

UNIVERSIDAD DEL VALLE DE GUATEMALA

Facultad de Ciencias y Humanidades

Departamento de Física



Introducción a la aplicación de las variaciones en la intensidad
del flujo de muones como precursor de actividad sísmica

Trabajo de graduación presentado por Victor Alfonso Tzorin Sagastume
para optar al grado académico de Licenciado en Física

Guatemala,

2018

UNIVERSIDAD DEL VALLE DE GUATEMALA

Facultad de Ciencias y Humanidades

Departamento de Física



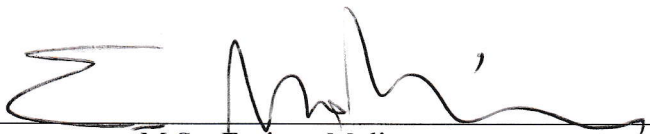
Introducción a la aplicación de las variaciones en la intensidad
del flujo de muones como precursor de actividad sísmica

Trabajo de graduación presentado por Victor Alfonso Tzorin Sagastume
para optar al grado académico de Licenciado en Física

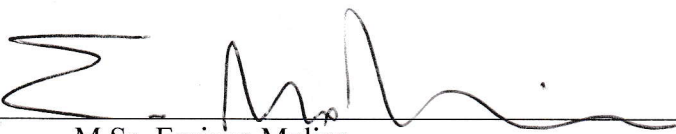
Guatemala,

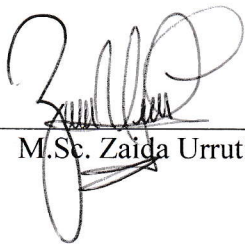
2018

Vo.Bo.:

(f) 
M.Sc. Enrique Molina

Tribunal Examinador:

(f) 
M.Sc. Enrique Molina

(f) 
M.Sc. Zaida Urrutia

(f) 
Lic. Rodolfo Alvarado

Fecha de aprobación: Guatemala, 5 de enero de 2018

Dedicado a Dios,
mi Padre, mi Hermano y mi Amigo.
Gracias por estar siempre conmigo.

«Gloria de Dios es ocultar un asunto, y gloria de los reyes el investigarlo.»

Proverbios 25:2 (NVI)

AGRADECIMIENTOS

Hay muchas personas a las que tengo que agradecerles por apoyarme y darme la motivación para terminar este trabajo. Primero quisiera agradecerle a Dios. Gracias por estar siempre conmigo a pesar de las muchas fallas que tengo. También quisiera agradecer a mis padres, Marlon Tzorin y Jessica Sagastume de Tzorin. Ellos lo han dado todo por mí y, al hacerlo, me han enseñado qué es el verdadero amor. Muchas gracias papi y mami, son los mejores. Mi familia, en general, ha sido un gran apoyo para mí. Desde almuerzos todos los lunes hasta viajes en carro de Escuintla para Guatemala e inclusive corrigiendo este trabajo, ellos siempre han estado conmigo. Realmente tengo una deuda eterna con Dios, mis padres y mi familia.

Asimismo, quiero agradecer a mis amigos, en especial a Diego Liska y a Alvaro Torres. La universidad no hubiera sido lo mismo sin ustedes. Las personas de la comunidad LAGO y GIFTeD de la UVG también son mis amigos. Ellos me aceptaron, apoyaron y me abrieron las puertas al conocimiento e instrumentos que me permitieron hacer este trabajo de graduación. Gracias por todo compañeros y sepan que cuentan conmigo.

A otra persona a quien debo agradecer es a mi asesor el MSc. Enrique Molina. Gracias Enrique por tenerme paciencia y acompañarme en esta aventura. Lo admiro y espero poder devolverle este gran favor algún día. El Dr. Misael Rosales ha sido otro mentor para mí. Gracias Dr. Rosales por contestar mis correos y animarme en este proceso. Espero poder seguir trabajando con usted para avanzar la ciencia de la sismología y radiación cósmica. También quisiera agradecer a la directora del departamento de Física, la Msc. Zaida Urrutia. Gracias Zaidy por aconsejarme y apoyarme no solo en la edición de mi trabajo de graduación sino también en mi carrera en general.

De la misma manera debo agradecer a un par de instituciones. Primero, quiero agradecer a la UVG por permitirme aprender acerca de mi pasión, la Física. Este agradecimiento incluye a mis diversos catedráticos y al personal administrativo como Olguita y Don Byron, quienes siempre estaban dispuestas a ayudar. Ha sido un placer compartir estos años con ustedes. De la misma forma, gracias al INSIVUMEH por proveerme los datos necesarios para hacer mis análisis. En

especial quiero agradecer al Ing. Porras y al Lic. Rodolfo Sosa, quienes fueron los que estuvieron en contacto directo conmigo.

