla 4.1: Resumen de la actividad eruptiva transcurrida entre el 2005 y el 2022 en la región de los Andes perteneciente al límite argentino-chileno, obtenido desde el GVP del instituto Smithsonian (<https://volcano.si.edu/>). Notar que las fechas de inicio se corresponden con el comienzo del ciclo eruptivo, y pueden tener asociados eventos explosivos en otras fechas diferentes. * El VEI 3 de esta erupción del volcán Villarrica fue alcanzado por un evento eruptivo que tuvo lugar el 3 de marzo de 2015.

descargas volcánicas, pero en general, los casos en que hay descargas eléctricas meteorológicas coincidentes con el evento eruptivo fueron pocas y el patrón que mostraron las descargas

en estos casos resultó claro en este sentido, dejando poco lugar a dudas. En la Figura 4.4.a se representan las descargas detectadas por la WWLLN para el día dónde se reporto la erupción, se nota en esta cómo la actividad eléctrica comienza en las lejanías del centro volcánico y pasa cerca del mismo a medida que avanza el tiempo (el tiempo es representado por el color del punto en la imagen). La Figura 4.4.b, muestra una composición de Color Natural obtenida desde datos del satélite geoestacionario GOES-16, para las 16:30 UTC en la que se observa la pluma volcánica generada con dirección S-SW. En la misma imagen se muestra también el reporte de la VAAC - Buenos Aires de las 17:20 UTC, que indica la presencia de ceniza hacia la misma dirección. En este caso, el movimiento de la pluma fué hacia el lado contrario al que se registraron las descargas.

Como resultado de esto, obtuvimos un total de 11 volcanes con actividad eruptiva en el periodo de tiempo entre el 2005 y 2022 analizado, la mayoría con índices de explosividad (VEI) menores a 2. Dentro de estos volcanes, el Copahue y el Villarrica fueron los que más erupciones presentaron. El volcán Copahue se encuentra número 1 en el Ranking de Riesgo Relativo para Argentina (OAVV, Garcia y Badi (2021), Elissondo et al. (2016)). Si bien ha mostrado baja explosividad en estas erupciones, la cercanía con centros poblados importantes, hace que represente un mayor riesgo. Por otro lado, el Villarrica se encuentra primero en el Ranking de Riesgo Específico en lo que al territorio chileno respecta (SERNAGEOMIN, Amigo (2021)). Este volcán, en su última erupción con inicio a finales del 2014, ha alcanzado un VEI de 3 durante un evento eruptivo producido el 3 de mayo de 2015. Este evento se menciona aquí, ya que, si bien no se detectaron descargas eléctricas por la WWLLN, en material periodístico¹ sobre el día del evento se observó una descarga eléctrica en una foto publicada por un diario. Para este día la pluma volcánica no supero los 6 km de altura referente a la cima del volcán y se trató de un pulso de corta duración que arrojó material incandescente y ceniza hacia la atmósfera. La electrificación presente entonces, se sugiere como del tipo de descarga cercana al conducto desarrollada en la sección 2.2, de baja intensidad como para ser detectada por la red global WWLLN.

Otras erupciones con un VEI de 3, han registrado plumas relevantes pero que no superaron los 6 km de altura, por lo general fueron plumas débiles y con poco contenido de ceniza, fácilmente influenciadas por los vientos actuantes que no permiten el desarrollo vertical de

¹https://elpais.com/elpais/2015/03/03/album/1425393522_152776.html#foto_gal_2

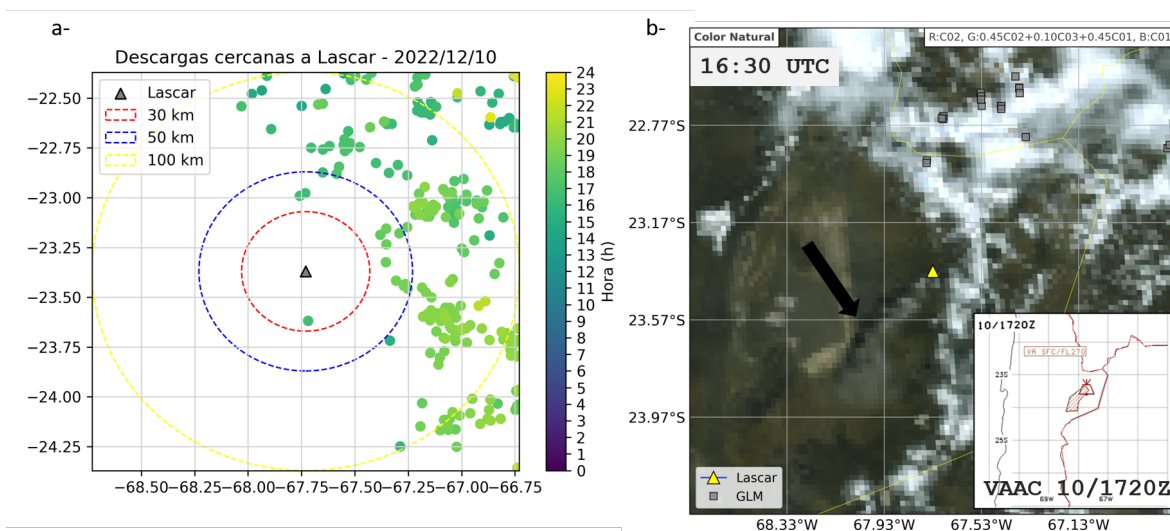


Figura 4.4: Ejemplo de la actividad eléctrica registrada por la WWLLN durante el evento explosivo del volcán Láscar del día 10 de dic. 2022. a- Se muestra el registro y ubicación respecto al volcán de las descargas eléctricas durante todo el día. b- Imagen satelital del GOES-16 realizada para las 16:30 del mismo día. La flecha negra indica la presencia de la pluma volcánica moviéndose hacia el S-SW. Mas pequeño se muestra el reporte de la VAAC-Bs. As., donde el polígono marca la presencia de ceniza observado a las 17:20.

la pluma volcánica (siguiendo lo expresado por Bonadonna et al. (2015b)). La WWLLN no detectó descargas asociadas a estos eventos eruptivos, pero teniendo en cuenta lo expuesto con el Villarrica y la eficiencia de detección de la red, es muy posible que la electrificación se mantenga en el sector de la columna eruptiva con baja energía, debido a la disipación rápida de la pluma. Debido a la baja población en cercanías a los centros volcánicos y a la falta de otros instrumentos que detecten las descargas de menor intensidad, no podemos ahondar con mayor detalle sobre este supuesto.

Por otro lado, tres erupciones se destacan en la Tabla 4.1 mostrando un VEI mayor a 3. Se trata de las erupciones del volcán Chaitén (2008), el complejo volcánico Puyehue – Cordon Caulle (2011) y el Calbuco (2015). En estas tres erupciones se registraron descargas eléctricas asociadas al evento volcánico por parte de la WWLLN. El Chaitén, una caldera volcánica de casi 3 km de radio y composición riolítica, comenzó su erupción el 2 de mayo de 2008 cerca de las 3:30 UTC basada en registros sísmicos aledaños. Pero recién cerca de las 6:00 UTC, se reporta la primera explosión que genera una pluma volcánica de una altura estimada entre 13.7 y 16.8 km. Una vez que la erupción comenzó, pasó por un periodo explosivo breve

(~2 semanas) con su máxima expresión en las primeras horas de la erupción, aunque otros eventos eruptivos de corta duración, generaron plumas volcánicas de gran altura el día 6 y el 8 del mismo mes. Luego una fase efusiva prolongada tomó lugar, con la creación de un domo riolítico.

Para el caso del Calbuco, volcán de composición principalmente andesítica ubicado a 30 km de las ciudades de Puerto Varas y Puerto Montt en Chile, entró en erupción el 22 de abril de 2015. Dos pulsos consecutivos generaron plumas volcánicas de gran altura, el primero al inicio de la erupción a las 21:04 UTC liberó una pluma que alcanzó los 15 km y se mantuvo durante casi 90 minutos; la segunda al día siguiente cerca de las 4:00 UTC, generó una pluma de mayor altura, alcanzando los 17 km de altitud (Van Eaton et al. (2016)). Este segundo pulso, tuvo una duración de 6 horas. Posteriormente algunos eventos eruptivos de menor intensidad fueron registrados, asociados a plumas eruptivas de baja altura.

Respecto a la erupción riodacítica del Puyehue-Cordón Caulle, esta se presentó el 4 de junio de 2011 luego de las 18:40 UTC, con el desarrollo de una vigorosa y sostenida pluma volcánica que alcanzó los 12 km de altura y persistió alrededor de 27 hs (Nicora et al. (2013), Otero et al. (2011)). Luego del pulso explosivo inicial, se registraron frecuentes explosiones de tamaños variable, con una pluma volcánica cuya altura osciló entre los 3 km y los 10 km. Posteriormente, cerca del 15 de junio comenzó la transición hacia una etapa efusiva. Esta erupción fue la de mayor índice de explosividad alcanzado por las erupciones tenidas en cuenta entre el 2005 y el 2022. Sin embargo, en el trabajo presentado por Bonadonna et al. (2015b), sobre las características presentadas por la pluma volcánica del Puyehue - Cordón Caulle, los autores destacan que si se tienen en cuenta solo los eventos individuales, estos tienen un VEI de entre 3 y 4 para los primeros días de la erupción. Un trabajo sobre los parámetros meteorológicos y de la erupción de este volcán fue presentado en Baissac et al. (2018b). En la subsiguiente sección se detalla el mismo.

Un panorama de cómo se presentó la actividad eléctrica para estos tres casos se muestra en la Figura 4.5. Aquí se muestran las descargas detectadas por la WWLLN para los principales días de la erupción en cada caso. Como se observa, el número de descargas eléctricas detectado difiere considerablemente entre la erupción llevada a cabo durante el 2008, a la detectada en el 2015. Si bien no descartamos las diferencias existentes en la dinámica eruptiva presente en cada caso que conlleva diferencias en la actividad eléctrica presente, es claro que

la diferencia en la eficiencia de detección de la red es considerable y no permite la comparación de las erupciones de manera cuantitativa. Sin embargo, aún se pueden resaltar algunos aspectos generales a partir de estas observaciones, siempre teniendo en cuenta lo anterior mencionado.

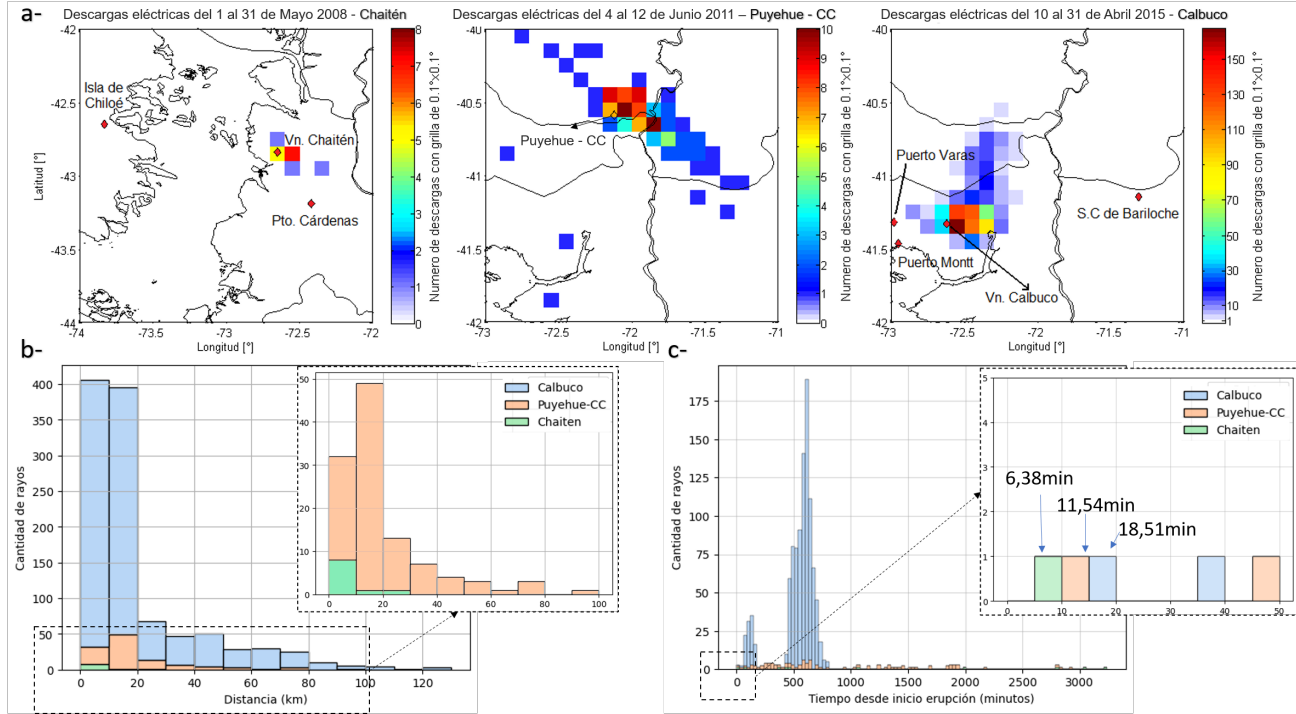


Figura 4.5: a- Distribución de la actividad eléctrica registrada con la WWLLN para las 3 erupciones volcánicas que mostraron actividad eléctrica relacionada entre el 2005 y el 2022; de izquierda a derecha: Chaitén (2005), Puyehue - Cordón Caulle (2011) y Calbuco (2015). b- Variación de la cantidad de descargas detectadas con la distancia al centro eruptivo. c- Cantidad de descargas eléctricas detectadas en función del tiempo transcurrido desde el comienzo de la erupción. En los dos últimos casos, las figuras en miniatura muestran un zoom de la región del gráfico principal encuadrada.

Según reportes e imágenes satelitales, la pluma del Chaitén para el 3 de mayo (poco menos de un día después de la erupción), mostraba una dirección SE. En el caso del Puyehue - Cordón Caulle la pluma reportada durante el 4 y 5 de junio tuvo dirección principalmente hacia el S-SE. Mientras que para el Calbuco, la pluma volcánica del primer pulso tomó una dirección hacia el norte y la segunda hacia el N-NE. Si se observan las figuras de la localización de las descargas eléctricas respecto al volcán, en la Figura 4.5.a, se nota una tendencia en la distribución de las descargas coincidente con la dirección de propagación del tope de la pluma

volcánica. Sin embargo, en la Figura 4.5.b, también se destaca la mayor densidad de descargas dentro de un radio menor a 50 km (con casi un 90 % de las descargas registradas en todos los casos) distante desde el centro del volcán y entre un 70 % y 90 % de las descargas se hallan dentro de los 20 km de distancia al mismo.

Algo interesante de destacar, es que si bien la información de las descargas registradas por la WWLLN no nos permite diferenciar entre descargas a tierra (CG) o intra-nube (IC), la existencia de descargas eléctricas a distancias mayores del centro eruptivo puede suponer un riesgo sobre la población, incluso mayor si sucede en algún momento de la evacuación de los poblados cercanos. Como por ejemplo, durante la erupción del Puyehue-CC, las descargas eléctricas involucraron a las ciudades de Villa la Angostura (a 54 km ESE) y San Carlos de Bariloche (100 km SE). Estas dos ciudades turísticas tienen una gran afluencia de turistas, principalmente en época invernal (meses de julio a septiembre) debido a los centros de ski localizados en la región que se suman a la población estable de las mismas. Si tenemos en cuenta la electrificación relacionada con el Calbuco, se observan mayores cantidades de descargas eléctricas implicadas a distancias superiores a los 60 km que en el caso del Puyehue - Cordón Caulle, aunque para este caso no alcanzaron poblados en la dirección en la que se propagaron. Al día de hoy, se desconoce la existencia de algún caso reportado sobre incidentes producidos por estas descargas eléctricas, que hayan podido afectar vidas humanas, pero existen casos en la bibliografía donde se mencionan fatalidades producto directo de personas alcanzadas por descargas eléctricas volcánicas (Mather y Harrison (2006)). Por esto, sería útil tener en cuenta la aparición de descargas eléctricas volcánicas a futuro cuando se diseñan o planeen los protocolos de evacuación, a fin de mantener a resguardo de esta amenaza a la población.

Otro aspecto que se puede observar es el tiempo entre que inicia la etapa explosiva de las distintas erupciones y el momento en que se registra la primera descarga asociada. Esto se muestra en la Figura 4.5.c, para la cual se consideró el número de descargas eléctricas como función del tiempo transcurrido desde el inicio de la erupción a intervalos de 10 minutos. Los tiempos de inicio de la erupción se tomaron como los reportados en los boletines del GVP y la bibliografía existente, tomando el inicio de la primer fase explosiva involucrada, aunque en los casos del Chaitén y del Puyehue - Cordón Caulle, se encontró gran variabilidad en la hora específica. Para la erupción del Chaitén, se tomó como inicio el día 2 de mayo de 2008, a las

06:00 UTC y se tuvieron en cuenta las descargas de ese día junto con la de los días 3 y 4 de mayo. Para el Puyehue - Cordón Caulle, se tomó como inicio el 4 de junio de 2011 a las 18:30 UTC (siguiendo a Bonadonna et al. (2015b)) y se tuvieron en cuenta las descargas desde ese día hasta el día 6 de junio inclusive. Finalmente para el Calbuco, consideramos el inicio de la erupción el día 22 de abril de 2015 a las 21:04 UTC (como se expresa en Van Eaton et al. (2016)), registrando las descargas eléctricas de los dos pulsos eruptivos que tuvieron lugar el 22 y 23 de abril.

Siguiendo lo expuesto, encontramos que en las tres erupciones se registraron descargas eléctricas cerca del comienzo de la erupción explosiva, con tiempos de entre 6 y 20 minutos. Con excepción del caso del Calbuco, en donde la hora de la erupción se determinó concordante con el registro sísmico e imágenes satelitales, las demás erupciones difieren en el tiempo para el cual comienza esa etapa explosiva en algunos minutos. El registro de las descargas eléctricas durante los primeros momentos de la erupción explosiva, coincide en los tres casos, mostrando una única detección inicial seguida de un periodo donde no se registran descargas y luego se vuelven a observar incrementándose hasta alcanzar el máximo valor. Bibliografía variada, relaciona que el incremento en la tasa de descargas eléctricas se encuentra relacionado con los cambios en la tasa de masa eruptiva (MER - Mass Eruptive Rate; Van Eaton et al. (2016), Hargie et al. (2019), como ejemplo). Esto parece ser cierto, pero en el caso de la erupción del Puyehue - Cordón Caulle, Bonadonna et al. (2015b) calcula el flujo de masa eruptiva para cada día desde el momento de la erupción y no se observa un cambio considerable entre el día 4 y 5 de junio, donde se registran la mayor parte de las descargas eléctricas, aunque la altura de la pluma sí tuvo fluctuaciones.

Finalmente, desde mediados del 2009 en adelante, la red global WWLLN cuenta con los datos post-procesados que incluyen la estimación de la energía (emitida en VLF) de las descargas localizadas. Este valor se estima utilizando solo las antenas en donde la señal es registrada con la menor interferencia por ruido para cada descarga eléctrica localizada, por esto no todas las descargas localizadas tienen una energía asociada y en algunos casos, el error de la misma supera el 50 % del valor de la energía y tampoco es recomendable utilizarla. Tanto en la erupción del Puyehue - Cordón Caulle, como en la del Calbuco, se contó con esta información, la cual se describe en la Figura 4.6 a y b. De esta imagen, el primer gráfico representa la energía en función de la distancia al centro eruptivo para ambas erupciones (en naranja para

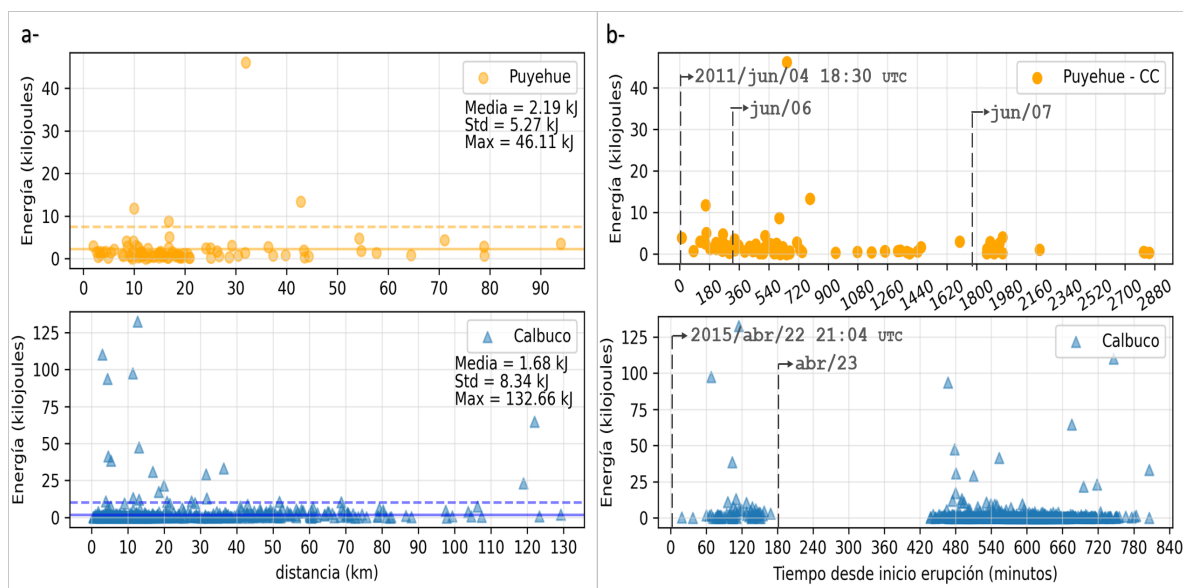


Figura 4.6: a- Distribución de la energía medida en kilojoules para cada descarga detectada con la WWLLN en función de la distancia al volcán (arriba) para el caso del volcán Puyehue - Cordón Caulle, (abajo) para el caso del Calbuco; se muestra en el gráfico los valores de la media, el desvío estándar y el valor máximo en cada caso. b- Distribución de la energía en función del tiempo desde el inicio de la erupción (en minutos).

el Calbuco y en celeste para el Puyehue - Cordón Caulle). Las descargas eléctricas de mayor energía se observan cercanas al centro eruptivo, principalmente para el caso del Calbuco donde alcanzan valores de entre 90 a 130 kilojoules (kJ) a distancias menores a 20 km. En el caso del Puyehue - Cordón Caulle, las mayores energías se presentan en descargas distantes entre 10 km a 50 km, y los valores de energía no superan los 50 kJ.

En el segundo gráfico, se representa nuevamente la energía de las descargas eléctricas, pero esta vez en función del tiempo en el que se registran las mismas respecto al inicio de cada erupción. Se destaca en esta figura que las descargas más energéticas toman lugar un tiempo después del inicio de la erupción. La descarga con mayor energía de 132.6 kJ alcanzada por la descarga del Calbuco, transcurre durante el primer pulso eruptivo a las 22:58 UTC y a cerca de 12 km de distancia del volcán. En Van Eaton et al. (2016), indican que la pluma volcánica deja de expandirse cerca de las 22:38 UTC, estimado a partir de imágenes satelitales, por lo que esta descarga se presenta cuando la pluma volcánica comienza a ser trasladada por el viento, sin aporte de material nuevo desde el conducto. Para el segundo pulso del día 23 de abril, la descarga de mayor energía se registra hacia el final de la erupción

a las 9:29 UTC y a una distancia de alrededor de 3 km del volcán, el valor alcanzado por la misma fue de 110.2 kJ, este máximo es seguido por otra descarga de valor semejante (93.622 kJ) registrada casi una hora después del inicio de la erupción, a las 4:50 UTC y cerca de 5 km del volcán. Estas características presentadas en las descargas de mayor energía podrían estar relacionadas con los sectores de la pluma donde aún existe turbulencia necesaria como para fomentar la colisión de partículas e hidrometeoros, pero no con la intensidad que sucede en la región que involucra mayor cantidad de descargas de baja energía. En el caso del Puyehue - Cordón Caulle, las descargas mas energéticas registradas suceden durante el 5 de junio, con el máximo de 46.1 kJ a las 5:19 UTC y una distancia de 32 km desde el volcán. A diferencia de lo visto en el Calbuco, para este caso las descargas de mayor energía fueron pocas, presentes en las zonas lejanas al conducto. Esto puede estar asociado con la parte de la pluma más estratificada, formada por las pequeñas partículas cargadas que son transportadas por el viento y alejadas rápidamente de la fuente de emisión. Estas descargas mas energéticas coexisten con las de menor energía observadas en diferentes distancias y tiempos. Además de las variaciones en la pluma volcánica, un estudio sobre la influencia de la topografía en las descargas mas alejadas al conducto podría ser interesante para brindar mayor información sobre su impacto en el tipo y cantidad de actividad eléctrica observada.

En la siguiente subsección, se analiza detalladamente la actividad eléctrica del Puyehue - Cordón Caulle en su erupción del 4 de junio de 2011.

4.3.1. Actividad volcánica del Puyehue - Cordón Caulle (2011) basada en su actividad eléctrica y parámetros meteorológicos

Este capítulo se basa en el trabajo traducido presentado en Baissac et al. (2018b)

Resumen

La erupción del Puyehue - Cordón Caulle (40.590°S, 72.112°W), inició el 4 de junio a las 18:45 UTC (14:45 Local time - ONEMI), liberando una columna eruptiva Pliniana - Subpliniana que supero los 12 km s.n.m. Mientras la erupción ocurría, una cantidad significativa de ceniza fue eyectada hacia la atmósfera causando grandes inconvenientes en diferentes países. La actividad eléctrica que se generó por esta erupción fue detectada y registrada por la *World*

Wide Lightning Location Network (WWLLN). La primera descarga eléctrica relacionada con la erupción fue detectada a las 18:41 UTC. En el periodo explosivo de la erupción, diferentes eventos asociados a la actividad eléctrica fueron detectados, estos eventos mostraron duraciones, tasas de descargas y distribuciones espaciales distintas. En nuestro trabajo, analizamos los parámetros meteorológicos en la región del complejo volcánico Puyehue - Cordon Caulle, considerando los días anteriores y posteriores a la erupción, de manera de conocer las condiciones en las cuales la actividad eléctrica detectada por la red WWLLN, fue desarrollada y para distinguir, cómo los parámetros atmosféricos podrían influir en la generación de las descargas eléctricas volcánicas. Con estos datos y teniendo en cuenta las características de la pluma, se trata de estimar los cambios en la dinámica de la pluma volcánica y de los mecanismos presentes durante este fenómeno.

Título original: *Description of the Volcanic Activity of Puyehue – Cordón Caulle in 2011 Based on its Electrification and Meteorological Parameters.*

Abstract - "The eruption of Puyehue – Cordón Caulle (40.590° S, 72.112° W) started on June 4 at 18:45 UTC (14:45 Local time- ONEMI), releasing a Plinian- Subplinian eruption column that exceeded 12 km a.s.l. While the eruption was in process, a significant amount of ash was ejected into the atmosphere causing a lot of inconveniences in several countries. The electrical activity that was generated for the eruption was detected and registered by the World Wide Lightning Location Network (WWLLN). The first detected lightning related to the eruption, was at 18:41 UTC. In the period of explosive stage of the eruption occurred, different events associated to the electric discharges were detected, these events showed different durations, rates of discharges and spatial distributions. In our work we analyze the meteorological parameters in the region of the Puyehue - Cordón Caulle volcanic complex, considering the days before and after the eruption, to know the conditions in which the electrical activity detected by the global WWLLN network was developed and to distinguish, how the atmospheric parameters could influence the generation of electric discharges. With these data and in conjunction with the characteristics of the plume, we try to estimate the dynamics of the volcanic plume and the charge mechanism working during this phenomenon."

