Inversión Geofísica a partir de datos de Muongrafía Volcánica para proyecto MUTE

María Alejandra Vesga Ramírez

Trabajo de grado para optar al título de Magíster en Geofísica

Director:

José David Sanabria Gómez Ph.D en Física

Codirectores:

Luis A. Núñez, Ph.D en Física David Sierra Porta, Ph.D en Física

Universidad Industrial de Santander Facultad de Ciencias Escuela de Física Maestría en Geofísica Bucaramanga 2018

Dedicatoria

A ti a quien la vida me arrebató muy pronto. Hoy te digo de nuevo iLo logré, Papá!

Agradecimientos

A mis tutores José David Sanabria y a Luis Alberto Núñez, por creer en mí desde el principio, incluso sin yo hacerlo, por impulsarme y hacerme fuerte en un nuevo camino para mi. A David Sierra Porta, por su acompañamiento en todo el proceso. A mis amigos del grupo Halley de Astronomía y al Grupo GIRG por ser hogar estos años. Finalmente a mi familia, a Rolando y Alan, porque sin ellos, los sueños cumplidos no tendrían sabor a esperanza.

Tabla de Contenido

In	Introducción			20
1	Natu	uraleza	de los volcanes	24
	1.1	Origer	ı de los volcanes: génesis y ascenso de magmas	24
		1.1.1	¿Qué son y cómo se generan los magma?	25
		1.1.2	Dónde se generan los magmas	26
		1.1.3	Composición y propiedades físicas de los magmas	28
		1.1.4	Ascenso de magmas	30
	1.2	Evolu	ción de magmas y diversidad de rocas volcánicas	33
		1.2.1	Diversidad de rocas volcánicas	33
2	Muc	ongrafía	a volcánica	35
	2.1	Cascad	das de rayos cósmicos	35
		2.1.1	Flujo de muones en la atmósfera	36
		2.1.2	Atenuación de muones en roca	38
	2.2	Flujo i	ntegrado de muones en roca	40

IN	VERS	SIÓN G	EOFÍSICA A PARTIR DE MUONGRAFÍA	7
	2.3	Aplica	ción de la Muongrafía	40
		2.3.1	Principio	42
3	Sitio	os de ol	bservación e Inversión geofísica	44
	3.1	Metod	ología de inversión geofísica para Muongrafía	44
		3.1.1	Optimización global en inversión geofísica	45
		3.1.2	Problema directo en muongrafía	46
		3.1.3	Problema inverso	53
	3.2	Selecc	ión sitios de observación Muongrafía Colombia	55
4	Rest	ultados		60
	4.1	Sitios	de observación para muongrafía en Colombia	60
		4.1.1	Análisis Volcán Cerro Machín	61
		4.1.2	Análisis Volcán Galeras	66
		4.1.3	Análisis Volcán Cerro Negro	67
		4.1.4	Análisis Volcán Chiles	69
	4.2	Estima	ación densidad media de roca en modelo sintético de volcán	70
		4.2.1	Pruebas inversión geofísica en un píxel	70
		4.2.2	Aplicación metodología de inversión en modelo volcán	72

5 Conclusiones

Bibliografía

84

8

Lista de Figuras

1	MuTe es un telescopio híbrido,con dos paneles constituidos por matrices de centelladores y un detector de agua Cherenkov	22
2	Cada panel constituido por 30 barras $N_x = 30$ de CP en dirección x y 30 barras de CP $N_y = 30$ en dirección y	22
3	Dibujo esquemático de capas de material fundido	25
4	Las condiciones de presión y temperatura cuando una roca sube de una punto A a un punto B	26
5	Proceso de fusión parcial en una roca sometida a grandes temperaturas y presiones	26
6	Placas tectónicas y situación de las zonas con vulcanismo activo en la Tierra.	27
7	Diagrama TAS (contenido total de álcalis y sílice) de clasificación de las rocas (magmas) volcánicas	28
8	Concepción artística de la cámara magmática debajo de la caldera de Yellows- tone (USA)	31
9	Modelo esquemático de la cámara magmática de Yellowstone basado en datos sísmicos.	31
10	Representación esquemática de una cascada de partículas	36

11	Flujo diferencial calculado para tres ángulos cenit	38
12	Flujo integrado de muones en unidades de km de agua equivalente(k m.w.e)	40
13	Esquema de la ubicación del telescopio en las cercanías del volcán y las prin- cipales variables a considerar	43
14	Se presenta el modelado directo para predecir el número de muones N	47
15	Flujo diferencial modelo Reyna-Bugaev calculado para diferentes ángulos ce- nitales	48
16	Resultados de la visualización de las trayectorias de las partículas que cruzan la estructura del volcán Cerro Machín	48
17	Resultados de la energía mínima obtenida en función del espesor de roca L .	50
18	Comparación con otros atores de los resultados del cálculo de la energía mínima	50
19	Flujo integrado de muones para diferentes ángulos cenitales diferentes en función del espesor de roca	51
20	Comparación de los resultados de la estimación del flujo integrado de muones en unidades de $cm^{-2}sr^{-1}dia^{-1}$	51
21	Resolución angular (sr) y función de aceptancia (cm ² sr.) para el proyecto MuTe, con una separación de $D = 200$ cm entre ambos paneles	52
22	Se presenta el problema inverso de estimar la densidad ρ a lo largo de la lon- gitud <i>L</i> de la trayectoria del muon a partir del número de muones <i>N</i> medidos con el telescopio MuTe	53
23	Pseudocódigo para el algoritmo metrópolis Simulated Annealing	55

24	Volcanes activos en Colombia-Azufral, Cerro Negro, Chiles, Cumbal, Doña	
	Santa Isabel, Nevado del Tolima, Puracé, y Sotará	56
25	Volcán Machín en 3D en coordenadas de Latitud (grados decimales), Longi-	
	tud (grados decimales) y Altura (metros)	58
26	Trayectorias sobre punto de observación con una variación en ángulo hori-	
	zontal de 205°:a:225° con un ángulo azimutal entre 0°:a:30° grados	59
27	Distancia recorrida por las diferentes trayectorias seleccionadas, se observa	
	que a este punto de observación pueden llegar partículas que atraviesan dis-	
	tancias mayores de 2500 metros.	59
28	Trayectorias de las partículas cruzando el domo del volcán Cerro Machín has-	
	ta el punto de observación \mathbf{P}_1 , (4.492298° N y -75.381092°W). Nótese que	
	para este punto de observación, los muones con ángulos cenitales $\theta > 70^{\circ}$	
	atraviesan distancias excediendo los 900 metros	62
29	Trayectorias de las partículas cruzando el domo del volcán Cerro Machín has-	
	ta el punto de observación \mathbf{P}_2 , (4.491984N y -75.380085W)	62
30	Trayectorias de las partículas cruzando el domo del volcán Cerro Machín has-	
	ta el punto de observación \mathbf{P}_4 , (4.487338N y -75.379510W)	63
31	Trayectorias de las partículas cruzando el domo del volcán Cerro Machín has-	
	ta el punto de observación P_7 , (4.493642N y -75.3922302W)	63
32	Trayectorias de las partículas cruzando el domo del volcán Cerro Machín has-	
	ta el punto de observación \mathbf{P}_8 , (4.494946N y -75.388110W)	63
33	Vista panorámica del volcán Cerro Machín. Fuente autor.	63

34	Track de la ruta guardada con el GPS de la salida de campo realizada al	
	volcán, en Julio del 2016. Se hizo acceso desde la población de Cajamarca	
	por carretera destapada	64
35	Sitios tentativos para evaluar el flujo de muones que atraviesan el volcán	
	Cerro Machín	65
36	Vista del domo actual y cráter del volcán Cerro Machín	65
37	Vista desde el punto No 2 preseleccionado previamente por simulación y lue-	
	go verificado en la salida de campo	66
38	Vista desde el punto No 4 preseleccionado previamente por simulación y lue-	
	go verificado en la salida de campo	66
39	Vista desde el punto No 7 preseleccionado previamente por simulación y lue-	
	go verificado en la salida de campo	66
40	A la izquierda los 14 puntos preseleccionados para evaluar el criterio No. 1 y	
	2 sobre el volcán Galeras. A la derecha el perfil de elevación a partir del punto	
	P3. Se observa como el punto P3 se encuentra a mayor altitud con respecto	
	al cono activo actual del volcán Galeras, objetivo de la investigación	67
41	Distancias recorridas por los muones que arriban sobre el punto de observa-	
	ción 5 Longitud 77.362778 (°N) y Latitud 1.223786 (°W). Se observa que	
	las distancias no superan los 1700 metros, sin embargo estas distancias son	
	la suma de lo aportado por el anfiteatro y la chimenea volcánica, además el	
	punto se encuentra en zona de alto riesgo.	67
42	Se observan los 13 puntos sobre el volcán Cerro Negro, evaluados respecto a	
	los criterios 1 y 2	68
43	Distancias recorridas por los muones que arriban sobre el punto de observa-	
	ción 1 Longitud -77.954136 (°N) y Latitud 0.826250 (°N)	68
44	Los criterios de selección fueron evaluados en 17 puntos sobre el volcán Chiles.	69

45	Trayectorias de las partículas cruzando el volcán Chiles hasta el punto de	
	observación P ₂ , (0.819431N y -77.926883W)	70
46	Vista esquemática de un flujo de muones que atraviesan un espesor de roca .	71
47	Número de iteraciones vs Función de error para la prueba No. 3	72
48	Los modelos sintéticos generados se ajustan a una grilla de 30 x 30 pixeles, donde cada píxel equivale a la intersección de un ángulo cenital y azimutal .	73
49	A la izquierda se observa el modelo de densidad interna construido para el volcán sintético No. 1 y a la derecha las distancias recorridas sintéticas	73
50	A la izquierda el Flujo de muones integrado observado, a la derecha el número de muones/día observados para el modelo sintético de volcán No. 1	74
51	A la izquierda el flujo de muones integrado y la derecha el número de muo- nes/día resultado de la inversión	75
52	Densidad interna del modelo de volcán No. 1 y el porcentaje de error relativo luego de realizar la inversion geofísica	75
53	Modelo de densidad interna en g/cm ³ y las distancias recorridas para el volcan sintetico No. 2	76
54	Flujo de muones integrado observado y número de muones/día observados para el modelo sintético de volcán No. 2	76
55	Flujo de muones integrado sintético y número de muones/día luego de la inversión para el modelo sintético de volcán No. 2	77
56	Densidad interna en unidades de g/cm 3 del modelo de volcán No. 2 luego de realizar la inversion geofísica para el modelo sintético de volcán No. 2 \therefore	77
57	Trayectorias de las partículas cruzando el domo del volcán Cerro Machín has- ta el punto de observación P_4 , (4.487338N y -75.379510W)	78

58	Vista en planta del volcán Cerro Machín y su domo. Los colores representan
	las densidades internas del volcán Cerro Machín
59	Flujo de muones observado en el punto de observación con unidades de
	$[cm^{-2}sr^{-1}dia^{-1}]$. Los píxeles blancos representan el flujo de muones a cielo
	abierto.)
60	Modelo inicial de densidad con el que partirá la inversión. Consideramos un
	domo volcánico con densidad homógenea de roca estándar (2.65 g/cm^3)). 79
61	A la izquierda el modelo teorico interno de densidad. A la derecha el modelo
	de densidad interno luego de la inversión
62	Porcentaje de error máximo relativo entre la densidad observada y la predicha
	por la inversión. El porcentaje de error máximo relativo entre la densidad
	observada y la predicha por la inversión fue del 3%.)
63	Se presenta el flujo de muones simulado por CORSIKA, para una altitud de
	2700 metros en Colombia
64	Flujo diferencial de muones calculados mediante cuatro diferentes modelos
	analíticos para 0° y 50° de cenit
65	Flujo diferencial de muones calculados mediante cuatro diferentes modelos
	analíticos para 65° y 85° de cenit 101
66	Simulación del flujo de muones para una altitud de 2700 metros mediante
	dos métodos diferentes: CORSIKA y modelos semiempiricos. Se observa una
	sobrestimación del flujo mediante los modelos analíticos con respecto al flujo
	calculado por CORSIKA 102
67	Esquema de un detector de radiación para la reconstrucción de las trayecto-
	rias de los muones

68	Área efectiva en las placas a partir de todas las trayectorias equivalentes del	
	muón	05
69	Ángulo sólido (resolución angular) a calcular sustendido por el área efectiva. 10	09
70	Resolución angular (sr) y función aceptancia para el telescopio equipado con	
	dos matrices de 30×30 píxeles de 4 cm de lados y separadas por una distancia	
	de 200 cm, en función del ángulo azimutal que determina la trayectoria tanto	
	en la placa frontal como en la posterior	11
71	Mapa geológico del VCM y sus alrededores, (adaptado de (CHEC, 1983);	
	(Cepeda et al., 1995)	16
72	Esquema de estructuras presentes en el área de estudio	21

Lista de Tablas

1	Composición de los magmas y valores de los principales propiedades físicas.	29
2	Lista de volcanes que pueden ser estudiados con la técnica de Muongrafía	61
3	Cinco puntos de observación factibles en el domo del volcán Cerro Machín (4.492298 N y -75.381092W). Estos puntos cumplen con los criterios descri- tos anteriormente.	62
4	Cuatro puntos de observación factibles que cumplen solo en el volcán Cerro Negro (4°29'23.08"N, -75°23'15.39"W).	68
5	Cuatro puntos de observación factibles en el volcán Chiles	69

Lista de Apéndices

Apéndice A: Comparación Flujo de muones en la atmósfera	96
Apéndice B: Cálculo Aceptancia para proyecto MuTe	103
Apéndice C: Volcán Cerro Machín	112

Resumen

TÍTULO: INVERSIÓN GEOFÍSICA A PARTIR DE DATOS DE MUONGRAFÍA VOLCÁNICA PARA PROYECTO MUTE¹

AUTOR: VESGA RAMÍREZ, María Alejandra⁷.

PALABRAS CLAVES: Inversión Geofísica, Muongrafía, Muones, Volcanes.

DESCRIPCIÓN:

En el marco del proyecto MuTe (Muon Telescope), se presenta la metodología de inversión geofísica utilizando el algoritmo *Simulated Annealing* para obtener la variación de la densidad de la estructura interna de un volcán a partir de datos de flujo integrado de muones atmosféricos que lo atraviesan. Haciendo uso de un modelo semiempírico del flujo de muones que llegan al volcán, la topografía y un modelo de pérdida de energía de muones en roca, se determinó la energía mínima que necesitan los muones para atravesar las distancias en roca correspondientes a su dirección de arribo y se estimó el flujo integrado de muones emergente del edificio volcánico. Posteriormente, se aplicó el algoritmo de inversión para obtener el mejor modelo de perfil de densidad del volcán. Esta metodología de inversión se implementó en un punto de observación cercano del volcán Cerro Machín (Tolima, Colombia), a partir de datos sintéticos de flujo de muones.

Finalmente, con el fin de seleccionar los mejores puntos de observación para realizar la técnica de muongrafía en dos volcanes activos en Colombia, se establecieron criterios técnicos (nivel de observación en sitios donde la base de la estructura volcánica fuera menor a 1.5 km, la topografía circundante no debe cortar la trayectoria de los muones) y logísticos (accesibilidad del sitio, seguridad física del telescopio y del equipo humano, condiciones sociales adecuadas de trabajo con las comunidades). Esta metodología se aplicó en 13 volcanes activos de Colombia (Cerro Negro, Volcán Chiles, Nevado de Santa Isabel, volcán Nevado del Ruiz, Nevado del Tolima, Volcán Cerro Machín, entre otros). Se concluyó que por el momento el único volcán que cumple con todos los criterios para aplicar la técnica de Muongrafía volcánica en Colombia es el volcán Cerro Machín.

¹Trabajo de Investigación.

⁷Facultad de Ciencias, Escuela de Física, José David Sanabria Gómez (Director), Luis Alberto Núñez (Co-Director), David Sierra Porta (Co-Director).

Abstract

TITLE: GEOPHYSICAL INVERSION FROM VOLCANO MUONGRAPHY DATA FOR MUTE PROJECT $^{\rm 1}$

AUTHOR: VESGA RAMÍREZ, María Alejandra ⁷.

KEY WORDS: Geophysical Inversion, Muongraphy, Muons, Volcanoes

DESCRIPTION:

Within the framework of the MuTe (Muon Telescope) project, the geophysical inversion methodology is presented using the algorithm *Simulated Annealing* to obtain the variation of the density of the internal structure of a volcano from integrated muon flux data atmospherics that cross it. Using a semi-empirical model of the flow of muons that reach the volcano, the topography and a model of muon energy loss in rock, the minimum energy that the muons need to cross the rock distances corresponding to their arrival direction was determined, and the integrated flow of muons emerging from the volcanic building was estimated.

Subsequently, the inversion algorithm was applied to obtain the best volcano density profile model. This investment methodology was implemented at a nearby observation point of the Cerro Machín volcano (Tolima, Colombia), based on synthetic muon flow data. Finally, in order to select the best observation points to perform the technique of muongraphy in two active volcanoes in Colombia, technical criteria were established (level of observation in places where the base of the volcanic structure was less than 1.5 km, the topography surrounding should not cut the trajectory of the muons) and logistics (accessibility of the site, physical security of the telescope and the human team, adequate social conditions of work with the communities). This methodology was applied in 13 active volcanoes in Colombia (Cerro Negro, Chiles Volcano, Nevado de Santa Isabel, Nevado del Ruiz volcano, Nevado del Tolima, Cerro Machín volcano, among others). It was concluded that for the moment the only volcano that meets all the criteria to apply the technique of volcanic muongraphy in Colombia is the Cerro Machín volcano.

¹Research work

⁷Faculty of science, School of physics, José David Sanabria Gómez (Advisor), Luis Alberto Núñez (Co-Advisor), David Sierra Porta (Co-Advisor).

Introducción

Cualquier volcán activo hizo erupción en un pasado reciente (últimos 10.000 años) y podría hacerlo nuevamente en un futuro cercano, esto representa un riesgo inminente para las poblaciones aledañas. Conocer la estructura interna de volcanes activos es crucial para evaluar su impacto potencial. Sin embargo, éste sigue siendo uno de los retos más desafiantes para la Geofísica debido a que la estructura de un volcán, altamente heterogénea, necesita un muestreo de datos ampliamente denso realizado en condiciones de campo difíciles. Los métodos geofísicos sísmicos, gravimétricos y geoelétricos se han aplicado para modelar estructuras volcánicas (Munoz, 1992) (Lesparre et al., 2012). Si bien estos trabajos han permitido establecer modelos de las posibles formas que tiene su estructura interna, aun presentan limitaciones (Okubo and Tanaka, 2012). Por ejemplo, la resolución espacial de los métodos geofísicos sismológicos está condicionada a la longitud de onda de las ondas sísmicas.

Recientemente, una novedosa técnica conocida como tomografía de muones (muografía) ha sido aplicada para obtener imágenes de las variaciones de densidad en la zona superior de la estructura interna de un volcán(Tanaka et al., 2007c). Este método está basado en la atenuación del flujo de muones atmosféricos cuando atraviesan la materia(Tanaka et al., 2007b) (Lesparre et al., 2010) (Okubo and Tanaka, 2012). La pequeña sección-transveral de los muones (Barrett et al., 1952), su masa cerca de 200 veces la del electrón y su relativamente elevado rango de energía en el espectro de rayos cósmicos secundarios (George, 2008) permiten que estas partículas pierdan poca energía por interacciones con el medio, lo que se traduce en un alto poder penetrante con escalas de varios kilómetros. Mediante el uso de la muongrafia se han construido perfiles de densidad del interior de los volcanes Mt. Sukuba (Nagamine et al., 1995), el Mt. Asama (Tanaka et al., 2001), el volcán Iwodake (Tanaka et al., 2009), el domo de lava Showa-Shinzan (Tanaka et al., 2007b), Iwojima (Tanaka et al., 2009) en Japón. El volcán La soufriere de Guadeloupe (Lesparre et al., 2012) (Jourde et al., 2013) en las Antillas menores y el volcán Etna (Carbone et al., 2014) en Italia. Así mismo, se han hecho imágenes para el seguimiento del movimiento del magma en las erupciones del Mt. Asama (Tanaka, 2013) y de la erupción en Satsuma-Iwojima (Tanaka et al., 2014). De esta forma, se han obtenido diferentes perfiles de densidad que en conjunción con otras técnicas geológicas, han permitido crear modelos de la estructura interna de estos volcanes.

Ahora bien, Colombia es tierra de volcanes. Por lo tanto, el proyecto MuTe (Muon Telescope) financiado por el Departamento Administrativo de Ciencia, Tecnología e Innovación (ColCiencias), coordinado por la Universidad Industrial de Santander en colaboración con la Universidad del Tolima y el Servicio Geológico Colombiano, busca diseñar, construir, calibrar y poner en funcionamiento un telescopio para detectar el flujo de los muones atmosféricos que atraviesan un volcán en Colombia y construir un perfil de densidad media del volcán seleccionado.

El proyecto MuTe ha diseñado un prototipo para detectar los muones, que integra dos técnicas de detección de radiación: centelleo y efecto Cherenkov. El dispositivo permite ejecutar las dos tareas mencionadas a través de la integración de dos detectores independientes ver Fig. 1. El primer detector está basado en centelladores plásticos (CP), enfocado en contar y determinar la dirección de arribo de cada partícula que le atraviesa. Este detector consiste en dos paneles. Cada panel constituido por 30 barras $N_x = 30$ de CP en dirección horizontal y 30 barras de CP $N_y = 30$ en dirección vertical, con dimensiones de 0,04 m de ancho por 0,01 m de espesor y 1,2 m de largo, ver Fig. 2. Los dos paneles están separados hasta una distancia de D = 2,5 m entre sí. Este montaje de paneles permite determinar la dirección de origen del muon reconstruida a partir de los píxeles iluminados en ambos paneles. El segundo detector Cherenkov de agua, se ubicará detrás de los paneles centelladores y permitirá discriminar las partículas que provienen del volcán de aquellas que no, y el tipo de partícula que se ha registrado.



Figura 1: MuTe es un telescopio híbrido, con dos paneles constituidos por matrices de centelladores y un detector Cherenkov de agua.



Figura 2: Cada panel constituido por 30 barras $N_x = 30$ de CP en dirección x y 30 barras de CP $N_y = 30$ en dirección y, con dimensiones de 0,04 m de ancho por 0,01 m de espesor y 1,2 m de largo.