Para finalizar, quiero agradecer a los tesisistas cuyos trabajos no solo me proveyeron la información que necesitaba sino que también me inspiraron. Esto incluye el trabajo del Lic. Daniel Conde, Ing. Pablo Duque, Lic. Karen Guarcax, Ing. Miguel Novella, Ing. Pinillos e Ing. Gabriel Solomon. También incluye el trabajo del Lic. Yunior Pérez y el Dr. Hernán Asorey. Realmente espero que mi trabajo de graduación sea tan útil para alguien como sus tesis fueron para mí.

PREFACIO

He esperado mucho tiempo para escribir estas palabras; y no parece que haya un momento más adecuado que a las 5:00 a.m., luego de una noche de desvelo editando este trabajo de graduación. Realmente me he esforzado para que este documento sea el inicio de algo grande. Espero que este texto sea una guía para futuros investigadores.

En la literatura uno encuentra que varios científicos no creen que se pueda desarrollar una técnica de predicción de sismos. Quizás porque soy joven y algo ingenuo eso no me desanima sino todo lo contrario. Y es que sé que muchos descubrimientos que han cambiado la ciencia han ocurrido a pesar de la opinión de la comunidad científica.

Así que, querido lector, si eres un investigador que le llama la atención este tema, no te desanimes por lo que diga la gente. Pero tampoco te desanimes por lo difícil del trayecto. Quizás no sea fácil pero, pase lo que pase, puedes estar seguro que cuando todo acabe serás un mejor científico.

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS	i
PREFACIO	iii
LISTA DE FIGURAS	x
RESUMEN	xi
ABSTRACT	xiii
I. INTRODUCCIÓN	1
II. OBJETIVOS	3
III. JUSTIFICACIÓN	5
IV. MARCO TECTÓNICO Y GEODINÁMICO DE GUATEMALA	9
A. Movimiento relativo de las placas tectónicas que atraviesan Guatemala	10
B. Rasgos geomorfológicos de Guatemala formados por el movimiento de las placas tectónicas	11
V. SISMOTECTÓNICA Y FUENTES SÍSMICAS DE GUATEMALA	13
A. Actividad sísmica interplacas	13
B. Actividad sísmica intraplacas	15

VI.	PARÁMETROS BÁSICOS, SISMICIDAD Y SERVICIOS SISMOLÓGICOS	19
A.	Parámetros básicos	19
1.	Tiempo de origen	20
2.	Coordenadas del epicentro	20
3.	Profundidad del evento	20
4.	Magnitud	20
5.	Incertezas en los parámetros	23
B.	Sismicidad	24
C.	Servicios sismológicos	24
VII.	MÉTODOS DE PRONÓSTICO, PREDICCIÓN Y SISTEMAS DE ALERTA TEMPRANA DE TERREMOTOS	27
A.	Métodos de pronóstico de terremotos	27
B.	Métodos de predicción de terremotos	30
C.	Sistemas de Alerta Temprana de terremotos	32
1.	Tipos de SAT de sismos	32
2.	Perspectivas, ideas erróneas y futuros retos de los SAT	34
VIII.	RADIACIÓN CÓSMICA Y LAS ANOMALÍAS EN EL FLUJO DE MUONES	37
A.	Rayos cósmicos	37
1.	Categorías de los rayos cósmicos	37
2.	Las cascadas de área extensa	38
B.	Flujo de muones	40

C.	Anomalías en el flujo de muones y los precursores sísmicos	41
1.	Factores que influyen el flujo de muones	41
2.	Precursores sísmicos, variaciones electromagnéticas y flujo de muones . . .	42
3.	Experimentos previos	43
IX.	EVALUACIÓN DEL DISEÑO EXPERIMENTAL	45
A.	Diseño experimental actual del proyecto LAGO	45
B.	Adquisición, procesamiento y análisis de los datos y resultados finales	46
1.	Adquisición de datos	46
2.	Procesamiento inicial de los datos	47
3.	Análisis de información	49
4.	Resultados	56
C.	Diseño experimental propuesto	57
1.	Detector Cherenkov de agua	57
2.	Centelladores	58
3.	Recomendación	60
X.	EVALUACIÓN DE POSIBLES LUGARES DE MEDICIÓN	61
XI.	CONCLUSIÓN	65
XII.	REFERENCIAS	67
XIII.	APÉNDICE	73
A.	Datos generales de las placas tectónicas que atraviesan Guatemala	73

B.	Ondas sísmicas	73
C.	El tensor de momento	74
D.	Otras aplicaciones de los detectores Cherenkov de agua	74
1.	Estudio de los brotes de rayos gamma	75
2.	Monitoreo solar	76
3.	Muonografía	76
E.	Unidades ADC	76
F.	Programa para procesamiento inicial de datos	77
G.	Incertidumbres	87