Introducción

A lo largo de la historia se han registrado y estudiado una variedad de erupciones volcánicas; muchas de estas erupciones presentaron rayos en la etapa explosiva de la erupción. Una variedad de estudios realizados por numerosos autores (McNutt y Williams (2010), Behnke et al. (2014) y otros), mostraron que la detección de la actividad eléctrica producida en la pluma volcánica durante una erupción, puede ser utilizada como una herramienta complementaria útil para detectar erupciones explosivas y monitorear la pluma generada de forma remota. También mostraron que la distribución espacial y la tasa de descargas eléctricas cambian su configuración a medida que la erupción está en progreso. Estos cambios podrían atribuirse a cambios en el tipo o intensidad de la erupción (Van Eaton et al. (2016)), o cambios en las condiciones atmosféricas que pueden favorecer o no la generación de descargas eléctricas (Arason et al. (2011)).

La erupción del Puyehue - Cordon Caulle se inició el 4 de junio de 2011 a las 18:45 UTC (14:45 hora local, según la ONEMI), cuando se abrió una nueva fisura de 7 km hacia el N-NO del volcán Puyehue (Figura 4.7.(a y .c)). Se distinguió una fase inicial de carácter explosivo generando una columna eruptiva de entre 10 a 14 km (según distintas fuentes, SERNAGEOMIN, Nicora et al. (2013), Bonadonna et al. (2015a)). Esta fase explosiva duró aproximadamente dos semanas (del 4 al 21 de junio) y fue seguida por una segunda fase efusiva, en la que emanó lava viscosa sobre la superficie. El período eruptivo continuó con eventuales y pequeñas columnas eruptivas hasta al menos mayo de 2012. Nicora et al. (2013) estudiaron la actividad eléctrica asociada a la erupción de Puyehue - Cordon Caulle de junio de 2011, utilizando datos de la red global de detección WWLLN. En su trabajo, llegaron a la conclusión de que la actividad eléctrica observada era espacial y temporalmente consistente con la pluma volcánica generada por el Puyehue - Cordon Caulle, mostrando una buena correlación. Los autores, también destacan la detección temprana de la erupción, con una variación de casi media hora entre la alerta emitida por el programa *Ash Cloud Monitor* del WWLLN y la alerta emitida por la ONEMI.

En este trabajo proponemos un análisis multiparamétrico de la erupción, considerando los perfiles de temperatura, humedad y viento (dirección y velocidad), para la región del Puyehue - Cordon Caulle, respecto a los días previos y posteriores al inicio de la

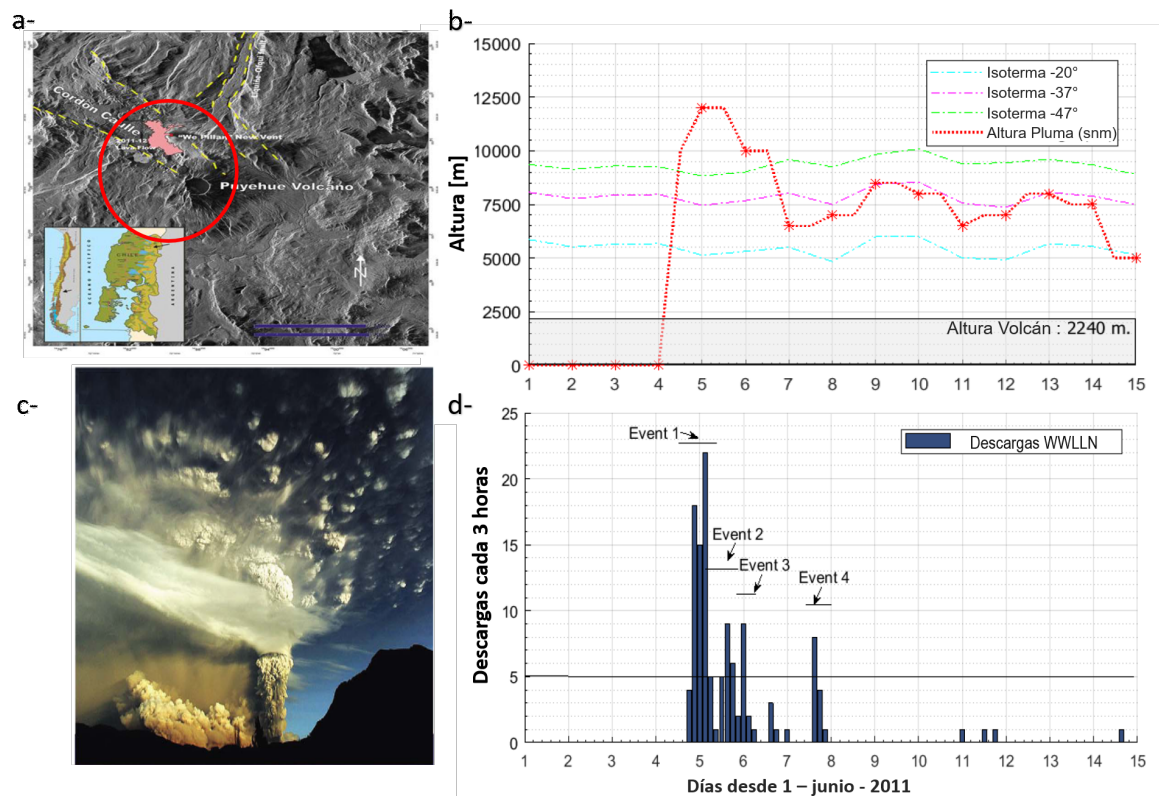


Figura 4.7: a- Ubicación del complejo volcánico Puyehue - Cordón Caulle, con la nueva ventana “We Pillán” implicada en la erupción del 2011 (extraída de Collini et al. (2013)). b- Altura de la columna eruptiva (s.n.m) para el período del 01 al 15 de junio de 2011 y altura de las isotermas de -20°C , -37°C y -47°C para el mismo período de días. c- imagen extraída de Bonadonna et al. (2015b), que muestra el la columna eruptiva del día 4 de junio. d- Número de descargas eléctricas detectadas por la WWLLN cada 3 horas. Los cuatro eventos se definen cuando el número de descargas toma valores superiores a 5 en el intervalo de 3 horas.

erupción; junto con la evolución espacial y temporal de las descargas eléctricas registradas por el WWLLN y las observaciones de erupción registradas por el SERNAGEOMIN.

Resultados

Como se mencionó resumidamente en la subsección anterior, la erupción del Puyehue - Cordón Caulle comienza el 4 de junio a las 18:45 UTC (14:45 hora local), según la ONEMI (en otros trabajos la hora de inicio varía entre las 18:30 y las 19:00 UTC), liberando una columna eruptiva pliniana - subpliniana la cual se desarrolló hasta alcanzar entre 10 y 14 km de altura, con base en los informes del SERNAGEOMIN y el VAAC de Buenos Aires. Durante

la fase explosiva completa, que fue del 4 al 21 de junio, la altura del tope de la nube de ceniza fluctuó entre 12 y 4 km en altura s.n.m. (Figura 4.7.b). El material expulsado, reportado por varios autores en diferentes trabajos (Collini et al. (2013), Bonadonna et al. (2015a) y otros), fue principalmente material de grano grueso, con diámetros que variaron entre lapilli (2 a 64 mm) y ceniza (<2 mm). El material juvenil reportado presentó tres composiciones diferentes, una basáltica - andesítica (con 55-60 % de contenido en SiO₂), otra riolítica (71 - 73 % SiO₂) y sus composiciones intermedias. Los fragmentos de ceniza mostraron una fuerte formación de vesículas, principalmente la fracción que correspondería a las primeras etapas de la erupción.

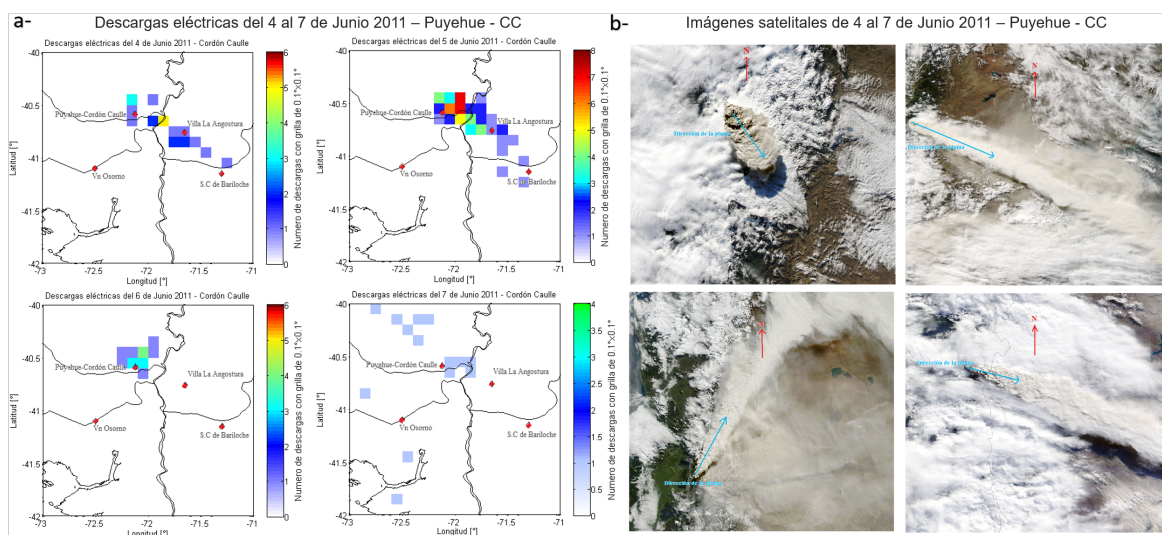


Figura 4.8: a- Detección de descargas eléctricas durante los primeros cuatro días (del 4 al 7 de junio) de la erupción del Puyehue - Cordón Caulle usando la WWLLN. Para el día 7, la variación espacial mostró un patrón disperso. b- Imágenes satelitales de la pluma de ceniza tomadas por los satélites de la NASA Terra y Aqua. Estas fueron tomadas el 4 de Junio 18:50 UTC, 5 de Junio a las 17:55 UTC, 6 de Junio a las 14:25 UTC y 7 de Junio 15:10 UTC. (La flecha azul indica la dirección de la pluma en ese momento y la roja indica el norte)

Durante la primera fase de la erupción se registraron 121 descargas eléctricas desde la red global WWLLN, gran parte registrada en cercanías del conducto eruptivo. Cerca del 62 % del total de descargas detectadas ocurrieron en un radio menor a 25 km respecto del mismo. En la Figura 4.7.d, se muestran cuatro eventos definidos cuando las descargas eléctricas registradas fueron mayores a 5 descargas en un intervalo de 3 horas. El primer *stroke* fue detectado por la red a las 18:41 UTC del 4 de junio de 2011. Luego, la actividad eléctrica aumentó hasta

alcanzar un máximo en la madrugada del 5 de junio y disminuyó posteriormente hasta la mañana del mismo día (entre las 9 y las 12 UTC). A continuación de este primer evento, se inicia un segundo evento en la tarde del 5 de junio y un tercero durante la noche del mismo día y madrugada del 6 de junio (Figura 4.7.d). Alrededor del 85 % del total de descargas eléctricas registradas se produjeron en estos primeros 3 días. Finalmente, un cuarto y último evento tiene lugar el 7 de junio, de menor intensidad que los eventos anteriores y con una variación espacial sin un patrón definido, no siendo clara la vinculación de este último evento con la erupción (Figura 4.8.a). Después del 8 de junio se detectaron descargas aisladas que no superaron los 2 rayos en un rango de tiempo de 3 horas (Figura 4.7.d). La tasa de rayos varió de un evento a otro, presentando la mayor tasa de descargas en el primer evento donde se alcanzaron alrededor de 7,6 rayos por hora.

Respecto a las condiciones generales de la atmósfera presente durante la erupción del Puyehue - Cordón Caulle, los datos meteorológicos fueron extraídos de la base de datos de reanálisis NCEP/NCAR perteneciente a la NOAA (<https://www.esrl.noaa.gov>). A partir de estos datos se obtuvieron los perfiles de temperatura, humedad, dirección y velocidad del viento para los días correspondientes a la erupción. Como valor base para comparar los valores diarios, se utilizó el promedio estacional de la temperatura.

Del perfil de temperatura (Figura 4.9.c), se observa que las alturas de las isotermas se mantuvieron estables, con variaciones de alrededor de 1 km de altura para los diferentes días. La altura para la isoterma de -20°C se encontró entre los 5 y 6 km, mientras que la isoterma de -47°C se encontró entre los 9 y 10 km de altura para los días comprendidos entre el 1 y el 15 de junio (Figura 4.7.b).

En general, el patrón de viento mostró una dirección longitudinal preferencial hacia el E (Figura 4.9.b), con una fuerte variación diurna en la dirección latitudinal, por lo que su dirección total osciló de SE a NE. Durante los primeros días, la velocidad de los vientos aumentó desde la superficie hasta media altura con valores en torno a los 20 km/h, luego disminuyó y volvió a aumentar hasta alcanzar valores máximos que rondaron los 40-50 km/h en la baja estratosfera (~ 15 km).

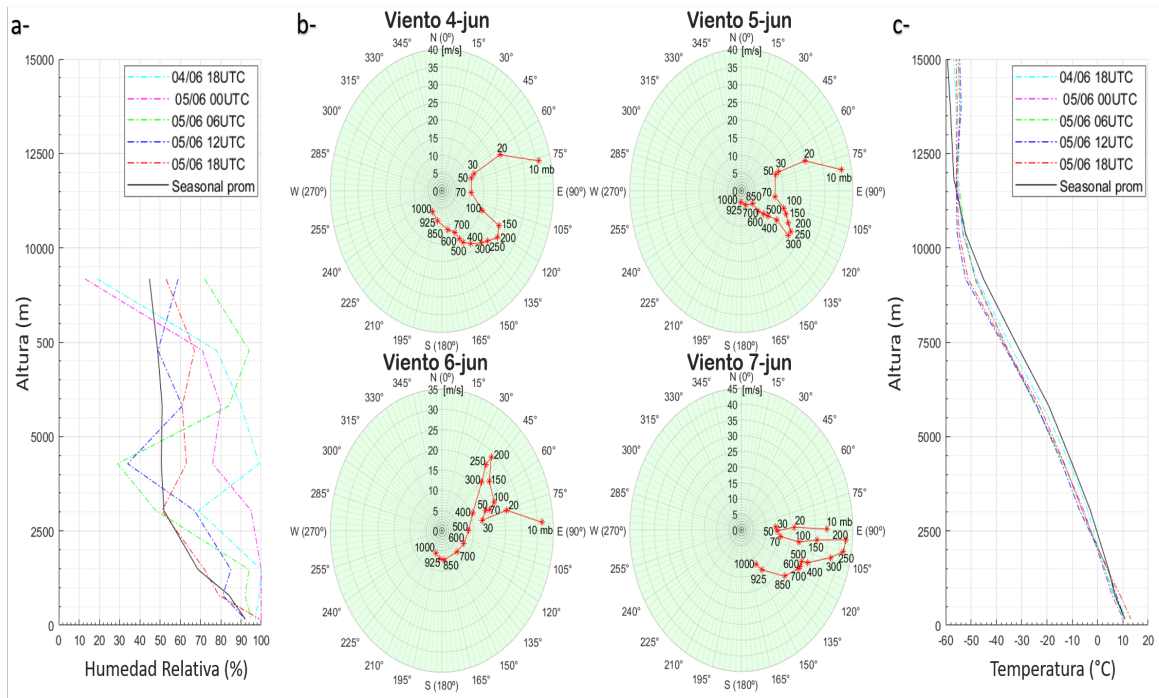


Figura 4.9: a- Perfil de humedad relativa para las primeras 24 horas de la erupción y su promedio estacional. b- Vientos en altura (en milibares) para el 4, 5, 6 y 7 de junio. c- Perfil de temperatura para las primeras 24 horas de la erupción y su promedio estacional

Discusión

De los datos detallados anteriormente, encontramos una buena correlación entre la altura de la pluma y la actividad eléctrica, en particular se observa que los tres primeros eventos eléctricos ocurrieron cuando la altura de la parte superior de la pluma superó la isoterma de -37°C . Cuando se registró la mayor tasa de descargas durante la erupción, la altura de la pluma superó ampliamente la altura de la isoterma de -47°C (ubicada a 9 km s.n.m.) para el primer evento del 4 de junio a las 18:00 UTC al 5 de junio entre las 9:00 y las 12:00 UTC. Otros autores (como Thomas et al. (2007b), McNutt y Williams (2010), Arason et al. (2011), Behnke et al. (2013), Van Eaton et al. (2016)), también han observado una importante correlación entre la altura de la pluma y la actividad eléctrica.

La evolución espacial mostrada por las descargas, extendiéndose hacia el SE para el 4 y 5 de junio, luego hacia el NE para el 7 de junio, podría indicar que la actividad eléctrica estuvo influenciada por los vientos circundantes. Por la distancia de estas descargas respecto al volcán, el mecanismo de carga podría estar ligado principalmente al sector de la pluma.

Esta suposición no excluye que se hayan generado descargas del tipo cercanas al conducto (*near-vent lightning*) en la región inmediatamente superior del conducto, de hecho existe evidencia fotográfica de la ocurrencia de las mismas. Pero estas posiblemente no hayan sido detectados por la red por la menor intensidad y mayor frecuencia temporal que en general manifiestan (según Thomas et al. (2007b)).

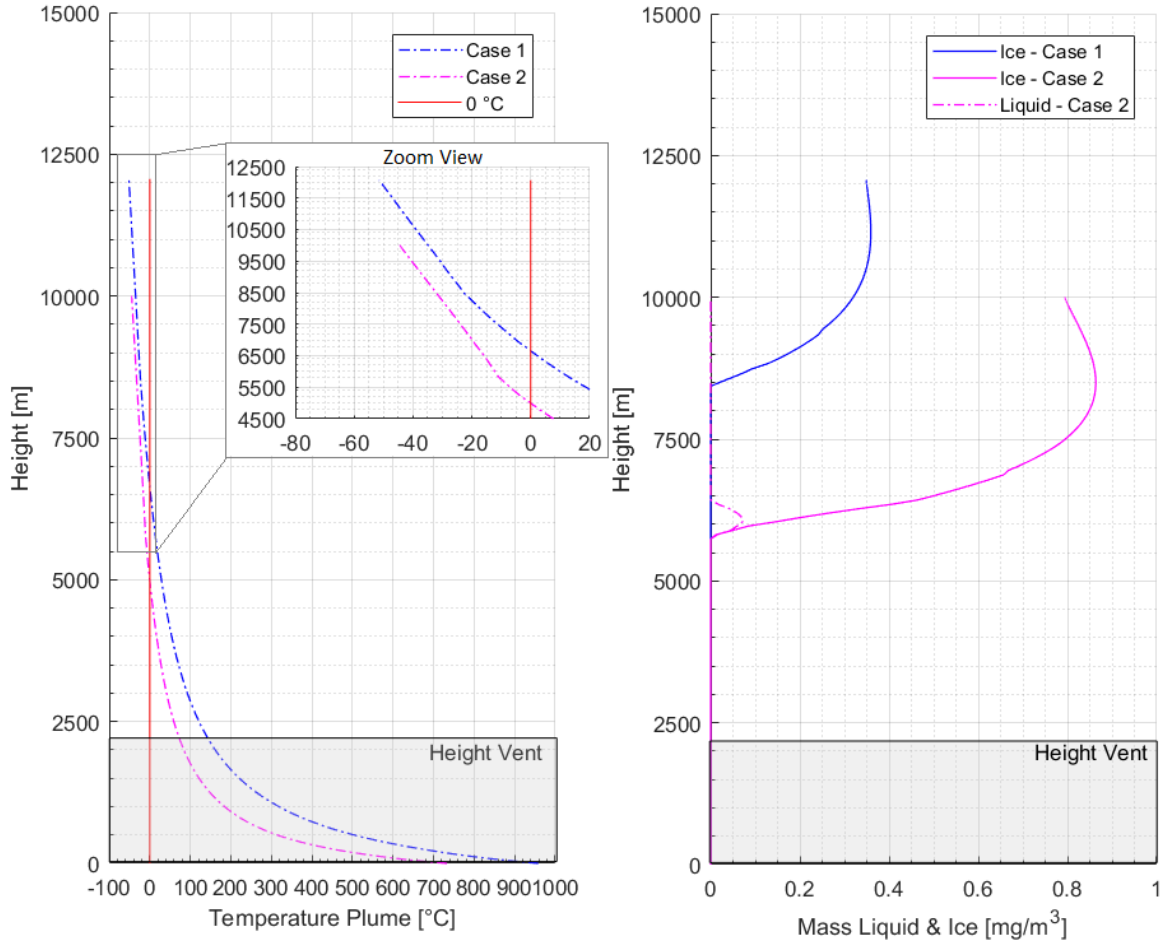


Figura 4.10: Resultados del modelo de Mastin (2007) para la temperatura (izq.) y la masa de líquido y de hielo (der.) calculada para dos casos extremos. El caso 1 (línea magenta) es para una pluma con 2.4%wt (peso en agua) y ausencia de agua exterior añadida. El caso 2 (línea azul) es para una pluma con aproximadamente 6 %wt y un porcentaje de agua añadida, ambos posibles escenarios de la erupción estudiada

A partir del patrón espacial que muestra la actividad eléctrica y teniendo en cuenta la dirección y magnitud de los vientos durante los primeros días de la erupción, se puede estimar

que la altura a la que se producen las descargas podría hallarse cerca de los 11 km (200-250 mbar). Esa altura corresponde a la parte más alta de la pluma con una temperatura atmosférica inferior (mas fría) a los -47°C .

La interacción entre el agua sobre-enfriada, los cristales de hielo y graupel (o granizo blando) es responsable de generar y separar las cargas en la actividad eléctrica creada en una tormenta meteorológica típica, de manera similar a como sucedería con la región superior de una pluma eruptiva (McNutt y Williams (2010)). Si se utiliza un modelo de columnas eruptivas como el desarrollado por Mastin (2007), encontramos que la temperatura de la pluma es unos 15°C superior a la temperatura atmosférica, cuando la altura supera los 8 km. La diferencia disminuye a medida que se acerca a la región de flotabilidad neutra, donde la pluma y la atmósfera están casi en equilibrio térmico. La fracción de la pluma que se encuentra a más de 9 km tiene una temperatura inferior a -30°C . Sin embargo, a temperaturas inferiores a -37°C , las gotas de agua sobre-enfriada se congelan espontáneamente y en esta región solo coexisten las fases de hielo y vapor.

Según Ávila et al. (2011), el mecanismo de transferencia de carga durante las colisiones de partículas de hielo puede operar incluso en regiones glaciadas, donde la temperatura es inferior a -37°C . Ellos sugirieron mediante el experimento llevado a cabo, que el mecanismo de carga asociado con la colisión de gotas congeladas de graupel en ausencia de gotas de agua sobre-enfriada, puede ser relevante en nubes cuyas temperaturas internas son sustancialmente inferiores a -37°C y podría ser el principal generador de descargas eléctricas a gran altura. Este mecanismo podría explicar lo ocurrido en el primer evento, donde la altura de la pluma alcanzó los 12 km con una temperatura lo suficientemente baja como para garantizar la ausencia de agua líquida sobre-enfriada. Por lo tanto, la actividad eléctrica se produciría por la interacción entre partículas de hielo, como gránulos de graupel y gotas congeladas, muchas de estas partículas podrían haberse formado a partir de las cenizas finas que desempeñan un papel importante como núcleos formadores de hielo.

Esta hipótesis es apoyada por los resultados proporcionados por el modelo de Mastin (2007), utilizado para modelar una columna eruptiva de características similares a las observadas en el Puyehue - Cordón Caulle, donde se toman en cuenta dos condiciones extremas respecto a la cantidad de agua liberada por la erupción (más detalle en la descripción de la Figura 4.10). Las salidas del modelo sobre la concentración de agua en estado líquido y la

concentración de hielo, indican que el contenido de agua líquida es casi nulo, y la concentración de hielo es considerable a una altura la cual varía según las dos condiciones con diferente contenido de agua estimado.

Conclusión

En este trabajo encontramos que, de acuerdo con varios autores, el desarrollo en altura de un gran pluma eruptiva es importante para la generación de descargas eléctricas. El mecanismo de carga análogo al de tormentas meteorológicas, se ve favorecido cuando la pluma supera la isoterma de $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$, a esa temperatura puede comenzar el proceso de nucleación de hielo en partículas de ceniza.

Cuando la altura de la pluma supera ampliamente la temperatura de nucleación, y alcanza temperaturas para las que no es posible la existencia de agua líquida, el aumento de la actividad eléctrica puede generarse por el mecanismo propuesto por Ávila et al. (2011), quienes encontraron experimentalmente que la electrificación a temperaturas inferiores a -37°C es viable.

Sobre las condiciones climáticas, a pesar de que no se dispone de datos *in situ*, se puede observar que no han tenido gran influencia en el caso estudiado. La altura de las isotermas no mostró grandes cambios durante los días previos y posteriores a la erupción, pero se mantuvieron estables. Debido a que el principal aporte de agua durante la erupción viene dado por el agua liberada desde el magma, la humedad del ambiente puede verse más bien relacionado con la velocidad con la que se produce la transferencia de temperatura entre la pluma y la atmósfera, promoviendo el enfriamiento de la pluma eruptiva, y no como un actor principal del mecanismo de generación de las cargas, aunque es necesario entender más sobre este parámetro para dar mayor detalle.

Notamos que los vientos tuvieron influencia en la parte superior de la columna eruptiva y región del yunque, distorsionando esta región hacia la dirección del viento en ese sector. Las altas velocidades en estos, por lo tanto, podrían tener alguna interferencia en el desarrollo vertical de la pluma. Grandes variaciones en la dirección del viento con la altura, también podrían inhibir la separación de cargas. El grado de afectación por acción del viento depende principalmente del tipo de pluma que se desarrolle, para el caso en estudio la pluma del

Puyehue - Cordón Caulle fue transitoria durante el 4 al 7 de junio (Bonadonna et al. (2015b)) por lo que, aunque el viento no afecte drásticamente a la pluma, es necesario tenerlo en cuenta.

Capítulo 5

Sistemas de alerta: Ash Cloud Monitor - VolcanoAr

La información presentada en este capítulo fue publicada en Baissac et al. (2021b).

Como se mencionó en la primera sección del capítulo anterior, la cordillera de los Andes alberga o se encuentra asociada a un gran número de volcanes considerados activos. Estos volcanes se encuentran principalmente en territorio chileno, pero también existen importantes volcanes en el límite argentino-chileno y territorio argentino. La lejanía de la mayoría de los centros eruptivos respecto a los lugares poblados (exceptuando el caso del Volcán Copahue), hace que los productos volcánicos de corto alcance, como coladas de lava, flujos piroclásticos, bombas, etc., representen menor peligro durante una erupción. Sin embargo, los productos volcánicos con mayor alcance, como pueden ser los lahares o la caída de ceniza, tienen un impacto significativo en los poblados más alejados del centro eruptivo, causando problemas en el corto, mediano y largo plazo. Debido a las condiciones del viento, con direcciones preferentemente hacia el E, la caída de ceniza producto de erupciones volcánicas emitidas a la atmósfera en la zona W del continente tiene impacto sobre el territorio argentino, como ha sucedido en diversas erupciones históricas conocidas (ver figura 4.2 en el capítulo anterior).

Las descargas eléctricas de pluma tienen una relación con la altura de la pluma volcánica generada. Esta característica, sumada a los bajos valores que muestra la actividad eléctrica atmosférica (AEA) y los días de tormenta (Td) en la región expuesta durante el capítulo anterior, hace que sea alentador utilizar las descargas eléctricas volcánicas, como herramienta

de monitoreo volcánico tanto para determinar la presencia de ceniza volcánica a gran altura y su potencial caída, como para registrar una erupción explosiva en áreas donde no se cuente con otra herramienta de detección.