Obtener el perfil de densidad requiere realizar la comparación del flujo de muones detectado por el instrumento con respecto al flujo de muones esperado mediante simulación. De esta forma, cuando se observa que el flujo detectado es mayor al esperado, la densidad promedio a lo largo de esa trayectoria debe ser menor que la densidad considerada y viceversa. El presente trabajo muestra el desarrollo de una metodología de inversión geofísica para obtener la variación de la densidad en la estructura interna de un volcán a partir de datos de flujo integrado de muones atmosféricos que lo atraviesan. Finalmente, con la intención de contribuir al desarrollo del proyecto MuTe en aspectos como la selección del volcán activo a estudiar, se implementó una serie de criterios técnicos y logísticos para seleccionar los mejores puntos geográficos de observación para instalar el telescopio de muones en volcanes activos en Colombia. Este trabajo está organizado en 4 capítulos de la siguiente manera: en el capítulo No. 1 se da una breve introducción acerca de la técnica de tomografía de muones - en adelante muografía - y las variables necesarias a considerar para comprender los resultados de este trabajo. En el capítulo No 2 se muestra la metodología necesaria para seleccionar los sitios de observación para aplicar la técnica de muografía en un volcán activo en Colombia, así como el proceso de implementación de la inversión geofísica realizada. En el capítulo 3 se presentan y discuten los resultados obtenidos de la inversión geofísica realizada así como los sitios seleccionados para ubicar el telescopio de muones; finalmente, en el capítulo 4 se muestran las conclusiones de este trabajo.

Capitulo \mathbf{I}

Naturaleza de los volcanes

SECCIÓN 1.1

Origen de los volcanes: génesis y ascenso de magmas

Todo el mundo tiene una idea gráfica, más o menos precisa, de lo que es un volcán. No obstante, cuando queremos explicar esta idea en términos científicos, el concepto ya no está tan claro y en la mayoría de los casos debemos recurrir a descripciones morfológicas imaginativas. Un volcán es un punto de la superficie terrestre donde tiene lugar la salida al exterior de material rocoso fundido (magma) generando en el interior de la Tierra y, ocasionalmente, de material no magmático (Scarth, 2004). La acumulación de estos productos alrededor del centro emisor puede dar lugar a relieves positivos con morfologías diversas (Canon-Tapia and Szakács, 2010). Esta definición nos da una idea clara de que un volcán no es solo una morfología, sino que es la culminación de un conjunto de procesos geológicos que implican la génesis, ascenso y erupción de los magmas ver Fig. 3.

Por lo tanto, las erupciones volcánicas, aunque a escalas de tiempo geológico e incluso humano puedan representar tiempos relativamente cortos de unos pocos días a unos pocos miles de años, en realidad son la respuesta o culminación de largos procesos de centenares



Figura 3: Dibujo esquemático de capas de material fundido y fluidos magmáticos que se conectan y se mueven hacia arriba. A su vez, las capas de material fundido se amalgaman para formar cámaras magmáticas. Adaptado de (Sparks and Cashman, 2017).

de miles a millones de años de duración.

1.1.1 ¿Qué son y cómo se generan los magma? Los magmas son mezclas de material rocoso fundido (líquido) que pueden contener además partículas sólidas (minerales y fragmentos de rocas) en suspensión y gases disueltos. La mayoría de las rocas que forman la corteza inferior y el manto terrestre están constituidas en su totalidad por minerales de la familia de los silicatos, minerales constituidos por aniones SiO_4^{-4} aislados o enlazados los unos con los otros mediante cationes metálicos (Mg, Fe,Ca,Na,K, etc) (Coleman et al., 2016). Por esta razón, los magmas que resultan de la fusión de estas rocas serán también de composición mayoritariamente silicatada.

La Tierra es un sistema termodinámico controlado por tres variables principales: presión, temperatura y composición (Wallace et al., 1999). Ahora bien, la formación de material fundido, es decir, la fusión, obedece a diferentes causas, que pueden actuar de forma conjunta o aislada: descompresión, incremento de la temperatura y aumento de la presencia de agua ver Fig. 4. En condiciones constantes de presión de temperatura, la asimilación de agua por parte de algunos minerales que forman la roca rebaja significativamente su punto de fusión

La fusión de una roca no es un proceso que afecte a su totalidad, sino que, en general, fundirá sólo una pequeña parte de la misma. La génesis de magma se inicia en los puntos de contacto entre los minerales, ya que es donde se requiere una menor energía para producir un cambio de estado (de sólido a líquido) apropiado, ver Fig. 5. Los líquidos que se generan



Figura 4: Las condiciones de presión y temperatura en la Tierra muestran, que cuando una roca sube de una punto A a un punto B, la presión disminuye sustancialmente, pero el enfriamiento de la roco sólo un poco, de esta forma la roca comienza a fundir. Adaptado de (Grotzinger et al., 2010).

son menos densos que los minerales circundantes (Lundstrom and Glazner, 2016). El líquido formará una red de pequeños canales interconectados y se acumulará en zonas preferentes hasta tener un volumen crítico mínimo a partir del cual empezará a ascender gracias a la fuerza de flotación. La fusión progresa y el volumen de líquido aumento y se acumula en el techo de las zonas de fusión. Simultáneamente el sólido residual se compacta hacia abajo, lo cual supone una separación más efectiva entre el material sólido y el líquido (Wilson and Charlier, 2016).



Figura 5: Fusión parcial: el proceso inicia en los puntos de unión entre los grandes minerales, luego el líquido formará una red de canales interconectados, acumulandose en zonas preferenciales hasta tener un volumen crítico para poder ascender. Adaptado de (Grotzinger et al., 2010).

1.1.2 Dónde se generan los magmas Los procesos relacionados con la formación de magmas se explican dentro del marco de la teoría de la tectónica de placas. La actividad volcánica, y magmática en general, no se distribuye al azar sino que se concentra a lo largo

de los bordes de las placas tectónicas (Grotzinger et al., 2010). El estilo de vulcanismo, la composición de los magmas asociados y la naturaleza de los productos volcánicos que se generan varían considerablemente entre los diferentes límites y reflejan la influencia fundamental de las fuerzas tectónicas sobre el vulcanismo (Wilson and Charlier, 2016). Los límites de placas se pueden dividir en tres tipos principales: divergentes (las placas se alejan unas de otras), convergentes (donde las placas se unen) y transformantes (las placas se deslizan una al lado de otra) ver Fig. 6. La mayoría de las erupciones volcánicas documentadas se producen a lo largo de los límites de placas convergentes o zonas de subducción, como los que conforman el Anillo de Fuego del Pacífico. El tipo de vulcanismo y los fenómenos asociados varían según el tipo de subducción del que se trate, ya sean zonas de subducción del tipo arco de islas como el Andino en América del Sur (Annen et al., 2015). Estas diferencias se han relacionado con factores como la edad de subducción y el movimiento absoluto de las placas.



Figura 6: Placas tectónicas y situación de las zonas con vulcanismo activo en la Tierra. Así mismo se presenta los diferentes ambientes geodinámicos donde se presenta el vulcanismo. Adaptado del Servicio Geológico de USA.

Además del vulcanismo de los límites de placas divergentes y de las zonas de subducción, hay muchas áreas de la superficie de la Tierra donde existe vulcanismo que no está relacionado con un límite de placas litosféricas. Se trata de zonas localizadas con vulcanismo persistente a lo largo de un periodo geológico muy largo, de varios millones de años, y que se conocen como puntos calientes o hotspot . Son zonas donde la actividad volcánica es anómalamente alta y se relacionan con el ascenso de material más caliente procedente del manto inferior (pluma mantélica) hacia zonas del manto superior, lo que facilita la generación de magmas. Las islas Hawai y la caldera de Yellowstone, en EE UU, son ejemplo de puntos calientes oceánico y continental, respectivamente.

1.1.3 Composición y propiedades físicas de los magmas Para poder entender el funcionamiento de los volcanes se debe primero comprender aquellos aspectos que controlan el movimiento de los magmas o su reología (Wilson and Charlier, 2016). Se puede clasificar los magmas por su composición de una forma básica atendiendo a sus contenidos en SiO_2 , Na_20 , y K_20 . Esta clasificación permite la distinción entre tipos generales de magmas según su composición química. Estas categorías generales incluyen magmas félsicos o silíceos (> 63% en SiO_2), intermedios (> 52- 63% en SiO_2), máficos o básicos (< 52% a > 45% SiO_2) y ultrabásicos (< 45% en SiO_2). El tipo más común es el basáltico, un tipo magma máfico o básico generado en el manto y que está presente en todos los ambientes geodinámicos donde hay vulcanismo.



Figura 7: Diagrama TAS (contenido total de álcalis y sílice) de clasificación de las rocas (magmas) volcánicas. Las rocas (o magmas) se muestran por series y de más primitivo (izquierda) a más evolucionado (derecha) según la relación entre los contenidos en SiO_2 y Na_2O + K_2O (indicados en % en peso), los cuales aumentan a medida que el magma va evolucionando durante su ascenso hacia la superficie. Adaptado de (Le Maitre et al., 2005)

Los magmas aparecen típicamente agrupados en grupos composicionales o series magmáticas que incluyen distintos tipos de magmas que presentan una relación genética (Huang et al., 2015). Por lo general, cada serie magmática es característica de un ambiente geodinámico, lo que marca la importancia de las condiciones tectónicas sobre la formación y evolución de los magmas ver Fig. 7. Los miembros primitivos (menos evolucionados) de un conjunto o serie están más cerca de la composición de los magmas primarios derivados de las regiones de origen, mientras que los otros miembros mostrarán distintos grados de evolución según la progresiva cristalización que el magma haya experimentado al disminuir su temperatura a medida que se haya desplazado desde la zona de origen hasta la superficie (Kiser et al., 2016). En las dorsales oceánicas los magmas comúnmente forman parte de la serie toleítica, un grupo composicional que muestra un fuerte incremento de óxidos de hierro en los extremos más primitivos con un descenso gradual hacia composiciones más evolucionadas. Por el contrario, el vulcanismo de zona de subducción está dominado por la serie calcoalcalina. Este conjunto abarca la gama de composiciones basalto, andesita, dacita y riolita, o un contenido de SiO_2 de aproximadamente 50-77%, ver tabla 1 y se caracteriza por la falta de enriquecimiento de hierro en el paso de los términos primitivos a los miembros evolucionados. A diferencia de las dorsales oceánicas, las zonas de subducción presentan una amplia gama de composiciones magmáticas con más magmas evolucionados, como andesitas, siendo volumétricamente dominantes sobre los basaltos.

Tabla 1: Composición de los magmas y valores de los principales propiedades físicas. Adaptado y modificado de (Canon-Tapia and Szakács,	
2010), (Pallister et al., 1996)	

	RIOLÍTICO	DACÍTICO	ANDESÍTICO	BASALTICO	TRAQUÍTICO
SiO2	72,82	65,01	57,94	49,20	61,21
TiO2	0,28	0,58	0,87	1,84	0,70
Al2O3	13,27	15,91	17,02	15,74	16,96
Fe2O3	1.48	2.43	3,27	3,79	2,99
FeO	1.11	2.30	4,04	7,13	2,29
MnO	0.06	0.09	0,14	0,20	0,15
MgO	0.39	1.78	3,33	6,73	0,93
CaO	1.14	4.32	6,79	9,47	2,34
Na2O	3.55	3.79	3,48	2,91	5,47
K2O	4.30	2.17	1,62	1,10	4,98
H2O	1.41	1.19	1,17	1,38	1,63
P2O5	0.07	0.15	0,21	0,35	0,21
CO2	0.08	0.06	0,05	0,11	0,09
Densidad (Kg/m3)	2.270	2.350	2.450	2.650	2.300
Viscosidad (Pa s)	1,2x10e8	1.3x10e6	1,5x10e5	30,0	
\textbf{Temperatura C}	850	900	1.000	1.200	850

Las propiedades físicas del magma desempeñan un papel fundamental para determinar su ascenso hacia la superficie y el estilo de una erupción volcánica (Wilson and Charlier, 2016). La composición es un factor importante, pero otros parámetros como la temperatura, la densidad, la viscosidad, la proporción de los cristales, la cantidad de volátiles disueltos y la abundancia de burbujas de gas determinan la reología del magma.

La densidad varía en función, sobre todo, del contenido de sílice SiO_2 de los magmas. Los de composición básica, más pobres en sílice, tienen una densidad más alta como consecuencia del mayor número de cationes metálicos pesados incorporados a su estructura (Wallace et al., 1999).

La viscosidad es más elevada en los magmas ácidos que en los básicos, como consecuencia de un número mayor de enlaces entre sus moléculas de sílice. (Wilson and Charlier, 2016)El aumento de temperatura disminuye la viscosidad, ya que favorece la excitación de las moléculas y, por lo tanto, dificulta la formación de enlaces.

La temperatura, en cambio, es más alta en los magmas básicos, que pueden llegar a alcanzar los 1.100° , mientras que los magmas ácidos tienen temperaturas de fusión entre 700° C y 800°

1.1.4 Ascenso de magmas Durante su ascenso hacia la superficie, el magma transfiere calor a las rocas que lo rodean, con lo cual se irá enfriando y empezando a cristalizar (Wilson and Charlier, 2016). Si la velocidad de ascenso es demasiado lenta, la cantidad de cristalización puede ser lo suficientemente alta (generalmente por encima de un 65 %) como para congelar el material en el camino, formando un cuerpo intrusivo (roca plutónica).

En algunos casos, los magmas suben a la superficie terrestre directamente desde la zona de origen, casi sin detenerse, y en general dan lugar a erupciones únicas de corta duración. No obstante, el ascenso de magma hacia la superficie es siempre un camino complejo que en ocasiones implica el almacenamiento en diferentes niveles (Wallace et al., 1999). La acumulación de magma en la litosfera se lleva a cabo en reservorios o cámaras magmáticas: un cuerpo de magma largo, homogéneo completamente fundido rodeado de rocas encajantes, ver Fig. 8. Sin embargo el consenso científico ha cambiado en las últimas décadas a una imagen más compleja de la imagen de un reservorio de magma, que consiste en una mezcla de cristal (una mezcla de cristales y líquidos donde los cristales componen más del 40 -50 del volumen) gradando a un material solido en los márgenes. En este modelo, solo una proporción relativamente pequeña del magma es líquida en cualquier instante de tiempo, ver Fig. 9.



Figura 8: Concepción artística de la cámara magmática debajo de la caldera de Yellowstone (USA). Adaptado de (Cooper, 2017)



Figura 9: Modelo esquemático de la cámara magmática de Yellowstone basado en datos sísmicos. Regiones azules y amarillas cerca de la superficie indica depósitos eruptivos basálticos y riolíticos, respectivamente Adaptado de (Huang et al., 2015)

El reemplazo del modelo de "gran tanque"de una cámara magmática con un modelo de "mezcla de cristal"ha sido impulsado por las siguientes observaciones:

 Las imágenes sísmicas de los depósitos de magma son, por lo general, consistentes con la presencia de unas pocas decenas de porcentaje de derretimiento como máximo (pr ejemplo (Kiser et al., 2016)). Los cristales dentro de rocas volcánicas típicamente muestran diversidad en la composición (desde mayor zonificación de elementos traza a diferencias en la composición isotópica dentro y entre cristales) y la edad, inconsistente con un simple historial de enfriamiento y cristalización para el reservorio como un todo (por ejemplo, (Schmitt, 2011);(Storm et al., 2014); (Cooper, 2015)).

El hecho de que el magma detenga su avance hacia la superficie, ya sea en forma diapírica o a través de fracturas, obedece a la presencia de zonas de densidad neutra en las que la densidad efectiva del magma es equivalente a la de las rocas que lo rodean o a la presencia de discontinuidades mecánicas causadas por cambios en el comportamiento reológico de las rocas, cambios estratigráficos, cambios en el campo de esfuerzos o accidentes tectónicos (Annen et al., 2015). En estas situaciones puede ocurrir que la fuerza ascensional del magma se disipe y que este se acumule a cierta profundidad por debajo de la superficie.

De esta forma, las cámaras mágmaticas desempeñan un papel fundamental en la forma en que los volcanes hacen erupción. Por ejemplo el tamaño de una erupción está controlado por la cantidad de magma eruptable contenido en la cámara. De igual modo, el estilo de una erupción puede estar relacionado con los cambios físico-químicos que han tenido lugar en el magma desde su llegada a la cámara hasta la erupción. Cuatro amplias categorías de métodos puede proporcionar información sobre el estado y evolución de cámara mágmatica: imágenes geofísicas y teledetección ((Lees, 2007)) et al. 2016); modelos tradicionales teórico o computacionales ((Lees, 2007); (Annen et al., 2015);y observaciones de rocas plutonicas que representan los reservorios de magma anteriores (por ejemplo, (Coleman et al., 2016)). Estos constituyen un aspecto fundamental de la vulcanología al aportar nuevas perspectivas sobre su forma, ubicación, evolución y comportamiento antes del inicio de nuevas erupciones. SECCIÓN 1.2

Evolución de magmas y diversidad de rocas volcánicas

1.2.1 Diversidad de rocas volcánicas A pesar del reducido número de mecanismos de fusión y de lugares donde esta puede producirse, los diferentes tipos de rocas que se funden en la zona de origen, la existencia de diferentes grados de fusión parcial y los procesos de diferenciación magmática (cristalización fraccionada, mezcla de magmas y asimilación de magmas) dan lugar a un amplio espectro de composiciones magmáticas (Kiser et al., 2016). El resultado de la solidificación de estos magma será por consiguiente, la formación de la gran diversidad de rocas volcánicas e ígneas en general que podemos encontrar en la superficie de la Tierra.

Cada una de estas rocas que encontramos en superficie nos da pistas para reconstruir lo que se encuentra abajo. Por esta razón el estudio de un volcán se debe apoyar de la información química, mineralogía y textural de las rocas aflorantes. Por ejemplo la composición química y mineralógica de una roca ígnea representa la composición del magma en su estadio final. Aun así, las relaciones entre los diferentes componentes (elementos químicos) nos dan información sobre cuál ha sido el origen y la evolución composicional de un magma hasta llegar a su estado final, que es la roca que estamos estudiando (Coleman et al., 2016). Las relaciones entre los elementos mayores y los elementos trazas, así como entre los isotopos inestables, nos informan sobre los cambios de composición química del magma durante su enfriamiento y de los procesos de diferenciación que han tenido lugar desde su origen.

Cada uno de los ambientes geológicos o geodinámicos donde se pueden generar magmas impone unas determinadas características geoquímicas que hacen posible distinguir las rocas originadas en distintos ambientes geológicos (series magmáticas)(Storm et al., 2014). Así igual que con los magmas, podemos hablar de distintos grupos (calcoalcalina, subalcalina, alcalina, toleítica, transcisional) de rocas según sea el ambiente geológico en el que se hayan originado (zona de subducción continental, zona de subducción oceánica, dorsal oceánica, isla oceánica, punto caliente, etc). De esta forma podemos ver que las rocas nos pueden dar mucha información de lo que parece en un principio.

Capitulo **2**

Muongrafía volcánica

SECCIÓN 2.1

Cascadas de rayos cósmicos

Desde diferentes lugares del universo, los rayos cósmicos (principalmente núcleos de elementos entre proton y hierro) de todas las energías bombardean constantemente nuestra atmósfera, interactúan con los núcleos de las moléculas presentes en la atmósfera y generan una reacción en cadena que dará como resultado una cascada de partículas secundarias. Estas partículas se distribuyen en tres componentes principales: la componente electromagnética (formada por electrones e^- y fotones γ), la componente muónica (formada por muones (μ^{\pm}) provenientes del decaimiento de mesones cargados, típicamente π^{\pm} y K^{\pm}), y la componente hadrónica (formada por hadrones, nucleones y algunos núcleos livianos), ver Fig. 10.

La cascada muonica, importante en este trabajo, consiste en muones provenientes del decaimiento de piones y kaones de la cascada hadrónica, que forman la tercera componente de la lluvia. El descubrimiento de los muones se dio en 1936, cuando el físico americano Carl Anderson observó partículas curvarse ante la presencia de un campo magnético. Sin



Figura 10: Representación esquemática de una cascada de partículas. Se observa como a partir de un rayo cósmico primario se generan las tres componentes. Adaptado de (Sarmiento-Cano, 2015)

embargo, el comportamiento mostrado por una de estas partículas, difería de aquel conocido para los electrones y otras partículas ya descubiertas. Para una misma velocidad, esta nueva partícula mostraba una trayectoria más curvada que aquella trazada por los electrones y menos que la trazada por los protones. Por lo cual, Anderson dedujo que debía tratarse de una partícula con carga negativa, pero que tuviese una masa mayor que el electrón. Posteriormente, a esta partícula se le adjudico el nombre de muón.

Los muones forman parte de la familia de leptones del Modelo Estándar, tienen la misma carga que los electrones pero unas 200 veces su masa y su alto poder de penetración en la materia, los convierten en candidatos ideales para obtener imágenes de la superficie de la corteza superior de la Tierra.

2.1.1 Flujo de muones en la atmósfera El espectro de energía del flujo de muones que se produce en la atmósfera es bien conocido. En general, el flujo diferencial de muones, Φ_0 , está definido por la siguiente ecuación:

$$\Phi = \frac{dN(E,\Theta)}{d\Omega dA dt dE} \left[cm^{-2} sr^{-1} s^{-1} GeV^{-1} \right], \qquad (2.1)$$

donde $d\Omega$ es el ángulo sólido, dA es el elemento de superficie en la dirección de observa-

ción θ and dt es el tiempo de medición (Spurio, 2014). Existen básicamente tres tipos de formas de determinar el flujo de muones a cielo abierto a una altitud determinada:

- (a) Mediciones. Existen diferentes colaboraciones que actualmente realizan un conteo de muones atmosféricos. Por ejemplo el proyecto LAGO (Latin American Giant Observatory, por sus siglas en inglés) utiliza sus detectores tipo WCD distribuidos a lo largo de Latinoamérica (Allard et al., 2008). La colaboración TOMUVOL (TOmographie MUonique des volcáns, por sus siglas en frances) hace uso de detectores de tipo gaseoso para el estudio de volcanes y para el tracking de muones cósmicos (Carloganu et al., 2013). Este tipo de seguimiento realiza correcciones por geometría y efectos del detector. Sin embargo la determinación precisa del flujo bajo el cielo abierto es muy difícil debido al ruido físico de fondo.
- (b) Simulaciones Monte Carlo. El espectro de muones a una determinada altura puede ser calculado por simulaciones de muones cruzando la atmósfera. Por ejemplo, el COsmic Ray SImulations for KAscade (CORSIKA) permite simular interacciones y decaimientos de primarios y secundarios en la atmósfera hasta energías del orden de [10²⁰seV], proporcionando el tipo, energía, ubicación, dirección y tiempos de llegada de todas las partículas secundarias creadas en una lluvia y que alcanzan un nivel de observación seleccionado (Heck et al., 1998).
- (c) Modelos empíricos. Este enfoque está basado en curvas parametrizadas las cuales han sido ajustadas a los datos existentes de flujo de muones medidos a nivel del mar. Hay una gran cantidad de datos los cuales parametrizan las diferentes partes del espectro de muones.