LISTA DE FIGURAS

1.	Falla del Motagua resaltada en Gualán por el terremoto de 1976	6
2.	Vivienda afectada en Quetzaltenango por sismo de 2017	7
3.	Placas tectónicas de Guatemala	9
4.	Principales bloques tectónicos de Guatemala y regiones aledañas	11
5.	Rasgos geomorfológicos de Guatemala y regiones aledañas	12
6.	Ilustración del proceso que lleva a un terremoto y comparación con una varilla flexible	14
7.	Elementos tectónicos de Guatemala y regiones aledañas	15
8.	Eventos sísmicos de Guatemala mayores a Mw 5.0 entre 1976-2009	16
9.	Serie de tiempo paleosísmica de los terremotos cerca de Pallett Creek, California . .	29
10.	Nivel de radón en agua subterránea antes y después del terremoto de Japón de 1995	31
11.	Cascadas de partículas	39
12.	Mecanismo de creación de un muon	40
13.	Diseño experimental del estudio venezolano	44
14.	Resultados del estudio entre flujo vertical de muones y precursores sísmicos en Venezuela	44
15.	Detector Cherenkov de agua de la Universidad del Valle de Guatemala	46

16. Pulso del detector Cherenkov de agua como lo registra (a) el instrumento y (b) graficado	47
17. Histograma de carga de (a) la caracterización del detector y de (b) las mediciones hechas.	48
18. Histograma de carga en escala logarítmica base diez	49
19. Ilustración del proceso para el análisis del histograma de carga	50
20. Flujo de las partículas de una cascada de área extensa según la profundidad atmosférica	52
21. Flujo de muones verticales contra tiempo	54
22. Flujo de muones verticales promedio contra tiempo	55
23. Flujo vertical de muones promedio contra temperatura y presión promedio	55
24. (a) Flujo vertical de muones contra tiempo y (b) área de detección	56
25. Flujo omnidireccional de partículas de alta energía que pasan 100 <i>cm</i> de varios blindajes	58
26. Diseño experimental con centelladores	59
27. Placas tectónicas de Centroamérica y áreas circundantes	62
28. Posible posicionamiento de detectores en el territorio nacional	63
29. Movimiento de las ondas sísmicas	75
30. Representación del tensor momento para distintos mecanismos focales y tipos de fallas	76
31. Diagrama de flujo de programa de análisis	77

RESUMEN

En este trabajo se resumió el contexto sísmico de Guatemala, describiendo las tres placas tectónicas que atraviesan el territorio nacional y cómo interactúan entre sí. También se compiló información acerca de las técnicas de pronóstico, predicción y Sistemas de Alerta Temprana (SAT) de terremotos existentes hoy en día. Posteriormente, se introdujeron los conceptos básicos de la radiación cósmica y cómo esta puede ser utilizada para estudiar precursores sísmicos. Esta introducción incluye información de un exitoso experimento venezolano que logró relacionar estas dos variables.

Adicionalmente, se analizó las mediciones de radiación cósmica realizadas con el detector Cherenkov de agua de la Universidad del Valle de Guatemala. Se detalló cómo tratar los datos obtenidos para aislar el flujo vertical de muones de la radiación cósmica y compararlo con la actividad sísmica local, con el fin de examinar si hay una relación entre ambos fenómenos. Se propusieron dos diseños experimentales para continuar el estudio. Debido a la accesibilidad y el desarrollo que ya se ha tenido con el detector Cherenkov de agua, se recomienda empezar la investigación con este, añadiéndole algunos elementos, y desarrollar, paralelamente, la tecnología y conocimiento necesario para usar centelladores.

Por último, tomando en cuenta el contexto sísmico del país, se evaluó y determinó que el área que más se debe y se puede monitorear es el sistema de fallas del Polochic-Motagua. Esto se debe a que, por su ubicación, un movimiento telúrico en estas fallas afectaría a gran parte de la población de Guatemala. Además, las condiciones sísmicas en esta frontera de placas son similares a las del experimento de venezolano mencionado.

Todo esto se hizo con el fin de sentar las bases teóricas para desarrollar una técnica de predicción de sismos que pueda añadirse a un Sistema de Alerta Temprana en Guatemala.

ABSTRACT

In this work, the seismic context of Guatemala was summarized, describing the three tectonic plates that cross the national territory and how they interact with each other. Information about the techniques of forecasting, prediction and Earthquake Early Warning Systems (EEW) existing today was also compiled. Subsequently, the basic concepts of cosmic radiation and how it can be used to study seismic precursors were introduced. This introduction includes information from a successful Venezuelan experiment that managed to relate these two variables.

Additionally, the cosmic radiation measurements made with the water Cherenkov detector of the Universidad del Valle de Guatemala were analyzed. It was detailed how to treat the data obtained to isolate the vertical flow of muons from cosmic radiation and compare it with the local seismic activity, in order to examine if there is a relationship between both phenomena. Two experimental designs were proposed to continue the study. Due to the accessibility and development that the water Cherenkov detector already has, it is recommended to start research with it, adding some elements to it, and to develop, in parallel, the technology and knowledge necessary to use scintillators.