Existe una red de detección de descargas eléctricas para el monitoreo volcánico global denominada *Ash Cloud Monitor*. La red *Ash Cloud Monitor* (también se puede encontrar referida como *Global Volcanic Lightning Monitor*) perteneciente a la *WWLLN*, monitorea de manera continua un total de 1825 volcanes en todo el mundo (<https://wwlln.net/USGS/>). Cada minuto, la red registra todas las descargas eléctricas ocurridas en la última hora dentro de un anillo de 20 km de radio desde el centro de cada volcán (denominados descargas internas) y a un radio de entre 20 km y 100 km respecto al centro del volcán (denominados descargas externas). Cada vez que la red detecta que el número de descargas internas son mayores que el número de descargas externas, envía una alerta vía e-mail a los usuarios previamente registrados. En la información enviada se especifica el nombre del volcán, el número de rayos internos y externos que se registraron en la última hora y cuáles fueron las descargas eléctricas más recientes que dispararon la alerta. Esta información no se guardada por la red, sin embargo, un archivo web se genera una vez por día con todas las descargas detectadas en ese día para cada volcán, tanto en el anillo interno como en el externo (figura 5.1).

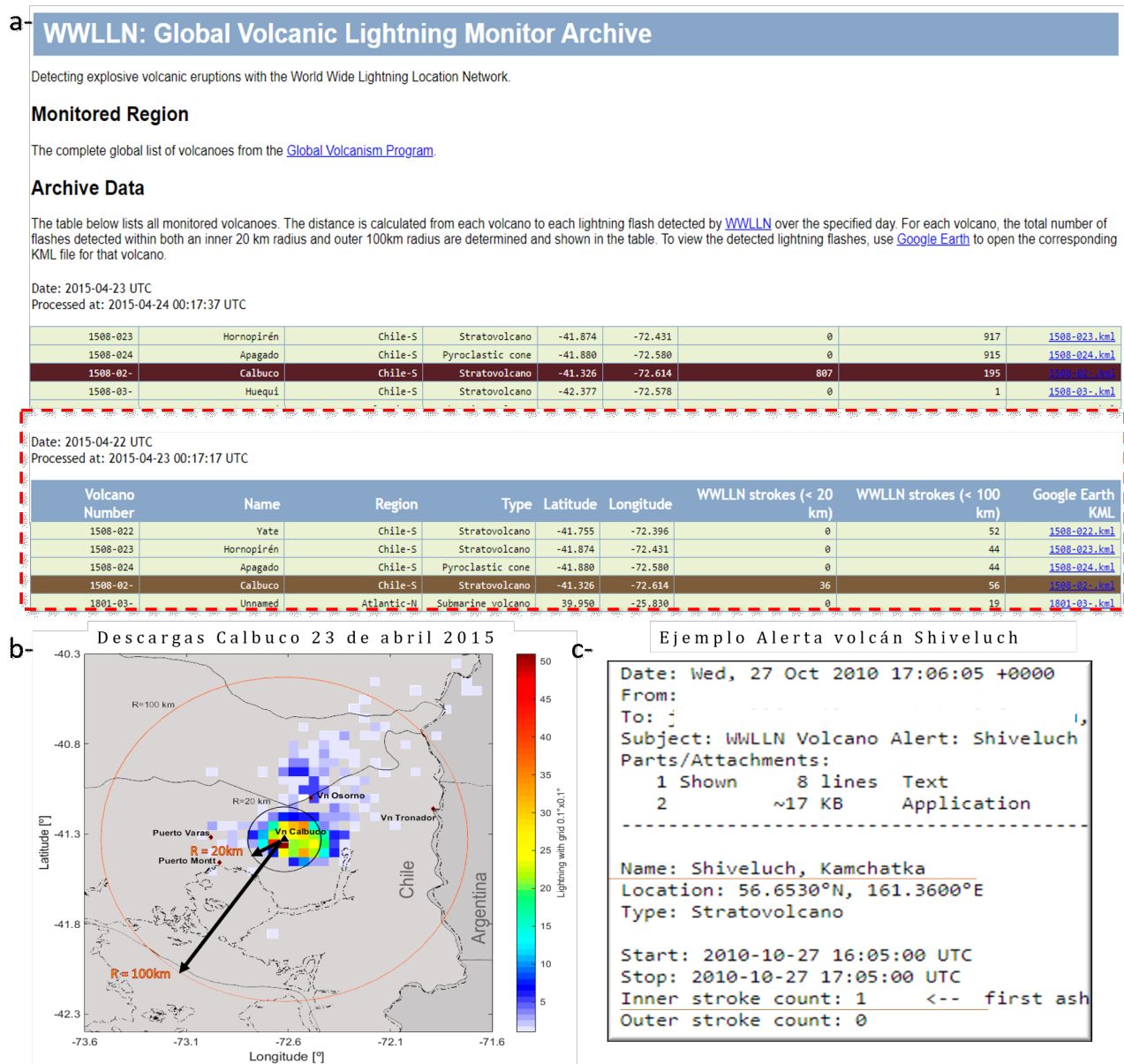


Figura 5.1: a- Página web de Ash Cloud Monitor mostrando los datos de archivo del 23 de abril 2015, fecha de erupción del volcán Calbuco (marcado en rojo oscuro). El recuadro punteado rojo muestra los datos del 22 de abril para el mismo año. b- Descargas eléctricas registradas el 23 de abril de 2015 durante la erupción del Calbuco. Los radios de 20 km y 100 km se indican con flechas negras. c- Ejemplo de alerta enviada por e-mail por la red ACM para el volcán Shiveluch en Kamchatka.

En las secciones de este capítulo, se mostrará el análisis realizado respecto a las alertas

registradas por la *Ash Cloud Monitor* en los volcanes dentro del sector definido anteriormente, que cubre desde los 22° hasta 52° de latitud sur y desde los 66° hasta los 76° de longitud oeste. Continuando con la presentación de una plataforma web local denominada VolcanoAr, que utiliza los datos brindados por la red global para la misma región y el análisis de esta plataforma durante un periodo de prueba inicial.

5.1. Diagnóstico de la *Ash Cloud Monitor* - Falsas Alertas

Para el análisis de las alertas emitidas por la red *Ash Cloud Monitor* (a partir de aquí nos referiremos a esta como *ACM*), se consideran las regiones establecidas en la sección 4.2, con las divisiones Norte (22° a 32°S), Centro (32° a 42°S) y Sur (42° a 52°S), definidas en base a la AEA. El diagnóstico de la red ACM, se realiza sobre las falsas alertas que fueron emitidas entre los años 2011 y 2019 (extendiendo el período del trabajo expuesto en Baissac et al. (2018a)), en los volcanes pertenecientes a cada una de las regiones establecidas. Una falsa alerta se define cuando la red emite una alerta, pero ésta no se corresponde con una erupción en curso comprobada en el periodo de tiempo establecido.

Para llevar este estudio adelante, se trabajó con la base de datos de archivo web de la ACM, en conjunto con los datos de las erupciones volcánicas obtenidos desde la base de datos del Programa Global de Volcanismo (GVP, por sus siglas en inglés). Esta base de datos permite realizar una búsqueda por país, de las erupciones registradas al día de la fecha.

Los datos de archivo de la ACM corresponden con una tabla estática en la página web del proyecto (<https://wwln.net/USGS/Global/>), en donde se registran todos los volcanes monitoreados, las coordenadas geográficas de los mismos, la región, el tipo de volcán, el número de descargas internas y externas, y un enlace con un archivo compatible con Google Earth®, el cual contiene la distribución espacial de todas las descargas eléctricas dentro del radio monitoreado (100 km). En la Figura 5.1.a, se muestra un ejemplo de cómo se ve esta web para el día 23 de abril del 2015, día en el que el volcán Calbuco tuvo su segundo pulso eruptivo. A diferencia de la tabla en tiempo real, en los datos de archivo se guarda una sola tabla por día, en donde el número total de descargas internas y externas corresponde al total sumado de las descargas eléctricas detectadas durante el día completo. Es decir, si un volcán tuvo más descargas internas que externas durante una parte del día y envió una alerta por

correo electrónico, pero más tarde durante ese mismo día, los rayos externos aumentaron hasta el punto de superar a los internos, solo el estado final será visualizado en la tabla de datos, sin que quede constancia de que se haya enviado alguna alerta. Esto se ejemplifica con la erupción del volcán Calbuco del día 22 de abril en la figura 5.1.a, remarcado con el rectángulo rojo, para este caso la alerta se guardó como amarilla pero se conoce que fueron emitidas alertas rojas durante el periodo de erupción. Por esta razón, lo que se obtiene desde los datos archivados es tomado como un mínimo de falsas alertas emitidas por la red ACM.

Respecto a los datos de los volcanes, se realizó la búsqueda dentro de la base de datos del GVP para las erupciones ocurridas en el periodo de tiempo establecido y dentro de la región de estudio. La búsqueda arrojó un total de 17 erupciones confirmadas, de las cuales trece se correspondieron a erupciones cuyo VEI fue menor o igual a 2; tres tuvieron un VEI de entre 3 y 5, mientras que una de las erupciones no tenía definido su VEI. Para los volcanes obtenidos, se identificó la fecha de comienzo y fin de la erupción en caso de que haya sido informada. Se tuvieron en cuenta también, la información brindada principalmente sobre las características de la pluma y su evolución temporal registrada en los boletines emitidos por la Oficina Nacional de Emergencia del Ministerio del Interior (ONEMI) de Chile y el Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN). A partir de esta información se cotejaron las fechas de las alertas obtenidas desde la red, pudiendo identificar las alertas que se correspondieron con las erupciones y las falsas alertas generadas probablemente, por eventos meteorológicos ocurridos en cercanía del volcán en cuestión.

Desde este análisis, se encontraron un total de 803 alertas emitidas por la red durante el período de tiempo examinado. De estas 803 alertas emitidas, 8 se correspondieron con la ocurrencia de una erupción en la que se confirmó la presencia de descargas eléctricas durante su desarrollo, estas fueron la erupción del Puyehue – Cordón Caulle (2011) y el Calbuco (2015). Como mencionamos en secciones anteriores, durante este intervalo de tiempo, un total de 17 volcanes se encontraban o tuvieron actividad eruptiva según el GVP. En los reportes semanales, boletines informativos de estas erupciones y los datos de descargas eléctricas de la WWLLN, solo se encontró evidencia de actividad eléctrica en los dos volcanes detallados anteriormente, por esta razón las demás alertas emitidas por la red se consideraron como falsas alertas. En base al total de las falsas alertas, la distribución de las mismas resultó en el 36 % registradas en la región Norte, el 46 % en la región Centro y el 18 % restante en la

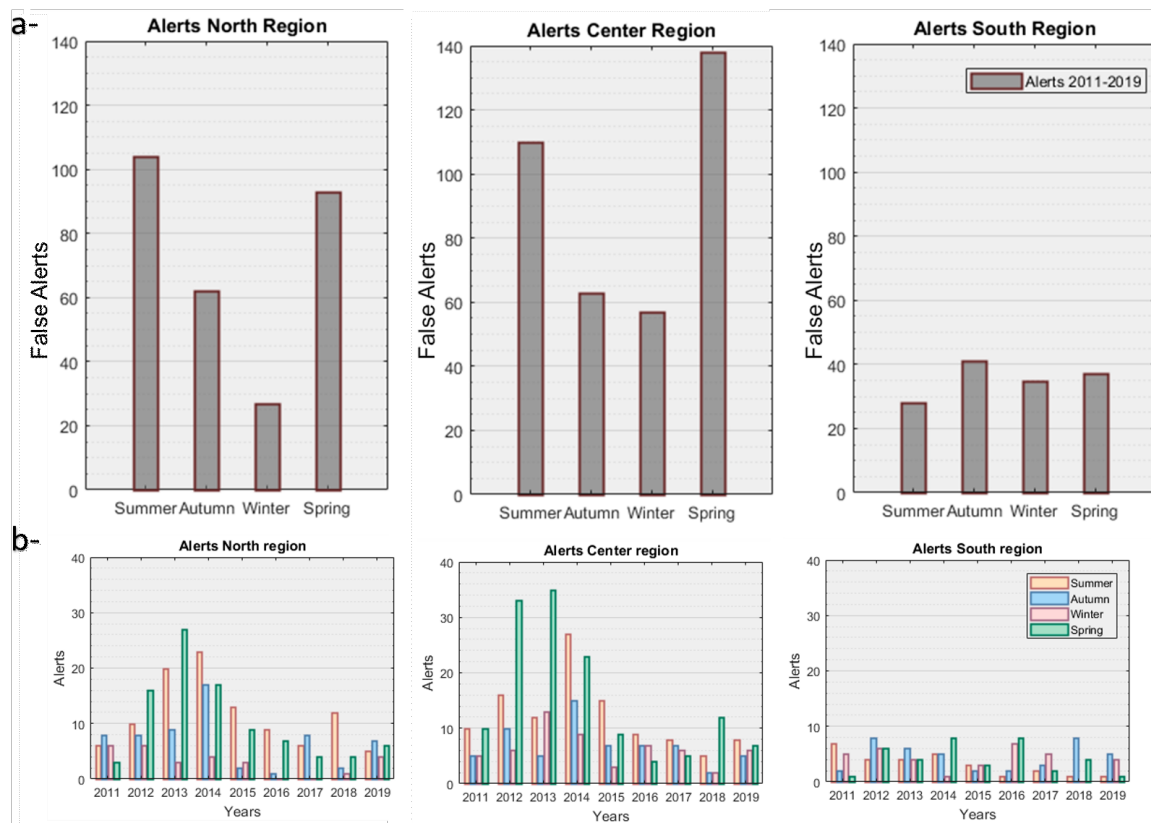


Figura 5.2: a- Falsas alertas de la red Ash Cloud Monitor (ACM) entre 2011 y 2019 en los sectores Norte, Centro y Sur para cada estación (Summer: verano; Autumn: Otoño; Winter: Invierno; Spring: Primavera). b- Falsas alertas de ACM por año en cada región entre 2011 y 2019.

región Sur (Figura 5.2.a). Se observa que a pesar de que las descargas eléctricas en la región Norte son más habituales (por los valores que toma la AEA), el hecho de que en la región Central haya mayor densidad de volcanes genera un aumento en la cantidad de falsas alertas. De esta manera, una misma descarga eléctrica o algunas pocas descargas eléctricas, pueden desarrollar una alerta en una serie de volcanes que se encuentren a corta distancia unos con otros, este fenómeno que influye principalmente en el aumento de las falsas alertas de la región Centro, también puede ocurrir en la región Norte.

Cuando se analiza el comportamiento estacional de estas falsas alertas (Figura 5.2).b), se observa que las regiones Norte y Centro registran los máximos valores durante las estaciones de primavera – verano y sus valores mínimos durante las estaciones de invierno-otoño. La región Sur, por su parte, no tiene una tendencia estacional tan definida, las falsas alertas

parecen estar igualmente distribuidas a lo largo del año, como vimos anteriormente en este sector los Td son muy bajos.

Esta variabilidad estacional sin embargo, no se ve tan clara en todos los años para cada región. Para la región Norte, durante el año 2011, 2014, 2017 y 2019, el registro de falsas alertas en las estaciones de otoño-invierno fueron semejantes, y en algunos casos superaron, a las registradas durante primavera-verano. Algo similar ocurre en la región Centro, con los años 2011, 2013, 2015 y 2017. Para la región Sur, si bien los máximos registrados son pequeños durante todos los años, en relación a los encontrados en las otras dos regiones, no es claro el patrón estacional mostrado por las falsas alerta, ya que estas presentan gran variabilidad año a año.

La cantidad de falsas alertas de la red ACM es relevante, principalmente en las regiones Norte y Central. Si consideramos todas las falsas alertas emitidas en promedio por año, tenemos un mínimo de alrededor de 90 alertas por año solo en el área referente a este trabajo. Recordemos que la red emite alertas para todos los volcanes del mundo que son monitoreados por la misma, teniendo en cuenta que algunos de los volcanes se encuentran en regiones tropicales, donde la AEA alcanza grandes valores y los Tds son aún mayores. Si bien debemos destacar que la red es efectiva en la detección de erupciones explosivas que presentan descargas eléctricas, como ocurrió con la detección de la erupción del complejo volcánico Puyehue – Cordón Caulle (2011), donde la alerta se emitió más de media hora antes de que lo haga la ONEMI (Nicora et al. (2013)), desde el punto de vista de un tomador de decisiones, el manejo de la información brindada por la red mediante e-mail dificulta la rápida interpretación y posterior verificación de la misma.

5.2. GeoRayos - VolcanoAr

Teniendo en cuenta lo expuesto anteriormente, se creó la plataforma web Georayos-VolcanoAr (<http://www.georayos.citedef.gob.ar/volcanar>), como una herramienta diseñada con el fin de mejorar la visualización de las alertas, de manera de facilitar tanto su interpretación e integración con las otras herramientas que sean utilizadas para el mismo fin, como además de disminuir el número de falsas alertas que recibe el tomador de decisiones. Georayos-VolcanoAr es una plataforma web que inició su desarrollo a principios de 2019, con

el propósito de hacer más operativa e intuitiva la información que ofrece la ACM en el área de trabajo. En base a este objetivo, la plataforma web Georayos - VolcanoAr permite seleccionar los volcanes a monitorear y clasificarlos de acuerdo a la actividad eléctrica registrada en cada uno utilizando los datos en tiempo real disponibles en la ACM.

5.2.1. Plataforma web Georayos-VolcanoAr

A diferencia de la ACM, que muestra la actividad eléctrica de todos los volcanes del mundo en una tabla estática, la plataforma Georayos-VolcanoAr muestra la información de los volcanes de interés georeferenciados en un mapa interactivo. Los volcanes que se desean monitorear pueden ser ajustados fácilmente, de manera de agregar o quitar la visualización y seguimiento de los mismos en el mapa (figura 5.3). Los volcanes que se visualizan, están representados por un icono del color correspondiente con la etapa de alerta asignada en el momento accedido. Los posibles estados de alerta están establecidos siguiendo los colores del semáforo: Rojo-Amarillo-Verde. Siendo la alerta Roja la escala máxima de alerta que indica una posible ocurrencia de una erupción con presencia de material particulado y gases en la atmósfera, la escala disminuye gradualmente hacia la alerta Verde. El estado de alerta se muestra en tiempo real y se actualiza cada minuto. El sistema de clasificación de alertas se basa en un algoritmo que asigna un estado de alerta a cada volcán de acuerdo a la relación que existe entre las descargas internas y externas registrados por el ACM. Actualmente para mejorar la interacción de Georayos-VolcanoAr con otras plataformas de riesgo, cuando un volcán registra una alerta Roja se muestra en la página web mediante una ventana emergente para usuarios registrados, la opción de enviar una notificación por correo electrónico aún se encuentra en desarrollo. Otra información disponible dentro de la plataforma involucra la evolución de la alerta para cada volcán en los últimos 7 días y los datos de descargas eléctricas utilizados por la plataforma. Por el momento, el acceso a toda la información de la página web sólo tienen acceso los usuarios registrados¹ mediante contacto vía e-mail con los administradores de la plataforma.

¹Para el acceso a la página web como usuario registrado se creó el siguiente usuario temporal con credenciales de administrador: Usuario: invitado.volcanar@gmail.com ; Contraseña: invitado

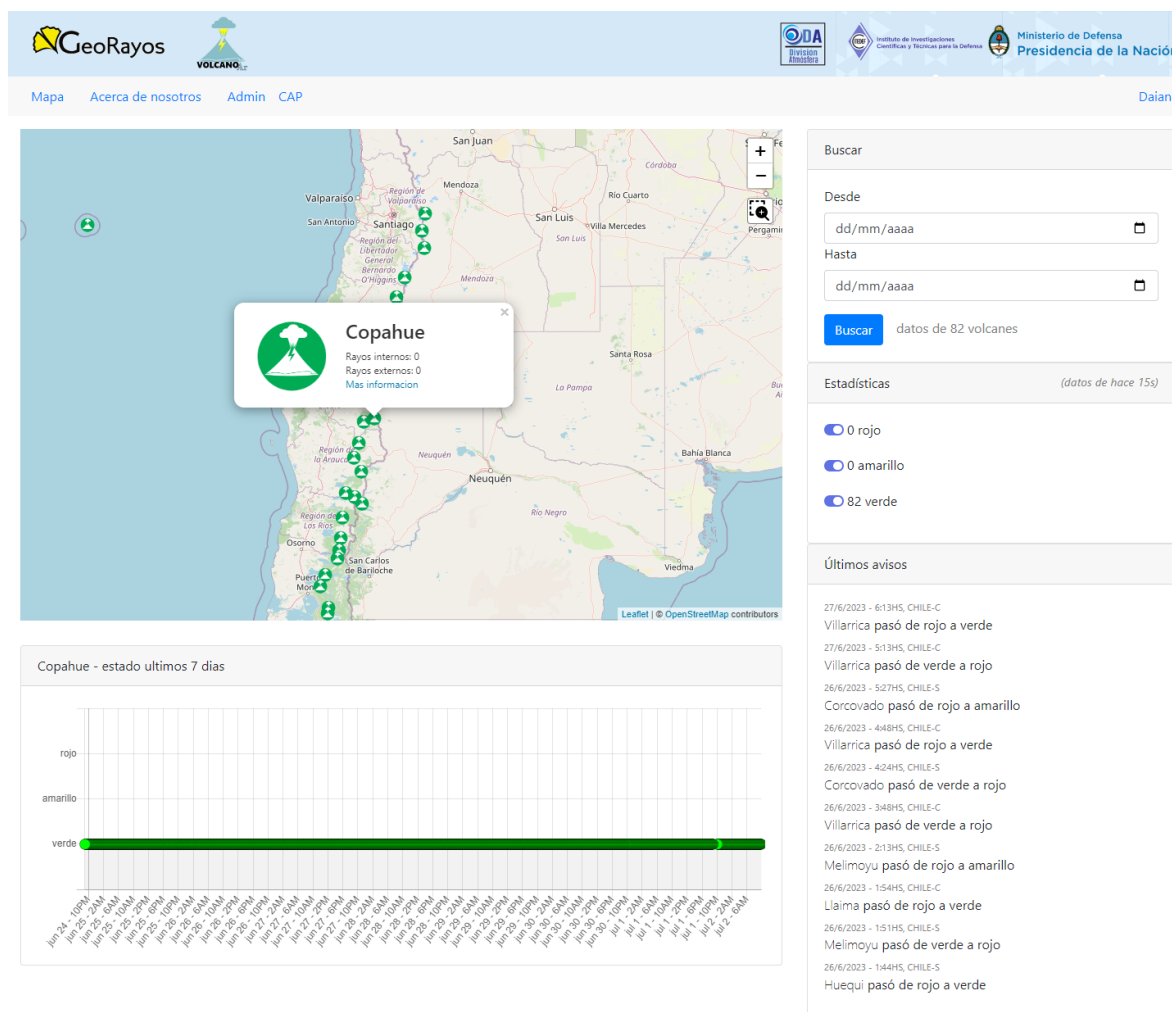


Figura 5.3: Captura de la página web VolcanoAr, ingresando como usuario registrado. Se observan en la misma el mapa principal con los volcanes monitoreados representados con el icono verde. En la captura, se muestra la información del volcán Copahue seleccionado en el mapa y la estado de alerta que tuvo las últimas semanas (debajo del mapa).

5.2.2. Metodología de Georayos-VolcanoAr

Los volcanes y alertas que se muestran en la plataforma son producto de la aplicación de un algoritmo de clasificación. Este algoritmo primero filtra los volcanes del mundo monitoreados por el ACM, con el propósito de mantener solo los volcanes de interés dentro de la región bajo estudio. Después de este, cada uno de los volcanes filtrados se clasifican cada minuto según el número de descargas internas (<20 km del volcán) y externas (entre 20 km y 100

km del volcán). La lista de volcanes de interés a filtrar se introduce manualmente y puede ser modificada desde la página web por los administradores de manera de agregar o quitar volcanes de la lista a visualizar.

Para este estudio, se tuvieron en cuenta aquellos volcanes que implican mayor riesgo para el territorio. Estos son seleccionados de acuerdo a su Riesgo Volcánico Específico y Ranking de Riesgo Específico proporcionado por el SERNAGEOMIN en Chile (Amigo (2021)) y por Elissondo et al. (2016) en Argentina (también expuesto en Garcia y Badi (2021)). De esta forma, se monitorean volcanes activos que implican un alto riesgo para la sociedad en caso de erupción. Además, considerando que los volcanes descartados tienen una baja probabilidad de erupción, las alertas provenientes de este grupo de volcanes, serían en principio tomadas como falsas alertas por Georayos-VolcanoAr y por lo tanto no serán enviadas. A los volcanes filtrados se les asigna un estado de alerta que puede ser alerta Roja, Amarilla o Verde. Esto depende de la relación entre la cantidad de rayos internos y externos registrados en cada uno de ellos, siguiendo las condiciones detalladas en la Tabla 5.1.

La alerta Roja es el nivel máximo de alerta que indica la posible ocurrencia de una erupción con presencia de partículas y gas en la atmósfera. La escala decrece gradualmente hacia la alerta Verde. La relación entre las descargas eléctricas internas y externas utilizadas para activar una alerta, se eligió teniendo en cuenta la meteorología y el comportamiento de la actividad eléctrica durante las diferentes erupciones confirmadas. De esta forma, se define una alerta Roja cuando se han registrado solo descargas internas o, en el caso de que se registren también descargas externas, el valor de estas sea la mitad o menor que el total de descargas internas registradas. La alerta Verde se activa cuando no se detectan descargas eléctricas internas, o cuando las descargas internas registradas son inferiores a la mitad de las descargas externas registradas. Finalmente, la alerta Amarilla considera las condiciones de transición entre estas dos alertas, cuando no se encuentra suficientemente claro si las descargas pueden deberse a una erupción.

El análisis de la actividad eléctrica producida por las diferentes erupciones se desarrolló tomando en cuenta las erupciones del Puyehue-Cordon Caulle (2011), Grimsvötn (2011), Shiveluch (2014) y Calbuco (2015), mostradas en la figura 5.4. En estas erupciones se observó que la actividad eléctrica al inicio se genera cerca del volcán y posteriormente, cuando la pluma volcánica es arrastrada por los vientos atmosféricos, las descargas eléctricas pueden

Alerta	Condición
 Alerta Verde	Descargas inter. = 0 o Descargas inter. $\leq \frac{1}{2}$ Descargas. exter.
 Alerta Amarilla	Descargas inter. < 2 y Descargas inter. $\geq \frac{1}{2}$ Descargas exter.
 Alerta Roja	Descargas inter. $\neq 0$ o Descargas inter. ≥ 2 Descargas. exter.

Tabla 5.1: Condiciones utilizadas en el algoritmo de clasificación de VolcanoAr

alejarse y se registran en el anillo exterior. Teniendo en cuenta las primeras horas de cada erupción, en todos los casos en que hay descargas internas y externas, la cantidad de descargas internas es mucho mayor que las externas (gran parte de la bibliografía coincide en que más del 80 % de las descargas se registran dentro de los primeros 30 km). La relación mínima sucede en la erupción de Shiveluch (2014), en la cual la cantidad registrada de descargas internas es el doble de las descargas externas (figura 5.4.d). Por esto, se estableció como relación entre descargas internas y externas aquella que disminuya las falsas alertas pero no modifique considerablemente el tiempo de detección en caso de que la alerta sea realmente generada por una erupción (como se detalla en la Tabla 5.1).

Como se mostró en la sección anterior (capítulo 4.2), la AEA en cada región muestra valores máximos característicos. En una primera instancia del armado del algoritmo, se consideró establecer como valor umbral para la emisión de una alerta Roja, el valor medio de descargas eléctricas típicas arrojado por cada región. Este método fue descartado ya que, al evaluarlo con respecto a distintas erupciones (Figura 5.4), se obtenía un retraso en la emisión de la alerta de más de 20 minutos en algunas de ellas. Este retraso en la información, en lo que a tiempos de respuesta para la mitigación de riesgos respecta, implica una importante reducción de tiempo también para el rápido accionar de los agentes antes de la llegada del eventual peligro a la población, principalmente en el caso de caída de ceniza. Por ende, para la etapa de prueba en la que se encuentra nuestra plataforma, se optó por implementar el algoritmo detallado anteriormente unificado para todos los volcanes del área de estudio, siguiendo la tabla 5.1.