La Fig. 11 muestra un espectro típico de energía para tres ángulos cenitales diferentes (0°,60° y 90°), calculados a partir del modelo semiempírico de Reyna- Bugaev et al. 1998 (Bugaev et al., 1998). La fuerte dependencia con el ángulo cenital se origina porque el flujo y el tipo de partículas que se producen al interior de una cascada de secundarios varía con la altitud del punto de observación. Esto hace que el bajo flujo intrínseco de muones

atmosféricos de alta energía, a medida que se acerca a ángulos cenitales grandes ($\sim 90^{\circ}$) sea todavía menor, ver Fig 11.



Figura 11: Flujo diferencial calculado para tres ángulos cenitales. Se observa que para bajas energías es mayor el flujo de muones en ángulos cenitales próximos a 0° que aquellos que arriban en la dirección horizontal. Adaptado de (Carbone et al., 2014)

2.1.2 Atenuación de muones en roca Cuando los muones atraviesan la materia pierden energía por ionización, Brembtrahlung, interacciones nucleares y producción de pares. Esta pérdida puede ser resumida en :

$$-\frac{dE}{d\varrho} = a(E) + b(E)E,$$
(2.2)

donde a(E) y b(E) son funciones que dependen de la energía del muón y de las propiedades del material donde se propagan los muones. La función a(E) representa la energía perdida debido a ionización, mientras que b(E) es por Brembtrahlung, interacciones nucleares y producción de pares. En general, a(E) y b(E) dependen de la densidad y del valor promedio $\langle Z/A \rangle$ del material, siendo Z es el número atómico y A es la masa atómica (Lesparre et al., 2010).

La determinación de las funciones *a* y *b* requiere del cálculo de las secciones eficaces y modelamiento Monte Carlo de interacciones nucleares(Bugaev et al., 1998). En la práctica,
esto puede ser realizado con el software GEANT4 o con cualquier programa computacional dedicado a la propagación de muones a través de la materia, como MUSIC (Kudryavtsev, 2009). Valores númericos para *a* y *b* son proporcionados por el Particle Data Group, una colaboración internacional que compila y analiza resultados publicados relacionados con propiedades de las partículas y sus interacciones (http://pdg.lbl.gov), para una variedad de materiales. Estos valores han sido publicados para diferentes materiales, entre estos la denominada roca estándar < Z/A >= 0,5 y densidad 2,65 g m³.

La cantidad de materia, en adelante opacidad, a ser cruzada por los muones está definida como

$$\varrho(L) = \int_{L} \rho(\xi) d\xi = \overline{\rho} \times L, \qquad (2.3)$$

donde ξ es la coordenada medida a lo largo de la trayectoria del rayo de longitud *L* cruzando el volcán, ρ es la densidad y $\overline{\rho}$ es la densidad promedio a lo largo de esta trayectoria (Lesparre et al., 2012). En la práctica, ρ es expresada en hg cm⁻2, una unidad física que corresponde a 1 metro de agua equivalente (m w. e).

Conociendo la energía perdida de los muones al atravesar la materia, es posible determinar la energía mínima E_{min} necesaria para atravesar cierta opacidad ρ , dada por:

$$E_{min} = \int_{0}^{\varrho} \frac{dE}{d\varrho} d\varrho + E_{u}, \qquad (2.4)$$

siendo $E_u i$ la energía del muón en reposo según (Lesparre et al., 2010).

SECCIÓN 2.2

Flujo integrado de muones en roca

El flujo integrado de muones *I* después de cruzar una masa de roca puede ser calculado a partir del flujo diferencial incidente Φ_0 y la energía mínima E_{min} dado por:

$$I(E_0, \theta) = \int_{Emin(\varrho)}^{\infty} \Phi(E_0, \theta) dE_0(cm^{-2}sr^{-1}s^{-1}).$$
(2.5)

Como se muestra en la Fig. 12, cuando la opacidad aumenta el flujo integrado de muones que atraviesan la roca disminuye, y los muones que penetran una estructura geologica más de 2 Kilómetros de agua equivalente (K m.w.e) son poco frecuentes.



Figura 12: Flujo integrado de muones luego de atravesar la estructura geólogica en función del espesor de roca en unidades de km de agua equivalente(k m.w.e). Los ángulos de arribo de los muones son indicados en unidades de ángulo cenit Adaptado de (Tanaka, 2013)

SECCIÓN 2.3



Los primeros estudios de muongrafía se enfocaron en caracterizar estructuras subterráneas, en 1955 se aplicó la técnica para medir la profundidad de un túnel en Australia (George, 1955). Más tarde en 1967, Luis Alvarez y colaboradores, ubicaron los detectores en la cámara debajo de la pirámide de Chephren en Giza en búsqueda de túneles o cámaras secretas al interior de la estructura (Burkhard et al., 1970). Aunque Alvarez no encontro ninguna cavidad nueva, en principio por la resolución del instrumento, un estudio reciente publicado en el 2017 haciendo uso de la misma técnica reveló la existencia de una gran cavidad (con una sección transversal similar a la de la Gran Galería y una longitud mínima de 30 metros) situado sobre la Gran Galería de la pirámide. La técnica también ha sido usada para el monitoreo de la estructura interna de una planta nuclear (Fujii et al., 2013), la búsqueda y monitoreo de reservorios geotérmicos (Tanaka and Muraoka, 2013), el monitoreo de CO_2 en zonas someras(Kudryavtsev et al., 2012), la estructura interna y la evolución temporal de hornos metalurgicos (Nagamine et al., 2005), la valoración de zonas de falla sísmica ocultas (Tanaka et al., 2011), hasta la exploración de la subsuperficie del planeta Marte (Kedar,).

Ahora bien, otra de las aplicaciones de la muongrafía en geofísica es la construcción de imágenes del interior de volcánes activos. Se han construido perfiles de densidad del interior de los volcánes Mt. Sukuba (Nagamine et al., 1995), Mt. Asama ((Tanaka et al., 2001), (Tanaka et al., 2007a), (Tanaka et al., 2007c), (Tanaka et al., 2008)), el Mt. Satsuma-Iwojima (Tanaka et al., 2009)), en el domo de lava del volcán USU, Hokkaido (Tanaka and Yokoyama, 2008), Puy de Dome ((Cârloganu, 2011), La Soufriere de Guadaloupe((Lesparre et al., 2012), (Gibert et al.,)), Mt. Etna ((Carbone et al., 2013)) (Carloganu et al., 2013), (Portal et al., 2013)), el domo de lava Showa-Shinzan (Tanaka et al., 2007b) y Mt. West Iwate (Tanaka et al., 2005). Esta técnica no solo permite resolver espacialmente la estructura interna de un volcán con adecuada resolución, sino que también ha confirmado los datos provenientes de otras técnicas geofísicas en La Soufriere de Guadaloupe((Lesparre et al., 2012), Domo de lava en Showa-Shintzan (Nishiyama et al., 2014) y Mt Asama (Okubo and Tanaka, 2012). Así mismo, en el 2009 la técnica logró comprobar la desaparición de material magmatico durante una erupción del Mt.Asama (Tanaka, 2013).

Diferentes proyectos hacen uso de la muongrafía en volcánes, el proyecto MU-RAY(Ambrosi et al., 2011) es una colaboración internacional cuyo objetivo es el desarrollo de telescopio y herramientas de análisis en muongrafía aplicada al Mt. Vesuvio y Stromboli. El proyecto TOMUVOL (Carloganu et al., 2013) una colaboración interdisciplinaria francesa iniciada en 2009 aplicada en el volcán Puy de Dome en Francia y el proyecto DIAPHANE ((Lesparre et al., 2012),(Marteau et al., 2017)) inició en el 2008 como una colaboración entre tres instituciones francesas: IPG de París, IPN de Lyon y Geosciences Rennes para estudiar los volcánes de las Antillas menores.

2.3.1**Principio** El principio físico detrás de la muongrafía de volcánes es el mismo que el de las radiografías con base en Rayos-X, solo que en lugar de fotones se utilizan muones. La técnica consiste en determinar la densidad de las estructuras internas de un volcán, a partir de las variaciones relativas en el flujo direccional de los muones atmosféricos que atraviesan las distintas partes del mismo (Marteau et al., 2012). Es necesario para ello contar con una telescopio capaz de determinar con cierto grado de precisión la dirección de arribo de los muones, diferenciando el flujo de estos respecto a las otras componentes de las cascadas atmosféricas (Tanaka et al., 2007a). Con el telescopio apuntando hacia el volcán, cada píxel medirá el flujo de muones integrado en el ángulo sólido que dicho píxel proyecta sobre el volumen del volcán. Es claro que para una misma energía E y una misma longitud recorrida en el interior del volcán, a mayor densidad de roca resultará un menor número de muones que logren atravesar esa estructura. El flujo de muones que logren atravesar las distintas zonas del volcán dependerá entonces de la geometría del mismo y de las densidades de roca en cada zona. Conociendo la geometría externa, es posible entonces correlacionar el flujo medido en cada píxel con la densidad media a lo largo del campo de visión de cada píxel individual. Está técnica es absolutamente independiente del modelo geofisico, y mide directamente la opacidad ρ (Tanaka et al., 2007c).

En la Fig. 13 se muestra un esquema de ubicación del telescopio en las cercanías de un volcán junto con algunas de las variables a considerar en el proceso de detección. Este método no invasivo puede ser operado remotamente, gran ventaja en comparación con otros métodos geofísicos.



Figura 13: Esquema de la ubicación del telescopio en las cercanías del volcán y las principales variables a considerar: Φ_0 es el flujo diferencial de muones incidente, *I* es el flujo integrado de muones detectados en el telescopio. Adaptado de (Carbone et al., 2014).

Capitulo **3**

Sitios de observación e Inversión geofísica

El principal objetivo de esta investigación se enfoca en dos aspectos principales, el primero, desarrollar una metodología de inversión geofísica para determinar las variaciones de densidad a partir de datos de muongrafía para el Proyecto MuTe y segundo, contribuir a identificar los mejores candidatos de sitios de observación en Volcanes activos en Colombia.

SECCIÓN 3.1

Metodología de inversión geofísica para Muongrafía

Predecir los resultados de mediciones a partir de una completa descripción de un sistema físico, es llamado el problema de modelado directo ó *forward problem*. Ahora bien, el problema inverso consiste en usar los resultados reales de algunas mediciones para inferir los valores de los parámetros que caracterizan el sistema (Tarantola, 2005).

La teoría de inversión fue inicialmente desarrollada por los sismólogos, en su afán de entender el comportamiento interno de la Tierra a través de los datos tomados en superficie. Antes de 1970, los métodos desarrollados eran principalmente empíricos. En 1910 Geiger propuso la estimación de la localización del hipocentro de un terremoto como un problema inverso (Mosegaard et al., 2002). Luego, el trabajo de G. Backus (Backus and Gilbert, 1967) y F. Gilbert (Backus and Gilbert, 1968) cerca del inicio de 1970, constituyó la primera exploración sistematica de la estructura matemática del problema inverso, y fue el origen del desarrollo de numerosos métodos para la interpretación de datos en Geofísica (Kern,). Esta metodología se hizo práctica con el advenimiento de los computadores digitales, cuyo aporte contribuyó enormemente en el desarrollo de la teoría de inversión.

A finales de los años setenta, Jackson (Jackson, 1979) incorporó el concepto de información a-priori en las formulaciones del problema inverso lineal. Después, Tarantola and Valette [(Tarantola and Valette, 1982a),(Tarantola and Valette, 1982b)] introdujeron la aproximación probabilista a la teoría de inversión junto con el aprovechamiento Gaussiano para la solución de problemas no-lineales para la estimación de parámetros.

Actualmente, la teoría de inversión se aplica en diferentes campos, desde el diseño de circuitos (Parker, 1980), (Martínez et al., 2010), Física Cuantica (Faddeev, 1995), Astronomía (Craig and Brown, 1986), redes neuronales (Kabir et al., 2008), Biología (Gatenby et al., 2002), Física (Markel and Schotland, 2001), Geofísica (Sambridge and Mosegaard, 2002), (V and Operto, 2009), y finanzas (Hein and Hofmann, 2003). En el caso de la muongrafía, el problema inverso consiste en determinar como a partir de los datos medidos del flujo de muones que impactan el detector, se puede estimar la densidad media de roca que atraviesan los muones en el volcán. Diferentes autores (Tanaka et al., 2001), (Tanaka et al., 2008) (Lesparre et al., 2012), (Tanaka et al., 2014), exponen que para determinar esta densidad, se debe hacer una comparación de los datos de flujo de muones medidos y los datos de flujo de muones simulados. Sin embargo, no se expone exactamente el detalle de cómo hicieron esta comparación ni se tiene información de código . Por esta razón la presente sección detalla la metodología de inversión geofísica implementada para estimar el parámetro de la densidad.

3.1.1 Optimización global en inversión geofísica Uno de los principales objetivos de la Geofísica, ya sea descrita en términos de probabilidad o por enfoques más clásicos,

es buscar el mínimo de la función de error E(m) (diferencia entre los datos medidos y calculados) donde *m* es el vector modelo. Es por esta razón que es necesario tener un correcto modelado directo para luego realizar el proceso de inversión.

Los métodos de inversión lineales son usados para estimar los parámetros de un modelo, minimizando la norma del vector desviación y caracterizando la función error entre los datos medidos y calculados. Estos métodos no garantizan encontrar un mínimo absoluto de la función objetivo y tienden a asignar la solución a algún mínimo local. Este problema requiere aplicar métodos que puedan observar el mínimo global de la función objetivo. Los métodos de optimización global tales como *Simulated Annealing* (Van Laarhoven and Aarts, 1987) y *Algoritmo genético* (Deb et al., 2002) pueden ser usados efectivamente para encontrar una solución optima global en aplicaciones geofísicas.

Para nuestro problema en particular se implementó el método de optimización *Simulated Annealing*, ya que implementarlo es relativamente fácil con un grado de codificación relativamente mínimo respecto a otros algoritmos de optimización y garantiza encontrar estadisticamente una solución óptima al problema. A continuación se presenta las etapas de implementación del código de inversión para muongrafía.

3.1.2 Problema directo en muongrafía El modelado directo en muongrafía tienen como finalidad calcular el número de muones que atraviesan la estructura volcánica y que arriban al telescopio. Esto se consigue a partir de una completa descripción de la trayectoria y por ende de los procesos físicos que involucran a los muones desde que inician en la alta atmósfera hasta que cruzan la estructura volcánica y arriban al detector, ver Fig. 14. Teniendo en cuenta esto, se diseñó la metodología del modelado directo a partir de los datos de muongrafía para predecir el número de muones que arriban al detector en determinada trayectoria. Este modelado considera cuatro principales etapas, las cuales fueron programadas en un código en Matlab, que se exponen a continuación:



Figura 14: Se presenta el modelado directo para predecir el número de muones *N* en determinada dirección (ángulo cenital θ y ángulo azimutal φ) a partir de un valor arbitrario de densidad ρ a lo largo de la longitud *L* de la trayectoria del muon.

1. Selección modelo de flujo diferencial de muones en la atmósfera La elección del modelo de flujo de muones a cielo abierto es crucial para la muongrafía. Este flujo será usado para determinar la atenuación producida por el objetivo geologico (Lesparre et al., 2010). Por tanto, en este trabajo se realizó una comparación de los flujos diferenciales medidos con la simulación en CORSIKA con respecto a los cuatro modelos semiempíricos, ver Apéndice A. Se concluyó que existe una sobreestimación en el flujo de muones calculado por los modelos semiempíricos respecto al flujo de muones estimado por CORSIKA. Para efectos del presente trabajo, enfocado en implementar la metodología de inversión geofísica a utilizar para el proyecto MuTe, se decidió tomar en cuenta los modelos semiempíricos debido a su practicidad en tiempo de cálculo.

De los cuatro modelos semiempiricos estudiados, se seleccionó el modelo Reyna-Bugaev (Bugaev et al., 1998) porque es el que más cercano en valor al flujo de muones estimado por CORSIKA, además este modelo o tiene restricciones con los ángulos cenitales y funciona para un amplio rango de energías 1 GeV hasta 2000 GeV, ver Fig. 15.

2. Estimación distancia recorrida en roca El flujo que atraviese la estructura volcánica disminuirá en función de la distancia recorrida en roca. La estimación de esta distancia se realizó en un código en Matlab, dependiendo de la dirección de arribo de los muones, dado en ángulo azimuth y cenit, ver Sección 3.2. El resultado será que para cada par de ángulos de visión del telescopio (azimuth y cenit) se tendrá un valor de distancia recorrida, ver Fig. 16.



Figura 15: Flujo diferencial modelo Reyna-Bugaev calculado para diferentes ángulos cenitales. Se observa que para bajas energías es mayor el flujo de muones en ángulos cenitales próximos a 0 que aquellos que aquellos que arriban en la dirección horizontal.



Figura 16: A la izquierda los resultados de la visualización de las trayectorias de las partículas que cruzan la estructura del volcán Cerro Machín y a la derecha las distancias recorridas por estas partículas cuando atraviesan la estructura volcánica. Los datos para este código provienen de la topografía que se obtuvo del modelo de elevación digital global de la Tierra generado por la NASA a través de la Misión Shuttle Radar Topography 380, con resolución SRTM3 90.

3. Estimación de la energía mínima Una vez se tiene la distancia que recorrerán los muones en determinada dirección de incidencia, se calcula la opacidad del material, que corresponde a la densidad ρ integrada a lo largo de longitud de la trayectoria del muon *L*, ver ecuación 3.1. Ahora bien, si se tiene un modelo de perdida de energía es posible determinar la energía mínima E_{min} necesaria para que un muon cruce cierta opacidad $X = \rho$, dada por:

$$E_{min} = \int_0^{\varrho} \frac{dE}{d\varrho} d\varrho + E_u \tag{3.1}$$

Resolviendo esta ecuación se obtuvo la energía mínima necesaria para que un muon atraviese determinado espesor de roca, incluso si se toma un valor de densidad diferente a la roca estándar. En la Fig. 17 se observan tres valores de densidades base: la primere se refiere a la densidad conocida para la roca estándar 2.650 g/cm^3 , la segunda corresponde a $3.5 g/cm^3$ y la tercera $0.7 g/cm^3$. De esta forma, un muón con una energía inicial de 11,6 GeV puede atravesar una distancia de 21 metros en roca estándar y para una energía de aproximadamente $1,14x10^3$ GeV la distancia máxima a recorrer por los muones corresponderá a 996 metros. De igual manera puede observarse que para una densidad de $3.5 g/cm^3$ se necesita casi el triple de energía para atravesar la misma distancia que para una de $0.7 g/cm^3$.

Para estimar esta energía mínima se utilizaron los valores de las pérdidas energéticas de los muones proporcionadas por el PDG para roca estándar. Así, si se introduce un valor de opacidad máximo, el código construido tomará el valor de la pérdida dE/dx para el primer valor de energía inicial proporcionado por la tabla del PDG y propagará el muon disminuyendo consecutivamente su energía inicial hasta llegar al valor máximo de opacidad. Si no se consigue llegar al valor de la masa muon en reposo cuando alcance la máxima opacidad, entonces el código continuará con el siguiente valor de energía inicial proporcionado por la tabla, realizando el mismo proceso hasta encontrar el valor de energía inicial requerido para esta opacidad.

Este calculo se validó con respecto a la energía mínima calculada por Lesparre et al. (2010), (Lesparre et al., 2010) como se muestra en la Fig. 18. De esta manera los resultados obtenidos son congruentes con la energía mínima necesaria para atravesar un espesor de roca estándar.

4. Estimación del flujo de muones penetrantes en roca El flujo integrado ó penetrante de muones *I* después de cruzar una masa de roca se calculó a partir del flujo diferencial incidente Φ_0 y la energía mínima E_{min} necesaria para que un muon cruce cierta opacidad $X = \rho$, dada por la ecuación 2.5. De esta forma, integrando numéricamente desde



Figura 17: Resultados de la energía mínima obtenida en función del espesor de roca *L*. Se han considerado tres valores de densidad de ejemplo, correspondientes a $0.7g/cm^3$, $2.65g/cm^3$, $3.5g/cm^3$



Figura 18: Comparación de los resultados del cálculo de la energía mínima con respecto a (Lesparre et al., 2010). Estos cálculos se hicieron para un espesor de la denominada roca estándar con densidad de $2,65g/cm^3$. Nótese que la diferencia porcentual no difiere más del 10%

la energía mínima calculada, hasta el fin de todas las energías, se obtuvo el flujo integrado de muones de muones *I* que arribarían al detector luego de atravesar el volcán en función de su dirección de incidencia, ver figura 19. Se puede observar que el flujo de muones disminuye a medida que aumenta la distancia recorrida, por esta razón es importante establecer que el límite de penetración en roca para tener un flujo razonable de muones esta dado por una distancia aproximada de 1500 metros.

La estimación del flujo de muones penetrante *I* con un modelo de flujo diferencial de muones de Reyna-Bugaev (Reyna, 2006), un espesor de roca estándar y un ángulo cenital de 50° se validó con respecto al flujo de muones calculado por Lesparre et al en el 2010



Figura 19: Flujo integrado de muones para diferentes ángulos cenitales diferentes en función del espesor de roca. Así pues, para una longitud de 100 metros de roca estándar a un ángulo cenital de 0° se tendrá un flujo penetrante de muones de $3.2282 \ cm^{-2} sr^{-1} dia^{-1}$ y para un ángulo cenital de 30° se tendrá el flujo será $3.9171 x 10^{-3} \ cm^{-2} sr^{-1} dia^{-1}$.

(Lesparre et al., 2010), ver Fig. 20. Se puede observar que los resultados obtenidos son consistentes con este trabajo, ademas que este mismo cálculo se puede realizar para otras densidades diferentes a la roca estándar.



Figura 20: Comparación de los resultados de la estimación del flujo integrado de muones en unidades de $cm^{-2}sr^{-1}dia^{-1}$ con respecto al cálculo de (Lesparre et al., 2010). Estos cálculos se hicieron para un espesor de roca estándar con densidad de 2,65 gcm^{3} . Nótese que la diferencia porcentual no difiere más del 10%

5. Cálculo de número de muones luego de atravesar la estructura El telescopio es un elemento importante para la muongrafía, una buena comprensión del mismo es necesaria para tener resultados precisos (Lesparre et al., 2012). La influencia del telescopio puede resumirse por el conocimiento de la función de aceptancia que llamaremos *T*, la cual está medida en unidades de cm² sr, para la cual es tomada en cuenta las características geométricas del telescopio. La función de aceptancia depende básicamente del número de píxeles, sus tamaños y también de la separación de las placas de centelleo. En la práctica la función de aceptancia es la función por la cual el flujo integrado de muones, *I*, es convertido en el numero de muones, *N*, a través del producto

$$N(\varrho) = \Delta T \times T \times I(\varrho), \qquad (3.2)$$

donde ΔT es el intervalo de tiempo que dura una medición.