Lastly, taking into account the seismic context of the country, it was evaluated and determined that the area that needs to be monitored the most is the Polochic-Motagua fault system. This is because, due to their location, a seismic event in these faults would affect a large part of the Guatemalan population. Furthermore, the seismic conditions at this plate boundary are similar to those of the Venezuelan experiment.

All this was done in order to lay the theoretical foundations to develop an earthquake prediction technique that can be added to an Earthquake Early Warning System in Guatemala.

I. INTRODUCCIÓN

Este trabajo pretende compilar la literatura que describe el contexto sísmico de Guatemala y las técnicas de predicción, pronósticos y Sistemas de Alerta Temprana (SAT) de terremotos. También se propone un diseño experimental para el estudio de la relación entre flujo de muones y precursorres sísmicos. Se recomienda utilizar el detector Cherenkov de agua, agregando blindaje, además de sensores de presión y temperatura, para realizar el estudio mencionado y, paralelamente, desarrollar la tecnología y conocimiento necesario para sustituir este instrumento por centelladores. Eventualmente, esto podría permitir crear una metodología para predecir sismos que podría complementar un SAT de terremotos en Guatemala. Por último, se discute, en base a lo investigado, que la zona que más se debe monitorear es el sistema de fallas del Polochic-Motagua, por sus características sísmicas y potencial peligro.

II. OBJETIVOS

El objetivo general de este trabajo es examinar la literatura actual para describir brevemente los Sistemas de Alerta Temprana, técnicas de predicción y técnicas de pronóstico de terremotos que existen. Además, proporcionar la base teórica y proponer un prototipo experimental, basado en mediciones, para estudiar la relación entre flujo de muones y los precursores sísmicos. Se espera que este documento cumpla con contener:

- La compilación de literatura que describa el contexto sísmico de Guatemala.
- La compilación de literatura que detalle los distintos Sistemas de Alerta Temprana, técnicas de predicción y técnicas de pronóstico de movimientos telúricos.
- La propuesta de un diseño experimental apto para realizar un estudio entre flujo de muones y precursores sísmicos.
- La propuesta de un lugar adecuado para la colocación del detector, tomando en cuenta el contexto sísmico del país.

III. JUSTIFICACIÓN

Guatemala es un país extraordinario en muchos aspectos. Usualmente se admira la cultura, biodiversidad y su flora y fauna endémica pero su ubicación en el marco tectónico también es relevante. Es debido a esto último que el país se caracteriza por alta actividad volcánica y sísmica (INSIVUMEH, 2016).

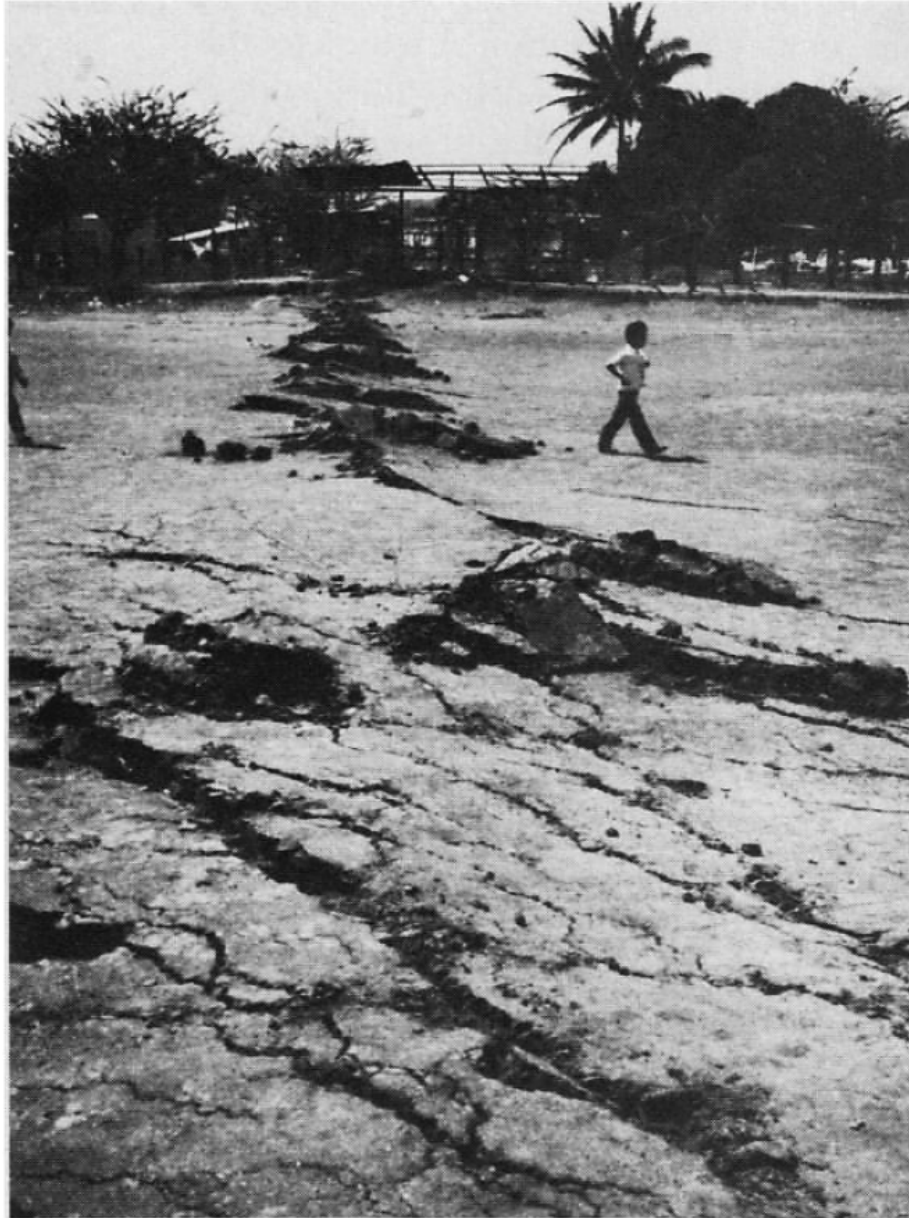
Esto afecta al país, puesto que en un terremoto se pueden perder vidas humanas e infraestructura. Un ejemplo claro de esto es el movimiento telúrico de 1976, que ocurrió en la falla del Motagua. Este sismo de magnitud $M_w = 7,5$ cobró la vida de 23,000 personas e hirió a 74,000 más (Plafker, 1976). En la Figura No. 1 se puede apreciar el poder destructivo de este terremoto.