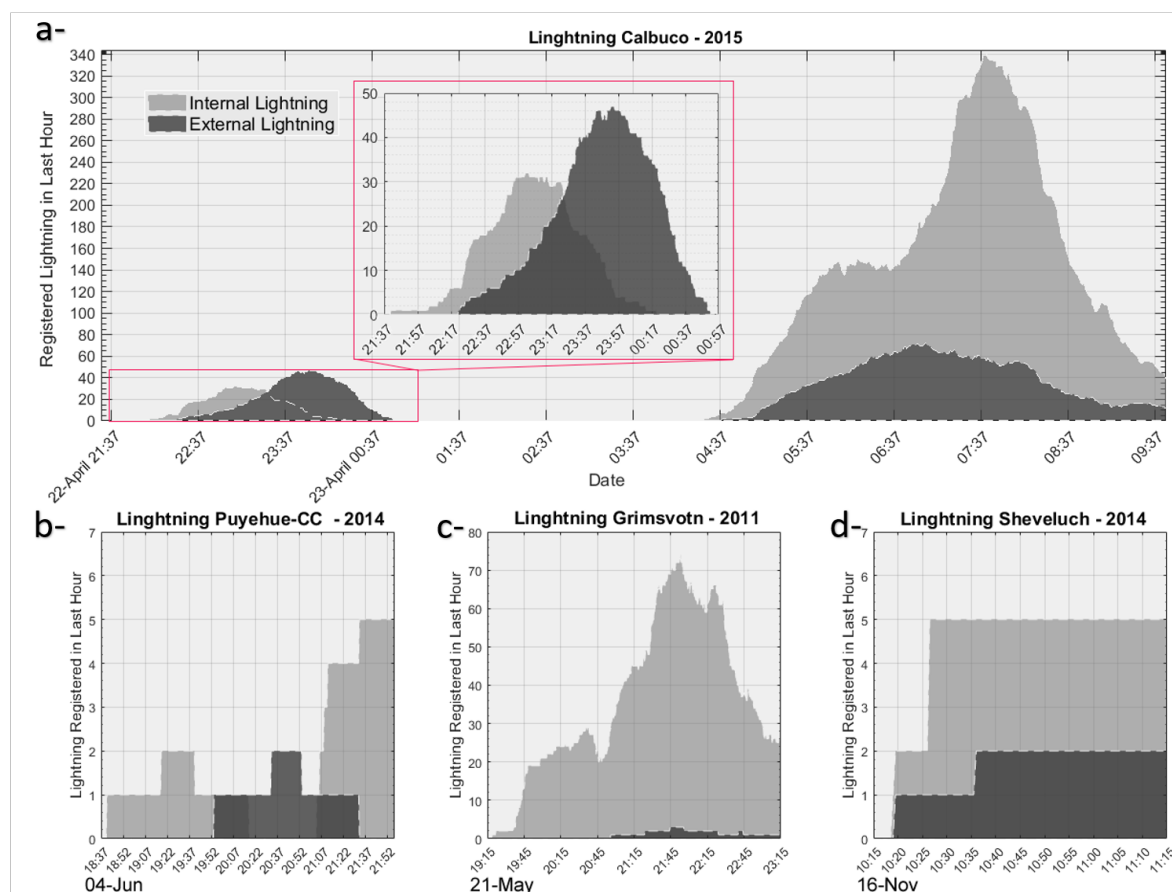


Figura 5.4: Evolución temporal de los rayos internos (<20 km) y externos (entre 20 km y 100 km) registrados en: a- el volcán Calbuco en abril de 2015; b- el complejo volcánico Puyehue-Cordón Caulle en junio de 2011; c- el volcán Grimsvötn en mayo de 2011 y d- el volcán Shiveluch en noviembre de 2014.

5.2.3. Evaluación de Georayos-VolcanoAr

Para la evaluación de la plataforma Georayos-VolcanoAr, se utilizó el registro de los datos entre el 4 de noviembre de 2019 y el 14 de febrero de 2020. Del total de 102 días del registro, se encontró que en 23 días fue emitida al menos una alerta Roja en algún volcán. Estas alertas rojas fueron emitidas por 28 de los volcanes monitoreados durante el período de tiempo considerado. Si se aprecia con más detalle encontramos que, si bien la mayoría de los días tuvieron una alerta Roja emitida por un solo volcán, existieron días en donde las alertas fueron emitidas por parte de dos o hasta siete volcanes distintos (Figura 5.5.b). Esto es importante, ya que a pesar de tomar una cantidad menor de volcanes, siguen hallándose

volcanes cercanos entre sí, de manera que una tormenta en el sector dispara la alerta Roja en el conjunto. El total de falsas alertas enviadas para cada sector se muestra en la figura 5.5.a. En esta se nota que el número de alertas decrece del sector Norte al Sur, de acuerdo con la AEA presente en cada una de estas regiones como se mostró en la Figura 4.3 del capítulo 4.2.

El registro continuo de las alertas que detecta Georayos-VolcanoAr, permite analizar con más detalle la evolución temporal de las alertas Rojas en cada volcán. Para todas las alertas Rojas que ha registrado la plataforma, se realizó un análisis sobre la evolución temporal, tanto de las descargas internas como de las externas que generaron dichas alertas. Un ejemplo de esto para tres casos particulares en cada región se muestra en la Figura 5.5. Se puede distinguir aquí, dos patrones presentes en una emisión de alerta Roja. El primer caso, (ejemplificado en la primera imagen de la figura 5.5.c) muestra un comportamiento el cual comienza con un mayor registro de descargas externas que internas. Luego se produce un aumento de las descargas internas hasta que se cumple la condición que dispara la alerta Roja. Respecto al segundo caso (ejemplificado en las siguientes imágenes de la Figura 5.5.c), se muestra una mayor detección de descargas internas al comienzo, que luego se invierte, aumentando el número de descargas externas a medida que pasa el tiempo. En el sector Norte y Centro, la mitad de las alertas Rojas enviadas y registradas mostraron un comportamiento como el del primer caso, mientras que en la región Sur alrededor del 90 % mostraron un comportamiento como el detallado para el segundo caso.

Como se describió anteriormente, las descargas eléctricas de pluma que se observan en una erupción volcánica, tienen comienzo cerca del conducto y luego pueden registrarse en sectores más alejados del mismo cuando la pluma volcánica es transportada por el viento. La evolución temporal de las descargas que desencadenan la alerta Roja en el primer caso, se corresponderían con el desarrollo de una tormenta meteorológica cuya actividad eléctrica atraviesa la región del volcán. El resto de las alertas Rojas enviadas recaen dentro del segundo caso. Se observa que generalmente las alertas así desarrolladas, pasan de alerta Roja a Amarilla y Verde en un corto lapso de tiempo. Este tipo de comportamiento también es propio del desarrollo de tormentas que se generan cerca del volcán y que luego involucran a sectores alejados del mismo.

Podríamos distinguir un tercer patrón (o caso particular del segundo) en la evolución de la alerta Roja, similar al segundo caso pero para el cual el registro de descargas internas supera

al de descargas externas todo el tiempo o simplemente se registra una pequeña cantidad de descargas internas (muchas veces es solo un par de descargas eléctricas), sin registro de descargas externas. En este caso, aunque no ocurra con frecuencia, es extremadamente difícil poder identificar si el comportamiento se corresponde al de una tormenta o por una erupción con poca actividad eléctrica, debido a la similitud de ambos comportamientos.

Con el propósito de comparar las falsas alertas generadas por la ACM y Georayos-VolcanoAr, consideramos la metodología utilizada por la ACM para generar los datos de archivo web, detallada al comienzo de la sección, para cada volcán que haya emitido una alerta Roja según la plataforma Georayos-VolcanoAr. Siguiendo este método, Georayos-VolcanoAr mantiene como alertas Rojas un total de 4 alertas para los 102 días evaluados. Durante este mismo período, la ACM tiene un registro de 18 falsas alertas. Comparándolas, se observa una reducción de casi un 75 % en las falsas alertas recibidas desde Georayos - VolcanoAr. Considerando los diferentes sectores, notamos que el número de falsas alertas en el sector Norte y Centro se ha reducido considerablemente, y que durante este período la plataforma no ha registrado falsas alertas para el sector Sur, siempre considerando el método de archivo de datos de la ACM.

5.2.4. Discusión

Durante el período de prueba, entre el 04 de noviembre de 2019 y el 14 de febrero de 2020, se registro cada minuto el estado de alerta de todos los volcanes monitoreados por la plataforma Georayos-VolcanoAr. A partir de esta información, se observó que el número de falsas alertas se encuentra relacionado con la actividad eléctrica atmosférica.

En el sector Norte del área de estudio encontramos un mayor número de falsas alertas que en el Centro y Sur. Esto sucede a pesar de que el número de volcanes ubicados en el Sector Norte es menor que en el Sector Centro. Como sugiere el estudio de la AEA y Td (detallados en el capítulo anterior), el uso de la detección de descargas eléctricas como herramienta para la detección temprana de erupciones volcánicas resulta más preciso hacia el Sector Sur.

Al analizar la evolución del desarrollo de alertas emitidas por varios volcanes, se reconocieron dos patrones (y un tercero como caso particular del segundo), que desencadenan una falsa alerta Roja. En el primer caso, se observó que primero se registran descargas externas y luego, a medida que pasa el tiempo, aumenta el registro de descargas internas hasta que se

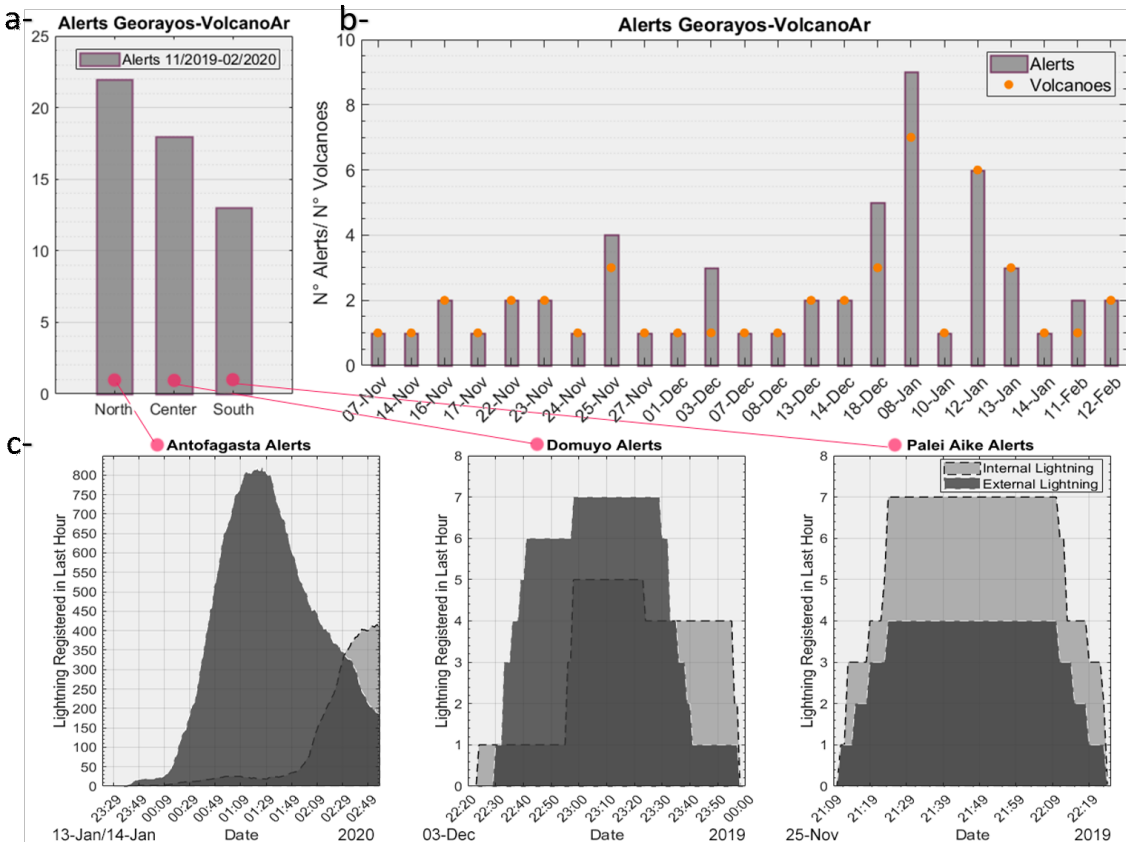


Figura 5.5: a- Todas las alertas emitidas por Georayos-VolcanoAr en los sectores Norte, Centro y Sur entre el 04 de noviembre de 2019 y el 14 de febrero de 2020. b- Detalle de los días con alertas registradas (barras) y el número de volcanes que han emitido alertas en el mismo día (puntos naranjas). c- Ejemplo de la evolución temporal de los rayos internos y externos registrados por Georayos-VolcanoAr, para tres eventos meteorológicos ocurridos en cercanía de volcanes.

emite la alerta Roja. Para descartar este tipo de avisos en el futuro, se debe tener en cuenta el registro de descargas eléctricas durante un intervalo de tiempo anterior al momento en que se activa la alerta Roja y así distinguir este tipo de comportamiento. Eso podría reducir a más de la mitad las falsas alertas enviadas por la plataforma Georayos-VolcanoAr. En el segundo caso, las descargas se registran en la zona interior (<20 km) en un principio, pero luego puede ocurrir que las descargas se registren en la exterior (>20 km) alcanzando valores elevados. Este caso, y el tercero en particular, son los más complejos de corregir considerando únicamente el registro de descargas eléctricas. Eliminar este tipo de falsas alertas, de forma similar a la propuesta para el primer caso, produciría un importante retraso en la emisión de

la alerta Roja que sería contraproducente en el caso de una erupción.

Actualmente, con la incorporación de los satélites geoestacionarios GOES-16, GOES-17 y GOES-18, la información satelital está disponible con un retraso de 10 minutos (<https://www.goes.noaa.gov/>). El mapa interactivo de la plataforma web fue creado de manera de ayuda a los tomadores de decisiones, entre otros, a tener una referencia rápida de la ubicación del volcán que emite la alerta Roja y así poder corroborarla a través de imágenes satelitales o cualquier otra herramienta que tengan a su disposición. Al comparar Georayos-VolcanoAr con el ACM tenemos una estimación de las falsas alertas enviadas por cada sistema. En este sentido, observamos una disminución en el número de falsas alertas emitidas desde VolcanoAr, pero debemos tener en cuenta que el número de alertas enviadas por día es mayor que las que finalmente se guardan como datos de archivo.

Cabe señalar que existen erupciones que no generan descargas eléctricas, estas por lo general son erupciones con columnas eruptivas de baja energía que no alcanzan más de 7 km de altura. Por esta razón, estas erupciones no pudieron ser detectadas por la plataforma. Por otro lado, la actividad eléctrica volcánica no siempre se genera al inicio de la erupción; esta puede ocurrir a veces más tarde, como en el caso del segundo pulso de la erupción del volcán Calbuco, donde la actividad eléctrica se produjo varios minutos después del inicio (Van Eaton et al. (2016)). En estos casos, se pierde el aviso temprano del inicio de la erupción, pero aun así, el aviso es útil para anunciar la presencia de productos volcánicos a mayores altitudes atmosféricas en ese momento. Son limitaciones de la herramienta por las características del fenómeno natural, que hay que tener en cuenta a la hora de utilizarla.

5.2.5. Conclusiones

El área de estudio de este trabajo abarca los Andes chilenos y argentinos que se extiende desde los 22° a los 52° de latitud sur y desde los 66° a los 76° de longitud oeste. Se realiza la plataforma Georayos-VolcanoAr, la cual utiliza un algoritmo para la clasificación de alertas volcánicas y permite considerar solo los volcanes de mayor riesgo ubicados en el área de estudio. En base al número de descargas registradas en un área interna de 20 km de radio y un área externa de entre 20 km y hasta 100 km de radio, según el Ash Cloud Monitor, se asignan a los volcanes monitoreados uno de los tres niveles de alerta establecidos como: Rojo,

Amarillo o Verde.

Durante el período de prueba, entre el 04 de noviembre de 2019 y el 14 de febrero de 2020, se registraron los datos del estado de alerta de todos los volcanes monitoreados por la plataforma Georayos-VolcanoAr para cada minuto. A partir de esta información, se observó una disminución en la cantidad de falsas alertas emitidas en comparación con Ash Cloud Monitor. Además, el registro temporal de los datos de la plataforma Georayos-VolcanoAr, permitió tener información esencial que podría ser utilizada para mejorar el algoritmo. El registro de cómo evolucionan las alertas en cada volcán puede ayudar a desarrollar un sistema que discrimine con mayor precisión entre descargas eléctricas meteorológicas y volcánicas.

Como desarrollo futuro de la plataforma web, sería de utilidad adjuntar al mapa actual una capa con imágenes satelitales o productos meteorológicos para tener información útil reunida en la misma plataforma y acelerar su interpretación; ayudando a los tomadores de decisiones, entre otros, a tener una referencia que les ayude a emitir la alerta en caso de erupción. Se espera que este estudio sirva como base para un reconocimiento general de la zona de estudio con el fin de mejorar la interpretación de la distribución y generación de falsas alertas.

Capítulo 6

Estudio multiparamétrico de erupciones recientes 2018-2021

En la actualidad, hay disponibles una gran variedad de satélites meteorológicos que monitorean remotamente distintas regiones del mundo, proporcionando una fuente de información atmosférica invaluable. Principalmente los satélites geoestacionarios, nos permiten ver de manera casi continua el desarrollo de una nube volcánica, cuando las condiciones de nubosidad son favorables. En el caso del GOES-16, además del sensor multibanda ABI, posee el primer sensor operacional geoestacionario utilizado para detectar descargas eléctricas de manera continua, GLM. Los datos de satélites como el GOES-16 o el Himawari-8, se encuentran de manera pública. Una gran parte de los trabajos existentes que utilizan esta herramienta, se encuentran en el ámbito puramente meteorológico. Los productos generados y técnicas con el fin de detectar plumas volcánicas viene en incremento y en general detectan con mayor facilidad contenido de SO₂ y plumas volcánicas que presenten ceniza pura. Debido al relativamente reciente desarrollo del GLM, su desempeño ante la detección de descargas eléctricas en casos de erupciones volcánicas se encuentra aún bajo estudio.

Durante este capítulo se muestran trabajos realizados en erupciones volcánicas que tomaron lugar a bajas latitudes, entre los 15° latitud norte y 15° de latitud sur, en donde podemos observar las erupciones volcánicas utilizando información satelital proveniente de los diferentes satélites geoestacionarios y datos de las descargas eléctricas detectadas por bases de datos tanto satelitales como terrestres. Esto nos permite tener una idea de como funcionan estas

herramientas, hacia qué parámetros pueden ser mas sensibles y qué esperaríamos encontrar en erupciones que se enfoquen sobre otras regiones.

El primer trabajo que se presenta en la siguiente sección, es sobre la erupción del volcán de Fuego ubicado en Guatemala, que hizo erupción en el 2018. En la sección que le sigue se suma el trabajo sobre dos erupciones más producidas en zonas cercanas al volcán de Fuego, estos son el casos del Sufriere - San Vicente y el San Cristóbal que tuvieron lugar en el 2021. Distintos resultados preliminares se presentan sobre estas erupciones, con su discusión y trabajo a futuro.

6.1. Caso de estudio: Actividad eléctrica durante la erupción del Volcán de Fuego, 2018 - visto desde el espacio y la tierra

Esta sección esta basada en Baissac et al. (2021a), se ha traducido para agregar al manuscrito.

Resumen Un fenómeno que ocurre con regularidad durante erupciones volcánicas explosivas, es la presencia de descargas eléctricas asociada a la generación de la pluma volcánica. La detección remota de estas descargas eléctricas pueden servir de ayuda en el monitoreo volcánico. En los últimos años, el satélite geoestacionario GOES-16 brinda información sobre descargas eléctricas registradas a través del sensor Geostationary Lightning Mapper (GLM). Esta información se suma a la detección de descargas eléctricas mediante antenas terrestres que ya venía siendo utilizado para tal fin. En este trabajo utilizamos principalmente los datos de descargas proporcionado por el GLM y por la red terrena Earth Networks Total Lightning Network (ENTLN) para analizar la actividad eléctrica que se presentó durante la erupción del volcán de Fuego, el día 3 de Junio de 2018.

Título original: *Lightning in the eruption of the Volcán de Fuego 2018 - Seening from earth and space*

Abstract -*A phenomenon that occurs regularly during explosive volcanic eruptions is the presence of lightning associated with the development of the volcanic plume. Remote detection of these electrical discharges can be helpful in volcanic monitoring. In recent years, the Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES-16) satellite has provided information on recorded*

electrical discharges through its sensor, the Geostationary Lightning Mapper (GLM). This information is in addition to the detection of lightning strokes by ground stations that was already being used for this purpose. In this work we propose to use the data provided by the GLM and the Earth Networks Total Lightning Network (ENTLN) to analyze the electrical activity that occurred during the eruption of the Volcan de Fuego on June 3, 2018

Introducción

Las erupciones volcánicas explosivas pueden generar actividad eléctrica asociada con la generación de una pluma volcánica liberada (McNutt y Williams (2010), Muller (2011), Shevtsov et al. (2016)). Thomas et al. (2010) , han clasificado la actividad eléctrica que ocurre durante una erupción volcánica en tres grupos: descargas de conducto, descargas cercanas al conducto y descargas eléctricas de pluma similares a tormentas eléctricas. Esta última es una gran descarga que puede alcanzar fácilmente los 20 km de longitud y se genera mediante mecanismos de carga similares a los que se producen en una nube de tormenta, con la ceniza actuando como núcleos de hielo (Thomas et al. (2007b), Behnke y McNutt (2014), McNutt y Thomas (2015)). La descarga de pluma, análoga a la de una tormenta es la más sencilla de utilizar en términos de proporcionar una alerta temprana, debido a la frecuencia e intensidad de la energía emitida por las descargas producidas, lo que permite que se puedan detectar y registrar de forma remota.

La detección de una erupción explosiva y la presencia de ceniza volcánica en la atmósfera mediante la localización remota de descargas eléctricas, es una técnica que ha sido estudiada y mejorada en la última década (McNutt y Williams (2010), Muller (2011), Behnke y McNutt (2014), McNutt y Thomas (2015), Nicora et al. (2013)). El desarrollo de redes de detección de descargas eléctricas terrestres globales (referenciado como LLS - *Lightning Location System*), tales como la *World Wide Lightning Location Network* (WWLLN) y la *Earth Networks Total Lightning Network* (ENTLN), han contribuido significativamente a este objetivo. Un gran número de trabajos, utilizando estas redes (Shevtsov et al. (2016), Thomas et al. (2007b), Hargie et al. (2019), Nicora et al. (2013)), Van Eaton et al. (2016), Van Eaton et al. (2020), Baissac (2017)) han demostrado la conexión existente entre los cambios en la dinámica de la erupción y la generación de descargas eléctricas. Las LLSs tienen la desventaja de no po-

der distinguir por sí solas, si la naturaleza de las descargas eléctricas detectadas es volcánica (generada por la interacción de partículas dentro de una pluma volcánica) o meteorológica (generada dentro de una tormenta). Aunque las tormentas eléctricas son menos frecuentes en latitudes altas, en la zona tropical pueden superar los 100 días de tormenta (Td) por año (Peterson (2019)), lo que puede ser un gran problema para monitorear la erupción usando solo esta técnica. Esto demuestra la importancia de que las herramientas de sensado remoto que se encuentren disponibles en una zona, se complementen.

Actualmente, la variedad de satélites meteorológicos disponibles que se encuentran monitoreando remotamente distintas regiones del mundo, han sumado una rica fuente de información atmosférica. Existe variedad de trabajos sobre el tratamiento de datos satelitales, de manera de obtener productos que faciliten la detección y seguimiento de nubes de cenizas y otros productos emitidos durante la erupción (Webley y Mastin (2009), Thomas y Watson (2010), Pavolonis et al. (2020)). En el año 2016, la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) / *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) ponen en órbita al satélite geoestacionario GOES-16 (*Geostationary Operational Environmental Satellite 16*). A bordo del mismo se encuentran dos sensores, el *Advance Baseline Imager* (ABI) y el *Geostationary Lightning Mapper* (GLM). El sensor ABI cuenta con 16 bandas espectrales, lo que brinda la oportunidad de obtener una significativa observación de la atmósfera (Schmit et al. (2005)). Por otro lado, el GLM es el primer sensor operacional geoestacionario utilizado para detectar descargas eléctricas de manera continua (Goodman et al. (2013), Rudlosky et al. (2019)). Los datos del satélite GOES-16 se encuentran de manera pública desde principio del año 2018. Si bien existen productos diseñados con el objetivo de detectar emisiones eruptivas, gran parte de los trabajos realizados utilizando los datos de este satélite se encuentra orientado a fines meteorológicos. En efecto, el comportamiento del GLM para la detección de descargas durante una erupción volcánica es poco conocida actualmente.

El 3 de junio del 2018, el volcán de Fuego localizado a 14.47°N y 90.88°W sobre Guatemala (Figura 6.1), presentó una erupción distintiva, la mas fuerte registrada en los últimos años de acuerdo a lo expresado por la Coordinación Nacional de Reducción de Desastres de Guatemala (CONRED). La misma comenzó aproximadamente a las 12:00 UTC (6 HL) de la mañana del domingo 3 de junio y finalizo cerca de 16 horas después, según el boletín emitido por el Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología (INSIVUMEH). Du-

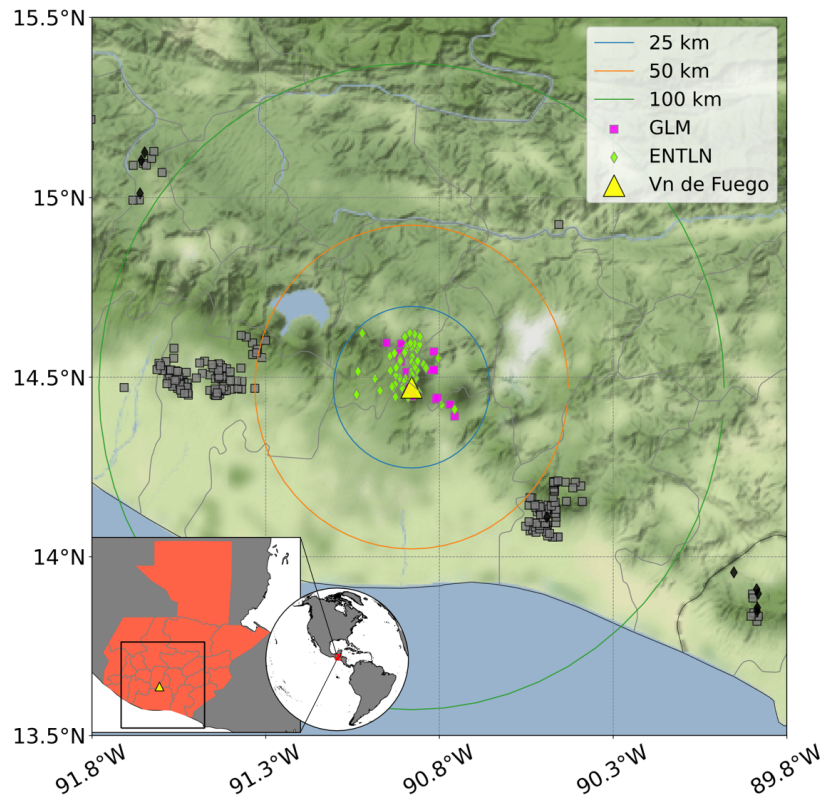


Figura 6.1: Localización del volcán de Fuego (rectángulo amarillo) mostrando las descargas eléctricas registradas por el GLM (cuadrados) y la ENTLN (rombos), durante todo el día 3 de junio de 2018, día de la erupción del mismo. Las circunferencias marcadas en el mapa, representan radios de 25, 50 y 100 km desde el centro del volcán. Las descargas eléctricas marcadas con color, son las registradas durante la erupción y clasificadas como volcánicas; las que se muestran en gris y negro, son descargas eléctricas meteorológicas.

durante este período, la erupción mostró un notable incremento en su intensidad alrededor de las 18:00 UTC (12 HL). En este momento la columna eruptiva liberada alcanzó los 15 km s.n.m y generó fuertes flujos piroclásticos, los que alcanzaron a zonas pobladas de la región causando un gran número de fatalidades (GVP (2018)). Durante las 16 horas que duró la erupción, se registraron dos episodios de actividad eléctrica. El primero coincidente con la liberación de la columna eruptiva de gran tamaño cerca de las 18:00 UTC. El segundo episodio en cambio, surge alrededor de 3 horas después, y coincide no solo con un segundo posible incremento en la intensidad de la erupción (de menor intensidad que el anterior) y la generación de importantes flujos piroclásticos, sino también en presencia de lluvias y nubosidad en áreas cercanas.