Cuando un muón incide en el detector, este mismo tiene una cantidad de direcciones equivalentes r_{mn} , con la misma dirección de arribo que determinan un área $S(r_{mn})$. La resolución angular depende de las características geométricas del detector, sus dimensiones de los paneles de detección, la cantidad de píxeles que poseen y sus dimensiones, así como también de la distancia de separación entre dichos paneles. De este modo, la aceptancia es calculada asi

$$T(r_{mn}) = S(r_{mn}) \times \delta\Omega(r_{mn}), \qquad (3.3)$$

donde $S(r_{mn})$ es el área efectiva, mientras que $\delta \Omega(r_{mn})$ es la resolución angular.

En la Fig. 21 se muestra la resolución angular y la función de aceptancia calculada para nuestro telescopio (con 900 píxeles y 3481 direcciones de *mn* discretas). La máxima resolución corresponde a $1,6x10^{-3}$ sr y, como se esperaba, la mayor superficie de detección corresponde a la dirección normal r_{00} , que alcanza una aceptancia de 5.759 cm² sr. Más detalle de este calculo se puede observar en el Apéndice B.



Figura 21: Resolución angular (sr) y función de aceptancia (cm² sr.) para el proyecto MuTe, con una separación de D = 200 cm entre ambos paneles. Cada panel de detección tiene N x = N y = 30, barras de centelleo de 4 cm de ancho, dando forma a 900 píxeles de 16 cm 2 de área de detección., hay 3481 posibles direcciones entrantes discretos r_{mn} , para una función de aceptancia máxima de 5.759 cm² sr para el proyecto MuTe.

3.1.3 Problema inverso El problema de inversión geofísica para el proyecto MuTe consiste en usar los resultados reales de la medición del flujo de muones que inciden y atraviesan una estructura volcánica, y a partir de esos inferir los valores de densidad que caracterizan la estructura, ver Fig. 22.



Figura 22: Se presenta el problema inverso de estimar la densidad ρ a lo largo de la longitud *L* de la trayectoria del muon a partir del número de muones *N* medidos con el telescopio MuTe.

Este problema requiere aplicar métodos que permitan observar el mínimo absoluto de la función de error E(m) (diferencia entre los datos medidos y calculados) donde *m* es el vector modelo. Para ello, se utilizará el método de optimización global *Simulated Annealing*.

Es un método numérico, que usa la analogía entre el proceso físico de templamiento o recocido físico y el problema matemático de obtener el mínimo global de una función (asimilada como energía) que podría tener mínimos locales.

Annealing por su término en inglés, consiste en el proceso de calentar un sólido hasta que se liberan sus tensiones térmicas y luego ir enfriando muy lentamente hasta la temperatura ambiente. Idealmente la sustancia se calienta hasta que se funde, y luego se enfría muy lentamente hasta que se forma un cristal perfecto. La sustancia llega entonces al estado de menor energía. Sin embargo, si el enfriamiento no es suficientemente lento, un vidrio metaestable puede ser formado (Tarantola, 2005).

Este método se diferencia de los otros métodos de optimización global porque es semiguiado. Usa un criterio de aceptación adicional, que permite no descartar algunos conjuntos de parámetros. Esto permite salir más rápido de un mínimo local y descartarlo como solución final. Algunos algoritmos computaciones han sido propuestos con el enfoque del *Simulated Annealing*. El más conocido de estos es el algoritmo Metrópolis, el cual referiremos en la presente sección.

Algoritmo Metrópolis Simulated Annealing El método de *Simulated Annealing* fue desarrollado por Metropolis (Metropolis et al., 1953), quien introdujo un algoritmo para la simulación de un sólido en un baño de calor hasta alcanzar el equilibrio termal (Sen and Stoffa, 2013). El algoritmo ha sido usado frecuentemente. Se puede describir su funcionamiento a partir de los pasos representado a través de este pseudocódigo, ver Fig. 23.

Dado un modelo inicial m_i con energía $E(m_i)$, una pequeña perturbación a m_i es hecha para obtener un nuevo modelo m_i dada por

$$m_i = m_i + \Delta m_i, \tag{3.4}$$

con energía $E(m_j)$. Metropolis (Metropolis et al., 1953) genero un nuevo estado (modelo) mediante el desplazamiento de una partícula (parámetro del modelo). Sin embargo, cualquier perturbación de la forma dada en la formula (3.4) es aplicable. Si ΔE_{ij} es la diferencia de energía entre los dos estados, es decir

$$\Delta E_{ij} = E(m_j) - E(m_i), \qquad (3.5)$$

para que el nuevo modelo sea aceptado o no, se decide en base al valor de ΔE_{ij} . Si $\Delta E_{ij} \leq 0$, el nuevo modelo siempre es aceptado. Sin embargo, si $\Delta E_{ij} \geq 0$, entonces el nuevo modelo es aceptado con la probabilidad

$$P = exp(-\frac{\Delta E_{ij}}{T}), \qquad (3.6)$$

donde *T* es la temperatura. La regla de aceptación anterior (formula 3.6), es conocida como el criterio Metrópolis. Si en el proceso de inversión se usa el anterior criterio y se repite un gran número de veces en cada temperatura, se puede demostrar que el equilibrio termal puede ser alcanzado. Si la temperatura se baja lentamente siguiendo un esquema de enfriamiento, entonces en el límite cuando la temperatura se aproxima a cero, el estado de energía mínima global puede ser alcanzado.

start at a random location \mathbf{m}_0 with energy $E(\mathbf{m}_0)$ loop over temperature (T)

- loop over number of random moves/temperature
- calculate E (m₁) for a new model m₁
- $\Delta E = E(\mathbf{m}_1) E(\mathbf{m}_0)$
- • $P = \exp\left(-\frac{\Delta E}{T}\right)$
- if ∆E ≤ 0, then
- • $\mathbf{m}_0 = \mathbf{m}_1$
- • $E(\mathbf{m}_0) = E(\mathbf{m}_1)$
- end if
- if ∆E > 0, then
- draw a random number r = U [0, 1]
- if P > r then
- • $m_0 = m_1$
- • $E(\mathbf{m}_0) = E(\mathbf{m}_1)$
- end if
- end if
- end loop
- end loop

Figura 23: Un pseudocódigo para el algoritmo metrópolis Simulated Annealing. Adaptado de (Sen and Stoffa, 2013)

SECCIÓN 3.2

Selección sitios de observación Muongrafía Colombia

Colombia, localizada en el cinturón del Pacífico, tiene más de una docena de volcanes activos los cuales están incrustados en tres principales grupos a lo largo de la Cordillera Central, la mayor de los tres brazos principales de los Andes Colombianos, ver figura 24. Aplicar la técnica de muongrafía en Colombia constituye un reto, a diferencia de otros volcanes donde se ha realizado, la mayoría de nuestros volcanes están inmersos en un paisaje montañoso que podría afectar nuestras mediciones de flujos de muones con trayectoria muy horizontal. Por esta razón, para seleccionar los mejores puntos de observación en volcanes activos en Colombia, se definieron los siguientes criterios técnicos y logísticos listados a continuación:



Figura 24: Volcanes activos en Colombia-Azufral, Cerro Negro, Chiles, Cumbal, Doña Juana, Galeras, Cerro Machín, Nevado del Huila, Nevado del Ruíz, Nevado Santa Isabel, Nevado del Tolima, Puracé, y Sotará. Adaptado de (Asorey et al., 2017)

- Criterio 1: ¿En el nivel de observación, la base del volcán es menor a 1,500m ? Este criterio se considera porque la energía de los muones atmosféricos horizontales es dos órdenes de magnitud más baja que los muones verticales y, como la opacidad aumenta, el flujo disminuye y los muones que penetran la estructura volcanica más alla de 1,500m son poco probable.
- 2. Criterio 2: ¿Hay puntos de observación tentativos donde la topografía circundan-

te no apantalla al objetivo ? Los muones que impactan el telescopio deben cruzar solamente la estructura que esté directamente estudiado. Las montañas cercanas y otras formaciones geológicas vecinas al volcán objetivo no deben contribuir a la opacidad. Obviamente esto restringe los puntos de observación tentativos a pocos lugares donde hay pequeñas ventana de observación, sin montañas u otras estructuras geológicas detrás.

- 3. Criterio 3: ¿Son los sitios accesibles? El sitio debe ser fácilmente accesible y el telescopio puede ser transportado de forma segura y colocado en el campo. Es importante considerar: el peso & tamaño del telescopio ensamblado y sus partes; también la calidad & accesibilidad de los recursos hídricos en el área, debido a que el telescopio requiere aproximadamente dos metros cúbicos de agua purificada.
- 4. Criterio 4: ¿Son los sitios seguros? Aunque es cierto que la respuesta de los volcanes es tan impredecible como la propia naturaleza, hay que tener en cuenta el factor de riesgo del volcán. El volcán a estudiar no debe ser catalogado en una situación de abundante actividad debido al peligro de productos volcánicos y procesos asociados a erupciones como caída de ceniza, materiales piroclásticos, lahares, inundaciones, entre otros riesgos, así como terremotos y deslizamientos que puedan causar graves daños al instrumento y al personal.

Para evaluar los dos primeros criterios se implementó un código de trazado de rayos que determina todos los posibles caminos de muones en 10 diferentes puntos tentativos de observación para cada volcán. Este código se hizo en Matlab y:

- Descarga archivos.hgt a partir del modelo digital de elevación de la NASA STRM1 correspondiente a una resolución de 90mX90m imágenes de la NASA con resolución 90mX90m y vuelve las coordenadas latitud y longitud en vectores con una matriz de valores de elevación.
- Permite seleccionar el área de trabajo y graficar en 3D



Figura 25: A partir de la topografía de la estructura volcánica evaluada, el código programado para estimar las distancias recorridas en roca ubica el punto tentativo de observación en coordenadas de Latitud (grados decimales), Longitud (grados decimales) y Altura (metros)

- Redefine el sistema de referencia (grados decimales) a un sistema de referencia local (metros) mediante un factor de conversión de grados a metros.
- Se interpola la altura a partir de la definición de un punto de observación en 2D, con base a los datos del modelo digital de elevación NASA y se ubica este punto de observación sobre la topografía, ver figura 25
- Se trazan líneas que atraviesan la topografía a partir de este punto se observación 3D, variando el ángulo azimutal y horizontal, ver Fig. 26. Para esto, se define la variación ángulo azimut medido desde el eje X, se define la variación del ángulo cenit.
- Se calculan finalmente las distancias recorridas en roca por cada dirección del muon, ver figura 27, considerando en detalle la topografía alrededor de cada volcán que está disponible en el modelo de elevación digital global de la Tierra en NASA Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)¹, con resolución SRTM3 90m×90m.

¹ver: http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/



Figura 26: Luego de ubicar el punto de observación spbre la topografía, se realiza se lanzan las trayectorias desde el punto de observación, variando el ángulo horizontal y vertical dependiendo de la apertura del telescopio. En este caso se presenta las trayectorias lanzadas sobre el Volcán Cerro Machín con una variación en ángulo horizontal de 205°:a:225° y variación del ángulo vertical entre 0°:a:30° grados



Figura 27: Distancia recorrida en roca en un punto de observación tentativo para el volcán Cerro Machín. Se observa que en ángulos cenitales más bajos los muones deben recorrer distancias mayores a 1200 metros.



Resultados

SECCIÓN 4.1

Sitios de observación para muongrafía en Colombia

Con el fin de seleccionar los mejores puntos de observación para realizar la técnica de muongrafía en dos volcanes activos en Colombia, se establecieron criterios técnicos (nivel de observación en sitios donde la base de la estructura volcánica fuera menor a 1.5 km, la topografía circundante no debe cortar la trayectoria de los muones) y logísticos (accesibilidad del sitio, seguridad física del telescopio y del equipo de trabajo, condiciones sociales adecuadas de trabajo con las comunidades) que se aplicaron en 13 volcanes activos de Colombia (Cerro Negro, Volcán Chiles, Nevado de Santa Isabel, Volcán Nevado del Ruiz, Nevado del Tolima, Volcán Cerro Machín, entre otros).

Se aplicaron los anteriores criterios en 13 volcanes colombianos, los resultados se resumen en la tabla 2.

La mayoría de los puntos de observación de estos volcanes presentan desafíos considerables y dificultades para acceder al transporte y montar nuestro instrumento, así como sitios

Volcán	Criterio 1	Criterio 2	Criterio 3	Criterio 4
Azufral	Ν	S	Ν	S
Cerro Negro	S	S	Ν	S
Chiles	S	S	Ν	S
Cumbal	Ν	S	Ν	S
Doña Juana	Ν	S	Ν	S
Galeras	S	Ν	S	S
Machín	S	S	S	S
Nevado del Huila	Ν	S	Ν	S
Nevado del Ruíz	Ν	S	S	S
Nevado Santa Isabel	Ν	S	S	S
Nevado del Tolima	Ν	Ν	S	S
Puracé	Ν	S	S	S
Sotará	Ν	S	Ν	S

Tabla 2: ¿ Cuál volcán de Colombia puede ser estudiado por la técnica de muongrafía? La respuesta a esta pregunta puede ser estudiada con los siguientes criterios: 1: Es la base del volcán menor que que 1,500m ? 2: La topografía circundante no afecta al objetivo ? 3: ¿Son accesibles y seguros los sitios? 4: Son los sitios seguros?

peligrosos debido a condiciones desfavorables en caso de una posible erupción volcánica. Se concluyó que el único volcán por ahora que cumple con todos los criterios para aplicar la técnica de muongrafía volcánica en Colombia es el volcán Cerro Machín.

4.1.1 Análisis Volcán Cerro Machín El Volcán Cerro Machín es un estratovolcán localizado en el flanco Oriental de la Cordillera Central de Colombia, a 17 Km al Occidente de la ciudad de Ibagué (Tolima).

El volcán Cerro Machín es a menudo ignorado como un edificio menor en el Cinturón Volcánico Cerro Bravo-Cerro Machín, pero considerando su alto potencial explosivo, su composición dacítica y la magnitud de sus erupciones pasadas, se puede afirmar que éste es uno de los volcanes activos con mayor amenaza en Colombia. Ver más información en el Apéndice C.

SIMULACIONES: Se encontró que al menos cuatro puntos alrededor del volcán Cerro Machín cumplen con los 5 criterios evaluados para aplicar la técnica de muongrafía volcánica en Colombia . La localización de estos cuatro puntos se muestra en la tabla 3.

Punto	P1	P2	P4	P7	P8
Longitud (°N) Latitud (°W)	4.492298 -75.381092	4.491984 -75.380085	4.493642 -75.379510	4.487338 -75.3922302	4.494946
Distancia centro del edif. (m)	836	946	720	762	730

Tabla 3: Cinco puntos de observación factibles en el domo del volcán Cerro Machín (4.492298 N y -75.381092W). Estos puntos cumplen con los criterios descritos anteriormente.

En las Fig. 28,Fig. 29, 30, Fig. 31, Fig. 32 se presentan las distancias que recorrerán los muones sobre el domo del volcán Cerro Machín hasta los 4 puntos de observación. Las trayectorias fueron definidas por el campo de visión de nuestro telescopio. De estos cuatro puntos los mejores puntos en cuanto a visibilidad del domo son el punto 1 y 2. De los cuatro puntos el mejor en cuanto a seguridad del telescopio es el punto No. 4 cercano a la casa del señor Genaro, viviente en el cráter del volcán Cerro Machín.



Figura 28: Trayectorias de las partículas cruzando el domo del volcán Cerro Machín hasta el punto de observación P_1 , (4.492298° N y -75.381092°W). Nótese que para este punto de observación, los muones con ángulos cenitales $\theta > 70^\circ$ atraviesan distancias excediendo los 900 metros.



Figura 29: Trayectorias de las partículas cruzando el domo del volcán Cerro Machín hasta el punto de observación P_2 , (4.491984N y -75.380085W)

VERIFICACIÓN ACCESIBILIDAD AL SITIO Se realizó una salida de campo con el objetivo de verificar las condiciones de accesibilidad y seguridad para la instalación del telescopio.

Ver Fig. 33.



Figura 30: Trayectorias de las partículas cruzando el domo del volcán Cerro Machín hasta el punto de observación P_4 , (4.487338N y -75.379510W)



Figura 31: Trayectorias de las partículas cruzando el domo del volcán Cerro Machín hasta el punto de observación P_7 , (4.493642N y -75.3922302W)



Figura 32: Trayectorias de las partículas cruzando el domo del volcán Cerro Machín hasta el punto de observación P_8 , (4.494946N y -75.388110W)



Figura 33: Vista panorámica del volcán Cerro Machín. Fuente autor.

1. Acceso al volcán Cerro Machín:

El volcán Cerro Machín se ubica en el flanco oriental de la Cordillera Central de Colombia, a 7,5 km del municipio de Cajamarca (Tolima) y a 17 Km al Occidente de la ciudad de Ibagué (Tolima). Se puede acceder al mismo por dos vías:

- Por la vía que conduce desde la población de Cajamarca y llega al Corregimiento de Toche, carretera destapada, aproximadamente 3 horas del pueblo. La carretera aunque destapada, se encuentra en buen estado y puede ser transitada por medio de jeep y camionetas. Ver Fig. 34.
- Por la vía que conduce desde la ciudad de Ibagué hasta Armenia, pasando por los corregimientos de Tapias y Toche, a aproximadamente 3.5 horas.



Figura 34: Track de la ruta guardada con el GPS de la salida de campo realizada al volcán, en Julio del 2016. Se hizo acceso desde la población de Cajamarca por carretera destapada.

2. Verificación condiciones de seguridad volcán Cerro Machín

Se hizo un recorrido por el cráter verificando las condiciones de accesibilidad de los 5 mejores puntos para instalar el telescopio de muones según simulación (Fig. 35). El cráter del volcán tiene un diámetro aproximado de 2,4 km, rellenado por dos domos de 250 m y 150 m de altura, Fig. 36.

A continuación se presenta algunas imágenes de la condiciones del terreno en los puntos preseleccionados por simulación. El punto 1 y 2 se encuentran sobre un terreno plano y seco,



Figura 35: Sitios tentativos para evaluar el flujo de muones que atraviesan el volcán Cerro Machín



Figura 36: Vista del domo actual y cráter del volcán Cerro Machín

aunque muy cercano al borde de la laguna del volcán, ver Fig. 37. El punto 4 se encuentra en terreno plano y seco, cercano a la casa del viviente en el cráter, ver Fig 38. Los puntos 7 y 8 se encuentran en terreno irregular y ondulado, lo que dificultaría el transporte e instalación del instrumento, ver Fig. 39

Luego de realizar el recorrido por los 5 puntos, se concluyó que sólo los puntos 1,2 y 4 son factibles en cuanto a estabilidad del terreno, a diferencia de los puntos 7 y 8 que presentan un terreno ondulado a irregular. Sin embargo, se recomienda el punto 4 debido a este punto se encuentra en inmediaciones de la casa del señor que actualmente vive en el cráter del volcán, lo que facilitaría la seguridad, el cuidado y preservación del telescopio.



Figura 37: Vista desde el punto No 2 preseleccionado previamente por simulación y luego verificado en la salida de campo



Figura 38: Vista desde el punto No 4 preseleccionado previamente por simulación y luego verificado en la salida de campo



Figura 39: Vista desde el punto No 7 preseleccionado previamente por simulación y luego verificado en la salida de campo

4.1.2 Análisis Volcán Galeras El volcán Galeras es el centro eruptivo más reciente y actualmente activo del denominado Complejo Volcánico Galeras (CVG), presenta una forma cónica y se emplaza dentro una estructura más antigua (anfiteatro). Superando los 5.000 años de antigüedad, el GVC tiene un diámetro de base de 20 km, una elevación de la cumbre de 4,276 m a.s.l., y un diámetro principal del cráter de 320 m. Catorce (14) puntos fueron preseleccionados para evaluar el criterio No. 1 y 2 sobre el volcán Galeras, ver Fig. 40.

De los 14 puntos, se descartaron los puntos 2 al 11 porque estos se encuentran en mayor altitud con respecto al cráter del volcán Galeras, ver Fig. 40. Solo los puntos 1,5,8 y 12 cumplen el criterio 1, sin embargo todos se encuentran en zona de alto riesgo y la distancia total recorrida es la suma de los muones sobre el anfiteatro y el cráter, lo que dificultaría a



Figura 40: A la izquierda los 14 puntos preseleccionados para evaluar el criterio No. 1 y 2 sobre el volcán Galeras. A la derecha el perfil de elevación a partir del punto P3. Se observa como el punto P3 se encuentra a mayor altitud con respecto al cono activo actual del volcán Galeras, objetivo de la investigación.

futuro la interpretación de los datos .Ver Fig. 41.



Figura 41: Distancias recorridas por los muones que arriban sobre el punto de observación 5 Longitud 77.362778 (°N) y Latitud 1.223786 (°W). Se observa que las distancias no superan los 1700 metros, sin embargo estas distancias son la suma de lo aportado por el anfiteatro y la chimenea volcánica, además el punto se encuentra en zona de alto riesgo.

La razón principal por la cual se descarta el Volcán Galeras se debe al criterio No. 2, es decir, la topografía circundante del anfiteatro contribuye a la opacidad, lo cual a futuro puede dificultar la interpretación de los datos.

4.1.3 Análisis Volcán Cerro Negro El volcán Cerro Negro está ubicado en la frontera de Colombia y Ecuador y hace parte del Complejo Volcánico Cerro Negro-Chiles, en inmediaciones de la inspección de policía de Chiles, municipio de Cumbal, a distancias respectivas de 86 y 80 km al SW de la ciudad de Pasto y a 608 km al SW de Santa Fé de Bogotá. Su domo volcánico alcanza los 4470 m y su cráter tiene un diámetro de 1.8 km. Su edificio volcánico esta formado principalmente por episodios de lava y piroclastos.

Punto	P1	P2	Р3	P4
Longitud (°N)	0.826250	0.832924	0.837090	0.840811
Latitud (°W)	-77.954136	-77.951177	-77.952412	-77.954454

Tabla 4: Cuatro puntos de observación factibles que cumplen solo en el volcán Cerro Negro (4°29'23.08"N, -75°23'15.39"W).

Trece puntos fueron preseleccionados para evaluar el criterio No. 1 y 2 sobre el volcán, ver Fig. 42. De los 13 puntos se descartaron los puntos 5 a 12 ya que las distancias recorridas superaban a los 3000 metros. Los mejores puntos del volcán Cerro Negro son los puntos P1, P2, P3, P4 consignados en la tabla 4.



Figura 42: Se observan los 13 puntos sobre el volcán Cerro Negro, evaluados respecto a los criterios 1 y 2.



Figura 43: Distancias recorridas por los muones que arriban sobre el punto de observación 1 Longitud -77.954136 (°N) y Latitud 0.826250 (°N). Se observa que las distancias hacia la parte inferior superan los 2600 metros, para obtener un flujo razonable se tendría que inclinar el telescopio 5(°N)

Aunque las distancias recorridas por los muones en los puntos P1-P4 cumplen el criterio de aceptación, se descarta el volcán debido a la dificultosa accesibilidad a los puntos. Se observa que para obtener un flujo de muones razonable se debería inclinar el telescopio aproximadamente 7 grados haciendo muy corta la profundidad de investigación.