En el Cuadro No. 1 se muestran otros sismos significativos que han ocurrido en Guatemala en las últimas décadas. El más devastador de todos estos fue el que ocurrió el 7 de noviembre de 2012. Este movimiento telúrico afectó aproximadamente al 40 % de los municipios del país y dejó 45 personas muertas. En total, 31, 387 estructuras presentaron daños significativos, forzando el desplazamiento de miles de personas (INSIVUMEH, 2016).

Recientemente, el país también ha sido afectado por varios sismos. El primero se dio el 14 de junio del 2017, con una magnitud de $M_w = 6,6$. El epicentro del sismo fue en San Marcos y dejó cinco muertos. Como se observa en la Figura No. 2, el evento causó daños considerables a viviendas, especialmente en el departamento de Quetzaltenango (Tercero, 2017). El segundo temblor ocurrió el 22 de junio del mismo año y tuvo su epicentro en las costas del departamento de Escuintla. La magnitud de este movimiento telúrico fue de $M_w = 6,7$ y dejó cuatro personas heridas. Casi dos meses más tarde, el 7 de septiembre, se registró un terremoto de magnitud local de $M_w = 8,2$ en las costas de Chiapas. Y, aunque ocurrió en territorio mexicano, también afectó a Guatemala (Pocón, 2017).

Internacionalmente se tienen medidas como los Sistemas de Alerta Temprana (SAT) para aminsonar los impactos de los desastres naturales, como lo son los terremotos. Países sísmicos como México, Taiwán, Japón, Turquía y Rumania ya tienen un SAT de terremotos (Allen et al., 2009).

Figura 1: Falla del Motagua resaltada en Gualán por el terremoto de 1976



Fuente: Plafker, 1976

Como parte de estos sistemas se debe monitorear, pronosticar y alertar acerca de posibles eventos. Ejercer y mejorar estas prácticas continuamente garantiza que tanto las autoridades como la población puedan tener una respuesta adecuada ante los movimientos telúricos (Rosales et al., 2015). Lamentablemente, estos sistemas usualmente ofrecen advertir segundos antes de que el evento afecte una determinada región. Por eso también se están desarrollando técnicas de predicción y pronóstico de sismos.

Cuadro 1: Sismos más significativos de Guatemala de las últimas décadas

Fecha	Departamento de epicentro	Magnitud
11 de octubre 1985	Quiché	$M_s = 5,0$
18 de septiembre de 1991	Chimaltenango	$M_c = 5,3$
19 de diciembre de 1995	Alta Verapaz	$M_L = 5,3$
10 de enero de 1998	Frente a las costas de Escuintla y Suchitepéquez	$M_c = 5,8$
2 de marzo de 1998	Frente a las costas de Retalhuleu y Suchitepéquez	$M_c = 5,6$
11 de julio de 1999	Golfo de Honduras, cerca de las costas de Izabal	$M_c = 6,1$
7 de noviembre de 2012	Costas de Retalhuleu	$M_w = 7,4$
6 de septiembre de 2013	San Marcos	$M_c = 6,4$