La erupción producida el 3 de junio de 2018 presenta un marco ideal para la aplicación de las herramientas de sensado remoto en estas regiones tropicales donde las tormentas eléctricas y la nubosidad son habituales. En este trabajo nos disponemos a realizar un análisis sobre los dos episodios de actividad eléctrica registrados, utilizando principalmente los datos satelitales del GOES-16 en conjunto con los datos de la red terrestre ENTLN, de manera de discutir las condiciones y características en las que se presentó cada uno.

Bases de Datos

La región donde se ubica el Volcán de Fuego, se encuentra dentro del campo visual del satélite geoestacionario GOES-16 y la cobertura de la red de detección de descargas eléctricas ENTLN. Ambas herramientas de sensado remoto fueron utilizadas en este trabajo, en conjunto con información provista por los entes de monitoreo volcánico de la región, INSIVUMEH, CONRED y el *Volcanic Ash Advisory Center* de Washington (VAAC-Washington), entre otros.

A - ENTLN

La ENTLN es una LLS terrestre que cuenta con al menos 1600 antenas distribuidas en diversos países del mundo (Marchand et al. (2019)). Opera en un ancho rango de frecuencias (entre 1 kHz a 12 MHz) y detecta principalmente descargas superiores a los ± 5 kA. Dentro de los productos otorgados por esta red, utilizamos la información del *Flash*. Esta variable provee la corriente máxima de la descarga eléctrica detectada, además del tipo de descarga (Intra-Cloud, IC o Cloud-to-Ground, CG), tiempo y localización de la descarga, entre otras. La ENTLN, además de las descargas localizadas por sus propios sensores, incorpora al registro las descargas localizadas por otra red de detección terrestre denominada WWLLN. Con la particularidad de que estas descargas no pueden ser identificadas como IC o CG. En nuestro trabajo para el análisis de los vertidos también utilizamos el registro completo de la ENTLN.

B - GOES-16

El GOES-16, de la serie -R de satélites lanzados por la NASA, se puso en órbita en el año 2016 y comenzó a producir datos luego de aproximadamente un año. A bordo de este satélite se encuentran dos sensores de interés para nuestro trabajo, el Advanced Baseline Imager (ABI) y el Geostationary Lightning Mapper (GLM). El sensor ABI cuenta con 16 bandas espectrales,

de las cuales dos se ubican en el canal visible, cuatro en el canal cercano al infrarrojo y diez recaen en el canal infrarrojo. Los datos para la fecha consultada están disponibles cada 15 minutos y las resoluciones dependen de la banda, aunque posee un modo de datos multibanda en los cuales se obtienen todos los canales a una misma resolución de 2 km. El sensor GLM a bordo del GOES16, es el primer sensor en un satélite geoestacionario diseñado para detectar descargas eléctricas terrestres. El GLM registra las descargas mediante la detección de pulsos ópticos transitorios centrados en los 777.4 nm, y realiza un registro cada 2 ms en todo el disco observado. La información es ensamblada según características específicas detalladas en Goodman et al. (2013) y se dividen en *event*, *group* y *flash*. Mas detalles de estas variables se desarrollaron en el capítulo 3.2.1. La resolución que alcanza este sensor varía desde 8 km a 14 km si nos movemos desde el centro hacia los bordes del campo visual satelital. Dentro de las variables disponibles en los datos otorgados por el GLM, el flash es la variable más representativa de la descarga eléctrica (Peterson (2019)) y por ende es la que utilizamos en nuestro trabajo.

En conjunto con los datos de las descargas eléctricas, información adicional sobre la erupción y meteorología durante la misma se obtuvo a partir de diferentes fuentes. Se consultaron los boletines y reportes emitidos por el CONRED e INSIVUMEH junto con los publicados por el *Global Volcanism Program* (GVP-smithsonian). También se tuvieron en consideración los reportes de la VAAC-Washington para el seguimiento de la pluma generada que fueron emitidos durante el día de la erupción. En cuanto a las variables meteorológicas, además de la información obtenida desde el análisis de los canales del sensor ABI, se consultaron también los datos de reanálisis del Centro Nacional de Predicción Ambiental (NCEP) - *Global Data Assimilation System* (GDAS).

Metodología

Para examinar los dos episodios de actividad eléctrica registrados durante la erupción, realizamos en primer lugar un análisis del registro de las descargas obtenidas por la ENTLN y el GLM. A fin de filtrar del registro las descargas que se puedan haber producido por la presencia de tormentas eléctricas meteorológicas, consideramos solo las descargas que se registraron dentro de una ventana de $1^\circ \times 1^\circ$, con el volcán en el centro. Consideramos entonces

las descargas que se generaron dentro de los 50 km del volcán, y que coincidieron en tiempo y espacio con la generación de la pluma volcánica reportada u observada a través de las imágenes satelitales (Figura 6.2).

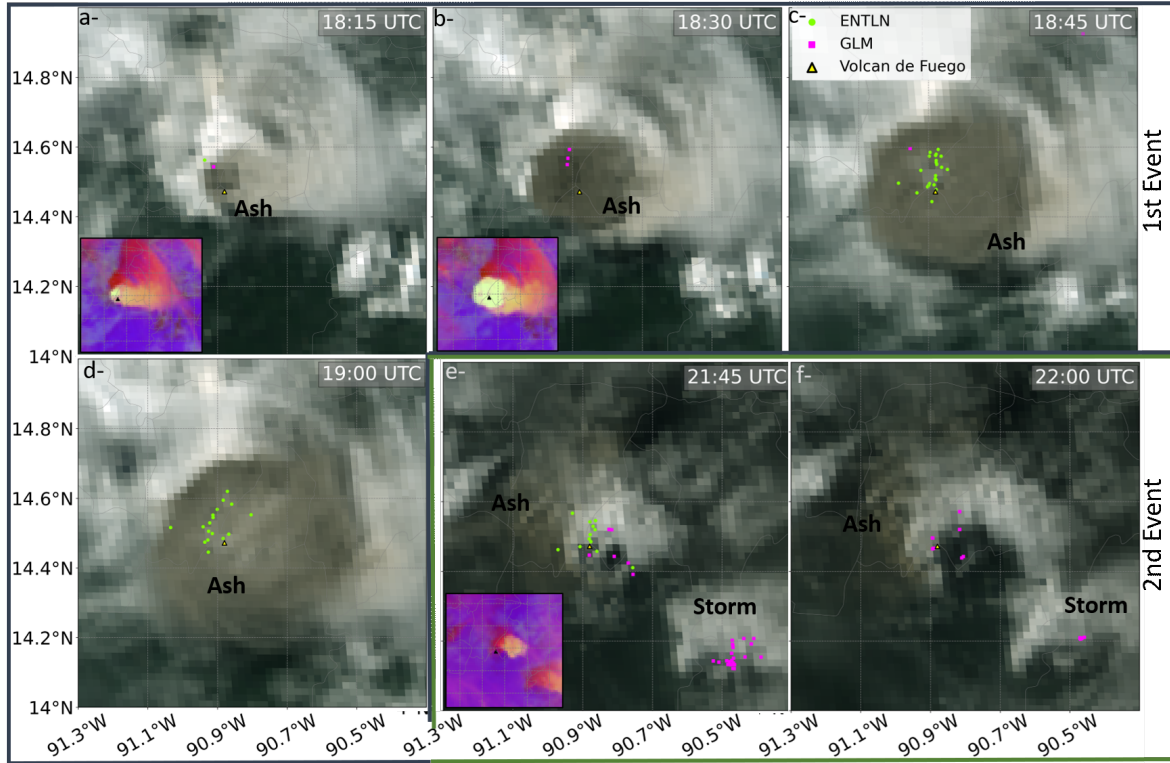


Figura 6.2: Composición de imágenes de Color Natural de los datos del sensor ABI a bordo del satélite geoestacionario GOES-16. Desde la imagen .a hasta la .d, corresponden a las imágenes del 1^{er} Evento, entre las 18:15 y las 19:00 UTC, tomadas cada 15 minutos. Las imágenes .e y .f corresponden al 2^{do} Evento a las 21:45 y 22:00 UTC. Se muestran las descargas eléctricas registradas por la ENTLN (verde) y el GLM (fucsia) y el volcán de Fuego (triángulo amarillo). Las imágenes en la esquina inferior izquierda de las figuras a, b y e, son las composiciones de Convección Diurna.

Las descargas eléctricas registradas cada 10 minutos, consideradas producidas por la erupción, se representan en función del tiempo tanto para la ENTLN (línea azul) como para el GLM (línea magenta) en la figura 6.3.a, entre las 16:30 UTC y las 23:30 UTC. Las descargas de la ENTLN tienen también la corriente máxima calculada por la red, la cual viene dada en kA. Para el caso de las registradas por el GLM, los *flash* tienen la energía emitida por cada una medida en filoJoules ($fJ = 10^{-15}$ joules). Previo a utilizar los datos del GLM, se realizó un control de la calidad de los mismos analizando el *Quality Flag* (medida de calidad del dato) asociado

a cada dato. En caso de que algún registro sea considerado no confiable por su *Quality Flag* asociado, el registro es descartado. Bajo esta condición, no hubo que descartar ninguna de las descargas eléctricas correspondientes a los dos episodios en estudio.

Utilizamos la información satelital de los distintos canales aportados por el ABI-GOES16 para realizar composiciones multi-espectrales abarcando el área dentro de una ventana de 1° x 1° con el volcán de Fuego en su centro. Fue realizada una imagen cada 15 minutos durante el tiempo que duro la erupción. Realizamos la composición imagen rojo-verde-azul (RGB) Color Natural y Convección Diurna, siguiendo las guías rápidas proporcionadas por la NASA-NOAA (RAMMB (2023)) con el fin de obtener información visual durante la erupción. Las plumas volcánicas que generan descargas eléctricas análogas a las generadas por tormentas eléctricas meteorológicas (descargas de pluma), son plumas volcánicas que poseen grandes contenidos de vapor de agua y hielo (Pavolonis et al. (2020)). Esto dificulta la distinción de la pluma volcánica en situaciones de gran nubosidad utilizando las composiciones producidas para detectar la presencia de ceniza, por lo que se empleó la composición Convección Diurna (Day Convection) en su lugar.

La temperatura de brillo (TB) que se muestra en la Figura 6.3.a, se obtuvo desde el canal 13 ($10.37 \mu\text{m}$) del ABI - GOES16. Consideramos un sector de 0.5° x 0.5° de latitud y longitud centrado en el volcán y analizamos cada imagen en dicho canal entre las 16:00 UTC y las 23:45 UTC. Para cada imagen se extrajo el valor del píxel que presentaba la menor temperatura y se corroboró con un análisis visual de las imágenes generadas en color natural que este píxel pertenezca a la pluma. En la Figura 6.4 se ejemplifican dos escenarios para las 18:45 UTC y las 21:30UTC coincidentes con los dos eventos de descargas eléctricas tenidos en cuenta.

Tanto la VAAC-Washington, como el INSIVUMEH, emitieron reportes actualizando el estado del volcán durante el periodo eruptivo. Información adicional es hallada también en los boletines almacenados por el GVP - Smithsonian. Los reportes y boletines emitidos por los distintos entes, fueron consultados prestándole mayor atención a las menciones sobre presencia de ceniza, alturas en las que se identificaron, dirección del viento y generación de flujos piroclásticos. Estos eventos se organizaron temporalmente, para generar una cronología de la erupción. Lamentablemente, en muchos casos no fue posible estimar el momento exacto en el que ocurrió alguno de los fenómenos relacionados con la erupción, por lo que se estimaron

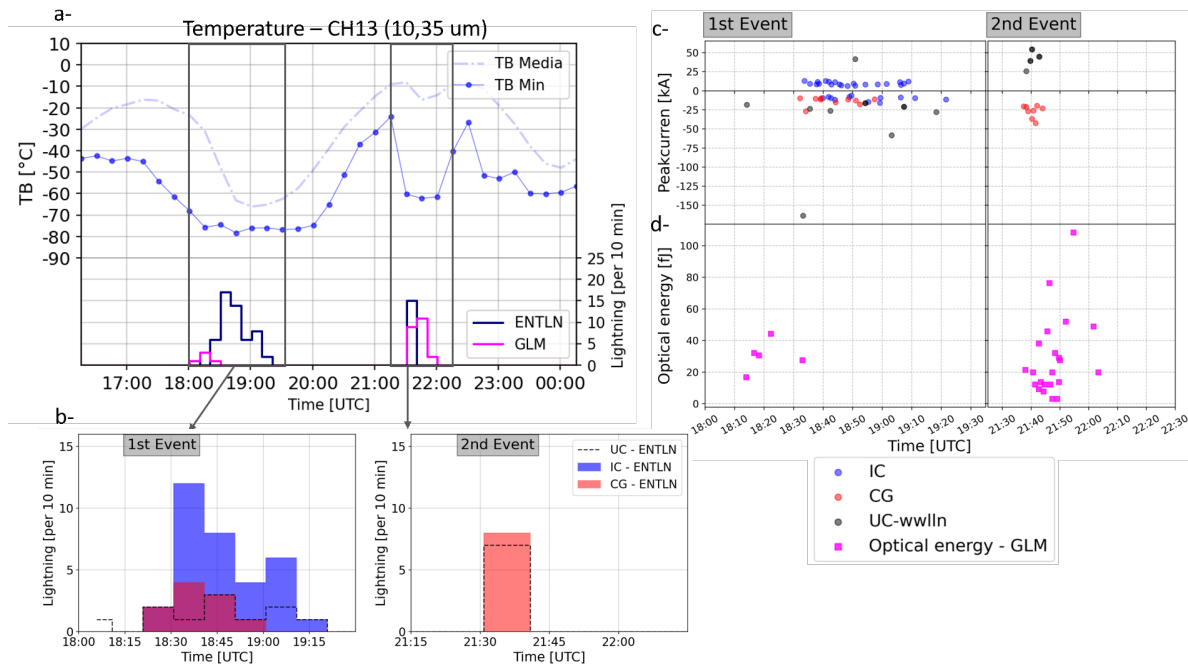


Figura 6.3: a- Temperatura de brillo obtenida del sensor ABI - Canal 13 junto con las descargas eléctricas registradas cada 10 minutos para la ENTLN y el GLM entre las 16:30 UTC y 23:30 UTC, durante la erupción del Volcán de Fuego. b- Relación entre el tipo de descargas eléctricas registradas por la ENTLN para cada evento (IC - *Intra Cloud*, CG - *Cloud to Ground* y UC son las descargas “no clasificadas” provenientes de la WWLLN que se incluyen en el registro). c- (arriba) Corriente máxima de las descargas eléctricas registradas por la ENTLN en cada uno de los eventos y diferenciado para cada tipo de descarga. (abajo) Energía óptica registrada por el sensor GLM para cada evento

intervalos de tiempo en los que pudo haber ocurrido el mismo.

Erupción

El volcán de Fuego es uno de los volcanes mas activos ubicados en Guatemala. Tiene una altura de 3763 m s.n.m y una composición principalmente basáltica a basáltica-andesítica (Liu et al. (2020)). En general, se le asocia a este volcán erupciones ricas en gas, que varían entre emisión pasiva de lava a erupciones paroxismales / violentas (Naismith et al. (2019)).

El 3 de Junio de 2018, el INSIVUMEH emitió el primer boletín especial a las 12:00 UTC (6 HL) anunciando el inicio de la erupción del volcán de Fuego. Debido a las condiciones climáticas, había gran nubosidad presente, lo que no permitió caracterizar con precisión los fenómenos asociados a la erupción que sucedían en el momento. El primer boletín presentado,

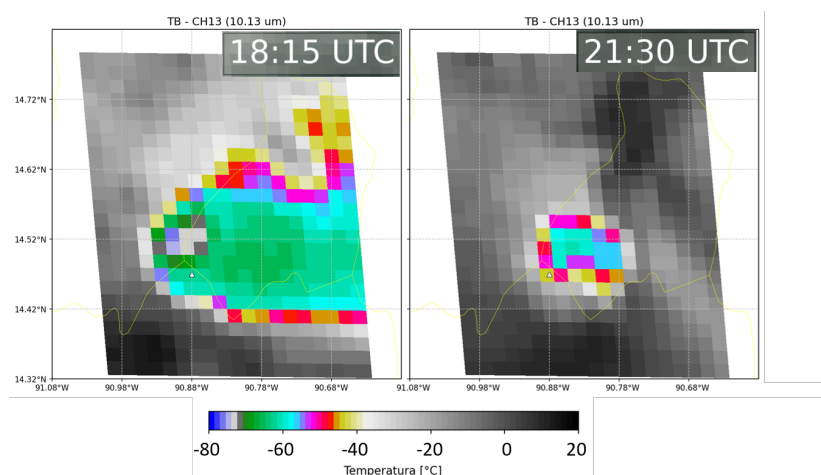


Figura 6.4: Temperatura de brillo (TB), obtenida del canal 13 del sensor ABI para las 18:15 UTC y 21:30 UTC. A las 18:15 UTC se aprecia el desarrollo de la pluma volcánica alcanzando temperaturas cercanas a los -80°C , esta imagen corresponde a la aparición de las primeras descargas eléctricas registradas tanto por la ENTLN, como por el GLM. La imagen de las 21:30 UTC corresponde al comienzo del segundo evento. Del análisis de estas imágenes se obtienen los datos de Temperatura de Brillo (TB en $^{\circ}\text{C}$) expresados en la figura 6.3.a.

sin embargo, mencionó explosiones que generaron una columna eruptiva de casi 6 km s.n.m moviéndose hacia el W y SW. Cerca de las 16:00 UTC, un nuevo boletín del INSIVUMEH, anunció la presencia de flujos piroclásticos hacia el W y S-SW, caída de cenizas hacia el E-SE y E, mencionando la variabilidad de la dirección del viento. Minutos después, la VAAC emitió un reporte de emisión de ceniza observada a una altura de 6 km con dirección NE. A las 17:30 UTC comenzó la etapa mas intensa de la erupción, la intensidad se incrementó notablemente y la columna eruptiva liberada alcanzó los 15 km de altura (según la VAAC). La pluma volcánica es visible desde las imágenes satelitales, moviéndose hacia el E y NE (Figura 6.2).

Analizando en detalle las imágenes satelitales en Color Natural generadas cada 15 minutos a partir de las 12:00 UTC, se observó el inicio de la etapa paroxismal de la erupción entre las 18:00 y las 18:15 UTC (Figura 6.2.a - c). Esta se visualiza como una nube expandiéndose rápidamente sobre el volcán, de un tono marrón mas oscuro que las nubes circundantes. Las emisiones de menor intensidad previas a este momento, son difíciles de distinguir desde las imágenes de color natural, pero se pueden llegar a visualizar desde la composición RGB de Convección Diurna (No mostradas aquí). De las imágenes de la Figura 6.2 y la figura 6.4, se

observa una pluma que crece alcanzando su mayor altura hacia el sector N del volcán (donde alcanza temperaturas más frías), cerca de las 18:15 UTC. Luego fue trasladada por los vientos de dirección variable presentes ese día, el material particulado de mayor altura se ve moverse hacia el E-NE, mientras que el resto se dispersa en varias direcciones respecto del volcán.

Después de casi una hora la intensidad de la erupción merma, la emisión de ceniza continúa, al igual que la generación de lahares y flujos piroclásticos. Para entonces, las imágenes satelitales muestran la presencia de material volcánico en la región cercana del volcán al igual que la presencia de nubes meteorológicas que empiezan a dificultar la observación (Figura 6.2.c y .d). Entre las 21:00 y las 22:00 UTC, se mencionan en los reportes de la VAAC-Washington la presencia de ceniza entre los 5 y 13 km moviéndose al NE y al E a mayor altura. A las 04:00 UTC del día 4 de junio, el INSIVUMEH realizó el último reporte, dando por finalizada la erupción del volcán de Fuego, la cual tuvo una duración total de casi 16 horas y desafortunadamente causó un gran número de víctimas fatales (GVP (2018)).

Resultados y Discusión

Durante las 16 horas que duró la erupción del volcán de Fuego, la ENTLN registró un total de 69 descargas y el GLM un total de 27 descargas a menos de 25 km desde el centro del volcán con una mayor ocurrencia hacia el N-NE del mismo (Figura 6.1).

El desarrollo temporal de las descargas (Figura 6.3.a), muestra que la actividad eléctrica se dio en dos momentos aislados. El primero corresponde al periodo entre las 18:00 y las 19:30 UTC, mientras que el segundo se desarrolla entre las 21:20 y 22:00 UTC. Llamamos a estos 1^{er} Evento y 2^{do} Evento respectivamente. A las 18:14 UTC se registra la primera actividad eléctrica por los dos LLS. En el siguiente periodo de 15 minutos, el GLM detecta 3 descargas mientras que la ENTLN no registra ninguna y luego de las 18:30 UTC cuando la pluma volcánica se vuelve más opaca, la actividad eléctrica es registrada solo por la ENTLN. Durante el periodo de aproximadamente 90 minutos que duró el 1^{er} Evento, la ENTLN registró 54 descargas mientras que el GLM registró solo 5.

Después de esta fase intensa, la erupción prosigue con emisión constante de material volcánico con menor intensidad, pero con la alerta de otra posible gran emisión de cenizas. Nuevamente entre las 21:20 y las 22:00 UTC se produce el 2^{do} Evento de actividad eléctrica.

En este caso, la ENTLN registro cerca de 15 descargas solo en los primeros minutos entre las 21:30 UTC y 21:45 UTC, mientras que el GLM registra 22 descargas en todo el periodo de duración del 2^{do} Evento. En este caso la primer descarga detectada para el 2^{do} Evento por ambas redes fue a la misma hora, siendo a las 21:38 UTC.

Entre los dos eventos, encontramos que el tipo de descarga clasificada por la ENTLN varía como se muestra en la Figura 6.3.b. Como se menciono anteriormente, la ENTLN puede clasificar alguno de los *flash* como del tipo CG o IC. Los *flashes* detectados por las antenas de la WWLLN, para los cuales el tipo de descarga no puede ser clasificado, es considerado en la Figura 6.3.b como “sin clasificar (UC - unclassified)”. Observamos que la cantidad de descargas tipo IC registradas durante el 1^{er} Evento fueron 33 (60 % del total), un número superior a las descargas del tipo CG, que alcanzaron un valor de 10 (18 % del total), el resto fueron descargas UC. Durante el 2^{do} Evento, de las 15 descargas registradas en total, 8 fueron del tipo CG (53 % del total) y no se registraron descargas IC.

Las descargas CG registradas para ambos eventos, mostraron corrientes máximas de polaridad negativa, con un valor promedio de 20.4 kA (Figura 6.3.c). En el caso de los IC que solo se registraron durante el 1^{er} Evento, mostraron corrientes máximas de ambas polaridades que se encontraban mayormente entre los ± 12 kA, con un promedio de 2.3 kA. La energía óptica medida por el GLM para los *flash* registrados también se muestran en la Figura 6.3.c, notamos que en valor promedio las energías rondaron los 30 fJ para los dos eventos. Mientras que en el 1^{er} Evento se registran valores entre los 44 y 16 fJ, durante el 2^{do} Evento la energía alcanzo valores extremos de 108 fJ y 3 fJ.

De lo anterior se desprende, que los dos episodios analizados presentan una dinámica distinta respecto a la erupción y su entorno. Durante el 1^{er} Evento, el GLM detectó descargas sobre los bordes de la pluma (Figura 6.2.a-c), cerca de la zona donde la pluma alcanza su menor temperatura (Figura 6.4). A medida que la pluma crece, se vuelve mas opaca ópticamente, por lo que la detección de las descargas por el GLM se dificulta. La región de la pluma que alcanza estas bajas temperaturas se corresponde con una zona de fuerte corrientes convectivas (Figura 6.2.a y .b), similar a la presente durante tiempo severo. En este contexto, las descargas eléctricas asociadas, pueden alcanzar la corriente necesaria para se detectadas por la ENTLN. Las descargas detectadas por la ENTLN se encuentran principalmente dispersas dentro de la pluma volcánica (Figura 6.2), cercanas a la región de menor temperatura. La

temperatura mínima alcanzada por la pluma según los datos del CH13 del ABI, fue de -80 °C como se observa desde la Figura 6.3.a. Según información de los sondeos realizados con los datos de reanálisis del NCEP-GDAS, esta temperatura es consistente con la temperatura de la atmósfera cerca de los 15 km de altura, en donde los vientos presentan una dirección NW. Esto es consistente con las observaciones de la pluma expresadas en los reportes y con la dirección principal mostrada por las descargas eléctricas.

Para el 2^{do} Evento, el desarrollo vertical de la pluma no supera considerablemente la nubosidad en la zona. Sin embargo, un incremento en la emisión de material volcánico puede ser inferido por las imágenes satelitales (figura 6.2.e y .f). En este caso, las descargas eléctricas detectadas por la ENTLN se encuentran ubicadas hacia el sector N del volcán, donde se ve un incremento en la convección. La diferencia en las corrientes registradas en este evento respecto al primero, puede indicar que la turbulencia presente en la zona permitió una mayor separación de cargas. La presencia de nubes altas en este sector hace dudar de si la actividad eléctrica registrada fue producida solo por la pluma volcánica generada o si el incremento de material particulado hacia la atmósfera disparó la electrificación de una nube de tormenta ya localizada en el sector.

El GLM en este caso detecta descargas localizadas hacia el sector SE del volcán, donde la ENTLN solo detecta un par. Estas descargas podrían estar relacionadas con la presencia de un fuerte flujo piroclástico que es mencionado en los reportes, el cual alcanzó los 6 km de altura y 700 °C de temperatura. El tiempo preciso para el cual el flujo piroclástico ocurrió, no fue definido por ninguno de los reportes consultados. La electrificación en los flujos piroclásticos es un tema poco estudiado hasta el momento, pero en algunas erupciones parece actuar de manera favorable hacia la generación de descargas eléctricas (Van Eaton et al. (2016)). Nuevamente, la presencia de nubosidad y la resolución espacial que posee el GLM, hacen difícil las observaciones desde imágenes satelitales, necesitando mayor información para sacar conclusiones precisas al respecto.

Conclusiones

Durante la erupción del volcán de Fuego del 3 de Junio de 2018, se detectaron dos eventos de actividad eléctrica registrados desde la red terrestre *Earth Network Total Lightning Network*

(ENTLN) y el sensor *Global Lightning Mapper* (GLM) a bordo del satélite geoestacionario GOES-16.