4.1.4 Análisis Volcán Chiles El volcán Chiles está localizado en el borde de Colombia y Ecuador, se encuentra cercano al volcán Cerro Negro.La cima volcánica alcanza las cotas 4748 m.s.n.m y su cráter principal tiene un diámetro de 1 Km. Este estrato-volcán activo, predominantemente efusivo con evidencia de etapas altamente explosiva, se le considera como un complejo volcánico activo en estado de reposo.

Los siguientes puntos fueron evaluados aplicando el criterio No. 1 y 2, ver Fig. 44 .De acuerdo a los resultados de las distancias recorridas, de los 17 puntos los mejores puntos son los P2, P4, P7 y P9, ver tabla 5.



Figura 44: Los criterios de selección fueron evaluados en 17 puntos sobre el volcán Chiles.

Tabla 5: Cuatro puntos de observación factibles en el volcán Chiles.

Punto	P2	P4	P7	Р9
Longitud (°N)	0.819431	0.823917	0.829098	0.829642
Latitud (°W)	-77.926883	-77.927034	-77.930539	-77.933769

En la Fig. 45 se presentan las distancias que recorrerán los muones sobre volcán Chiles hasta los 4 puntos de observación. Aunque estos puntos cumplen con el criterio de aceptación No. 1, los puntos P2 Y P4 se encuentran en zonas difíciles de acceder y los puntos P7 Y P9 en zonas de alto riesgo.



Figura 45: Trayectorias de las partículas cruzando el volcán Chiles hasta el punto de observación P2, (0.819431N y -77.926883W)



Se diseño y se desarrolló una metodología de inversión geofísica para estimar el parámetro de la densidad media para la muongrafía. Se utilizo el método de optimización global Simulated Annealing para realizar la inversión. El proceso de implementación se llevó a cabo en diferentes etapas, primero se realizo en un par de píxeles atravesando solo una dirección, luego se implementó en una grilla de 30x30 píxeles.

4.2.1 Pruebas inversión geofísica en un píxel La metodología de inversión geofísica para estimar el parámetro de la densidad se aplicó inicialmente en un solo píxel, ver Fig. 46. El modelado directo se realizó con los siguientes datos de entrada:

- Flujo diferencial de muones teórico Reyna-Bugaev. Este modelo fue seleccionado porque no tiene restricciones con los ángulos cenitales y funciona para un amplio rango de energías 1 GeV hasta 2000 GeV, ver figura 15.
- Ángulo cenital de 70°.
- Longitud de roca a atravesar 550 metros.



Figura 46: Vista esquemática de un flujo de muones que atraviesan un espesor de roca y arriban al telescopio en una sola dirección preferencial

- Densidad media de 2.2 g/cm³.
- Separación entre placas 200 cm.
- Altitud 2700 m s.n.m.

El resultado del modelado directo es un flujo integrado de muones *I* de $0.09 cm^{-2}sr^{-1}dia^{-1}$. De esta forma, el dato «observado» será este flujo y el parámetro a buscar al aplicar la inversión geofisica será el de 2.2 *g/cm*³ como densidad media de roca.

En el proceso de inversión geofísica, una de las tareas más importantes fue definir cual debe ser el imput apropiado de las variables del algoritmo Simulated Annealing, para que de esta forma, se pueda obtener el menor valor de la función de error en un tiempo razonable.

Considerando que el rango de densidad entre una roca volcánica y otra varía ampliamente (p.e una roca Dacita presenta densidades entre 2.3 $g/cm^3 - 2.4 g/cm^3$ y una Riolita densidades entre 2.2 $g/cm^3 - 2.3 g/cm^3$), se establecio un rango de posibles densidades entre 1.95 g/cm^3 hasta 3,50 g/cm^3 en el algoritmo y se fijó un rango máximo de tolerancia de hasta 3% de error relativo con respecto al valor teórico de la densidad. De esta forma la inversión converge a una valor de densidad optimó en un tiempo adecuado para un píxel con los siguientes parámetros de entrada.

Prueba 3	
nT = 10;	%Iteraciones por cada valor de T
nmax = 30;	%Iteraciones totales
np = 151;	%No. de posibles valores parámetros
To=200;	%Temperatura inicial
T=T*0.50;	%Descenso de temperatura
<pre>rhomin = 2.00; rhomax = 3</pre>	.5; %Rango de densidades q

Con estos parámetros la respuesta final de la inversión geofísica fue de 2.21 g/cm^3 en un tiempo de 47 segundos, ver Fig. 47.



Figura 47: Número de iteraciones vs Función de error para la prueba No. 3. Se observa como esta función de error se aproxima a 0 luego de 30 iteraciones. La respuesta final de la inversión geofísica fue de 2.20 g/cm^3 en un tiempo de 47 segundos.

4.2.2 Aplicación metodología de inversión en modelo volcán El telescopio MuTe está constituido por una grilla de 30 barras de centelladores plásticos en dirección horizontal y con 30 barras de centelladores en dirección vertical Este arreglo constituye una grilla de 900 píxeles de resolución de la imagen que se obtendrá del volcán Cerro Machín en Colombia. Luego de revisar el tiempo y tolerancia de convergencia de la inversión geofísica para un solo píxel, se aplicó la metodología en tres modelos sintéticos de volcán.

Cada volcán sintético está constituido por una grilla de 30 x 30 píxeles, donde cada píxel

equivale a la intersección de un ángulo cenital y azimutal como se observa en la Fig. 48. Para esta grilla tendremos en el eje X una cobertura angular entre $0^{\circ} < \theta < 30^{\circ}$ para ángulos cenit, y en el eje Y una cobertura angular desde $207^{\circ} < \phi < 237^{\circ}$ para ángulos azimut.



Figura 48: Los modelos sintéticos generados se ajustan a una grilla de 30 x 30 pixeles, donde cada píxel equivale a la intersección de un ángulo cenital y azimutal. Los datos tomados dentro de esta grilla corresponden a la visión desde el telescopio de muones.

Modelo sintético No. 1 volcán El primer modelo representa un domo volcánico con un valor predominante de densidad ($2.9 \ g/cm^3$) donde se observa un conducto volcánico de menor densidad ($2.56 \ g/cm^3$) dentro del mismo. Adicionalmente se creó un conjunto de datos de distancias recorridas que atravesarán los muones para este modelo de volcán, ver Fig. 53.



Figura 49: A la izquierda se observa el modelo de densidad interna construido para el volcán sintético No. 1, generado para una grilla de 30x30 ángulos de visión del telescopio. En la derecha las distancias recorridas sintéticas generadas para este domo volcánico. Esta distancias no superan los 1200 metros, óptimas para realizar la muongrafía

1. Modelado directo

A partir del modelo teórico de flujo de muones diferencial Reyna-Bugaev, el modelo de densidad interna y las distancias recorridas se realizó el modelado directo para el volcán sintetico 1. Este modelado obtuvo el flujo de muones «observados» que atraviesan el volcán y arriban al telescopio, ver Fig. 50. Luego se calculó el número de muones utilizando la función de aceptancia (más detalles en el ápendice B) incluida en el código. El tiempo de computo para realizar este modelado directo en los 900 píxeles fue de 102 segundos.



Figura 50: A la izquierda el Flujo de muones integrado observado, como función de la dirección de incidencia en unidades de $[cm^{-2}sr^{-1}dia^{-1}]$ para el volcan sintético No. 1. Es notable el aumento del flujo de muones para el ángulo azimutal ϕ de 218°, debido a que existe una disminución de la densidad en esta zona. A la derecha el número de muones/día observados para el modelo sintético de volcán No. 1, en función de la dirección de incidencia. Los píxeles de color blanco representan el flujo de muones a cielo abierto el cual fue anulado con el fin de visualizar los contrastes en el flujo que atraviesa el volcán. Los otros colores ilustran el flujo emergente luego de atravesar el volcán.

2. Problema inverso

Luego de tener los datos observados, se procedió a aplicar la metodología de inversión geofísica diseñada. El tiempo de computo fue de 7 horas y los resultados para el flujo integrado de muones y el número de muones luego de la inversión se observan en la Fig. 51.

Finalmente el modelo de densidad interno luego de la inversión se observa en la Fig. 52. Los resultados son satisfactorios, el porcentaje de error máximo relativo entre la densidad observada y la predicha por la inversión fue del 1 % como se observa en la figura.

Modelo sintético volcán 2 Con el fin de verificar si la metodología permite resolver constrastes de densidades leves y estructuras complejas dentro del domo volcánico, se di-


Figura 51: A la izquierda el flujo de muones integrado en unidades de $[cm^{-2}sr^{-1}dia^{-1}]$ resultado de la inversión para el volcan sintetico No. 1. A la derecha el número de muones/día resultado de la inversión.



Figura 52: A la izquierda la densidad interna del modelo de volcán No. 1 luego de realizar la inversion geofísica. A la derecha el porcentaje de error relativo entre el valor de densidad téorico y densidad predicha por la inversión geofísica realizada al modelo sintetico de volcán No. 1.

seño un segundo modelo volcánico donde se observa un conducto volcánico con menor densidad (2.56 g/cm3) y hacia la base del mismo, lo que pudiera ser un reservorio ó acumulación de magma con variaciones de densidad leves. Con el fin de mantener las mismas condiciones y solo variar la densidad, se utilizaron las distancias recorridas del primer modelo, ver Fig. 53.

1. Modelado directo

Se realizó el modelado directo para obtener el flujo de muones observados que atraviesan el volcán y arriban al telescopio. Así mismo se estimó el número de muones utilizando la función de aceptancia incluida en el código, ver Fig. 54.

2. Problema inverso



Figura 53: A la izquierda se observa el modelo de densidad interna en g/cm^3 para el volcan sintetico No. 2, generado para una grilla de 30x30 ángulos de visión del telescopio. En la derecha las distancias recorridas sintéticas generadas para este domo volcánico.



Figura 54: A la izquierda el Flujo de muones integrado observado, como función de la dirección de incidencia en unidades de $[cm^{-2}sr^{-1}dia^{-1}]$ para el volcan sintético No. 2. Los píxeles blancos representan el flujo de muones a cielo abierto, los otros colores ilustran el flujo emergente luego de atravesar el volcán. A la derecha el número de muones/día observados para el modelo sintético de volcán No. 2, como función de la dirección de incidencia.

Luego de tener los datos observados, entonces se procedió a aplicar la metodología de inversión diseñada. El tiempo de cálculo fue de 7,10 horas y los resultados se observan en la Fig. 55.

Finalmente el modelo de densidad interno luego de la inversión se observa en la figura 56. Los resultados fueron muy satisfactorios, el porcentaje de error máximo relativo entre la densidad observada y la predicha por la inversión fue del 1 % como se observa en la figura.

Modelo sintético volcán Cerro Machín Esta metodología de inversión también se implementó a partir de datos síntenticos de flujo de muones que atraviesan el volcán Cerro Machín y arriban al punto No. 4, con coordenadas (4.487338N y -75.379510W). Las distancias en roca en función de la dirección de arribo se observan en la figura 57. Para



Figura 55: A la izquierda el Flujo de muones integrado luego de la inversión en unidades de $[cm^{-2}sr^{-1}dia^{-1}]$ para el volcan sintético No. 2. Los píxeles blancos representan el flujo de muones a cielo abierto, los otros colores ilustran el flujo emergente luego de atravesar el volcán. A la derecha el número de muones/día obtenidos luego de la inversión para el modelo sintético de volcán No. 2 en función de la dirección de incidencia.



Figura 56: A la izquierda la densidad interna en unidades de g/cm 3 del modelo de volcán No. 2 luego de realizar la inversion geofísica. A la derecha el porcentaje de error relativo entre el valor de densidad téorico y densidad predicha por la inversión geofísica realizada al modelo sintetico de volcán No. 2.

realizar el modelado directo y obtener los datos sínteticos de flujo de muones experimental, es necesario generar un modelo de densidad interna del volcán. Las densidades sobre el domo se asumieron a partir de los resultados referentes a la densidad experimental de algunas muestras recolectadas en campo por la geóloga Lilia Arana (Asesora Internacional de proyecto MuTe) en su visita al volcán en Septiembre del año 2017. En su visita se tomaron muestras de tres zonas distintas y las densidades estimadas de las muestras en el laboratorio corresponden:

- Zona M1: Rocas andesitas con densidad de 2,50 g/cm³.
- Zona M2: Rocas con densidades entre 1,93 y 1,95 g/cm^3 .
- Zona M3: Rocas muy alteradas con densidades entre 1,73 1,75 g/cm³ asocidas di-

rectamente una zona de escape de gases.

A este modelo se le agregó un conducto vacio de $[40m^2$ hacia la base que pudiese contribuir a la zona de escape de gases de la zona M3, ver Fig. 58. Es de aclarar, que este no es un modelo de densidad interna definitivo del domo volcán, este conducto se incorporó sólo con el fin de verificar que la metodología pueda resolver los contrastes de densidad y darle sentido geologico a la inversión geofísica a realizar.



Figura 57: Trayectorias de las partículas cruzando el domo del volcán Cerro Machín hasta el punto de observación P_4 , (4.487338N y -75.379510W). Nótese que para este punto las distancias en roca no superan los 1200 metros.

1. Datos Observados

Los datos observados de flujo de muones que atraviesan el domo y arriban al detector se observan en la Fig. 59. Estos datos serán los que se van a invertir en la metodología.

2. Modelo inicial

Para iniciar la inversión consideramos un modelo inicial de densidad interna homogénea



Figura 58: Vista en planta del volcán Cerro Machín y su domo. Los colores representan las densidades internas del volcán Cerro Machín. Las zonas de color verde representan la zona de fumarolas con densidad de $1.73 \ g/cm^3$ donde se tomaron muestras, la zona de color azul representa la roca predominante del volcán con densidad de $2.5 \ g/cm^3$ y la zona de color amarillo representa la roca con densidad de $1.95 \ g/cm^3$. En la parte inferior un corte en dirección W-E, donde se presentan las dimensiones del modelo geólogico interno del volcán.



Figura 59: Flujo de muones observado en el punto de observación con unidades de $[cm^{-2}sr^{-1}dia^{-1}]$. Los píxeles blancos representan el flujo de muones a cielo abierto.)

de roca estándar (2.65 g/cm^3). El flujo de muones que atraviesan la estructura y arriba al detector se observa en la Fig. 60.



Figura 60: A la izquierda el modelo inicial de densidad con el que partirá la inversión. Consideramos un domo volcánico con densidad homógenea de roca estándar (2.65 g/cm^3)). A la derecha el flujo de muones que atraviesan el volcán considerando este modelo homogéneo.

3. Resultados luego de inversión geofísica

Finalmente el modelo de densidad interno del volcán Cerro Machín luego de la inversión se observa en la Fig. 61. El resultado arrojó un contraste de densidad marcado entre el conducto volcánico, la roca encajante y la zona de fumarolas.



Figura 61: A la izquierda el modelo teorico interno de densidad. A la derecha el modelo de densidad interno luego de la inversión. Se observa el contraste de densidades entre conducto volcánico y la roca circundante.)

Los resultados son consistentes con el modelo teórico planteado inicialmente, el porcentaje de error máximo relativo entre la densidad observada y la predicha por la inversión fue máximo de 3 % como se observa en la Fig. 62.



Figura 62: Porcentaje de error máximo relativo entre la densidad observada y la predicha por la inversión. El porcentaje de error máximo relativo entre la densidad observada y la predicha por la inversión fue del 3%.)

Capitulo 5

Conclusiones

En el presente trabajo se desarrolló una metodología de inversión geofísica utilizando el algoritmo *Simulated Annealing*, para obtener la variación de la densidad en la estructura interna de un volcán a partir de datos de flujo integrado de muones atmósfericos que lo atraviesan. Para esto se determinó la distancia que recorren los muones al atravesar la estructura para las diferentes direcciones de incidencia. Posteriormente a partir de esta distancia, de un modelo de pérdida de energía de muones en roca y haciendo uso de un modelo semiempírico de flujo de muones de fondo (antes de atravesar el volcán), se calculó la energía mínima que necesitan los muones para atravesar cierta longitud de roca, y se estimó el flujo integrado de muones emergente del edificio volcánico.

El algoritmo *Simulated Annealing*, por primera vez utilizado en la muongrafía, se implementó en un conjunto de datos sínteticos de flujo de muones que atraviesan los primeros 300 metros del Volcán Cerro Machín y arriban a un detector. Se concluye que dado un buen conocimiento del flujo de muones de fondo, un modelo de pérdida de energía de muones adecuado y un conocimiento geológico profundo del volcán de estudio, esta herramienta es poderosamente suficiente para resolver contrastes de densidad de hasta 0,01 g/cm^3 al interior de la estructura volcánica.

Con el fin de seleccionar los mejores puntos de observación para realizar la técnica de

muongrafía en dos volcanes activos en Colombia, se establecieron criterios técnicos (nivel de observación en sitios donde la base de la estructura volcánica fuera menor a 1.5 km, la topogragfía circundante no debe cortar la trayectoria de los muones) y logísticos (accesibilidad del sitio, seguridad física del telescopio y del equipo de trabajo, condiciones sociales adecuadas de trabajo con las comunidades) que se aplicaron en 13 volcanes activos de Colombia (cerro Negro, volcán Chiles, nevado de Santa Isabel, volcán nevado del Ruiz, nevado del Tolima, volcán cerro Machín, entre otros). La mayoría de los puntos de observación de estos volcanes presentan desafíos considerables y dificultades para acceder al transporte y montar nuestro instrumento, así como sitios peligrosos debido a condiciones desfavorables en caso de una posible erupción volcánica. Se concluyó que el único volcán que cumple por ahora con todos los criterios para aplicar la técnica de muongrafía volcánica en Colombia es el volcan Cerro Machín.

Finalmente los resultados de este trabajo fueron divulgados en la comunidad científica y su evidencia se presenta a continuación.

• EVENTOS CIENTIFICOS:

- Curso Internacional de Vulcanología. Encuentro realizado el 09 al 22 de Octubre del 2017 en la ciudad de Olot (España). Modalidad: Ponencia Oral
- XV LARIM (Latin American Regional IAU Meeting). Congreso realizado del 03 al 07 de Octure del 2016 en la ciudad de Cartagena (Colombia). Modalidad: Ponencia Oral.
- PRODUCCIÓN CIENTIFICA:
 - ASTROPARTICLE TECHNIQUES: COLOMBIA ACTIVE VOLCANO CANDIDATES FOR MUON TELESCOPE OBSERVATION SITES Asorey, H.; Balaguera-Rojas, A.; Núñez, L. A.; Sanabria-Gómez, J. D.; Sarmiento-Cano, C.; Súarez-Durán, M.; Valencia-Otero, M.; Vesga-Ramírez, A. 2017, Julio. Publicado en la Revista Mexicana de Ciencias en el 2017 (Vol 49, pp 54). http://arxiv.org/abs/1704.04967

 MUON TOMOGRAPHY SITES FOR COLOMBIA VOLCANOES Asorey H., Núñez L. A., Sanabria-Gómez J.D., Sarmiento-Cano C., Sierra-Porta D., Suárez-Duran M., Valencia-Otero M., Vesga-Ramírez A., 2017. Articulo sometido arXiv:1705.09884

Referencias Bibliográficas

Allard, D., Allekotte, I., Alvarez, C., Asorey, H., Barros, H., Bertou, X., Burgoa, O., Berisso, M. G., Martínez, O., Loza, P. M., et al. (2008). Use of water-cherenkov detectors to detect gamma ray bursts at the large aperture grb observatory (lago). *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment*, 595(1):70–72.

Ambrosi, G., Ambrosino, F., Battiston, R., Bross, A., Callier, S., Cassese, F., Castellini, G., Ciaranfi, R., Cozzolino, F., D'Alessandro, R., et al. (2011). The mu-ray project: Volcano radiography with cosmic-ray muons. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment*, 628(1):120–123.

Annen, C., Blundy, J. D., Leuthold, J., and Sparks, R. S. J. (2015). Construction and evolution of igneous bodies: Towards an integrated perspective of crustal magmatism. *Lithos*, 230:206–221.

Arango, G. B. (1963). *Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia*. Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Minas.

Asorey, H., Nunez, L., Sanabria-Gomez, J., Sarmiento-Cano, C., Sierra-Porta, D., Suarez-Duran, M., Valencia-Otero, M., and Vesga-Ramírez, A. (2017). Muon tomography sites for colombia volcanoes. *arXiv preprint arXiv:1705.09884*.

Backus, G. and Gilbert, F. (1968). The resolving power of gross earth data. *Geophysical Journal International*, 16(2):169–205.

Backus, G. E. and Gilbert, J. (1967). Numerical applications of a formalism for geophysical inverse problems. *Geophysical Journal International*, 13(1-3):247–276.

Barrett, P. H., Bollinger, L. M., Cocconi, G., Eisenberg, Y., and Greisen, K. (1952). Interpretation of cosmic-ray measurements far underground. *Reviews of Modern Physics*, 24(3):133.

Bugaev, E., Kotov, Y. D., and Rosenthal, I. (1970). Cosmic muons and neutrinos atomizdat.

Bugaev, V., Misaki, A., Naumov, V. A., Sinegovskaya, T., Sinegovsky, S., and Takahashi, N. (1998). Atmospheric muon flux at sea level, underground, and underwater. *Physical Review D*, 58(5):054001.

Burkhard, J., Fakhry, A., Girgis, A., Goneid, A., Moussa, A. H., and Mohammed-Sharkawi,L. Y. (1970). Search for hidden chambers in the pyramids. *Science*, 167:832–839.

Canon-Tapia, E. and Szakács, A. (2010). *What is a Volcano?*, volume 470. Geological Society of America.

Carbone, D., Gibert, D., Marteau, J., Diament, M., Zuccarello, L., and Galichet, E. (2013). An experiment of muon radiography at mt etna (italy). *Geophysical Journal International*, 196(2):633–643.

Carbone, D., Gibert, D., Marteau, J., Diament, M., Zuccarello, L., and Galichet, E. (2014). An experiment of muon radiography at mt etna (italy). *Geophysical Journal International*, 196(2):633–643.

Cârloganu, C. (2011). Density imaging of volcanoes with atmospheric muons using grpcs. In *International Europhysics Conference on High Energy Physics-HEP 2011*, pages 5–p.

Carloganu, C., Niess, V., Béné, S., Busato, E., Dupieux, P., Fehr, F., Gay, P., Miallier, D., Vulpescu, B., Boivin, P., et al. (2013). Towards a muon radiography of the puy de dôme. *Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems*, 2:55–60.

Cediel, F., Shaw, R. P., and Cceres, C. (2003). Tectonic assembly of the northern andean block.