Fuente: INSIVUMEH, 2016

Figura 2: Vivienda afectada en Quetzaltenango por sismo de 2017



Fuente: Tercero, 2017

El anhelo de poder predecir eventos sísmicos ha persistido en las personas a lo largo de los años. Cada devastador terremoto es un recordatorio de la vulnerabilidad del humano ante la naturaleza. Para aminorar el daño causado a infraestructuras, se han investigado los métodos de pronóstico de sismos, que dan una probabilidad que un terremoto ocurra en un región determinada en un rango de tiempo del orden de décadas. Para salvar a más personas, se han investigado métodos de predicción de sismos, que proveen información acerca de un terremoto futuro que ocurrirá en una determinada área en un rango de tiempo del orden de días (Stein y Wysession, 2009). El problema es que ninguno de estos métodos puede determinar con antelación dónde, cuándo y qué magnitud tendrá un sismo (Allen et al., 2009). Una de las posibles soluciones es simplemente registrar los cambios en el campo electromagnético local, que están asociados a movimientos o deformaciones de la corteza rocosa del planeta (Kobylinski y Michnowski, 2007).

Usualmente, se requiere de magnetómetros para detectar alguna perturbación electromagnética local. Sin embargo, todos los días partículas cósmicas cargadas bombardean regiones de la superficie terrestre a una razón casi constante, tomando en cuenta cambios en la presión y temperatura del lugar. Estas partículas son fácilmente influenciadas por las variaciones de campos electromagnéticos. Por esta razón, los sismos podrían afectar el flujo de estas partículas en un área determinada. Por lo tanto, el estudio de estos objetos subatómicos puede dar información acerca de la actividad sísmica futura.

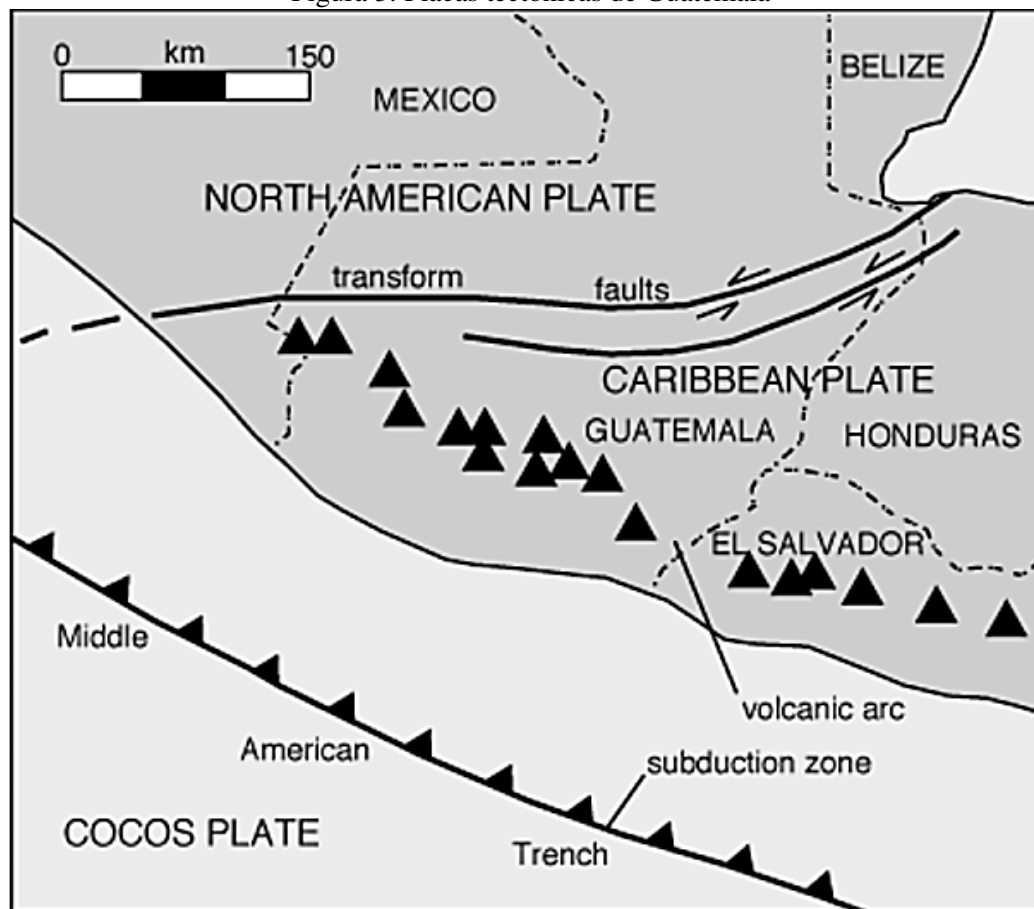
La investigación al respecto ya ha comenzado en Venezuela. Utilizando instrumentos de la colaboración *Latin American Giant Observatory* (LAGO), se ha determinado que variaciones locales del campo magnético pueden estar asociadas a cambios en el campo de esfuerzos de una fuente sísmica cercana. Estas variaciones han sido relacionadas con eventos mayores a una magnitud local de 4.0, que han ocurrido semanas después de detectar las anomalías. Pero réplicas de este experimento en distintas partes del mundo son necesarias para mejorar y darle credibilidad al método (Rosales, 2011).