Las características de las descargas eléctricas registradas, fue distinto en cada evento. El primer evento fue registrado entre las 18:00 y las 19:30 UTC. La actividad eléctrica fue registrada casi en su mayoría por la ENTLN, con 54 descargas registradas contra 5 registradas por el GLM. La pluma volcánica alcanzo los 15 km durante este periodo, la cantidad de material particulado produjo una pluma volcánica opaca visible desde imágenes satelitales, la cual eventualmente termino por inhibir el registro de descargas por el GLM.

Durante el Segundo evento, la intensidad de la erupción fue menor que durante el primero. Si bien la emisión de material particulado parece incrementarse durante este período, la presencia de nubes no permite visualizar correctamente la situación. En este caso, las imágenes satelitales muestran una pluma menos opaca respecto a la primera. El GLM detecta durante este segundo evento un total de 22 descargas mientras que la ENTLN registra 15. Una parte importante de las descargas detectadas por el GLM se ubican en el sector SE del volcán. Reportes del INSIVUMEH mencionan la presencia de importantes flujos piroclásticos generados que alcanzan los 6 km de altura y que concuerdan con la dirección SE. Las descargas ubicadas hacia el Norte, son registradas principalmente por la ENTLN y se correlacionan con una región convectiva de menor intensidad que la del primer evento. Mayor información sería necesaria para estudiar con mas detalle la relación de los flujos piroclásticos en la generación de descargas eléctricas.

El GLM y la ENTLN detectan descargas en distintas condiciones microfísicas de la pluma volcánica. Esto parecería estar fuertemente relacionado con la opacidad que puede tener la pluma volcánica, generando la imposibilidad de que el pulso óptico sea suficientemente intenso como para ser observado desde el sensor. Resulta en un tema de interés conocer cual es la relación entre espesor óptico e intensidad de la descarga que permite que esta sea detectada desde el sensor satelital. Poder complementar las observaciones desde tierra con las observaciones satelitales, ofrece una herramienta de gran valor hoy en día cuando contamos con la información de satélites geoestacionarios en una alta resolución temporal.

6.2. Otras erupciones de latitudes bajas

Siguiendo la metodología presentada para el caso del Volcán de Fuego detallada anteriormente, se analizaron otras erupciones con posible actividad eléctrica relacionada. Se mantuvo el enfoque sobre volcanes de latitudes bajas (zonas tropicales, ver Figura 6.5), teniendo en cuenta condiciones atmosféricas similares a las existentes durante la erupción del Volcán de Fuego. En este caso, analizamos las descargas eléctricas presentes durante las erupciones del volcán Soufriere St Vincent (San Vicente y Las Granadinas, 2021) y el San Cristóbal (Nicaragua, 2021). Las erupciones como las del Anal Krakatoa (Indonesia, 2018) y el Taal (Filipinas, 2020), si bien se tuvieron en cuenta, son erupciones que se encuentran bien documentadas (Prata et al. (2020), Van Eaton et al. (2022)) por lo que no se detallan en este escrito en particular. Para todos los casos se utilizaron los datos brindados por la ENTLN para la detección y localización de las descargas eléctricas, en conjunto con la información satelital disponible del GOES-16, tanto con el sensor ABI como el GLM. Lo que nos brinda la oportunidad de observar nuevamente la relación de detección de descargas eléctricas volcánicas, a través de un sistema de detección terrestre y otro satelital.

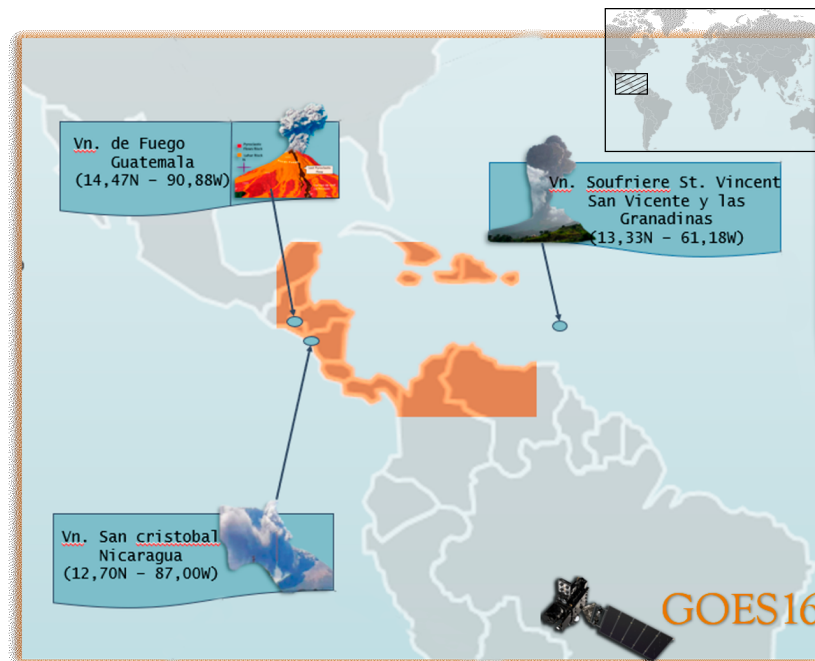


Figura 6.5: Ubicación de los volcanes: Vn de Fuego, Soufriere - San Vicente y San Cristobal en América Central.

En el transcurso de esta sección, se mostrarán y analizarán dichas erupciones descriptas a través de las diferentes herramientas de sensado remoto disponibles, a fin de explorar más sobre estas herramientas en el contexto de erupciones volcánicas en curso con presencia de actividad eléctrica. Comenzaremos con una breve reseña sobre cada erupción individual y los resultados obtenidos referentes a las mismas. Posteriormente se discutirán los resultados obtenidos para ambos casos, teniendo en cuenta lo observado en el Volcán de Fuego anteriormente.

Metodología

La metodología respecto a las descargas eléctricas y la obtención de la temperatura de brillo (TB) a partir de imágenes satelitales, sigue lo expresada para el volcán de Fuego previamente detallado. En estos nuevos casos bajo estudio, se agrega la estimación de la altura máxima de la pluma volcánica a partir de la transformación de las temperaturas de brillo mínimas detectadas satelitalmente. Este método se apoya en la hipótesis de que el tope de la pluma volcánica se encuentra en estado de equilibrio térmico con la atmósfera circundante y que la TB obtenida satelitalmente, es similar a la temperatura real del tope nuboso. De esta forma, para obtener la altura máxima de la pluma, se hace una comparación entre la temperatura de brillo mínima observada en la pluma volcánica, con información sobre la temperatura de la atmósfera en cada nivel de altura. Esta información es obtenida a partir de sondeos realizados en cercanías del lugar y fecha de interés. El método sirve para dar una estimación de la altura, pero tiene limitaciones cuando no se cumplen completamente las hipótesis, o cuando la pluma supera la estratosfera, lugar donde el perfil de temperatura se invierte en función de la altura y hace que la altura de la pluma no sea inequívocamente determinada. Aunque si se conoce previamente, que la pluma volcánica supero la tropopausa, sigue siendo posible estimar su altura de igual manera bajo esta consideración.

Para el año de las erupciones bajo análisis, los datos satelitales están disponibles cada 10 minutos. Se utilizan los archivos multi-espectrales para todo el globo (*Full Disk* - FD) con 2 km de resolución espacial. A fin de estimar las alturas máximas de la pluma volcánica a partir de las temperaturas de brillo, utilizamos para cada erupción individual, los datos de algún sondeo atmosférico disponible lo más cercano temporal y espacialmente al volcán. Los sondeos se

obtuvieron desde la página web de la Universidad de Wyoming (<http://weather.uwyo.edu>), que permite la búsqueda de sondeos atmosféricos para fechas y tiempos específicos. Para el caso del Soufriere - San Vicente, el sondeo encontrado corresponde al de la estación 78866 localizado en el aeropuerto de Juliana (18.05N, -63.12W) para las 00Z del 11 de abril del 2021 (fecha en la que evaluamos las descargas de esta erupción). Por otro lado, para el volcán San Cristobal, se utilizó el sondeo de la estación número 78384 localizada en el aeropuerto Owens Robert (19.30N, 81.35W). Estos sondeos fueron los más cercanos a los centros eruptivos para la fecha buscada. Debido a la distancia entre estos y el lugar de la erupción, se tuvo en cuenta la incertidumbre en la obtención de la altura de la pluma volcánica que se puede obtener. En esta primera instancia, no es un objetivo obtener valores precisos en la altura, pero si debería tenerse en consideración en el cálculo por ejemplo, del flujo de masa (que según Mastin (2014), puede calcularse como una potencia de la altura) u otro parámetro que presente gran sensibilidad a errores en la estimación. En este caso, no solo el sondeo, sino también las correcciones en las imágenes satelitales (por ejemplo por paralaje) deben ser consideradas. Como no se cuenta con valores de la altura de la pluma tomados de manera directa, los cuales se puedan utilizar para comparar con las alturas obtenidas mediante el método implementado, se consideran los rangos de altura reportadas en los boletines y reportes realizados para distintos momentos de la erupción como referencia.

Otra forma de obtener la altura de la pluma, que viene siendo tenida en cuenta en la literatura más reciente, se basa en la relación empírica hallada por Price y Rind (1992) entre la tasa de descargas eléctricas y la velocidad de convección y la altura de diferentes nubes meteorológicas, teniendo en cuenta si eran continentales u oceánicas. Partiendo de esta base, Prata et al. (2020), realizan un estudio sobre la relación entre la altura de la pluma y la tasa de descargas cada 10 minutos presentes en los días que duró la erupción del Anak Krakatoa del 2018. Ellos realizaron el ajuste de los parámetros para estas descargas registradas utilizando la relación establecida por Price y Rind (1992):

$$H = a \cdot f^b \quad (6.1)$$

donde H es la altura de la pluma volcánica, f la tasa de descarga eléctrica tomada cada 10 minutos y a y b son constantes empíricas. Del ajuste empleado, los coeficientes hallados para

estas constantes fueron: $a = 12,5 \pm 0,4$ y $b = 0,05 \pm 0,01$. Esta misma relación con los coeficientes obtenidos para el Anak Krakatoa, es utilizada en las erupciones analizadas en esta sección, teniendo en cuenta los datos de la ENTLN. Podemos entonces observar cómo esta ecuación ajustada para una erupción que mostró gran electrificación y una pluma volcánica constante durante el período eruptivo, se comporta ante erupciones menos intensas que muestran periodos explosivos de corta duración.

Para las imágenes satelitales, además de las composiciones de Color Natural y el tope nuboso observado desde el canal 13 del ABI-GOES16, se realizó la diferencia de TB para los canales CH11 ($8.50 \mu\text{m}$) y CH14 ($11.2 \mu\text{m}$) denominada de aquí en adelante como BTD. Esta se encuentra relacionada con el contenido de hielo que muestra la pluma, dada la diferencia en la firma espectral que tiene el hielo entre las dos longitudes de onda implicadas (ver Warren y Brandt (2008) para mayor información). De esta manera obtuvimos la BTD restando los canales CH11 - CH14 y tomamos como umbral las diferencias mayores a 1 K (siguiendo lo expresado por Prata et al. (2020)). La imagen BTD entonces muestra con colores rojos (valores positivos), los sectores del tope de la pluma que podrían contener mayor concentración de finas partículas de hielo. En los sectores donde la pluma se observa de colores blancos a azules (más negativos), se corresponde al sector de mayor espesor de la misma, donde puede haber hielo involucrado pero prevalece la señal de gotas de agua, o la presencia de SO₂ en la mezcla o partículas de ceniza que aumentan los valores negativos en la BTD.

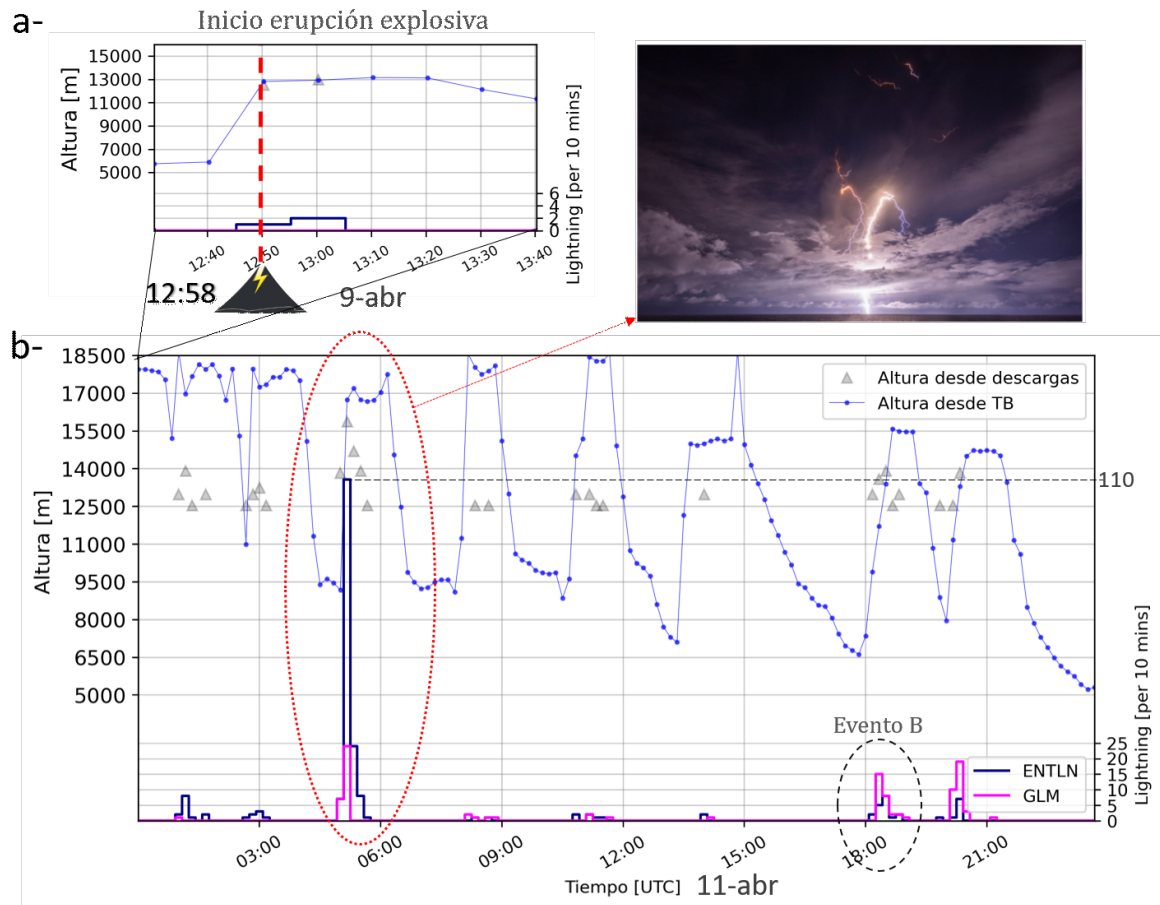


Figura 6.6: a- Primeras descargas eléctricas registradas por la red ENTLN, cerca de 18 minutos posteriores al inicio reportado de la erupción. -b Evolución temporal de la altura de la pluma detectada desde imágenes satelitales (línea con puntos azul) y utilizando la ecuación (6.1; triángulos grises), junto con la tasa de descargas eléctricas tomada cada 10 minutos por la ENTLN (línea azul) y el GLM (línea magenta) durante el día 11 de abril del 2021. El círculo punteado rojo marca el evento en que el mayor número de descargas fue registrado por la ENTLN, la imagen corresponde a la pluma generada durante ese periodo (extraída de Smart y Sales (2021)). El círculo punteado en color negro, marca el Evento B analizado posteriormente.

También se realizaron imágenes que resaltan productos volcánicos, como el ASH-RGB (RAMMB (2023)). En esta composición, la ceniza pura se observa en tonos rojizos y el SO₂ en tonos verdes. Los colores azules oscuros a negros que se observan hacia los bordes de la

pluma, coinciden con los colores rojos de las imágenes de la BTD, e indican la presencia de capas mas finas de hielo. Colores amarillos indican mezcla de ceniza y SO₂, las nubes altas más espesas con contenido de hielo se observan en tonos marrones, entre otros. Se debe considerar que los colores y tonalidades pueden variar con la latitud, la hora del día y la estación del año en que se observa la imagen creada.

Erupción volcán Soufriere - San Vicente

El volcán Soufrière - San Vicente (13.33N , 61.18W), es un estratovolcán ubicado en la isla San Vicente, la isla principal, perteneciente al país San Vicente y Granadinas ubicado al este del mar Caribe. La composición principal de este volcán es entre andesítica a basáltica. Si bien la erupción del volcan comenzó tiempo antes, una etapa explosiva de dicha erupción dio comienzo el 9 de abril del 2021 a las 1240 UTC (0840 HL - reportada por el Observatorio Belmont) y generó una pluma de 8 km de altitud que se movió principalmente hacia el ENE. Desde ese momento, varias explosiones de corta duración generaron plumas volcánicas que mantuvieron alturas de entre 4 km hasta 16 km los días posteriores, mermando su frecuencia hacia el día 22 de abril del mismo año.

Resultados

A partir de los datos de descargas eléctricas otorgados por la ENTLN y el GLM, se observó el periodo de tiempo entre el inicio de la erupción el 9 de abril, hasta el 14 de abril inclusive (no mostrados aquí). En el comienzo de la erupción el día 9 de abril, la ENTLN detectó la primer descarga a las 12:58 UTC pero el GLM no detectó ninguna descarga durante este primer pulso (Figura 6.6.a). En total, entre el 9 de abril y el 14 de abril, la ENTLN detectó cerca de 450 descargas a menos de 50 km del volcán, mientras que el GLM detectó al menos 140 en total durante el mismo periodo y rango de distancia.

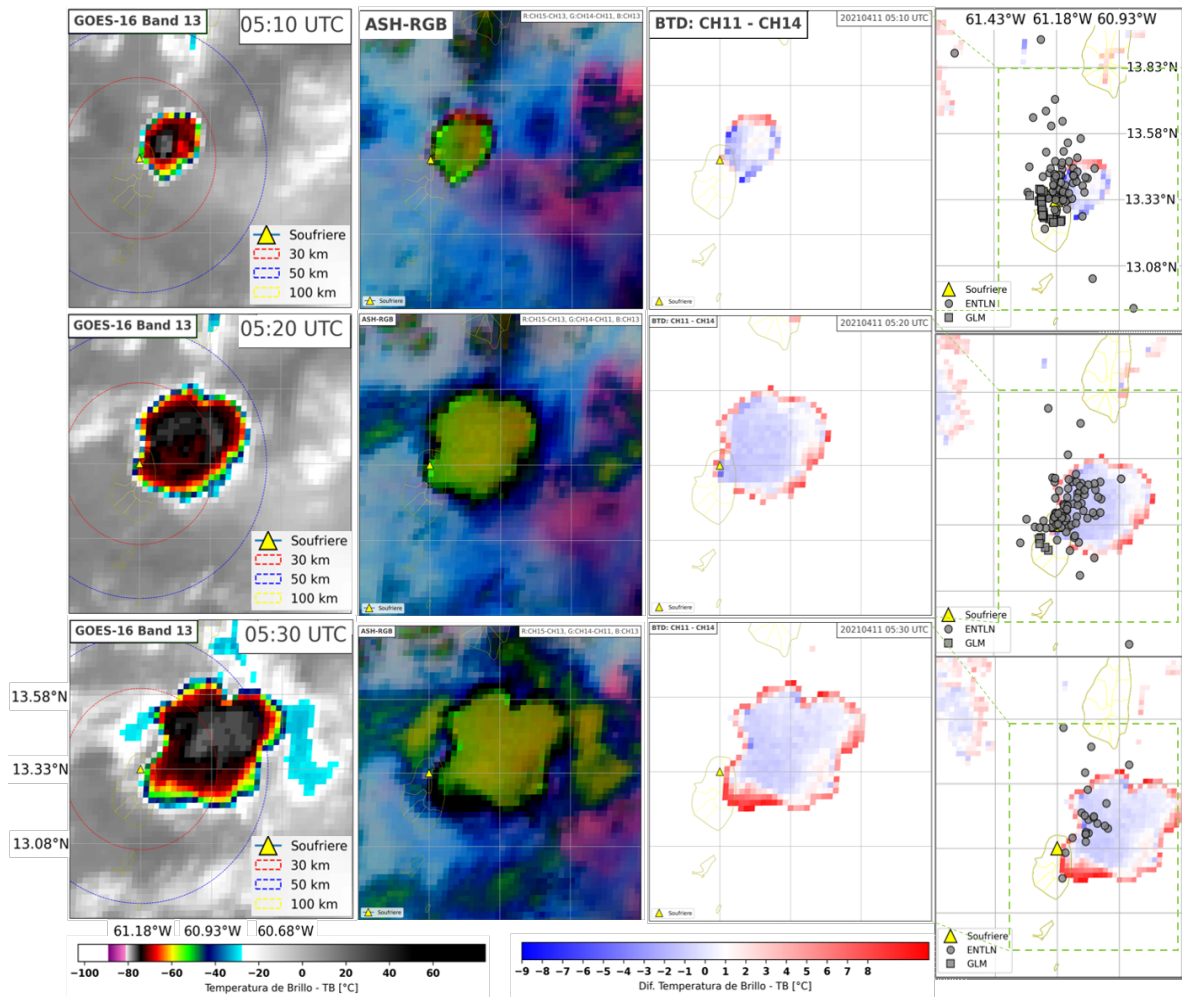


Figura 6.7: Imágenes satelitales del 11 de abril entre las 5:10 y 5:30 UTC, para el volcán Soufriere - San Vicente. Se muestran las imágenes del CH13 del ABI-GOES16, la composición ASH-RGB y la BTM para el momento de mayor electrificación. Las tres figuras de la última columna, muestran la BTM en conjunto con la electrificación registrada por la ENTNLN (círculos) y el GLM (cuadrados).

Durante este periodo de tiempo, se observó electrificación casi en todos los pulsos eruptivos que mostró el volcán, pero el día 11 de abril se destacó registrándose la mayor actividad eléctrica de todo el periodo. La altura estimada de la pluma, junto con la tasa de descargas eléctricas a intervalos de 10 minutos por ambos sistemas de detección y la altura estimada utilizando la ecuación (6.1) con las descargas de la ENTNLN, se muestran en la Figura 6.6.b. El periodo de tiempo incluido en esta figura corresponde a las 00:00 UTC hasta las 23:59 UTC

para el día 11 de abril. Como se observa claramente, cerca de las 4:00 UTC, se registró la mayor tasa de descargas eléctricas que tuvo esta erupción para todo el periodo evaluado. En general, la tasa de descargas para los demás días no fue mayor a las 20 descargas cada 10 minutos para la ENTLN, con valores inferiores a este para el GLM. Sin embargo, durante el 11 de abril, este valor superó las 110 descargas en 10 minutos para la ENTLN, mientras que las registradas por el GLM se mantuvieron alrededor de 25 descargas en el mismo intervalo de tiempo.

En las imágenes satelitales de la figura 6.7, se muestra la evolución temporal de la pluma volcánica para el momento de mayor electrificación. El periodo temporal arranca desde las 5:10 UTC hasta las 5:30 UTC para las imágenes de tope nuboso del CH13 ($10.3 \mu\text{m}$) del ABI-GOES16, la composición RGB-ASH y la diferencia BTD entre el CH11 ($8.6 \mu\text{m}$) y CH14 ($11.4 \mu\text{m}$). Estas imágenes muestran cómo fue el desarrollo de la pluma y cómo se relacionaron las descargas eléctricas detectadas con la misma. Las descargas eléctricas son representadas con círculos (para la ENTLN) y con cuadrados (para el GLM) y se toman todas las descargas registradas 5 minutos antes y 5 minutos después de la hora de la imagen satelital.

Se puede distinguir entonces, el crecimiento de una pluma que alcanza temperaturas frías cercanas a los -80°C en gran parte de la misma. De la composición RGB-ASH, los colores en la parte central de la pluma volcánica denotan la presencia de una pluma alta, con contenido de hielo y agua representada en tonos marrones. Hacia los bordes de la misma, coincidiendo con la BTD, se observan colores producto de la concentración de capas más finas de hielo. Los colores magenta que se destacan en el sector E de la imagen, están relacionadas con la presencia de ceniza, proveniente mayormente de un evento explosivo anterior, donde la pluma (de menor intensidad), fue transportada por el viento hacia esa dirección. La pluma volcánica, permanece con un sector emplazado sobre el conducto volcánico y luego, cuando el evento va finalizando, la nube volcánica es totalmente transportada por el viento manteniendo las temperaturas alcanzadas.

Teniendo en cuenta que esta pluma pudo haber alcanzado o traspasado la troposfera y por ende, se haya subestimado su altura máxima, no se observa de forma inmediata una diferencia entre la altura alcanzada en este evento, con otros eventos que no mostraron tal grado de actividad durante el mismo día o en los demás días de la erupción. En la Figura 6.8, se muestran dos eventos distintos, uno ocurrido el día 10 de abril entre las 16:30 y las

16:40 UTC (que llamaremos Evento A), en el cual si bien la pluma volcánica parece haber alcanzado alturas similares a las del evento anterior, la actividad eléctrica registrada por la ENTLN apenas alcanzó las 25 descargas en un intervalo de 10 minutos. Por otro lado, también se muestra en la misma figura, otro evento ocurrido el día 11 de abril (mismo día que el evento con gran actividad eléctrica), pero entre las 18:30 y 18:40 (que llamaremos Evento B). En este caso, las descargas registradas por la ENTLN muestran valores casi diez veces menores al evento de referencia, pero las descargas registradas por el GLM se encuentran en el mismo orden de magnitud que el de dicho evento. Ambas imágenes, para los dos casos muestran el momento de mayor electrificación registrada.

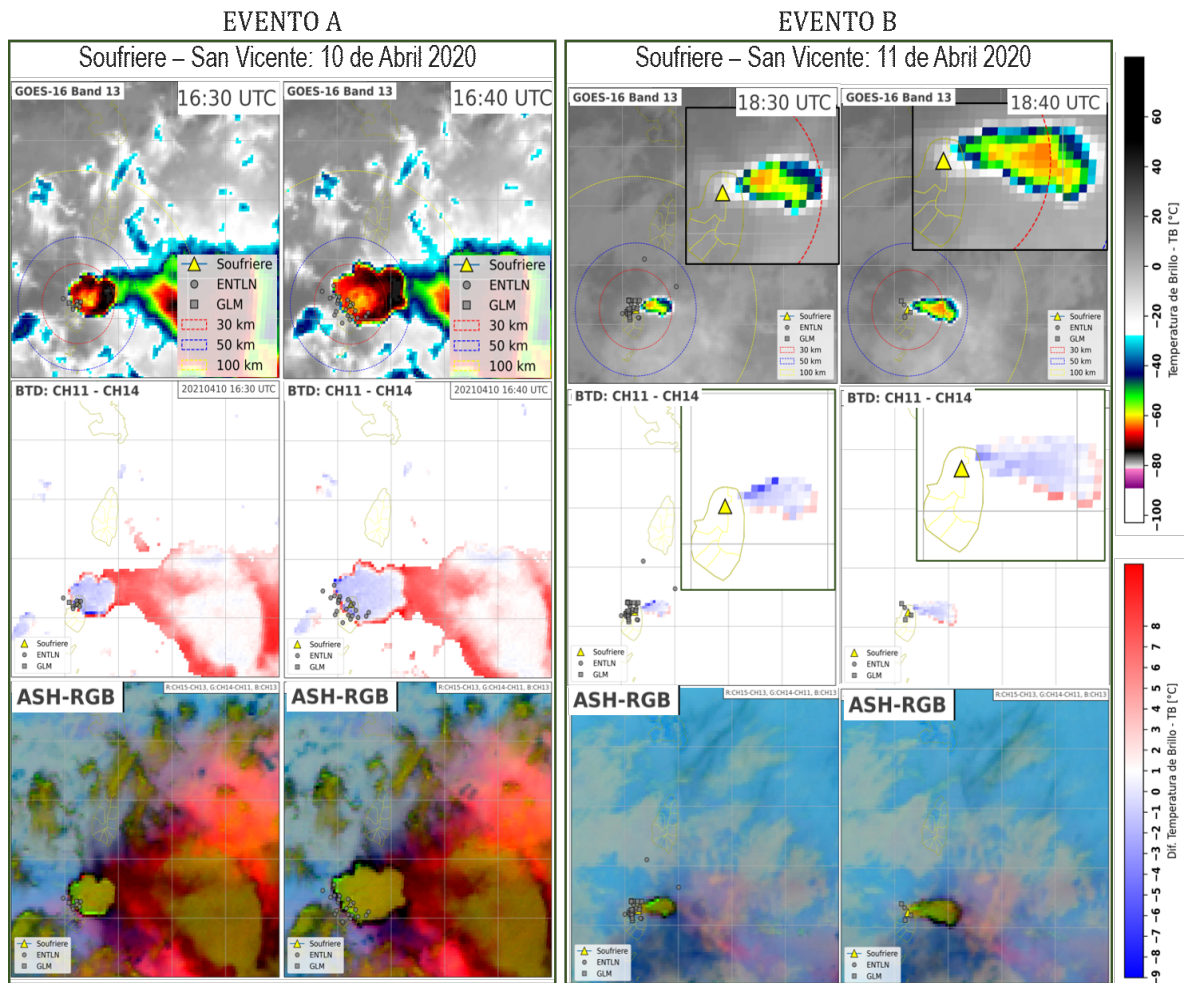


Figura 6.8: Imágenes satelitales y descargas eléctricas en dos pulsos eruptivos del volcán Soufriere - San Vicente. El Evento A corresponde al día 10 de abril, a las 16:30 y 16:40 UTC y el Evento B corresponde con el día 11 de abril a las 18:30 y 18:40 UTC.