Cepeda, H., Murcia, L., Monsalve, M., Méndez, R., and Núñez, A. (1995). Volcán cerro machín, departamento del tolima, colombia: Pasado, presente y futuro. *INGEOMINAS, Informe interno*.

CHEC, S. (1983). Investigación geotérmica macizo volcánico del ruiz. Vol I. Informe Final.

Coleman, D. S., Mills, R. D., and Zimmerer, M. J. (2016). The pace of plutonism. *Elements*, 12(2):97–102.

Cooper, K. M. (2015). Timescales of crustal magma reservoir processes: insights from useries crystal ages. *Geological Society, London, Special Publications*, 422(1):141–174.

Cooper, K. M. (2017). What does a magma reservoir look like? the "crystal's-eye" view. *Elements*, 13(1):23–28.

Craig, I. J. and Brown, J. C. (1986). Inverse problems in astronomy: a guide to inversion strategies for remotely sensed data. *Research supported by SERC. Bristol, England and Boston, MA, Adam Hilger, Ltd., 1986, 159 p.*

Cuéllar-Cárdenas, M., López-Isaza, J. A., Carrillo-Lombana, E. J., Ibáñez-Almeida, D., Sandoval-Ramírez, J. H., and Osorio-Naranjo, J. A. (2014). Control de la actividad tectónica sobre los procesos de erosión remontante: el caso de la cuenca del río combeima, cordillera central, colombia. *Boletín de Geología*, 36(1):37–56.

Deb, K., Pratap, A., Agarwal, S., and Meyarivan, T. (2002). A fast and elitist multiobjective genetic algorithm: Nsga-ii. *IEEE transactions on evolutionary computation*, 6(2):182–197.

Faddeev, L. (1995). Inverse problem of quantum scattering theory ii. In 40 Years In Mathematical Physics, pages 121–183. World Scientific.

Fujii, H., Hara, K., Hashimoto, S., Ito, F., Kakuno, H., Kim, S., Kochiyama, M., Nagamine, K., Suzuki, A., Takada, Y., et al. (2013). Performance of a remotely located muon radiography system to identify the inner structure of a nuclear plant. *Progress of Theoretical and Experimental Physics*, 2013(7). Gatenby, R. A., Maini, P. K., and Gawlinski, E. T. (2002). Analysis of tumor as an inverse problem provides a novel theoretical framework for understanding tumor biology and therapy. *Applied Mathematics Letters*, 15(3):339–345.

George, E. (1955). Cosmic rays measure overburden of tunnel. *Commonwealth Engineer*, 455.

George, E. (2008). Cosmic rays. Gaisser, T. and Stanev, T., 667.

Gibert, D., Marteau, J., de Bremond dÁrs, J., and Carbone, D. Experimental detection of upward going cosmic particles and consequences for correction of density radiography of volcanoes. *Geophys. J. Int*, 1:10.

Gossman, M. S., Pahikkala, A. J., Rising, M. B., and McGinley, P. H. (2010). Providing solid angle formalism for skyshine calculations. *Journal of applied clinical medical physics*, 11(4):278–282.

Grotzinger, J., Jordan, T. H., and Press, F. (2010). Understanding earth. Macmillan.

Hebbeker, T. and Timmermans, C. (2002). A compilation of high energy atmospheric muon data at sea level. *Astroparticle Physics*, 18(1):107–127.

Heck, D., Schatz, G., Knapp, J., Thouw, T., and Capdevielle, J. (1998). Corsika: A monte carlo code to simulate extensive air showers. Technical report.

Hein, T. and Hofmann, B. (2003). On the nature of ill-posedness of an inverse problem arising in option pricing. *Inverse Problems*, 19(6):1319.

Huang, H.-H., Lin, F.-C., Schmandt, B., Farrell, J., Smith, R. B., and Tsai, V. C. (2015). The yellowstone magmatic system from the mantle plume to the upper crust. *Science*, 348(6236):773–776.

Jackson, D. D. (1979). The use of a priori data to resolve non-uniqueness in linear inversion. *Geophysical Journal International*, 57(1):137–157.

Jourde, K., Gibert, D., Marteau, J., Bremond dÁrs, J., Gardien, S., Girerd, C., Ianigro, J.-C., and Carbone, D. (2013). Experimental detection of upward going cosmic particles and consequences for correction of density radiography of volcanoes. *Geophysical Research Letters*, 40(24):6334–6339.

Kabir, H., Wang, Y., Yu, M., and Zhang, Q.-J. (2008). Neural network inverse modeling and applications to microwave filter design. *IEEE Transactions on Microwave Theory and Techniques*, 56(4):867–879.

Kedar, S. S. Low cost, low power, passive muon telescope for interrogating martian sub.

Kern, M. Overview of inverse problems. *Numerical Methods for Inverse Problems*, pages 1–8.

Kiser, E., Palomeras, I., Levander, A., Zelt, C., Harder, S., Schmandt, B., Hansen, S., Creager, K., and Ulberg, C. (2016). Magma reservoirs from the upper crust to the moho inferred from high-resolution vp and vs models beneath mount st. helens, washington state, usa. *Geology*, 44(6):411–414.

Kudryavtsev, V. (2009). Muon simulation codes music and musun for underground physics. *Computer Physics Communications*, 180(3):339–346.

Kudryavtsev, V. A., Spooner, N. J., Gluyas, J., Fung, C., and Coleman, M. (2012). Monitoring subsurface co 2 emplacement and security of storage using muon tomography. *International journal of greenhouse gas control*, 11:21–24.

Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M., Bonin, B., and Bateman, P. (2005). Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press.

Lees, J. M. (2007). Seismic tomography of magmatic systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167(1-4):37–56.

Lesparre, N., Gibert, D., Marteau, J., Déclais, Y., Carbone, D., and Galichet, E. (2010). Geophysical muon imaging: feasibility and limits. *Geophysical Journal International*, 183(3):1348–1361.

Lesparre, N., Gibert, D., Marteau, J., Komorowski, J. C., Nicollin, F., and Coutant, O. (2012). Density muon radiography of la soufriere of guadeloupe volcano: comparison with geological, electrical resistivity and gravity data. *Geophysical Journal International*, 190(2):1008– 1019.

Lundstrom, C. C. and Glazner, A. F. (2016). Silicic magmatism and the volcanic–plutonic connection. *Elements*, 12(2):91–96.

Markel, V. A. and Schotland, J. C. (2001). Inverse problem in optical diffusion tomography. i. fourier–laplace inversion formulas. *JOSA A*, 18(6):1336–1347.

Marteau, J., de Bremond dÁrs, J., Gibert, D., Jourde, K., Ianigro, J.-C., and Carlus, B. (2017). Diaphane: Muon tomography applied to volcanoes, civil engineering, archaelogy. *Journal of Instrumentation*, 12(02):C02008.

Marteau, J., Gibert, D., Lesparre, N., Nicollin, F., Noli, P., and Giacoppo, F. (2012). Muons tomography applied to geosciences and volcanology. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment,* 695:23–28.

Martínez, J. L. F., Gonzalo, E. G., Álvarez, J. P. F., Kuzma, H. A., and Pérez, C. O. M. (2010). Pso: a powerful algorithm to solve geophysical inverse problems: application to a 1d-dc resistivity case. *Journal of Applied Geophysics*, 71(1):13–25.

Maya, M. and González, H. (1995). Unidades litodémicas en la cordillera central de colombia. *Bol. Geol. INGEOMINAS*, 35(2):3.

McCourt, W., Aspden, J., and Brook, M. (1984). New geological and geochronological data from the colombian andes: continental growth by multiple accretion. *Journal of the Geological Society*, 141(5):831–845.

Méndez, R. (2001). Informe sobre la geología y estratigrafía de flujos piroclásticos asociados al volcán cerro machín. *Ingeominas, informe interno, 36p. Manizales*.

Metropolis, N., Rosenbluth, A. W., Rosenbluth, M. N., Teller, A. H., and Teller, E. (1953). Equation of state calculations by fast computing machines. *The journal of chemical physics*, 21(6):1087–1092.

Mosegaard, K., Tarantola, A., et al. (2002). Probabilistic approach to inverse problems. *International Geophysics Series*, 81(A):237–268.

Mosquera, D., Núñez, A., and Vesga, J. (1982). Mapa geológico preliminar de la plancha 244, ibagué. *Instituto de Investigaciones Geológico-Minero de Colombia*, 1(100.000).

Munoz, F. (1992). Local earthquake tomography for lateral velocity variations and hypocenters at Nevado del Ruiz Volcano-Colombia. PhD thesis, MS thesis, Arizona State University, Tempe.

Murcia, H., Hurtado, B., Cortés, G., Macías, J., and Cepeda, H. (2008). The[~] 2500 yr bp chicoral non-cohesive debris flow from cerro machín volcano, colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 171(3-4):201–214.

Nagamine, K., Iwasaki, M., Shimomura, K., and Ishida, K. (1995). Method of probing inner-structure of geophysical substance with the horizontal cosmic-ray muons and possible application to volcanic eruption prediction. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment*, 356(2-3):585–595.

Nagamine, K., Tanaka, H. K., Nakamura, S. N., ISHIDA, K., HASHIMOTO, M., SHINOTAKE, A., NAITO, M., and HATANAKA, A. (2005). Probing the inner structure of blast furnaces by cosmic-ray muon radiography. *Proceedings of the Japan Academy, Series B*, 81(7):257–260.

Nishiyama, R., Tanaka, Y., Okubo, S., Oshima, H., Tanaka, H., and Maekawa, T. (2014). Integrated processing of muon radiography and gravity anomaly data toward the realization of high-resolution 3-d density structural analysis of volcanoes: Case study of showa-shinzan lava dome, usu, japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(1):699–710. Núñez, A., Gómez, J., and Rodríguez, G. (2001). Vulcanismo básico al sureste de la ciudad de ibagué, departamento del tolima (colombia). In *VIII Congreso colombiano de geología, V Conferencia colombiana de geología ambiental, Manizales, Colombia*.

Núñez, A. and Murillo, A. (1982). Geología y prospección geoquímica de las planchas 244 y 263. *Informe interno INGEOMINAS, Ibagué. 367p*.

Okubo, S. and Tanaka, H. (2012). Imaging the density profile of a volcano interior with cosmic-ray muon radiography combined with classical gravimetry. *Measurement Science and Technology*, 23(4):042001.

Pallister, J. S., Hoblitt, R. P., Meeker, G. P., Knight, R. J., and Siems, D. F. (1996). Magma mixing at mount pinatubo: petrographic and chemical evidence from the 1991 deposits. *Fire and mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*, pages 687–731.

Parker, R. L. (1980). The inverse problem of electromagnetic induction: existence and construction of solutions based on incomplete data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 85(B8):4421–4428.

Portal, A., Labazuy, P., Lénat, J.-F., Béné, S., Boivin, P., Busato, E., Cârloganu, C., Combaret, C., Dupieux, P., Fehr, F., et al. (2013). Inner structure of the puy de d^o ome volcano: cross-comparison of geophysical models (ert, gravimetry, muon imaging). *Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems*, 2:47–54.

Restrepo, J. and Toussaint, J. (1989). Terrenos alóctonos en los andes colombianos: explicación de algunas paradojas. In *V Congreso Colombiano de Geología. Bucaramanga*, volume 1, pages 92–107.

Reyna, D. (2006). A simple parameterization of the cosmic-ray muon momentum spectra at the surface as a function of zenith angle. *arXiv preprint hep-ph/0604145*.

Rueda, H. (2005). *Erupciones plinianas del Holoceno en el Volcán Cerro Machín, Colombia. Estratigrafía, petrografía y dinámica eruptiva*. PhD thesis, MSc Thesis. Universidad Nacional Autónoma de México, México. Salvador, A. et al. (1994). *International stratigraphic guide: a guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*. Number 30. Geological Society of America.

Sambridge, M. and Mosegaard, K. (2002). Monte carlo methods in geophysical inverse problems. *Reviews of Geophysics*, 40(3).

Sarmiento-Cano, C. (2015). Búsqueda de fuentes de astropartículas en los datos de la colaboración lago. Tesis pregrado, Escuela de Física, Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga - Colombia.

Scarth, A. (2004). Volcanoes: an introduction. Number 19. CRC Press.

Schmitt, A. K. (2011). Uranium series accessory crystal dating of magmatic processes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39:321–349.

Sen, M. K. and Stoffa, P. L. (2013). *Global optimization methods in geophysical inversion*. Cambridge University Press.

Sparks, R. S. J. and Cashman, K. V. (2017). Dynamic magma systems: Implications for forecasting volcanic activity. *Elements*, 13(1):35–40.

Spikings, R., Cochrane, R., Villagomez, D., Van der L., R., Vallejo, C., Winkler, W., and Beate, B. (2015). The geological history of northwestern south america: From pangaea to the early collision of the caribbean large igneous province (290–75 ma). *Gondwana Research*, 27(1):95–139.

Spurio, M. (2014). particleS and aStrophySicS. Springer.

Storm, S., Schmitt, A. K., Shane, P., and Lindsay, J. M. (2014). Zircon trace element chemistry at sub-micrometer resolution for tarawera volcano, new zealand, and implications for rhyolite magma evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167(4):1000.

Tanaka, H. and Muraoka, H. (2013). Interpreting muon radiographic data in a fault zone: possible application to geothermal reservoir detection and monitoring. *Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems*, 2(1):145–150. Tanaka, H., Nagamine, K., Kawamura, N., Nakamura, S., Ishida, K., and Shimomura, K. (2001). Development of the cosmic-ray muon detection system for probing internalstructure of a volcano. *Hyperfine interactions*, 138(1):521–526.

Tanaka, H., Nagamine, K., Nakamura, S., and Ishida, K. (2005). Radiographic measurements of the internal structure of mt. west iwate with near-horizontal cosmic-ray muons and future developments. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment*, 555(1):164–172.

Tanaka, H., Nakano, T., Takahashi, S., Yoshida, J., and Niwa, K. (2007a). Development of an emulsion imaging system for cosmic-ray muon radiography to explore the internal structure of a volcano, mt. asama. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment*, 575(3):489–497.

Tanaka, H., Nakano, T., Takahashi, S., Yoshida, J., Ohshima, H., Maekawa, T., Watanabe, H., and Niwa, K. (2007b). Imaging the conduit size of the dome with cosmic-ray muons: The structure beneath showa-shinzan lava dome, japan. *Geophysical Research Letters*, 34(22).

Tanaka, H., Nakano, T., Takahashi, S., Yoshida, J., Takeo, M., Oikawa, J., Ohminato, T., Aoki, Y., Koyama, E., Tsuji, H., et al. (2007c). High resolution imaging in the inhomogeneous crust with cosmic-ray muon radiography: The density structure below the volcanic crater floor of mt. asama, japan. *Earth and Planetary Science Letters*, 263(1):104–113.

Tanaka, H. K. (2013). Subsurface density mapping of the earth with cosmic ray muons. *Nuclear Physics B-Proceedings Supplements*, 243:239–248.

Tanaka, H. K., Kusagaya, T., and Shinohara, H. (2014). Radiographic visualization of magma dynamics in an erupting volcano. *Nature communications*, 5.

Tanaka, H. K., Miyajima, H., Kusagaya, T., Taketa, A., Uchida, T., and Tanaka, M. (2011). Cosmic muon imaging of hidden seismic fault zones: Rainwater permeation into the mechanical fractured zones in itoigawa–shizuoka tectonic line, japan. *Earth and Planetary Science Letters*, 306(3):156–162. Tanaka, H. K., Nakano, T., Takahashi, S., Yoshida, J., Takeo, M., Oikawa, J., Ohminato, T., Aoki, Y., Koyama, E., Tsuji, H., et al. (2008). Radiographic imaging below a volcanic crater floor with cosmic-ray muons. *American Journal of Science*, 308(7):843–850.

Tanaka, H. K., Uchida, T., Tanaka, M., Shinohara, H., and Taira, H. (2009). Cosmic-ray muon imaging of magma in a conduit: Degassing process of satsuma-iwojima volcano, japan. *Geophysical Research Letters*, 36(1).

Tanaka, H. K. and Yokoyama, I. (2008). Muon radiography and deformation analysis of the lava dome formed by the 1944 eruption of usu, hokkaido—contact between high-energy physics and volcano physics—. *Proceedings of the Japan Academy, Series B*, 84(4):107–116.

Tang, A., Horton-Smith, G., Kudryavtsev, V. A., and Tonazzo, A. (2006). Muon simulations for super-kamiokande, kamland, and chooz. *Physical Review D*, 74(5):053007.

Tarantola, A. (2005). *Inverse problem theory and methods for model parameter estimation*. siam.

Tarantola, A. and Valette, B. (1982a). Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion. *Reviews of Geophysics*, 20(2):219–232.

Tarantola, A. and Valette, B. (1982b). Inverse problems= quest for information. *J. geophys*, 50(3):150–170.

(US), G. S. and Paris, G. (2000). *Map and database of Quaternary faults and folds in Colombia and its offshore regions*. US Geological Survey.

V, J. and Operto, S. (2009). An overview of full-waveform inversion in exploration geophysics. *Geophysics*, 74(6):WCC1–WCC26.

Van Laarhoven, P. J. and Aarts, E. H. (1987). Simulated annealing. In *Simulated annealing: Theory and applications*, pages 7–15. Springer.

Van Oosterom, A. and Strackee, J. (1983). The solid angle of a plane triangle. *IEEE transactions on Biomedical Engineering*, (2):125–126. Wallace, P. J., Anderson, A. T., and Davis, A. M. (1999). Gradients in h2o, co2, and exsolved gas in a large-volume silicic magma system: Interpreting the record preserved in melt inclusions from the bishop tuff. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B9):20097–20122.

Wilson, C. J. and Charlier, B. L. (2016). The life and times of silicic volcanic systems. *Elements*, 12(2):103–108.



Apéndice A: Comparación Flujo de muones en la atmósfera

La elección del modelo de flujo de muones a cielo abierto es crucial para la muongrafía. Este flujo será usado para determinar la atenuación producida por el objetivo geologico (Lesparre et al., 2010). Por tanto, en este trabajo se derivó indirectamente el flujo diferencial de muones Φ_0 mediante dos formas distintas, con el fin de comparar y hacer la elección del flujo para continuar el proceso. La primera consistio en realizar una simulación Monte Carlo, a través de la cual son generadas un gran número de cascadas atmósfericas, inducidas por rayos cósmicos primarios. La segunda forma de generar este flujo de rayos cósmicos incidentes es ajustar las curvas paramétricas empíricas de los datos de flujo de muones medidos al nivel del mar. A continuación el proceso de simulación para los dos casos y al final los resultados de la comparación. **SECCIÓN A.1**

Simulación en CORSIKA

CORSIKA (Rayos Cósmicos para KAscade)¹ es un programa para la simulación detallada de cascadas extensas de aire iniciadas por partículas de rayos cósmicos de alta energía. Los protones, los núcleos ligeros hasta el hierro, los fotones y muchas otras partículas pueden ser tratados como primarios.

Las partículas son rastreadas a través de la atmósfera hasta que experimentan reacciones con los núcleos de aire o -en el caso de secundarios inestables- decaimiento. Las interacciones hadrónicas a altas energías pueden describirse alternativamente por varios modelos de reacción: Los modelos VENUS, QGSJET y DPMJET se basan en la teoría de Gribov-Regge, mientras que SIBYLL es un modelo de minijet. El modelo neXus se extiende por encima de una simple combinación de rutinas QGSJET y VENUS. El modelo EPOS más reciente se basa en el marco neXus, pero con importantes mejoras en relación con las interacciones duras y el efecto nuclear y de alta densidad. HDPM se inspira en los hallazgos del modelo de doble parton y trata de reproducir las distribuciones cinemáticas relevantes que se miden en los colisionadores.

Esta producción de muones es entonces propagada y atenuada a través de la atmósfera, para obtener el flujo a determinada altitud (Lesparre et al., 2010). El resultado de esta simulación se observa en la Fig. 63. Para esto se tuvieron en cuenta los siguientes parámetros:

- Rango cenital de incidencia de primarios entre 0° y 90°.
- Rango de energía de primarios entre 5 GeV y 10 GeV.
- Tiempo de simulación 1 hora (3600 s).
- Modelo atmosférico tropical.

¹https://www.ikp.kit.edu/corsika/

- Componente de campo magnético horizontal 27.14 μT y vertical 11.84 μT^2
- Altitud 2700 m s.n.m.



Figura 63: Se presenta el flujo de muones simulado por CORSIKA, para una altitud de 2700 metros en Colombia.

SECCIÓN A.2

Modelos semiempíricos

La segunda forma de generar este flujo de rayos cósmicos incidentes es ajustar las curvas paramétricas empíricas de los datos de flujo de muones medidos al nivel del mar.Se tienen varias aproximaciones:

Modelo Gaisser/MUSIC (2008/1998)

El pionero en producir en forma análitica el espectro de muones fue E. Bugaev en 1970 (Bugaev et al., 1970). Este espectro fue popularizado por Gaisser en (1990) y modificado en el 2006 Tang et al, debido a la sobrestimación del flujo incidente para energías ($E_o < 100 GeV$). Finalmente fue implementado en el código Monte Carlo MUSIC (2008) siguiendo la siguiente fórmula:

$$F_{GM}(\theta, E_0) = A_{GM}(E_0)^{-\gamma} \left(\frac{1}{1 + \frac{Ep_0 \cos \theta}{E_{\pi}}} + \frac{G_0}{1 + \frac{Ep_0 \cos \theta}{E_k}} + r_c \right),$$
(A.1)

 $\cos A_{GM} = A_G \left(\frac{120\cos\phi}{1030}\right)^{\frac{1,04}{(E_0 + \Delta E/2)\cos\phi}}, \gamma = 2,7, A_G = 0,14, Ep_0 := E_0 + \Delta E, \Delta E = 2,06 \times 10^{-3} \left(\frac{1030}{\cos\phi} - 120\right), r_c = 10^{-4}, B_G = 0,054, E_\pi = 115/1,1 \text{ GeV}, E_k = 850/1,1 \text{ GeV},$

La curvatura de la Tierra reduce el espesor de las capas atmosféricas, por esta razón se hace una corrección para para ángulos cenitales ($\Theta > 70^\circ$):

$$(\cos\phi = \sqrt{1 - \frac{1 - \cos^2\theta}{\left(1 + \frac{H_{atm}}{R_{earth}}\right)^2}}), \qquad (A.2)$$

donde $H_{atm} = 32Km$ es la altitud superior de producción de muones y $R_{Earth} = 6,370Km$ es el radio de la Tierra.