Por lo tanto, uno de los principales objetivos de este trabajo de graduación es describir este método y proponer un diseño experimental para probarlo en Guatemala. En otras palabras, se quiere que esto sea la introducción al estudio de la posible relación entre flujo de muones y precursores sísmicos en el país. Todo esto con el fin de ayudar a la implementación de un SAT de terremotos en Guatemala.

IV. MARCO TECTÓNICO Y GEODINÁMICO DE GUATEMALA

La República de Guatemala está dividida por tres placas tectónicas: la de Norteamérica, la del Caribe y la de Cocos. Los movimientos relativos entre estas placas determinan los rasgos topográficos, vulcanológicos y sísmicos del país (INSIVUMEH, 2016).

Figura 3: Placas tectónicas de Guatemala



Fuente: De Silva, 2017

Un ejemplo de estos rasgos se encuentra en el límite entre la placa Cocos y la del Caribe, en la costa del Pacífico del país, que forma parte del «cinturón de fuego». El movimiento tectónico

entre ambas placas originó la cadena de volcanes y montañas que se extiende desde Guatemala hasta el norte de Costa Rica (J. A. Rodríguez et al., 2008). Una situación similar ocurre en donde se encuentra la placa de Norteamérica con la de Cocos, donde existen ríos y montañas debido a la interacción de las placas. Y en ambas fronteras existe actividad sísmica (Franco et al., 2012).

Dichos accidentes geográficos, como las montañas, pueden ser un atractivo turístico. Los volcanes son peligrosos pero también cautivan el interés de los visitantes del país. Además, estos últimos también tienen el potencial para proveer energía geotérmica (J. A. Rodríguez et al., 2008). Sin embargo, los terremotos solo afectan la integridad de la nación, como lo que sucedió en los ejemplos mencionados en la Justificación (capítulo No. III). Por esto, mientras más se conozca este peligro, mejor.

En este capítulo se evaluará el movimiento relativo entre las placas. Además, se examinará cómo estos desplazamientos generan rasgos geomorfológicos y actividad sísmica. Para leer información general de las placas tectónicas a tratar ver el Apéndice, capítulo No. XIII, sección A.

A. Movimiento relativo de las placas tectónicas que atraviesan Guatemala

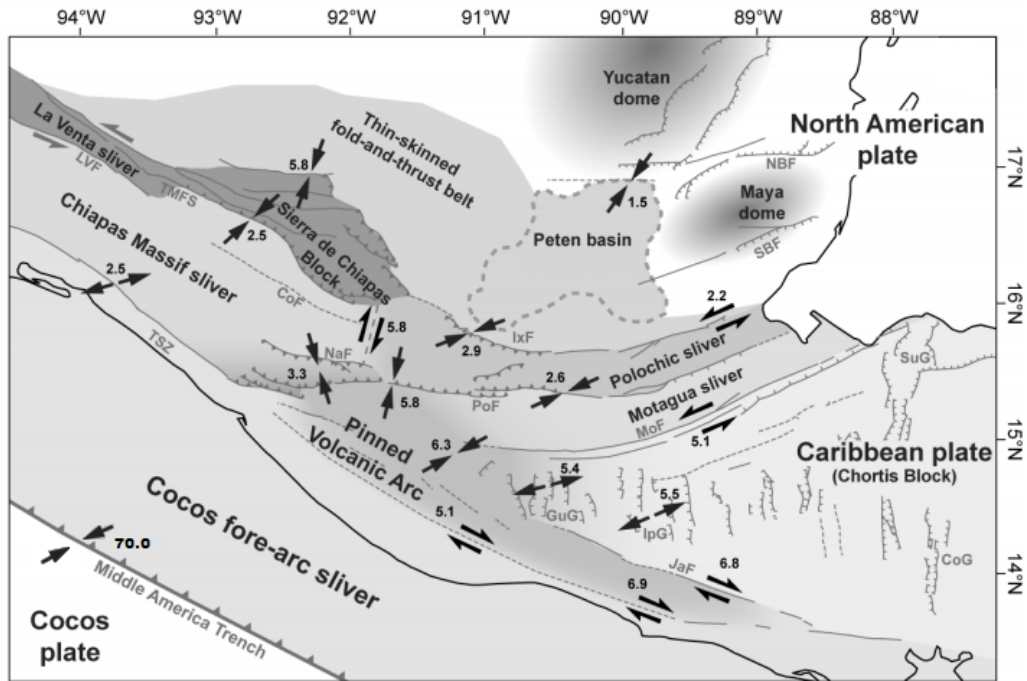
En el marco tectónico del país hay dos fronteras que vale la pena estudiar. El primer límite que se debe analizar está entre la placa del Caribe y la de Cocos. El segundo límite que se debe evaluar es el que se encuentra entre la placa de Norteamérica y la del Caribe. Estas fronteras son las únicas que atraviesan el país, ya que la placa de Norteamérica y la de Cocos no se juntan en territorio nacional (Guzmán-Speziale y Zúñiga, 2016).