Cuando observamos las imágenes para todos los eventos, notamos que la pluma que generó gran electrificación, tienen una porción importante del área de la pluma a temperaturas frías, correspondientes con elevadas alturas en la atmósfera, mientras que en el Evento A ocurrido el día anterior, se observa el tope de la pluma volcánica de dimensiones similares pero con la porción más fría de menor tamaño y dominada por los vientos circundantes. Dado que gran parte de la electrificación se observa sobre el sector más cercano al conducto volcánico (por sobre este), la temperatura (y por ende la altura) que adquiriera ese sector podría ser el dominante a la hora de intensificar la actividad eléctrica en este caso. Aunque un área de la pluma con temperaturas mas frías también implica una mayor área de producción de cargas por interacción de hidrometeoros. Esto se encuentra relacionado también, con la intensidad de la erupción y principalmente con la tasa de masa erupcionada o MER (por sus siglas en inglés), y en la distinta bibliografía se menciona la relación de este parámetro con los cambios en la tasa de electrificación (Van Eaton et al. (2016), Hargie et al. (2019), entre otros). Las imágenes de composición RGB-ASH, también muestran una pluma de importante grosor, tanto para el evento de mayor electrificación como para el Evento A. Las tonalidades verdes podrían reflejar contenido de SO₂ en la mezcla moviéndose con la pluma, la presencia de ceniza a medias y bajas alturas también es claramente distinguible, principalmente en el evento A remarcada por los colores rojizos en el sector E de la imagen.

Con respecto al evento B, se nota claramente la generación de una pluma volcánica de menor intensidad que en los dos eventos anteriores, con poco material particulado involucrado. De las imágenes en color Natural (no mostradas aquí), este tipo de pluma volcánica se observa de colores más blancos similares a como se observa una nube meteorológica. En este caso, la pluma igualmente alcanza temperaturas que promueven la nucleación de hielo y muestra electrificación aunque menor que las observadas previamente. Las características son similares a las observadas durante el 2^{do} Evento. Siguiendo el análisis del volcán de Fuego, esta observación concuerda con el momento en que una pluma menos opaca permitió la mayor detección de descargas eléctricas por medio del GLM. En el caso del volcán Soufrier - San Vicente, no se tiene información sobre la generación de flujos piroclásticos para este evento en particular, aunque llama la atención que las descargas se vean confinadas sobre el sector opuesto al sector más alto de la pluma volcánica y no se alejen siguiendo parte de la pluma, aunque este comportamiento se observó en otros eventos con plumas mas intensas.

Erupción del San Cristóbal

Respecto al volcán San Cristóbal (12.702N, 87.004W), ubicado sobre el sector norte de Nicaragua en América Central, tuvo una erupción el día 19 de marzo del 2020, luego de haber tenido una serie de eventos explosivos de baja intensidad en los días previos. El caso del San Cristóbal es particular, porque es una erupción que se produce ante la presencia de tormentas meteorológicas cercanas. La erupción es solo reportada por la VAAC-Washington (<https://www.ospo.noaa.gov/Products/atmosphere/vaac/2021.html>) mediante la emisión de 3 reportes entre el día 19 a las 23:08 UTC y el día 20 a las 05:24 UTC. En el GVP la información al respecto es escueta y describe la presencia de una pluma volcánica que alcanza los 12.2 km de altura y se mueve hacia el ENE.

Desde las imágenes satelitales no es posible distinguir señales claras de ceniza en el sector, pero de la evolución temporal, se observa un crecimiento de la nube cerca de las 21:40 UTC, periodo dónde la actividad eléctrica aumenta. El patrón observado a las 22:30 es similar al reportado por la VAAC a la misma hora (ver figura 6.9.b). Por esta razón, se trabaja con los datos de esta erupción, tratando las descargas como volcánicas, pero no es posible con la información con la que se cuenta, descartar el hecho de que se trate de una tormenta meteorológica realzada por la topografía o la presencia de gases y fina ceniza en el lugar.

Resultados

Como se realizó en el caso anterior, la tasa de descargas registrada por la red ENTLN y el GLM, en conjunto con la altura de la pluma estimada desde las imágenes satelitales y por medio de la ecuación (6.1), se muestra en la Figura 6.9.a. La primera descarga detectada fue a las 21:14 UTC por la ENTLN y a las 21:12 UTC por el GLM. Previo a estas, se registraron descargas distantes algunos kilómetros del volcán, principalmente detectadas por el GLM. Luego de la primera descarga, la tasa aumentó hasta alcanzar su máximo entre las 21:30 y 21:40 UTC. Tanto el GLM como la ENTLN detectaron una cantidad total de descargas similar en este periodo, con un total cercano a las 70 descargas.

Por el horario en que sucede la erupción, se pudieron observar las imágenes en el visible y realizar la composición de Color Natural como se ejemplifica en la Figura 6.9.b. Esta imagen se corresponde con el momento en que se emitió el reporte desde la VAAC-Washington con

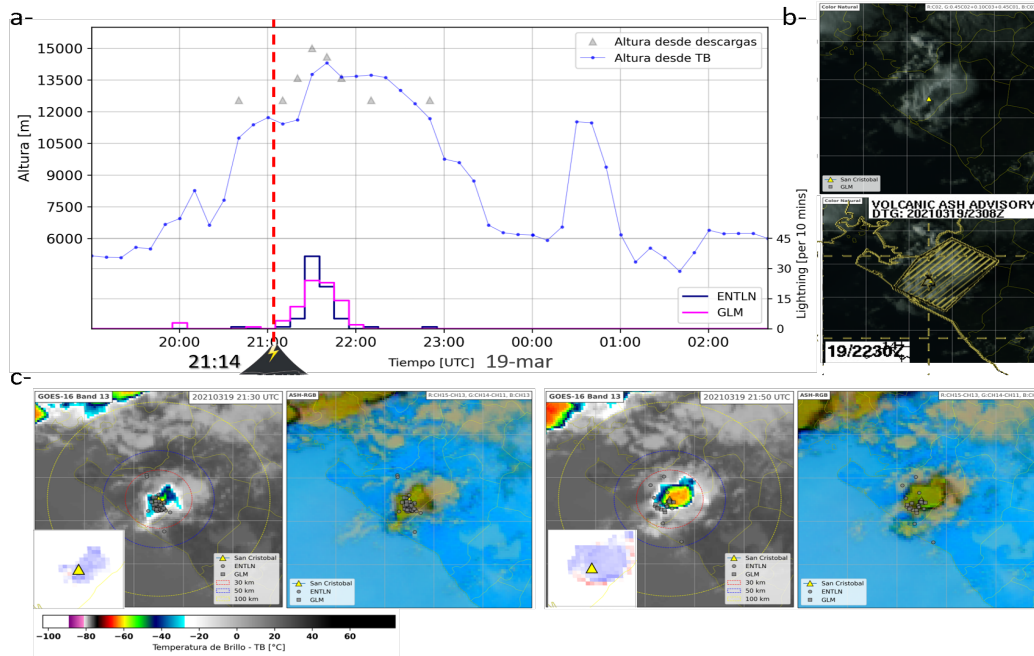


Figura 6.9: a- Evolución de la altura de la pluma obtenida desde imágenes satelitales (línea azul con puntos) y utilizando la ecuación (6.1; triángulos grises), junto con los datos de descargas eléctricas registradas por la ENTLN (línea azul) y el GLM (línea magenta) tomados cada 10 minutos. b- Imagen en composición Color Natural (arriba) para la misma hora del reporte de la VAAC (abajo) correspondiente a las 22:30UTC. c- Imágenes satelitales para dos instantes de mayor electrificación a las 21:30 UTC y 21:50 UTC.

el polígono que contiene la pluma volcánica detectada a las 22:30 UTC. La pluma volcánica observada de estas imágenes, adquiere un color blanquecino indicando gran contenido de agua. Esto explicaría también la detección de descargas del GLM por la menor opacidad de la pluma.

Las imágenes también representadas en la Figura 6.9.c, muestran dos momentos durante el periodo previo al reporte de la VAAC, donde se registró la mayor actividad eléctrica. Estas reflejan la evolución de la erupción a las 21:30 UTC y a las 21:50 UTC. Si bien la tasa de descargas es alta en estos dos momentos, la temperatura de la pluma no fue tan fría como se observó en casos anteriores. El contenido de hielo en la parte superior de la misma, tampoco es marcado observándose algo más hacia los bordes para el final de la erupción. Estas características son similares a las observadas durante el 2^{do} Evento del volcán de Fuego y el Evento B del Soufriere - San Vicente. Se nota que en estos eventos, la pluma se mantuvo a menor altura, aunque superando los -20°C , y no fueron plumas de gran intensidad por lo que

la mezcla con la atmósfera pudo ser más importante. De esta manera, la influencia que puede tener el contenido de agua de esta atmósfera tropical, podría enmascarar la señal de la ceniza y dificultar el rápido reconocimiento de la misma en las imágenes satelitales.

Discusión

Los resultados preliminares aquí mostrados para las dos erupciones que se han tenido en cuenta, en conjunto con la del volcán de Fuego, nos dan un panorama sobre la evolución de las erupciones que se producen en estas latitudes. El Soufriere - San Vicente, brinda la oportunidad de estudiar variados pulsos que ocurren en condiciones atmosféricas similares, permitiendo la comparación directa entre eventos con diferente electrificación registrada para los LLSs utilizados. El San Cristóbal, por otro lado, se da en un escenario donde las condiciones de actividad eléctrica atmosférica y presencia de nubes en el momento de la erupción, no permiten distinguir señales claras de una erupción.

Teniendo en cuenta la relación entre la electrificación y la altura o temperatura alcanzada por la pluma, se observó una correlación entre los dos eventos. La ecuación (6.1) utilizada con los parámetros calculados por Prata et al. (2020) para el Anak Krakatoa, da valores más pequeños para el caso del Soufriere - San Vicente, pero se encuentra más de acuerdo con los del San Cristóbal. Esto puede deberse a una sobre-estimación de la altura de la pluma por comparación con el sondeo utilizado, ya sea por el ruido.^{en} el mismo o por la gran distancia de donde fue realizado. Una mejor calidad en la obtención de la altura desde la TB, podría lograrse tomando los datos de reanálisis (como por ejemplo el ERA5), que suelen ser más suaves y pueden ser representativos del lugar dónde ocurre la erupción. Esto ayudaría principalmente cuando la pluma alcanza un desarrollo vertical importante cercano la troposfera alta, en donde pequeñas variaciones de temperatura pueden implicar grandes cambios de altura. Otro aspecto a tener en cuenta es que se tomó para el cálculo el valor del píxel mas frío dentro de la nube, pero si se observa dónde se registran en general las descargas, tal vez sería correcto que se tomase como referencia el píxel mas frío dentro de la región donde mayor densidad de descargas eléctricas se observa. Como trabajo a futuro, se debería realizar un estudio ajustando las alturas en función de la tasa de descargas para las erupciones estudiadas en esta sección en su conjunto, de manera de obtener mayor información al respecto.

La presencia de hielo y la zona de mezcla más densa con hielo y agua se observa en todos los casos analizados. La comparación del evento de mayor actividad en el volcán Soufriere - San Vicente, con los demás eventos en los que no se registró tanta actividad eléctrica, muestra que una gran porción de la pluma alcanzó temperaturas muy frías. Aunque no se puede distinguir en las demás composiciones de las imágenes satelitales, debido al espesor de la pluma y el contenido en otros gases y ceniza, esta mayor área implica de algún modo una producción de hielo mayor. Que la intensidad o aporte de masa se sostenga por varios minutos, también aporta a que el mecanismo actuante para la generación y separación de cargas se vea enriquecido, resultando en el gran número de descargas registradas en ese momento.

Respecto a los LLSs utilizados, encontramos coincidencia entre lo observado en el caso del volcán de Fuego. En general, la ENTLN detecta un mayor número de descargas eléctricas que el GLM y estas se encuentran relacionadas con plumas volcánicas opacas ricas en ceniza. En ciertos casos ambos sistemas de detección detectaron cantidades similares, o incluso algunas reportan mayor número de descargas registradas desde el sensor GLM. Estos casos coinciden con plumas claras, de mayor contenido de agua (o ricas en agua), donde la opacidad de la misma parece permitir la mejor detección por parte del sensor óptico satelital. Algo interesante para destacar, es que este comportamiento tiene lugar cerca de los mismos periodos de tiempo entre las 18:00 y las 22:00 UTC, al menos en estos días y eventos observados. En hora local correspondería a horarios de entre las 14:00 y las 17:00 aproximadamente (dependiendo del país). Es posible, que las condiciones atmosféricas en esa franja horaria promuevan la rápida convección de plumas más débiles, permitiendo que alcancen temperaturas suficientes para activar el mecanismo de carga análogo al de tormentas. Tampoco se descarta que exista una mayor eficiencia de detección sobre ese periodo de tiempo en el GLM. Un trabajo más minucioso sería de utilidad para echar luz sobre este fenómeno.

Desde el punto de vista del monitoreo volcánico, poder estimar la altura de la pluma volcánica a partir de datos de sensado remoto, resulta en una herramienta de gran utilidad. Si bien este fue una primera instancia de trabajo al respecto, un ajuste adecuado que incluya estas erupciones con pulsos eruptivos de menor duración podría servir como un estimador rápido de la altura de la pluma volcánica, aún en los casos en que no se cuente o no se observe la pluma volcánica desde imágenes satelitales, cuando la erupción esta confirmada. Este parámetro y la relación de detección entre la ENTLN y el GLM, pueden brindar mayor

información sobre el desarrollo y evolución de la pluma volcánica.

Capítulo 7

Conclusiones de la Tesis

Este trabajo se enfocó en estudiar y caracterizar la actividad volcánica en los Andes a partir de su actividad eléctrica asociada, y en desarrollar un prototipo que mejore la alerta temprana basada en la detección de descargas eléctricas volcánicas en el mismo sector.

En el transcurso de la Tesis se presentaron detalles sobre el conocimiento actual referido a los mecanismos de electrificación y su asociación con las descargas eléctricas volcánicas, que se presentan durante una erupción. De este análisis se desprende que las descargas de pluma vienen siendo las más utilizadas para la detección de actividad volcánica explosiva, pero que, con el avance tecnológico, nuevas herramientas orientadas en la detección de la señal emitida por descargas de conducto, pueden comenzar a utilizarse para el monitoreo volcánico, ligado al avance en el estudio de esta señal.

El estudio de la actividad eléctrica atmosférica en la región de interés arrojó que los días de tormenta en las regiones que involucran volcanes activos resultaron bajos, sugiriendo que la coincidencia temporal y espacial de que una erupción volcánica y una tormenta eléctrica ocurran en simultáneo sea poco probable, principalmente hacia el sur del país. Esto apoya la idea de que la técnica de detección de erupciones explosivas y presencia de ceniza en la atmósfera sea factible de utilizar y brindaría apoyo en esos volcanes ubicados hacia el sur que no se encuentren bajo el monitoreo volcánico clásico.

El estudio de las erupciones volcánicas ocurridas en la región de estudio en base a la actividad eléctrica asociada, fue el primer trabajo en analizar estas erupciones desde el punto de vista de su actividad eléctrica. Se encontró en esta ocasión que erupciones que alcanzaron

un VEI de 3, no presentaron actividad eléctrica con la energía suficiente para ser detectada por la WWLLN, pero que probablemente descargas del tipo cercanas al conducto, se hayan hecho presentes como en el caso del Villarrica. Esto demuestra de alguna forma también, la influencia de los vientos y las condiciones atmosféricas típicas que regulan el desarrollo vertical de pluma más débiles en la región. En los caso vistos sobre erupciones en latitudes bajas, notamos que erupciones con VEI de 3 (como el caso del volcán de Fuego) o menores, logran alcanzar el desarrollo necesario para activar el mecanismo de electrificación análogo al de tormentas eléctricas. Otros factores, como la humedad de la atmósfera, la cantidad y distribución de partículas de ceniza y gases, como también la duración de la erupción, son parámetros importantes que influyen en la electrificación mostrada.

Los resultados de esta tesis respecto al estudio de la ACM en la zona de estudio resulta novedoso y ha arrojado información de gran utilidad respecto al desempeño del mismo sobre las distintas regiones, a través de los años y estaciones del año. Este estudio ha sido clave para plantear las mejoras necesarias de manera que en un futuro cercano, la herramienta pueda estar al alcance de quien lo necesite y brinde apoyo en cuanto a lo referente con el pronóstico inmediato de ceniza en la atmósfera. Con este objetivo, se desarrollo en el transcurso del trabajo de Tesis, la plataforma web Georayos - Volcanoar. En la misma se logró disminuir las alertas recibidas debido a la influencia de tormentas meteorológicas generadas en cercanías de los volcanes, y permitió la localización más rápida y directa de los volcanes que emiten las alertas. Si bien es necesario continuar el desarrollo de la plataforma para que pueda ser eficientemente incorporada a las demás herramientas existentes, los resultados preliminares de esta plataforma web permitieron encontrar patrones que disparan alertas que pueden ser tenidos en cuenta para continuar mejorándola.

Por lo anterior expuesto, consideramos que los resultados obtenidos durante la presente Tesis son relevantes y originales, ya que contribuye al conocimiento científico existente en la materia y han permitido mejorar el sistema de alerta de actividad volcánica basada en la detección de descargas eléctricas existente, mediante la creación de la plataforma web VolcanoAr.

En cuanto a las limitaciones y desafíos presentados durante la investigación, se destaca la necesidad de seguir mejorando el desempeño de la plataforma web, no solo en la generación de las alertas sino también, en lo que a accesibilidad e infraestructura web respecta. Además,

se destaca la importancia de contar con un monitoreo continuo de la actividad volcánica en la región para complementar la información obtenida a través de la detección de descargas eléctricas volcánicas.

Finalmente, se sugiere la continuidad en la investigación referida a la actividad eléctrica volcánica de manera de profundizar en el conocimiento y entendimiento de este interesante y particular suceso. La evolución de las herramientas tecnológicas y computacionales que en los últimos años están teniendo tantos avances traerá seguramente, nuevos enfoques en la temática permitiendo mejorar las técnicas de detección y monitoreo que utilizan este fenómeno. Se espera que los resultados obtenidos en esta Tesis puedan ser de utilidad para futuras investigaciones en el campo y para la implementación de sistemas de alerta temprana en caso de erupciones volcánicas.

Agradecimientos generales

Todo el trabajo presentado en esta Tesis no habría sido posible sin la ayuda y disposición de diferentes personas, instituciones y colaboradores.

Por ello, la autora y sus directores desean expresar sus agradecimientos hacia la WWLLN, una colaboración de alrededor de 50 universidades e instituciones, en especial al Prof Robert Holzworth quien está a cargo de la misma; al Dr. Jeff Lapierre, científico de Earth Networks que brindó los datos de la ENTLN utilizados en este trabajo; al CITEDEF / UNIDEF, UNC (FAMAF), en especial al grupo de Física de la Atmósfera y UNLP (FCAyG) por apoyar de diferentes e importantes maneras la realización del trabajo; a la UMI-IFAECI por el apoyo económico brindado para participar en diferentes congresos; a los responsables de los webinar de la NASA/ARSET; a la NOAA, la Asociación de universidades de investigación espacial (USRA), la universidad de Alabama en Huntsville, Lockheed Martin y Harris Corporation, y miembros del grupo de ciencia del GLM por la disponibilidad pública de estos datos. También deseamos agradecer a la AGU por la ayuda brindada a través del Bruno Martinelli Travel Fellowship y a la Asociación Latinoamericana de Volcanología (ALVO). Finalmente, queremos expresar nuestro agradecimiento especialmente a la División LIDAR del CEILAP, CITEDEF, en cuyas instalaciones se realizó este trabajo y a Diego Vadell por su colaboración para sacar adelante la plataforma VolcanoAr, como también a la Universidad Austral y la UBA.

Bibliografía

- Abarca, S. F., Corbosiero, K. L., & Galarneau Jr, T. J. (2010). An evaluation of the world-wide lightning location network (WWLLN) using the national lightning detection network (NLDN) as ground truth. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D18).
- Aguilera, F., et al. (2022). Advances in scientific understanding of the Central Volcanic Zone of the Andes: A review of contributing factors. *Bulletin of Volcanology*, 84(3), 22.
- Aizawa, K., Cimorelli, C., Alatorre-Ibargüengoitia, M. A., Yokoo, A., Dingwell, D. B., & Iguchi, M. (2016). Physical properties of volcanic lightning: Constraints from magnetotelluric and video observations at Sakurajima volcano, Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, 444, 45–55.
- Alfaro, P., Alonso-Chaves, F. M., Fernández, C., & Gutiérrez-Alonso, G. (2013). Fundamentos conceptuales y didácticos: La tectónica de placas, teoría integradora sobre el funcionamiento del planeta. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 21(2), 168–180.
- Alois, S., Merrison, J., Iversen, J. J., & Sesterhenn, J. (2018). Quantifying the contact electrification of aerosolized insulating particles. *Powder Technology*, 332, 106–113.
- Amigo, A. (2021). Volcano monitoring and hazard assessments in Chile. *Volcanica*, 4(S1), 1–20.
- Anderson, R., et al. (1965). Electricity in Volcanic Clouds. *Science*, 148(3674), 1179–1189.
- Anderson, T. (1903). Recent Volcanic Eruptions in the West Indies. *The Geographical Journal*, 21(3), 265–279.
- Arason, P., Petersen, G. N., & Bjornsson, H. (2011). Observations of the altitude of the volcanic plume during the eruption of Eyjafjallajökull, April–May 2010. *Earth System Science Data*, 3(1), 9–17.
- Avila, E. A. & Pereyra, R. G. (2000). Charge transfer during Crystal-Graupel Collisions for two different cloud droplet size distributions. *Geophysical Research Letters*, 27(23), 3837–3840.
- Ávila, E. E., Bürgesser, R. E., Castellano, N. E., Pereyra, R. G., & Saunders, C. P. R. (2011). Charge separation in low-temperature ice cloud regions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D14).
- Ávila, E. E. & Caranti, G. M. (1994). A laboratory study of static charging by fracture in ice growing by riming. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 99(D5), 10611–10620.
- Baissac, D. M. (2017). *ANÁLISIS DE LAS DESCARGAS ELÉCTRICAS ASOCIADAS A LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA EN LOS ANDES DEL SUR*. Proyecto Final de Carrera Licenciatura en

- Geofísica, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca.
- Baissac, D. M., Nicora, M. G., & Ávila, E. E. (2018a). Preliminary Study to Improve False Positives of the Network Volcano Ash Cloud Lightning- of WWLLN. In *Miscellanea INGV*, volume Abstracts Volume of 43 (pp. 959). Naples, Italy: Misc. INGV.
- Baissac, D. M., Nicora, M. G., Ávila, E. E., & Badi, G. A. (2018b). Description of the Volcanic Activity of Puyehue – Cordon Caulle in 2011 Based on its Electrification and Meteorological Parameters. In *XVI International Conference on Atmospheric Electricity* (pp. 1–8). Nara, Japon.
- Baissac, D. M., Nicora, M. G., Ávila, E. E., & Badi, G. A. (2021a). Lightning in the eruption of the Volcan de Fuego 2018 - Seeing from earth and space. In *2021 35th International Conference on Lightning Protection (ICLP) and XVI International Symposium on Lightning Protection (SIPDA)*, volume 1 (pp. 01–07).
- Baissac, D. M., Nicora, M. G., Bali, L. J., Badi, G. A., & Ávila, E. E. (2021b). Volcanic alert system by lightning detection using the WWLLN - ash cloud monitor. *Journal of South American Earth Sciences*, 108, 103234.
- Bateman, M. G., Mach, D. M., Mach, D. M., Michael Stock, & Stock, M. (2020). Further Investigation Into Detection Efficiency and False Alarm Rate for the Geostationary Lightning Mappers Aboard GOES-16 and GOES-17. *Earth and Space Science*, 8(2).
- Bateman, M. G., Marshall, T. C., Stolzenburg, M., & Rust, W. D. (1999). Precipitation charge and size measurements inside a New Mexico mountain thunderstorm. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 104(D8), 9643–9653.
- Behnke, S. A., Edens, H., Senay, S., Iguchi, M., & Miki, D. (2021). Radio Frequency Characteristics of Volcanic Lightning and Vent Discharges. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 126(18), e2020JD034495.
- Behnke, S. A., et al. (2020). Exploiting the characteristics of volcanic lightning for volcano monitoring. In *EGU2020-12220* (pp. 12220).
- Behnke, S. A. & McNutt, S. R. (2014). Using lightning observations as a volcanic eruption monitoring tool. *Bulletin of Volcanology*, 76(8), 847.
- Behnke, S. A., Thomas, R. J., Edens, H. E., Krehbiel, P. R., & Rison, W. (2014). The 2010 eruption of Eyjafjallajökull: Lightning and plume charge structure. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(2), 833–859.
- Behnke, S. A., Thomas, R. J., McNutt, S. R., Schneider, D. J., Krehbiel, P. R., Rison, W., & Edens, H. E. (2013). Observations of volcanic lightning during the 2009 eruption of Redoubt Volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 259, 214–234.
- Bennett, A. J., Odams, P., Edwards, D., & Arason, P. (2010). Monitoring of lightning from the April–May 2010 Eyjafjallajökull volcanic eruption using a very low frequency lightning location network. *Environmental Research Letters*, 5(4), 044013.
- Bertone, F., Nicora, G., & Vidal, L. (2022). Thunderstorm days over Argentina: Integration between human observations of thunder and the world wide lightning location network lightning data. *International Journal of Climatology*, 42(16), 9072–9087.