Modelo Reyna/Bugaev (2006/1998)

La empirica parametrización propuesta por Reyna(2006) (Reyna, 2006) puede ser utilizada para calcular el flujo diferencial para todos los ángulos cenitales y para todo el rango de energías $1GeV \le E \le 2000GeV$:

$$F_{RB}(\theta, E_0) = \cos^3 \Phi_B(p \cos \Theta), \tag{A.3}$$

donde Φ_B es el espectro propuesto por Bugaev et al (1998) dado por $\Phi_B = A_B p_0^{-(a_3 y^3 + a_2 y^2 + a_1 y^1 + a_0)}$, con $p^2 c^2 = E_0^2 - E_{rest}^2$, con la masa de reposo del muon $E_{rest} = 0,10566$ GeV, $y = \log_{10}(p0)$, y $p_0 = p \cos \theta$. Los valores de los parámetros son: $a_3 = 0,0209$, $a_2 = -0,2555$, $a_1 = 1,288$, $a_0 = 0,2455$, y $A_B = 0,00253$.

Modelo Reyna/Hebbeker (2002/1998)

Hebbeker y Timmermans (Hebbeker and Timmermans, 2002) ajustaron conjuntos de datos y encontraron nuevas normalizaciones a través de un procedimiento iterativo (Lesparre et al., 2010). Ellos encontraron un nueva forma de flujo independiente del flujo propuesto por Bugaev en el 2008 (Bugaev et al., 1998), describiendo su modelo así:

$$F_{RH}(\theta, E_0) = A_H 10^{h_1 \frac{y^3 - 5y^2 + 6y}{2} + h_2 \frac{-2y^3 + 9y^2 - 10y + 3}{3} + h_3 \frac{y^3 - 3y^2 + 2y}{6} + s_2 \frac{y^3 - 6y^2 + 11y - 6}{3}}{6}.$$
 (A.4)

con los siguientes valores de parametros : $h_1 = 0,133$, $h_2 = -2,521$, $h_3 = -5,78$ and $s_2 = -2,11$, and $A_H = 8,6 \times 10^{-5}$. Sin embargo, este modelo presenta una limitación y es que solo tiene en cuenta la incidencia vertical, $\theta = 0$. Por esta razón, es posible usar la modelización propuesta por (Reyna,2006) (Reyna, 2006) dada por la ecuación A.3, sustituyendo el Φ_B por el espectro propuesto por Hebbeker y Timmermans (2002).

Modelo Tanaka (2008)

De acuerdo a una compilación de datos experimentales, Tanaka (Tanaka et al., 2008) en el 2008 propuso un modelo de espectro diferencial al nivel del mar así:

$$F_T(\theta, E_0) = A_T W_\mu (Ep_0)^{-\gamma} \left(\frac{r_\pi^{-1} B_\pi \sec \theta}{Ep_0 + B_\pi \sec \theta} + 0.36 b_r \frac{r_k^{-1} B_k \sec \theta}{Ep_0 + B_k \sec \theta} \right), \tag{A.5}$$

donde $A_T = 1,8 \times 10^{-3}$, $\gamma = 2,7$, $Ep_0 := E_0 + \Delta E$, $\Delta E = 2,6$, $r_k = 0,52$, $r_\pi = 0,78$, $B_\pi = 90$ GeV, $B_k = 442$ GeV, $b_r = 0,635$.

Se realizo una comparación de los modelos empiricos Gaisser/MUSIC (2008/1998) (Tang et al., 2006), Reyna/Bugaev (2006/1998) (Reyna, 2006), Reyna/Hebbeker (2002/1998) (Hebbeker and Timmermans, 2002) y Tanaka(2008) (Hebbeker and Timmermans, 2002). A estos modelos semiempiricos se les hizo la corrección por altitud propuesta por (Lesparre et al., 2010):

$$\frac{\Phi(h)}{\Phi(h=0)} = exp(\frac{-h}{h_0}),\tag{A.6}$$

Las Fig. 64 y Fig. 65 muestra el flujo diferencial para cuatro ángulos cenitales (0°, 50°, 65° y 85° calculados a partir de los cuatro modelos analíticos anteriores. Para un ángulo de 0° los cuatro modelos predicen valores significativamente cercanos entre si. Sin embargo, a partir de 50° los modelos de Tanaka y Reyna/Hebbeker difieren por un factor de 2 en el dominio de bajas energías con respecto a los modelos de Gaisser/MUSICA y Reyna-Bugaev.



Figura 64: Flujo diferencial de muones calculados mediante cuatro diferentes modelos analíticos para 0° y 50° de cenit.



Figura 65: Flujo diferencial de muones calculados mediante cuatro diferentes modelos analíticos para 65° y 85° de cenit

Finalmente se realizó una comparación de los flujos diferenciales medidos con la simulación en CORSIKA con respecto a los cuatro modelos empíricos, ver Fig. 66. Se observa una sobrestimación del flujo diferencial de muones calculado con los modelos empíricos respecto al flujo calculado con la simulación de CORSIKA. Esta sobrestimación probablemente se deba a que los modelos semiempiricos no consideran efectos estáticos como la latitud geomagnética, la modulación solar y las variaciones atmosféricas que podrían inducir fluctuaciones temporales.



Figura 66: Simulación del flujo de muones para una altitud de 2700 metros mediante dos métodos diferentes: CORSIKA y modelos semiempiricos. Se observa una sobrestimación del flujo mediante los modelos analíticos con respecto al flujo calculado por CORSIKA

Apéndice ${f B}$

Apéndice B: Cálculo Aceptancia para proyecto MuTe

Las características del Detector de Muones de la Universidad de Santander, Bucaramanga, Colombia con el fin de el estudio de estructuras volcánicas son las siguientes:

- 1. **Centelladores**: El MuTe se compone dos paneles de detección de partículas cósmicas que permiten determinar la dirección de procedencia de cada una de ellas. Cada panel se compone de 30 barras centelladoras de largo 120 cm y ancho 4 cm. Se colocan para cada panel 30 barras en dirección horizontal y 30 barras en dirección vertical, formando un cuadrado de detección de 120×120 cm², la distancia de separación de ambos paneles (frontal y posterior en adelantes) es de D = 200 cm (D = 230 cm). De esta manera cada panel se compone de 30 píxeles en dirección horizontal y 30 píxeles en la dirección vertical para un total de 900 píxeles en cada panel.
- Tanque Cherenkov: el cual se compone de un cubo de 120×120×120 cm³ de volumen y cuya principal funcionalidad consiste en la determinación de la energía de las partículas incidentes y por ende de la caracterización y determinación del tipo.
- Una estructura de armazón que mantiene las piezas y elementos unidos y posicionados para la práctica de la muongrafía.
- 4. Una serie de electrónica muy particular y específica para el manejo de cada detector.

SECCIÓN B.1

Aceptancia de los paneles centelladores

Para un par de placas (cuadradas, según construcción) separadas por una distancia *D* (en centímetros), de tal manera que cada una de las placas tiene N_x píxeles en la dirección \mathbf{X}^+ y N_y píxeles en la dirección \mathbf{Y}^+ de tamaños *d* (en centímetros). Para el caso el telescopio MuTe, D = 200 cm, $N_x = N_y = 30$ y d = 4 cm, ver Fig. 67.



Figura 67: Esquema de un detector de radiación para la reconstrucción de las trayectorias de los muones.

En primer lugar, el objetivo principal de MuTe se traduce en reconstruir las direcciones de arribo $(r_{m,n})$ al MuTe-HC. Para esto, se emplean los detectores basados en CP, y se define el sistema de referencia de la siguiente manera: el eje *Z* se alinea con la dirección que mira hacia el volcán, y los ejes *X* y *Y* se ubican sobre el plano de los CP, siguiendo la regla de la mano derecha. La figura 67 ilustra esta definición. Cada plano del detector CP se identifica de acuerdo a su ubicación respecto al volcán. El panel más cercano al volcán se denomina frontal, mientras el más lejano posterior. La forma en que los CP permiten reconstruir las trayectorias de las partículas se basa en un sistema de píxeles. Estos píxeles, en cada panel, se construyen a partir de 60 barras centelladoras: 30 paralelas al eje *X* y 30 paralelas al eje *Y*. De esta manera, por panel, se obtiene un plano de detección *XY* correspondiente a una matriz de 900 píxeles de 16 cm², un área total de detección de 1.44 m², y espesor de aproximadamente 2 cm. Cada píxel de cada panel tiene una identificación única definida por $r_{i,j}^{F/P}$, donde *F* y *P* hacen referencia al panel al que pertenece este píxel, esto es *F* si es el plano frontal o *P* si es el posterior; el índice *i* representa las barras centelladoras orientadas en el eje *X*, mientras *j* las orientadas con el eje *Y*. Estos dos planos *XY* serán montados de tal forma que queden con con una separación variable máxima de 2 m en la dirección *Z*. De acuerdo con esto, la trayectoria de un Muón a través del plano *XY* frontal producirá una señal en una única barra *X* y una única barra *Y*, activando de esta manera el píxel $r_{i,j}^F$. El mismo efecto se producirá en algún otro píxel del plano posterior, activándose el píxel $r_{k,l}^F$. La línea recta que une los pixels $r_{i,j}^F$ y $r_{k,l}^P$ corresponderá a la trayectoria que ha realizado el Muón al atravesar el instrumento. Todos los pares de píxeles con igual posición relativa, m = i - j, n = k - l comparten la misma dirección promedio de arribo $r_{m,n}$, es decir, que todas las partículas que arriben al instrumento con dirección $r_{m,n}$ compartirán esta misma dirección sin importar la trayectoria que describan por los CP, ver Fig. 68



Figura 68: La trayectoria de un muón μ determina un área efectiva en las placas a partir de todas las trayectorias equivalentes, y por ende un ángulo de mira.

El arribo de un muón al detector está caracterizado por un vector de trayectoria

$$\vec{r} = X_{arribo} \mathbf{e}_1 + Y_{arribo} \mathbf{e}_2 + Z_{arribo} \mathbf{e}_3, \tag{B.1}$$

donde \mathbf{e}_1 , \mathbf{e}_2 y \mathbf{e}_3 , son los vectores unitarios en las direcciones de los ejes *X*, *Y* y *Z*, respectivamente, y su módulo es

$$r = |\vec{r}| = \sqrt{X_{arribo}^2 + Y_{arribo}^2 + Z_{arribo}^2},$$
(B.2)

de tal manera que los cosenos directores que definen la dirección de la trayectoria del muón están dados por

$$\cos \alpha = \frac{X_{arribo}}{r}, \cos \beta = \frac{Y_{arribo}}{r}, \cos \gamma = \frac{Z_{arribo}}{r}.$$
 (B.3)

En este caso $X_{arribo} = (i - k)d$, $Y_{arribo} = (j - l)d$ y $Z_{arribo} = D$, de tal manera que la trayectoria es completamente determinada conociendo los pares de píxeles que se iluminan haciendo coincidencia en los paneles frontal y posterior respectivamente, como se muestra en la siguiente figura. En este caso los cosenos directores que determinan la dirección de la partícula están dado por

$$\cos \alpha = \frac{X_{arribo}}{r} = \frac{(i-k)d}{\sqrt{(i-k)^2d^2 + (j-l)^2d^2 + D^2}},$$
 (B.4)

$$\cos\beta = \frac{Y_{arribo}}{r} = \frac{(j-l)d}{\sqrt{(i-k)^2d^2 + (j-l)^2d^2 + D^2}},$$
(B.5)

$$\cos \gamma = \frac{Z_{arribo}}{r} = \frac{D}{\sqrt{(i-k)^2 d^2 + (j-l)^2 d^2 + D^2}}.$$
 (B.6)

Los cosenos directores cumplen con la restricción natural $\cos^2 \alpha + \cos^2 \beta + \cos^2 \gamma = 1$. De lo anterior, pueden invertirse estas ecuaciones para obtener los puntos iluminados en el detector a partir de los cosenos directores, tal que,

$$(i-k)d = \pm \frac{D\cos\alpha}{\sqrt{1-\cos^2\alpha + \cos^2\beta}}, \quad (j-l)d = \pm \frac{D\cos\beta}{\sqrt{1-\cos^2\alpha + \cos^2\beta}}.$$
 (B.7)

En este caso, dada la geometría particular de este detector, el ángulo α y β poseen un valor mínimo para que procure coincidencia de detección simultanea en ambos paneles. El

ángulo mínimo para α y β , están dados por

$$\alpha_{min} = \arctan\left(\frac{D}{dN_x}\right), \quad \beta_{min} = \arctan\left(\frac{D}{dN_y}\right), \quad (B.8)$$

determinando un intervalo para los cuales α y β producen coincidencia en ambas placas centelladoras. En este caso particular, tenemos que $\alpha_{min} < \alpha < 180 - \alpha_{min}$ y $\beta_{min} < \beta < 180 - \beta_{min}$, donde debido a que los paneles son cuadrados se tiene que $\alpha_{min} = \beta_{min} = 38,65 = 0,674$ rad¹.

Otra forma en la que se puede recostruir la trayectoria sería considerando no los cosenos directores sino los ángulo azimutal y cenital de entrada del muón, es decir, considerar coordenadas esféricas. En este caso,

$$\cos\varphi = \frac{X_{arribo}}{r'} = \frac{(i-k)d}{\sqrt{(i-k)^2d^2 + (j-l)^2d^2}},$$
(B.9)

$$\sin \varphi = \frac{Y_{arribo}}{r'} = \frac{(j-l)d}{\sqrt{(i-k)^2 d^2 + (j-l)^2 d^2}},$$
(B.10)

$$\cos\theta = \frac{Z_{arribo}}{r} = \frac{D}{\sqrt{(i-k)^2 d^2 + (j-l)^2 d^2 + D^2}}.$$
 (B.11)

Invirtiendo nuevamente las ecuaciones anteriores se tiene que

$$(i-k) = \pm \frac{D\cos\varphi\sin\theta}{d\cos\varphi}, \quad (j-l) = \pm \frac{D\sin\varphi\sin\theta}{d\cos\varphi},$$
 (B.12)

en términos de los cosenos directores se tienen las relaciones

$$\cos \alpha = \cos \varphi \sin \theta, \quad \cos \beta = \sin \varphi \sin \theta,$$
 (B.13)

$$\varphi = \arctan\left(\frac{\cos\beta}{\cos\alpha}\right), \quad \theta = \sqrt{1 - \cos^2\alpha - \cos^2\beta}.$$
 (B.14)

¹Para ángulos fuera de este intervalo no se produce coincidencia simultanea y por tanto el código no calcula un área efectiva de detección. Esto se debe a que la trayectoria detecta un píxel en alguno de los paneles sin embargo sin ningún píxel en el otro panel.

De esta manera entonces que dado una relación recíproca entre las direcciones de arribo del muón con la los píxeles iluminados en ambas placas, es posible construir un par de códigos que interpreten estas características y simulen el dispositivo para ángulos particulares o píxeles iluminados particulares.

El ángulo sólido total Ω , sustendido por el telescopio y su resolución angular $\delta\Omega$, dependen del número de píxeles, $N_x \times N_y$, sus tamaños d, y la distancia de separación de los paneles D. $\delta\Omega$ cubre todas las trayectorias que permiten un impacto de muones para el par de píxeles P_{ij}^F , P_{kl}^F . Todos los pares de píxeles con la misma posición relativa, m = i - k, n = j - l, tienen la misma dirección de arribo promedio, r_{mn} y el mismo $\delta\Omega(r_{mn})$. La dirección r_{00} es la dirección normal a la matrices y se corresponde con $N_{00} = N_x \times N_y$ pares de píxeles homólogos P_{ij}^F , P_{kl}^F . La aceptancia es determinada multiplicando el área de detección por la resolución angular (Lesparre et al., 2010).

$$T(\mathbf{r}_{mn}) = S(\mathbf{r}_{mn}) \times \delta\Omega(S(\mathbf{r}_{mn})), \tag{B.15}$$

como hemos advertido anteriormente.

Un telescopio con dos matrices de $N_x \times N_y$ píxeles tiene $(2N_x - 1) \times (2N_y - 1)$ direcciones discretas r_{mn} , que cubren un ángulo sólido Ω , en este caso 3481 direcciones discretas.

Para el caso que nos ocupa, la geometría básica se muestra en la figura 68. Teniendo esto en mente y para los efectos de calcular la resolución angular, consideramos el par de pixeles iluminiados por el arribo del muón tanto en el panel frontal como posterior, vemos que las áreas de estos pixeles de detección en los centelladores de las placas frontal y posterior determinan un paralelepípedo de bases rectangulares para una determinada dirección de arribo del muón. Lo que se quiere es entonces calcular el ángulo sólido sustendido por el área \Box **PQRS** en el punto **O**', el cual se encuentra en el punto medio del picxel (*k*, *l*) en la placa inferior, véase la Fig. 69.



Figura 69: La trayectoria de un muón μ determina un área efectiva en las placas a partir de todas las trayectorias equivalentes, y por ende un ángulo de mira. El ángulo sólido a calcular es el que sustiende el área efectiva \Box **PQRS** en el punto **O**'.

Una manera de resolver este problema pudiera ser usando la fórmula de Van Oosterom y Strackee (Gossman et al., 2010), (Van Oosterom and Strackee, 1983). Según este formalismo dado unos vectores \vec{u}_1 , \vec{u}_2 y \vec{u}_3 en el espacio \mathbb{R}^3 , con longitudes u_1 , u_2 y u_3 , respectivamente, el ángulo sólido del tetraedro sustendido por los vectores \vec{u}_1 , \vec{u}_2 y \vec{u}_3 , en el origen de los tres vectores, es obtenido mediante la ecuación (exacta)

$$\tan\left(\frac{\Omega}{2}\right) = \frac{\vec{u}_1 \times \vec{u}_2 \cdot \vec{u}_3}{(\vec{u}_1 \cdot \vec{u}_2)u_3 + (\vec{u}_1 \cdot \vec{u}_3)u_2 + (\vec{u}_3 \cdot \vec{u}_2)u_1 + u_1u_2u_3}.$$
 (B.16)

Para una dirección particular

$$r_{mn} = d(i-k)\hat{\mathbf{e}}_1 + d(j-l)\hat{\mathbf{e}}_2 + D\hat{\mathbf{e}}_3 := dm\hat{\mathbf{e}}_1 + dn\hat{\mathbf{e}}_2 + D\hat{\mathbf{e}}_3, \tag{B.17}$$

entonces el área efectiva de la placas iluminadas por todas las trayectorias equivalentes es

$$S(r_{mn}) = d^{2}[N_{x} - (i - k)][N_{y} - (j - l)] := d^{2}(N_{x} - m)(N_{y} - n),$$
(B.18)

y por tanto las dimensiones de dicha área son $d(N_x - m)$ y $d(N_y - n)$ respectivamente.

De esta manera, y usando el resultado anterior, es posible calcular el ángulo sólido sustendido por el área efectiva \Box **PQRS** en el punto **O**' de la Fig. 69, dividiendo dicha área en par de triángulos y calculando el ángulo sólido para cada uno de estos triángulos, de manera que el ángulo buscado será la suma de los ángulos sólidos de los dos tetraedros usados, en este caso los triángulos Δ **PQS**, cuyos vectores son \vec{r}_1 , \vec{r}_2 y \vec{r}_3 , y Δ **QRS**, cuyos vectores son \vec{r}_2 , \vec{r}_3 y \vec{r}_4 .

En particular para este caso tendremos que

$$\mathbf{r}_{OO'} = kd\hat{\mathbf{e}}_{1} + ld\hat{\mathbf{e}}_{2} + 0\hat{\mathbf{e}}_{3},$$

$$\mathbf{r}_{OP} = \frac{(2i-1)d}{2}\hat{\mathbf{e}}_{1} + \frac{(2j-1)d}{2}\hat{\mathbf{e}}_{2} + D\hat{\mathbf{e}}_{3},$$

$$\mathbf{r}_{OQ} = \frac{(2i+1)d}{2}\hat{\mathbf{e}}_{1} + \frac{(2j+1)d}{2}\hat{\mathbf{e}}_{2} + D\hat{\mathbf{e}}_{3},$$

$$\mathbf{r}_{OR} = \frac{(2i+1)d}{2}\hat{\mathbf{e}}_{1} + \frac{(2j-1)d}{2}\hat{\mathbf{e}}_{2} + D\hat{\mathbf{e}}_{3},$$

$$\mathbf{r}_{OS} = \frac{(2i-1)d}{2}\hat{\mathbf{e}}_{1} + \frac{(2j-1)d}{2}\hat{\mathbf{e}}_{2} + D\hat{\mathbf{e}}_{3},$$

(B.19)

donde m := i - k y n := j - l, por tanto

$$\mathbf{r}_{1} = \mathbf{r}_{OP} - \mathbf{r}_{OO'} = \frac{d(2m-1)}{2} \hat{\mathbf{e}}_{1} + \frac{d(2n-1)}{2} \hat{\mathbf{e}}_{2} + D \hat{\mathbf{e}}_{3},$$

$$\mathbf{r}_{2} = \mathbf{r}_{OQ} - \mathbf{r}_{OO'} = \frac{d(2m-1)}{2} \hat{\mathbf{e}}_{1} + \frac{d(2n+1)}{2} \hat{\mathbf{e}}_{2} + D \hat{\mathbf{e}}_{3},$$

$$\mathbf{r}_{3} = \mathbf{r}_{OR} - \mathbf{r}_{OO'} = \frac{d(2m+1)}{2} \hat{\mathbf{e}}_{1} + \frac{d(2n-1)}{2} \hat{\mathbf{e}}_{2} + D \hat{\mathbf{e}}_{3},$$

$$\mathbf{r}_{4} = \mathbf{r}_{OS} - \mathbf{r}_{OO'} = \frac{d(2m+1)}{2} \hat{\mathbf{e}}_{1} + \frac{d(2n+1)}{2} \hat{\mathbf{e}}_{2} + D \hat{\mathbf{e}}_{3}.$$
 (B.20)

Finalmente usando la fórmula (B.16) para los tetraedros (\mathbf{r}_1 , \mathbf{r}_2 , \mathbf{r}_4) y (\mathbf{r}_2 , \mathbf{r}_3 , \mathbf{r}_4) tenemos el ángulo sólido a partir de la suma de los dos tetraedros que se forman. Entonces la aceptancia es

$$T(\mathbf{r}_{mn}) = S(\mathbf{r}_{mn}) \times \delta\Omega(S(\mathbf{r}_{mn})).$$
(B.21)

Un telescopio con dos matrices de $N_x \times N_y$ píxeles tiene $(2N_x - 1) \times (2N_y - 1)$ direcciones
discretas \mathbf{r}_{mn} que cubren el ángulo sólido Ω y además el área completa tiene $N_x \times N_y$ píxeles. Para este caso en particular de este telescopio se tienen 3481 direcciones discretas.



Figura 70: Resolución angular (sr) y función aceptancia para el telescopio equipado con dos matrices de 30×30 píxeles de 4 cm de lados y separadas por una distancia de 200 cm, en función del ángulo azimutal que determina la trayectoria tanto en la placa frontal como en la posterior.

La aceptancia para este telescopio es de aproximadamente 5.76 cm² sr, mientras que el ángulo sólido es del orden de 1.6×10^{-3} sr para el máximo de incidencia.