- Boccippio, D. J., et al. (2000). The Optical Transient Detector (OTD): Instrument Characteristics and Cross-Sensor Validation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17(4), 441–458.
- Bonadonna, C., Cioni, R., Pistolesi, M., Elissondo, M., & Baumann, V. (2015a). Sedimentation of long-lasting wind-affected volcanic plumes: The example of the 2011 rhyolitic Cordón Caulle eruption, Chile. *Bulletin of Volcanology*, 77(2), 13.
- Bonadonna, C., Pistolesi, M., Cioni, R., Degruyter, W., Elissondo, M., & Baumann, V. (2015b). Dynamics of wind-affected volcanic plumes: The example of the 2011 Cordón Caulle eruption, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(4), 2242–2261.
- Borque, P., Vidal, L., Rugna, M., Lang, T. J., Nicora, M. G., & Nesbitt, S. W. (2020). Distinctive Signals in 1-min Observations of Overshooting Tops and Lightning Activity in a Severe Supercell Thunderstorm. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125(20), e2020JD032856.
- Brady, B. T. & Rowell, G. A. (1986). Laboratory investigation of the electrodynamics of rock fracture. *Nature*, 321(6069), 488–492.
- Brook, M., Moore, C. B., & Sigurgeirsson, T. (1974). Lightning in volcanic clouds. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 79(3), 472–475.
- Brooks, H. E. (2013). Severe thunderstorms and climate change. *Atmospheric Research*, 123, 129–138.
- Bürgesser, R. E. (2017). Assessment of the World Wide Lightning Location Network (WWLLN) detection efficiency by comparison to the Lightning Imaging Sensor (LIS). *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143(708), 2809–2817.
- Caselli, A. & Vélez, M. L. (2011). Riesgo volcánico. In *Relatorio Del XVIII Congreso Geológico Argentino*.
- Cembrano, J. & Lara, L. (2009). The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*, 471(1), 96–113.
- Christian, H. J., et al. (2003). Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D1), ACL 4–1–ACL 4–15.
- Cimarelli, C., Alatorre-Ibargüengoitia, M., Kueppers, U., Scheu, B., & Dingwell, D. (2014). Experimental generation of volcanic lightning. *Geology*, 42(1), 79–82.
- Cimarelli, C., Alatorre-Ibargüengoitia, M. A., Aizawa, K., Yokoo, A., Díaz-Marina, A., Iguchi, M., & Dingwell, D. B. (2016). Multiparametric observation of volcanic lightning: Sakurajima Volcano, Japan. *Geophysical Research Letters*, 43(9), 4221–4228.
- Cimarelli, C., Behnke, S., Genareau, K., Harper, J. M., & Van Eaton, A. R. (2022). Volcanic electrification: Recent advances and future perspectives. *Bulletin of Volcanology*, 84(8), 78.
- Cimarelli, C. & Genareau, K. (2021). A review of volcanic electrification of the atmosphere and volcanic lightning. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, (pp. 107449–107449).
- Collini, E., Osores, M. S., Folch, A., Viramonte, J. G., Villarosa, G., & Salmuni, G. (2013).

- Volcanic ash forecast during the June 2011 Cordón Caulle eruption. *Natural Hazards*, 66(2), 389–412.
- Cooray, V. (2015). *An Introduction to Lightning*. Dordrecht: Springer Netherlands.
- Dickinson, J. T., Jahan-Latibari, A., & Jensen, L. C. (1985). Fracto-Emission from Fiber-Reinforced and Particulate Filled Composites. In H. Ishida & G. Kumar (Eds.), *Molecular Characterization of Composite Interfaces*, Polymer Science and Technology (pp. 111–131). Boston, MA: Springer US.
- Donaldson, E. E., Dickinson, J. T., & Bhattacharya, S. K. (1988). Production and Properties of Ejecta Released by Fracture of Materials. *The Journal of Adhesion*, 25(4), 281–302.
- Dowden, R. L., Brundell, J. B., & Rodger, C. J. (2002). VLF lightning location by time of group arrival (TOGA) at multiple sites. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 64(7), 817–830.
- Dowden, R. L., et al. (2008). World-wide lightning location using VLF propagation in the Earth-ionosphere waveguide. *IEEE Antennas and Propagation Magazine*, 50(5), 40–60.
- Durant, A. J., Shaw, R. A., Rose, W. I., Mi, Y., & Ernst, G. G. J. (2008). Ice nucleation and over-seeding of ice in volcanic clouds. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D9).
- Elissondo, M., Farias, C., & Collini, E. (2016). Volcanic Risk Assessment in Argentina. In *Cities on Volcanoes 9* Puerto Varas, Chile.
- Enomoto, Y. & Hashimoto, H. (1990). Emission of charged particles from indentation fracture of rocks. *Nature*, 346(6285), 641–643.
- Freund, F. (2002). Charge generation and propagation in igneous rocks. *Journal of Geodynamics*, 33(4), 543–570.
- Gaete, A., et al. (2020). Processes culminating in the 2015 phreatic explosion at Lascar volcano, Chile, evidenced by multiparametric data. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 20(2), 377–397.
- Garcia, S. & Badi, G. (2021). Towards the development of the first permanent volcano observatory in Argentina. *Volcanica*, 4(S1), 21–48.
- Garreaud, R. D., Gabriela Nicora, M., Bürgesser, R. E., & Ávila, E. E. (2014). Lightning in Western Patagonia. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(8), 4471–4485.
- Genareau, K., Cloer, S. M., Primm, K., Tolbert, M. A., & Woods, T. W. (2018). Compositional and Mineralogical Effects on Ice Nucleation Activity of Volcanic Ash. *Atmosphere*, 9(7), 238.
- Gilbert, J. S., Lane, S. J., Sparks, R. S. J., & Koyaguchi, T. (1991). Charge measurements on particle fallout from a volcanic plume. *Nature*, 349(6310), 598–600.
- Goodman, S. J., et al. (2013). The GOES-R Geostationary Lightning Mapper (GLM). *Atmospheric Research*, 125–126, 34–49.
- Gupta, A. K., Bennartz, R., Fauria, K. E., & Mittal, T. (2022). Eruption chronology of the December 2021 to January 2022 Hunga Tonga-Hunga Ha’apai eruption sequence. *Communications Earth & Environment*, 3(1), 1–10.

- GVP, S. (2018). *Global Volcanism Program | Report on Fuego (Guatemala) — 30 May-5 June 2018*. Weekly Volcanic Activity Report, Smithsonian Institution and US Geological Survey.
- Haley, S., Behnke, S., Edens, H., & Thomas, R. (2021). Observations Show Charge Density of Volcanic Plumes is Higher Than Thunderstorms. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 126(19), e2021JD035404.
- Hall, J. V., Zhang, R., Schroeder, W., Huang, C., & Giglio, L. (2019). Validation of GOES-16 ABI and MSG SEVIRI active fire products. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 83, 101928.
- Hallett, J. & Mossop, S. C. (1974). Production of secondary ice particles during the riming process. *Nature*, 249(5452), 26–28.
- Halsnæs, K., Larsen, M. A. D., & Kaspersen, P. S. (2018). Climate change risks for severe storms in developing countries in the context of poverty and inequality in Cambodia. *Natural Hazards*, 94(1), 261–278.
- Haney, M. M., Van Eaton, A. R., Lyons, J. J., Kramer, R. L., Fee, D., & Iezzi, A. M. (2018). Volcanic Thunder From Explosive Eruptions at Bogoslof Volcano, Alaska. *Geophysical Research Letters*, 45(8), 3429–3435.
- Haney, M. M., et al. (2020). Characteristics of thunder and electromagnetic pulses from volcanic lightning at Bogoslof volcano, Alaska. *Bulletin of Volcanology*, 82(2), 15.
- Hargie, K. A., Van Eaton, A. R., Mastin, L. G., Holzworth, R. H., Ewert, J. W., & Pavolonis, M. (2019). Globally detected volcanic lightning and umbrella dynamics during the 2014 eruption of Kelud, Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 382, 81–91.
- Harper, J. M., Dufek, J., & McAdams, J. (2015). The Electrification of Volcanic Particles during the Brittle Fragmentation of the Magma Column. *ESA Annual Meeting on Electrostatics 2015*.
- Hatakeyama, H. & Uchikawa, K. (1951). On the Disturbance of the Atmospheric Potential Gradient caused by the Eruption-smoke of the Volcano Aso. *Papers in Meteorology and Geophysics*, 2(1), 85–89.
- Hoblitt, R. P. (1994). An experiment to detect and locate lightning associated with eruptions of Redoubt Volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 62(1), 499–517.
- Holzworth, R. (2023). WWLLN. <https://wwlln.net/>.
- Horton, B. K. (2018a). Sedimentary record of Andean mountain building. *Earth-Science Reviews*, 178, 279–309.
- Horton, B. K. (2018b). Tectonic Regimes of the Central and Southern Andes: Responses to Variations in Plate Coupling During Subduction. *Tectonics*, 37(2), 402–429.
- Houghton, I. M. P., Aplin, K. L., & Nicoll, K. A. (2013). Triboelectric Charging of Volcanic Ash from the 2011 Gr\`{i}msv\`{o}tn Eruption. *Physical Review Letters*, 111(11), 118501.
- Hui, W., Zhang, W., Lyu, W., & Li, P. (2020). Preliminary Observations from the China Fengyun-4A Lightning Mapping Imager and Its Optical Radiation Characteristics. *Remote Sensing*, 12(16), 2622.
- Jacobson, A. R., Holzworth, R., Harlin, J., Dowden, R., & Lay, E. (2006). Performance As-

- assessment of the World Wide Lightning Location Network (WWLLN), Using the Los Alamos Sferic Array (LASA) as Ground Truth. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 23(8), 1082–1092.
- James, M. R., Lane, S. J., & Gilbert, J. S. (1998). Volcanic plume monitoring using atmospheric electric potential gradients. *Journal of the Geological Society*, 155(4), 587–590.
- James, M. R., Lane, S. J., & Gilbert, J. S. (2000). Volcanic plume electrification: Experimental investigation of a fracture-charging mechanism. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B7), 16641–16649.
- James, M. R., Wilson, L., Lane, S. J., Gilbert, J. S., Mather, T. A., Harrison, R. G., & Martin, R. S. (2008). Electrical Charging of Volcanic Plumes. *Space Science Reviews*, 137(1), 399–418.
- Jayaratne, E. R., Saunders, C. P. R., & Hallett, J. (1983). Laboratory studies of the charging of soft-hail during ice crystal interactions. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 109(461), 609–630.
- Jordan, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A., & Ando, C. J. (1983). Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *GSA Bulletin*, 94(3), 341–361.
- Kaplan, J. & Lau, K. H. (2022). World Wide Lightning Location Network (WWLLN) Global Lightning Climatology (WGLC) and time series, 2022 update. *Earth System Science Data*.
- Kaplan, J. O. & Lau, K. H.-K. (2021). The WGLC global gridded lightning climatology and time series. *Earth System Science Data*, 13(7), 3219–3237.
- Keith, W. D. & Saunders, C. P. R. (1990). Further laboratory studies of the charging of graupel during ice crystal interactions. *Atmospheric Research*, 25(5), 445–464.
- Lara, L. E., Flores, F., Calderón, R., & Cardona, C. (2021). Chapter 17 - Volcano hazards and risks in Chile. In P. Papale (Ed.), *Forecasting and Planning for Volcanic Hazards, Risks, and Disasters*, volume 2 of *Hazards and Disasters Series* (pp. 617–633). Elsevier.
- Liu, C. & Heckman, S. (2011). The Application of Total Lightning Detection and Cell Tracking for Severe Weather Prediction. In *91st American Meteorological Society Annual Meeting* Seattle.
- Liu, E. J., et al. (2020). Petrologic monitoring at Volcán de Fuego, Guatemala. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 405, 107044.
- López, M. L., Borgnino, L., & Ávila, E. E. (2018). The role of natural mineral particles collected at one site in Patagonia as immersion freezing ice nuclei. *Atmospheric Research*, 204, 94–101.
- Lowell, J. & Rose-Innes, A. (1980). Contact electrification. *Advances in Physics*, 29(6), 947–1023.
- Mach, D. M. (2020). Geostationary Lightning Mapper Clustering Algorithm Stability. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125(5), e2019JD031900.
- Marchand, M., Hilburn, K., & Miller, S. D. (2019). Geostationary Lightning Mapper and Earth

- Networks Lightning Detection Over the Contiguous United States and Dependence on Flash Characteristics. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(21), 11552–11567.
- Mastin, L. G. (2007). A user-friendly one-dimensional model for wet volcanic plumes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(3).
- Mastin, L. G. (2014). Testing the accuracy of a 1-D volcanic plume model in estimating mass eruption rate. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(5), 2474–2495.
- Maters, E. C., Dingwell, D. B., Cimorelli, C., Müller, D., Whale, T. F., & Murray, B. J. (2019). The importance of crystalline phases in ice nucleation by volcanic ash. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(8), 5451–5465.
- Mather, T. A. & Harrison, R. G. (2006). Electrification of volcanic plumes. *Surveys in Geophysics*, 27(4), 387–432.
- Matsusaka, S., Maruyama, H., Matsuyama, T., & Ghadiri, M. (2010). Triboelectric charging of powders: A review. *Chemical Engineering Science*, 65(22), 5781–5807.
- McNutt, S. R. & Davis, C. M. (2000). Lightning associated with the 1992 eruptions of Crater Peak, Mount Spurr Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102(1), 45–65.
- McNutt, S. R. & Thomas, R. J. (2015). Chapter 62 - Volcanic Lightning. In H. Sigurdsson (Ed.), *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)* (pp. 1059–1067). Amsterdam: Academic Press.
- McNutt, S. R. & Williams, E. R. (2010). Volcanic lightning: Global observations and constraints on source mechanisms. *Bulletin of Volcanology*, 72(10), 1153–1167.
- Méndez Harper, J., Cimorelli, C., Cigala, V., Kueppers, U., & Dufek, J. (2021). Charge injection into the atmosphere by explosive volcanic eruptions through triboelectrification and fragmentation charging. *Earth and Planetary Science Letters*, 574, 117162.
- Méndez Harper, J. & Dufek, J. (2016). The effects of dynamics on the triboelectrification of volcanic ash. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(14), 8209–8228.
- Méndez Harper, J. S., Cimorelli, C., Dufek, J., Gaudin, D., & Thomas, R. J. (2018). Inferring Compressible Fluid Dynamics From Vent Discharges During Volcanic Eruptions. *Geophysical Research Letters*, 45(14), 7226–7235.
- Miura, T., Koyaguchi, T., & Tanaka, Y. (2002). Measurements of electric charge distribution in volcanic plumes at Sakurajima Volcano, Japan. *Bulletin of Volcanology*, 64(2), 75–93.
- Montana, J., Morales, C., Nicora, M. G., Ardila, J., Schurch, R., & Aranguren, D. (2021). Lightning Activity Over Chilean Territory. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 126(16), e2021JD034580.
- Morales, C. A., Matorri, A. C., Betz, H. D., & Hoeller, H. (2018). Evaluating GLM in South America by means of STARNET, LINET and RINDAT. In *25th International Lightning Detection Conference & 7th International Lightning Meteorology Conference*.
- Muller, B. M. (2011). Flash and Fire: Pioneering Research into the Volcanic Lightning Phenomenon. *Weatherwise*, 64(1), 12–21.

- Naismith, A. K., Matthew Watson, I., Escobar-Wolf, R., Chigna, G., Thomas, H., Coppola, D., & Chun, C. (2019). Eruption frequency patterns through time for the current (1999–2018) activity cycle at Volcán de Fuego derived from remote sensing data: Evidence for an accelerating cycle of explosive paroxysms and potential implications of eruptive activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 371, 206–219.
- Network, E. (2017). *Earth Total Lightning Network@ - Datafeed Version 3.0 - Interface Control Document*. Datafeed Version 3.0, Earth Networks.
- Nicoll, K., et al. (2019). First In Situ Observations of Gaseous Volcanic Plume Electrification. *Geophysical Research Letters*, 46(6), 3532–3539.
- Nicora, M. G. (2014). *Actividad eléctrica atmosférica en Sudamérica*. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata - Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas, La Plata.
- Nicora, M. G., Búrgesser, R. E., Rosales, A., Quel, E. J., & Ávila, E. E. (2013). Actividad eléctrica asociada a la erupción del complejo volcánico Cordón Caulle durante 2011. *Meteorologica*, 38(2), 121–131.
- Orville, R. E. & Vonnegut, B. (1976). Lightning Detection from Satellites. In H. Dolezalek, R. Reiter, & H. E. Landsberg (Eds.), *Electrical Processes in Atmospheres* (pp. 750–753). Heidelberg: Steinkopff.
- Otero, L. A., et al. (2011). Medición de cenizas del volcán Puyehue–Cordón Caulle con un sistema lidar en Buenos Aires, Argentina, durante junio 2011. In *Anales AFA* (pp. 0327–358).
- Padula, F., Francis Padula, Goodman, S. J., Goodman, S. J., Pearlman, A., & Cao, C. (2017). GOES-R Advanced Baseline Imager (ABI) and Geostationary Lightning Mapper (GLM) calibration/validation from a field campaign perspective. *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, (pp. 301–304).
- Pähtz, T., Herrmann, H. J., & Shinbrot, T. (2010). Why do particle clouds generate electric charges? *Nature Physics*, 6(5), 364–368.
- Pavolonis, M. J., Sieglaff, J. M., & Cintineo, J. L. (2020). Chapter 10 - Remote Sensing of Volcanic Ash with the GOES-R Series. In S. J. Goodman, T. J. Schmit, J. Daniels, & R. J. Redmon (Eds.), *The GOES-R Series* (pp. 103–124). Elsevier.
- Perucca, L. P. & Moreiras, S. M. (2009). Seismic and Volcanic Hazards in Argentina. In E. M. Latrubesse (Ed.), *Developments in Earth Surface Processes*, volume 13 of *Natural Hazards and Human-Exacerbated Disasters in Latin America* (pp. 267–300). Elsevier.
- Pessi, A. T., Businger, S., Cummins, K. L., Demetriades, N. W. S., Murphy, M., & Pifer, B. (2009). Development of a Long-Range Lightning Detection Network for the Pacific: Construction, Calibration, and Performance. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(2), 145–166.
- Peterson, M. (2019). Research Applications for the Geostationary Lightning Mapper Operational Lightning Flash Data Product. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(17–18), 10205–10231.
- Prata, A. T., et al. (2020). Anak Krakatau triggers volcanic freezer in the upper troposphere.

- Scientific Reports*, 10(1), 3584.
- Price, C. & Rind, D. (1992). A simple lightning parameterization for calculating global lightning distributions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 97(D9), 9919–9933.
- Rakov, V. A. (2013). Electromagnetic Methods of Lightning Detection. *Surveys in Geophysics*, 34(6), 731–753.
- Rakov, V. A. & Uman, M. A. (2003). *Lightning: Physics and Effects*. Cambridge University Press.
- RAMMB (2023). Quick Guides. https://rammb.cira.colostate.edu/training/visit/quick_guides/.
- Reynolds, S. E., Brook, M., & Gourley, M. F. (1957). THUNDERSTORM CHARGE SEPARATION. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 14(5), 426–436.
- Rodger, C. J., Brundell, J. B., Holzworth, R. H., & Lay, E. H. (2009). Growing Detection Efficiency of the World Wide Lightning Location Network. *AIP Conference Proceedings*, 1118(1), 15–20.
- Rodger, C. J., Brundell, J. B., Hutchins, M., & Holzworth, R. H. (2014). The world wide lightning location network (WWLLN): Update of status and applications. In *2014 XXXIth URSI General Assembly and Scientific Symposium (URSI GASS)* (pp. 1–2).
- Rodger, C. J., et al. (2006). Detection efficiency of the VLF World-Wide Lightning Location Network (WWLLN): Initial case study. *Annales Geophysicae*, 24(12), 3197–3214.
- Romero, J., Bustillos, J., & Viramonte, J. (2015). Los depósitos de caída de tefra: Una breve revisión sobre su cuantificación y análisis para la clasificación de erupciones volcánicas explosivas, con ejemplos Latinoamericanos. *Pyroclastic Flow*, 5, 1–33.
- Rudlosky, S. D. (2015). Evaluating ENTLN performance relative to TRMM/LIS. *J. Operational Meteor.*, 3(2), 11–20.
- Rudlosky, S. D., Goodman, S. J., Virts, K. S., & Bruning, E. C. (2019). Initial Geostationary Lightning Mapper Observations. *Geophysical Research Letters*, 46(2), 1097–1104.
- Rudlosky, S. D. & Shea, D. T. (2013). Evaluating WWLLN performance relative to TRMM/LIS. *Geophysical Research Letters*, 40(10), 2344–2348.
- S. Rudlosky (2014). Evaluating Ground-Based Lightning Detection Networks using TRMM / LIS Observations. In *23rd International Lightning Detection Conference & 5th International Lightning Meteorology Conference* Tucson, Arizona.
- Saunders, C. P. R., Keith, W. D., & Mitzeva, R. P. (1991). The effect of liquid water on thunderstorm charging. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 96(D6), 11007–11017.
- Schmit, T. J., Gunshor, M. M., Menzel, W. P., Gurka, J. J., Li, J., & Bachmeier, A. S. (2005). INTRODUCING THE NEXT-GENERATION ADVANCED BASELINE IMAGER ON GOES-R. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 86(8), 1079–1096.
- Schultz, C. J., Andrews, V. P., Genareau, K. D., & Naeger, A. R. (2020). Observations of lightning in relation to transitions in volcanic activity during the 3 June 2018 Fuego Eruption. *Scientific Reports*, 10, 18015.
- Shevtsov, B. M., Firstov, P. P., Cherneva, N. V., Holzworth, R. H., & Akbashev, R. R. (2016).

- Lightning and electrical activity during the Shiveluch volcano eruption on 16 November 2014. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 16(3), 871–874.
- Smart, D. & Sales, T. (2021). Volcanic lightning observed at La Soufrière, Saint Vincent and the Grenadines, Lesser Antilles. *Weather*, 76(8), 277–278.
- Smith, C. M., et al. (2021). Impulsive Volcanic Plumes Generate Volcanic Lightning and Vent Discharges: A Statistical Analysis of Sakurajima Volcano in 2015. *Geophysical Research Letters*, 48(11), e2020GL092323.
- Smith, C. M., Van Eaton, A. R., Said, R., & Holzworth, R. H. (2018). Volcanic lightning as a monitoring tool during the 2016-2017 eruption of Bogoslof Volcano, AK. In *25th International Lightning Detect Conference & 7th International Lightning Meteorology Conference* (pp. 1–5). Florida - USA.
- Sonnenfeld, R., Lapierre, J., Contreras Vidal, L., Zhu, Y., & Stock, M. (2021). *EARTH NETWORKS LIGHTNING NETWORK PERFORMANCE*. Preprint, Atmospheric Sciences.
- Springsklee, C., Scheu, B., Manga, M., Cigala, V., Cimorelli, C., & Dingwell, D. B. (2022). The Influence of Grain Size Distribution on Laboratory-Generated Volcanic Lightning. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(10), e2022JB024390.
- Sruoga, P. & Schonwandt, D. (2004). Volcanismo - Part.1. In *Peligrosidad Geológica en Argentina. Metodologías de Análisis y mapeo. Estudio de casos*, volume 4 (pp. 469–475). Buenos Aires: ASAGAI, maria alejandra gonzalez y norberto jorge bejerman edition.
- Stern, C. R. (2004). Active Andean volcanism: Its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*, 31(2), 161–206.
- Stock, M. G., Akita, M., Krehbiel, P. R., Rison, W., Edens, H. E., Kawasaki, Z., & Stanley, M. A. (2014). Continuous broadband digital interferometry of lightning using a generalized cross-correlation algorithm. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(6), 3134–3165.
- Takahashi, T. (1978). Riming Electrification as a Charge Generation Mechanism in Thunderstorms. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35(8), 1536–1548.
- Textor, C., Graf, H.-F., Herzog, M., & Oberhuber, J. M. (2003). Injection of gases into the stratosphere by explosive volcanic eruptions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D19).
- Thiel, K. C., Calhoun, K. M., Reinhart, A. E., & MacGorman, D. R. (2020). GLM and ABI Characteristics of Severe and Convective Storms. *Journal of Geophysical Research*, 125(17).
- Thomas, H. E. & Watson, I. M. (2010). Observations of volcanic emissions from space: Current and future perspectives. *Natural Hazards*, 54(2), 323–354.
- Thomas, R. J., et al. (2007a). Electrical Activity During the 2006 Mount St. Augustine Volcanic Eruptions. *Science*, 315(5815), 1097–1097.
- Thomas, R. J., et al. (2007b). Electrical Activity During the 2006 Mount St. Augustine Volcanic Eruptions. *Science*, 315(5815), 1097–1097.
- Thomas, R. J., et al. (2010). *Lightning and Electrical Activity during the 2006 Eruption of Augustine Volcano: Chapter 25 in The 2006 Eruption of Augustine Volcano, Alaska*. USGS

- Numbered Series 1769-25, U.S. Geological Survey.
- Vali, G., DeMott, P., Möhler, O., & Whale, T. (2015). Technical Note: A proposal for ice nucleation terminology. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15, 10263–10270.
- Van Eaton, A. R., et al. (2016). Volcanic lightning and plume behavior reveal evolving hazards during the April 2015 eruption of Calbuco volcano, Chile. *Geophysical Research Letters*, 43(7), 3563–3571.
- Van Eaton, A. R., Mastin, L. G., Herzog, M., Schwaiger, H. F., Schneider, D. J., Wallace, K. L., & Clarke, A. B. (2015). Hail formation triggers rapid ash aggregation in volcanic plumes. *Nature Communications*, 6, 7860.
- Van Eaton, A. R., et al. (2020). Did ice-charging generate volcanic lightning during the 2016–2017 eruption of Bogoslof volcano, Alaska? *Bulletin of Volcanology*, 82(3), 24.
- Van Eaton, A. R., Smith, C. M., Pavolonis, M., & Said, R. (2022). Eruption dynamics leading to a volcanic thunderstorm—The January 2020 eruption of Taal volcano, Philippines. *Geology*, 50(4), 491–495.
- Viale, M., et al. (2019). Contrasting Climates at Both Sides of the Andes in Argentina and Chile. *Frontiers in Environmental Science*, 7.
- Virts, K. S., Wallace, J. M., Hutchins, M. L., & Holzworth, R. H. (2013). Highlights of a New Ground-Based, Hourly Global Lightning Climatology. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94(9), 1381–1391.
- Volta, A. & Cowper, G. N. C. (1782). II. Of the method of rendering very sensible the weakest natural or artificial electricity. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 72, vii–xxxv.
- Vossen, C. E. J., et al. (2021). Long-term observation of electrical discharges during persistent Vulcanian activity. *Earth and Planetary Science Letters*, 570, 117084.
- Warren, S. G. & Brandt, R. E. (2008). Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave: A revised compilation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D14).
- Webley, P. & Mastin, L. (2009). Improved prediction and tracking of volcanic ash clouds. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 186(1), 1–9.
- White, R. & McCausland, W. (2016). Volcano-tectonic earthquakes: A new tool for estimating intrusive volumes and forecasting eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 309, 139–155.
- Williams, E. R. & McNutt, S. R. (2005). Total water contents in volcanic eruption clouds and implication for electrification and lightning. *Recent progress in lightning physics*, 81, 93–97.
- Yair, Y. (2008). Charge Generation and Separation Processes. In F. Leblanc, K. L. Aplin, Y. Yair, R. G. Harrison, J. P. Lebreton, & M. Blanc (Eds.), *Planetary Atmospheric Electricity*, Space Sciences Series of ISSI (pp. 119–131). New York, NY: Springer.
- Yuen, D. A., et al. (2022). Under the surface: Pressure-induced planetary-scale waves, volcanic lightning, and gaseous clouds caused by the submarine eruption of Hunga Tonga-Hunga Ha’apai volcano. *Earthquake Research Advances*, 2(3), 100134.

Zhu, Y., et al. (2017). Evaluation of ENTLN Performance Characteristics Based on the Ground Truth Natural and Rocket-Triggered Lightning Data Acquired in Florida. *Journal of Geophysical Research*, 122(18), 9858–9866.

Zhu, Y., Zhu, Y., Stock, M., Lapierre, J., & DiGangi, E. (2022). Upgrades of the Earth Networks Total Lightning Network in 2021. *Remote Sensing*, 14(9), 2209–2209.