Esta estimación de detección calculada en esta sección permite inferir el flujo de muones recogidos por el telescopio. Por ejemplo, en una estimación somera para un flujo crudo con valor $1,5 \times 10^{-6}$ muones cm⁻² sr⁻¹ s⁻¹, lo cual se corresponde con 500 m de cobertura de roca (Nagamine, 2003), y se puede invertir la ecuación para el flujo integrado y multiplicando este flujo por una superficie típica de detección ≈ 5.29 cm² sr, obtenemos un número de eventos de alrededor de $8,68 \times 10^{-6}$ muones s⁻¹ o bien ≈ 1 muón/día para cada dirección r_{mn} , lo cual hace que se deban tener muchos días para tener una buena razón señal-ruido.

Apéndice **C**

Apéndice C: Volcán Cerro Machín

El volcán Cerro Machín (CMV) está localizado sobre el flaco Oriental de la Coordillera Central de Colombia, a 17 Km al noroeste de la ciudad de Ibagué en Departamento de Tolima. Es el volcán activo más peligroso de Colombia debido a su alto potencial explosivo, composición de magmas eruptivos evolucionados, y la magnitud de las pasadas erupciones (Murcia et al., 2008). Durante los últimos 5000 años, el volcán ha entrado en erupción al menos seis veces, a aproximadamente 5000, 4600, 3600, 2600, 1200, y 900 años (Rueda, 2005). La convergencia de la placa Nazca bajo el margen NW de la suramericana y el fallamiento intraplaca (placas Nazca, Suramericana y micro- placa Coiba con el bloque Andino) son los principales procesos que inciden sobre el vulcanismo de la zona.

SECCIÓN C.1

Estratigrafía regional

De acuerdo a la cartografía geológica preliminar a escala 1:100.000 de la plancha 244 Ibagué (Mosquera et al., 1982) la zona de estudio comprende:

- **C.1.1** Neises y Anfibolitas de Tierradentro (pen pea) Constituida por néises cuarzo feldespáticos, néises biotíticos, néises anfibólicos y anfibolitas; ocasionalmente se encuentran cuarcitas y mármoles. Los néises cuarzo feldespáticos Y biotíticos tienen estructura bandeada, ocasionalmente migmatítica y grano medio a grueso; mineralógicamente están constituidos por cuarzo granoblástico, oligoclasa, feldespato potásico, casi siempre ortoclasa; en los néises micáceos el contenido de biotita es 15-20 mientras que en los feldespáticos es menor del 15 . Eventualmente se encuentran moscovita y sillimanita; los accesorios son apatito y zircón (Mosquera et al., 1982).
- C.1.2 Complejo Cajamarca (ev;es;q) La unidad fue descrita inicialmente por Nelson (1962) sobre la vía Ibagué-Armenia, siendo su sección tipo entre Cajamarca y el Alto de la Línea y denominada como la Serie de Cajamarca. Posteriormente se le conoció como Grupo Cajamarca (Mosquera et al., 1982); (McCourt et al., 1984), Terreno Tahamí (Restrepo and Toussaint, 1989), Complejo Polimetamórfico de la Cordillera Central (Restrepo and Toussaint, 1989), Complejo Cajamarca (Maya and González, 1995) y Terreno Cajamarca-Valdivia (Cediel et al., 2003). Litológicamente corrsponde a una secuencia de metamorfitas que comprenden esquistos verdes clorítico-actinolíticos, esquisto negro cuarzo-sericítico-grafitoso, filitas cuarcitas y en menor proporción anfibolitas y mármoles (Núñez and Murillo, 1982); (Maya and González, 1995)
- **C.1.3 Formación Quebradagrande (Kv Kis)** Esta unidad fue descrita por Botero (1963) (Arango, 1963), al S de Medellín (Antioquia), como una secuencia vulcano – sedimentaria, de edad Cretácea. Rocas similares fueron cartografiadas por citemosquera1978geologia. El miembro volcánico (Kv) es representado por rocas verdes, de textura afanítica y porfirítica; se pueden identificar diabasas, basalto, andesitas y tobas. En algunos sitios de la carretera a la Repetidora, se observan restos de 12 estructuras almohadilladas. Las texturas dominantes son cataclásicas, con relictos de textura ofítica y subofítica. El miembro sedimentario (Ks) consta de shales negros, areniscas, grawacas y bancos delgados

de chart negro; en estas rocas el mineral dominante es cuarzo, micro y criptocristalino; además albita – oligoclasa, actinolita, epidota, sericita, grafito y fragmentos de roca. Tanto la parte volcánica como la sedimentaria han sufrido metamorfismo, que ha originado la asociación mineralógica pumpellita – clorita – actinolita – calcita – epidota, que corresponde a metamorfismo de muy bajo grado, de presión media

- **C.1.4 Hipoabisales (Tad)** Núñez y Murillo en el año 1982 (Núñez and Murillo, 1982) y Núñez en el 2001 (Núñez et al., 2001) reportan rocas porfiríticas hacia el oeste y noreste de Cajamarca y sobre la vía hacia La Línea de composición dacítica- ndesítica, microdiorítica y tonalítica. Las dacitas se muestran como masas pequeñas de entre 2-3 Km2 y diques cortando el Complejo Cajamarca. Desde el punto de vista composicional predomina plagioclasa (alterada a sericita), cuarzo y hornblenda, mientras los accesorios son apatito, clorita, calcita, epidota, magnetita, esfena y pirita rellenando fracturas. Las andesitas son más comunes y se diferencian de las dacitas porque el cuarzo no supera el 5 y la presencia ocasional de biotita.
- C.1.5 Domos dacíticos (TQa) Son cuerpos extrusivos que se encuentran asociados al Volcán Cerro Machín. Las lavas son grises y composicionalmente al microscopio se observa plagioclasa, biotita, hornblenda, hiperstena y augita. La matriz es de vidrio y plagioclasa.
- **C.1.6 DPiroclásticos (Qto) y Flujos de Lodo (Qfl)** Son depósitos sedimentarios, de origen fluvial, glacial, coluvial o mixto; poco o nada consolidados. La más extensa de estas acumulaciones corresponde al Cono o Abanico Aluvial de Ibagué. Los demás depósitos son flujos de lodo de origen volcanoglacial y aluviones.

Extensos depósitos son reconocidos en las cuencas de los ríos Bermellón, Coello y Combeima así como por la vía Cajamarca-La Línea junto con los depósitos piroclásticos con textura dominantemente en tamaño ceniza, lapilli y en menor frecuencia bombas se observan acumulaciones de lahares (Núñez and Murillo, 1982), (Núñez et al., 2001). Los flujos de lodo provienen principalmente del Nevado del Tolima; son acumulaciones de cantos de rocas volcánicas, principalmente, en una matriz tobáceas, que rellenan valles preexistentes. El más extenso de estos flujos rellenó los valles de los ríos Toche, Tochecito, Bermellón y Coello, desde Cajamarca hasta Gualanday. Este flujo de lodo se originó con el aporte casi exclusivo del volcán Nevado del Tolima y posiblemente del Volcán Machín. Los Depósitos Aluviales son comunes en todas las corrientes de agua que drenan el área de la Plancha 244; su composición y espesor varían de acuerdo con la litología y el relieve del área drenada por cada corriente en particular.

SECCIÓN C.2

Estratigrafía Volcán Cerro Machín

La estratigrafía del volcán cerro Machín corresponde una serie de episodios de origen volcánico principalmente, de composición dacítica y consta de cinco (5) depósitos volcaniclasticos y lahares de los últimos 6000 años aproximadamente (Méndez, 2001). El volumen estimado de estos depósitos rodea los 4,5 Km3 de material que rodea la zona aledaña del VCM incluyendo a los centros poblados de Cajamarca y Anaime, ver fig 71.

En el trabajo expuesto por Méndez en el 2001 (Méndez, 2001), se presenta una propuesta estratigráfica para dividir los flujos existentes en la zona de estudio y unificarlos en lo que llamo la Formación Machín, tomando como base los planteamientos establecidos en la International Stratigraphic Guide (1994) (Salvador et al., 1994) de la siguiente manera:

- Flujo El Espartillal (5100+/- 110 años)
- Flujo Amaime (4770 +/- 60 años)
- Flujo Toche (3675 +/- 35 años)
- Flujo Santa Marta (2805 +/- 55 años)

- Flujo San Juan (1205 +/- 185 años)
- Piroclastos de caída
- Lahares



Figura 71: Mapa geológico del VCM y sus alrededores, adaptado de (CHEC, 1983), (Cepeda et al., 1995)

C.2.1 Flujo El Espartillal (5100 años) Se denomina con este nombre un depósito de flujo piroclástico de ceniza y pómez, con líticos accesorios, que aflora en la quebrada El Espartillal, afluente del río Anaime, unos 3 km antes de su confluencia con el río Bermellón. En el afloramiento de la quebrada El Espartillal el depósito tiene una extensión aproximada de 200 m de largo por 12 m de alto, y se caracteriza por contener una capa de madera carbonizada, algunos de cuyos constituyentes alcanzan hasta 50 cm de diámetro y longitudes cercanas a los 2 m. Este depósito está conformado, principalmente, por ceniza, pómez

y líticos esporádicos. La ceniza está compuesta por cristales de cuarzo, plagioclasa, biotita y vidrio, con algunos fragmentos de pómez y líticos de orden milimétrico. Las pómez son densas a ligeramente porosas y tamaño milimétrico a decimétrico; el color es blanco a gris, son porfiríticas, algunas fibrosas y están compuestas por cristales de cuarzo, plagioclasa, anfíbol y biotita. En el depósito se observan estructuras pipe hasta de 5 cm de ancho y varios metros de altura. La posición estratigráfica de este nivel ha sido establecidas por las dataciones radiométricas en trozos de madera carbonizada contenida en el flujo, la cual fue datada en 5100 110 años A.P., lo que ha permitido considerarlo, hasta el momento, como el depósito más antiguo de la formación Machín (Cepeda et al., 1995), (Méndez, 2001).

- C.2.2 Flujo Amaime (4770 años) Se trata de un depósito de flujo piroclástico de ceniza y pómez, localizado en la margen derecha del río Anaime, a 2 km de su confluencia con el río Bermellón. Está constituido por ceniza y pómez con algunos líticos; rellena parcialmente, en forma de pequeñas terrazas, el cauce del río Anaime y es explotado como cantera para obtención de materiales de construcción. Las fuertes crecientes del río Anaime han erodado profundamente el depósito, dejando pequeños remanentes. Las pómez son fibrosas, de color blanco a habanas, con tamaños que oscilan desde unos pocos milímetros hasta 3 cm, compuestas de cristales de cuarzo, plagioclasa, biotita y anfíboles como accesorios. Los líticos son del orden milimétrico, de color negro, muy vítreos.(Cepeda et al., 1995), (Méndez, 2001).
- **C.2.3** Flujo Toche (3675 años) Es el depósito de un flujo piroclástico de ceniza y bloques con algunas pómez lo que evidencia un cambio en la actividad volcánica del Cerro Machín. Cambia, paulatinamente, su composición a un depósito de ceniza y pómez, con estructura de oleadas piroclásticas "surges", que se observan en el corregimiento de Toche y en la carretera que de Cajamarca conduce al sector de San Lorenzo Bajo. Las pómez son de color blanco, grises y rosadas con tamaños que alcanzan los 30 cm, son desde muy densas a porosas, con altos contenidos de texturas fibrosas. Están compuestas por fenocristales de cuarzo, plagioclasa, biotita, anfíbol y piroxeno, en una matriz afanítica vítrea. Los líticos

alcanzan los 40 cm de diámetro, son porfiríticos, de color gris, negro y rojizos, muy vítreos, de angulares a subangulares, también abundan los fragmentos de rocas metamórficas, provenientes del basamento del volcán Cerro Machín. La matriz está compuesta principalmente de fragmentos de pómez y líticos embebidos en abundantes cristales de cuarzo, plagioclasa, biotita, anfíboles y piroxenos. El depósito tiene la característica de presentar abundante madera carbonizada, la cual genera estructuras de chimenea (pipes) hasta de 60 cms de longitud y 20 cms de diámetro, las cuales son cortadas abruptamente por la base de los depósitos correspondientes al Flujo Santa Marta. Este depósito de flujo piroclástico ocurrió hace 3675 años, como se desprende de la edad obtenida en madera carbonizada proveniente de un depósito localizado en el Corregimiento de Toche (Cepeda et al., 1995).

- C.2.4 Flujo Santa Marta (2805 años) Corresponde a un flujo de ceniza, pómez y líticos, de más de 15 metros de espesor; está compuesto por fragmentos de pómez y líticos del orden centimétrico, embebidos en una matriz tamaño ceniza. Las pómez son fibrosas, de color blanco a habanas, con tamaño que oscila desde unos pocos mm hasta los 5 cm, compuestas de cristales de cuarzo, plagioclasa, biotita, piroxenos y anfíboles. Algunas de ellas presentan en su interior coloraciones rojizas como un indicio de un alto contenido calórico. Los líticos de hasta 10 cms de diámetro, son provenientes de rocas metamórficas del basamento del volcán Cerro Machín y de rocas ígneas extrusivas originadas por los colapsamientos sucesivos de los domos que han rellenado el anillo piroclástico del mismo volcán. Los fragmentos metamórficos corresponden a esquistos cuarzo sericíticos –cloríticos y los ígneos a dacitas porfiríticas de colores gris oscuro y rojizo, muy vítreos, de angulares a subangulares y algunos presentan textura corteza de pan.
- **C.2.5** Flujo San Juan (1205 años) Corresponde al último episodio eruptivo de carácter explosivo en el volcán Cerro Machín; este flujo termina con el emplazamiento de los tres domos que ocupan el anillo piroclástico, que son considerados activos, tanto por su posición estratigráfica como por la presencia de pequeños campos fumarólicos localizados en su parte superior. Tienen alturas cercanas a los 200 m sobre la base del anillo piroclástico y son

de composición dacítica, textura porfirítica, color gris y rojizo, muy friables y compuestos por fenocristales de cuarzo, plagioclasa, biotita, anfíboles y piroxenos. Petrográficamente están compuestos por cristales de cuarzo, plagioclasa, biotita, anfíboles y piroxenos en una matriz vítrea. Microscópicamente se pudo apreciar microfracturamiento de los cristales de plagioclasa, manifestado por el desplazamiento de las maclas de albita, y la deformación de algunas biotitas; interpretándose como originados por el emplazamiento del cuerpo en estado prácticamente sólido.

C.2.6 Piroclástos de caída El mejor afloramiento de los depósitos de piroclástos de caída está localizado a 10,5 km al sur del Municipio de Cajamarca, en inmediaciones de la finca Luna Park – sector de El Ródano, con un espesor aproximado de 7 m.

C.2.7 Lahares

Depósito del lahar de Coello

Es un flujo hiperconcentrado, cuya sección tipo está localizada en inmediaciones del municipio de Coello (Tolima); se observa en el talud de la carretera que comunica a El Espinal con la cabecera municipal de Coello, dando una expresión morfológica de terrazas discontinuas. En este sector se aprecia una secuencia potente de varias unidades de depósitos hiperconcentrados, intercaladas con depósitos de origen fluvial y lacustre. Las diferentes unidades de depósitos individuales varían de espesor entre varias decenas de centímetros hasta 2 o 3 metros de espesor. En términos generales presentan color beige, son masivas a seudoestratificadas, heterolitológicas, vesiculadas, matriz soportadas por arena desde fina a gruesa, con clastos predominantes de pómez subredondeadas y, en menor proporción, líticos subangulares de lavas dacíticas y esquistos tamaño grava fina. Lentes de pómez son comunes en estas unidades.

 Depósito del lahar del Carmen de Bulira Corresponde a un depósito de flujo hiperconcentrado, similar al depósito del lahar de Coello pero con una mayor distribución areal. Su sección tipo puede observarse en el sector de Carmen de Bulira – Hacienda Moné, en la carretera que conduce de la ciudad de Ibagué al municipio de Rovira, en el departamento del Tolima. El depósito se extiende al sur del río Coello hacia Payandé, Valle de San Juan y San Luis y en su parte más lejana conforma el llamado Abanico de El Guamo. La expresión morfológica corresponde a una terraza de superficie irregular, expuesta sobre las márgenes de los ríos Coello y Luisa. El depósito está conformado por varias unidades de flujo hiperconcentrado de color gris, apariencia masiva a seudoestratificadas, heterolitológicas, vesiculadas, matriz soportadas por arena fina a gruesa, con clastos predominantes de pómez subredondeadas y, en menor proporción, líticos subangulares de lavas dacíticas y esquistos. También es característica la presencia de lentes de pómez. La matriz está conformada por fragmentos de pómez, líticos de lava dacítica y esquistos, verdes y negros, y cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita, principalmente. Los clastos de lava dacítica presentan coloración gris y rojiza.

- Depósito de lahar de Gualanday Esta unidad corresponde al depósito originado por un flujo de detritos "Debris Flow", que está distribuido de manera discontinua sobre las márgenes de los ríos Coello y Magdalena. Morfológicamente conforma una terraza de superficie plana y talud vertical del orden de 8 metros de altura, en promedio. La sección tipo se observa por la carretera Ibagué - El Espinal, en el sector comprendido entre Gualanday y Chicoral, en el departamento del Tolima. 31 El depósito, originado por el flujo de detritos, es gris, masivo, heterolitológico, vesiculado, matriz soportado por arena media, conformado por clastos subangulares de líticos de lava dacítica y de esquistos del flujo piroclástico que lo originó y fragmentos accidentales, incorporados al flujo y que provienen del lecho de los cauces de las corrientes de agua por donde transito el flujo. El contacto entre los depósitos de Carmen de Burila y Gualanday se observa claramente en la arenera Agua Blanca, cerca al río Coello.
- Depósito de lahar del Espinal Unidad de poco espesor pero amplia distribución, que conforma lo que, morfológicamente, se ha denominado como Abanico de El Espinal.
 En este depósito se reportan espesores promedio de dos metros, con presencia de

superficies planas y es similar a los otros depósitos de lahares descritos.

SECCIÓN C.3			
Geologia Estr	uctural		

En la zona de estudio se pueden reconocer al menos dos patrones regionales importantes que dominan el estilo estructural y la deformación, i.e., uno en dirección NNE-SSW y otro ENE-WSW, Figura 72



Figura 72: Esquema de estructuras presentes en el área de estudio.

 C.3.1 Sistema de Fallas Otú-Pericos (SFOP, Falla Chapetón-Pericos en Núñez y Murillo, 1982) Es una estructura con dirección general N30E, vergencia SE, de cinemática dextral inversa y que pone en contacto las rocas metamórficas de la Cordillera Central con el Batolito de Ibagué y de igual forma entre el Neis de Tierradentro y el Complejo Cajamarca (Núñez and Murillo, 1982), (Cuéllar-Cárdenas et al., 2014). Asociadas a la zona de influencia del SFOP que por el oriente está limitado por la Falla de La Plata, se encuentran desde milonitas hasta cataclasitas y desarrollo de estructuras tipo Pop-up (Cuéllar-Cárdenas et al., 2014). Hacia el sur de Ibagué es denominada Falla de San Rafael por (Mosquera et al., 1982).

- C.3.2 Sistema de Fallas de Palestina (SFP) La Falla de Palestina es una estructura de rumbo NNE-SSW (N30E) que se extiende a lo largo de la margen oriental de la Cordillera Central desplazando el basamento metamórfico (Complejo Cajamarca) y en algunos sectores plutones Mesozoicos ((US) and Paris, 2000). La estructura tiene vergencia al S, cinemática dextral y su desplazamiento horizontal fue estimado por Feininger (1970) de 28 Km. Presenta una tasa de desplazamiento de 0.2-1 mm/año, con un evento <1.6 Ma ((US) and Paris, 2000).</p>
- C.3.3 Falla de San Jerónimo (Falla de Aranzazú-Manizales en Mosquera et al., 1982) La Falla de San Jerónimo (FSJ) es una estructura de rumbo N10E localizada al occidente de la zona de estudio y que pone en contacto las rocas volcano-sedimentarias del Complejo Quebradagrande con las metamorfitas del Complejo Cajamarca (Mosquera et al., 1982). La falla muestra un alto ángulo e inclinación hacia el E; actualmente se encuentra postdatada por depósitos de caída piroclástica producto del Cerro Machín (Mosquera et al., 1982).
- C.3.4 Falla de Ibagué (FB) Es una estructura regional activa de dirección WSW-ENE (N70E) que cruza la parte central oriental de la Cordillera Central en cercanías a Ibagué 72, afectando las rocas metamórficas del Complejo Cajamarca y el Neis de Tierradentro así como al Batolito de Ibagué, el abanico aluvial de Ibagué y al SFOP ((US) and Paris, 2000). La FB presenta cinemática dextral-inversa, un desplazamiento horizontal entre 26 a

30 Km, vertical >2.5 Km y una tasa de desplazamiento de 1-5 mm/año (?), ((US) and Paris, 2000), (Spikings et al., 2015). Debido a lo anterior, la FB se muestra como la estructura más importante en la región dado su carácter sismogénico ya que según Paris et al. (2000) un terremoto podría alcanzar una magnitud de entre 7-7.5 Mw asumiendo una ruptura de cerca de 45 Km.

- C.3.5 Falla La Honda (FLH) Estructura que controla la quebrada La Honda, de dirección N50E, localizada justo al norte del volcán Cerro Machín. Muestra actividad neotectónica como bermas, facetas triangulares, silletas y hombreras de falla; tiene una cinemática dextral y una zona de deformación de entre 20-30 m (Cuéllar-Cárdenas et al., 2014). Esta falla es paralela en ciertos tramos con la Falla de Orisol y la Falla de Cajamarca (Rueda, 2005).
- **C.3.6** Falla de Cajamarca (FC) Definida inicialmente por Mosquera en el año 1982, es una falla de dirección N20E a N50E con una longitud de 18 Km (Mosquera et al., 1982). Está localizada justo al oriente del casco urbano de Cajamarca y se prolonga hacia el norte por la quebrada Aguas Calientes, en la margen sur del cráter del volcán Cerro Machín y hacia el sur por la margen oriental del río Anaime y el corregimiento de Anaime . Presenta una cinemática dextral y afecta en algunos sectores depósitos volcaniclásticos del Cerro Machín y paleosuelos datados en 4770 AP, por lo cual se puede inferir actividad reciente (Cepeda et al., 1995), (Rueda, 2005).
- **C.3.7** Falla Machín (FM) Es una falla con rumbo N-S a N40W de movimiento dextralnormal, asociada a la FC y cuya cinemática ha generado una zona de pull-apart a partir de la cual se formó el Volcán Cerro Machín (Rueda, 2005). Al parecer tiene actividad neotectónica ya que afecta depósitos volcaniclásticos recientes y paleosuelos (Cepeda et al., 1995).