El límite entre la placa del Caribe y la de Cocos está definido por la Fosa Mesoamericana. El movimiento de estas dos placas es del tipo convergente (INSIVUMEH, 2016). Es decir, se acercan una con respecto a la otra (ver Figura No. 4). Lo que ocurre es que la placa de Cocos se desliza debajo de la placa del Caribe. A esta clase de desplazamiento entre placas se le conoce como subducción (Guzmán-Speziale y Zúñiga, 2016)

Por otro lado, el límite entre la placa de Norteamérica y la del Caribe está marcado por el sistema de fallas del Polochic-Motagua. El movimiento entre estas dos placas es del tipo transcurrente. Es decir, se mueven lado a lado en sentido opuesto una con respecto a la otra a una razón variable (ver Figura No. 4). Más específicamente, el movimiento relativo entre las placas es horizontal, lateral

izquierdo (INSIVUMEH, 2016).

Figura 4: Principales bloques tectónicos de Guatemala y regiones aledañas



Las flechas negras indican el movimiento de las placas con la velocidad dada en $mm/año$

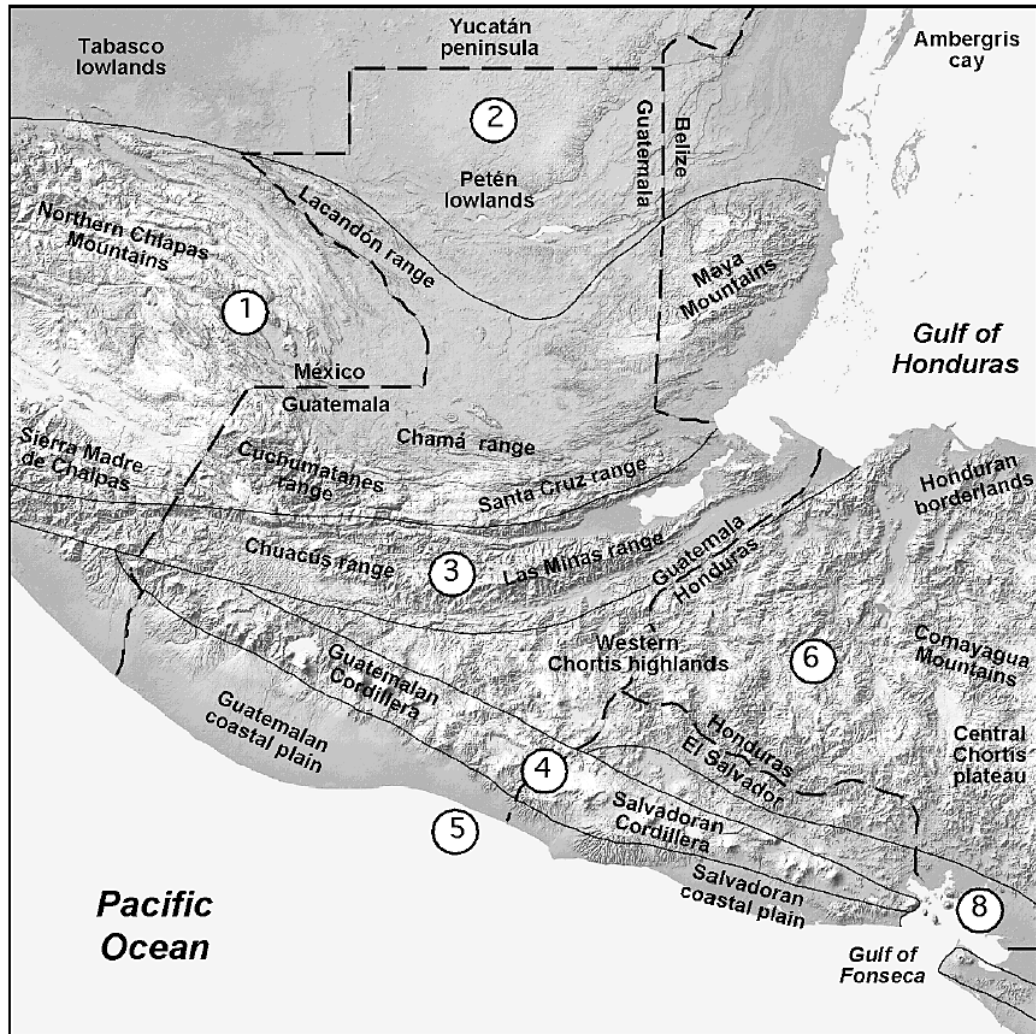
Fuente: Andreani y Gloaguen, 2016; Guzmán-Speziale y Zúñiga, 2016

B. Rasgos geomorfológicos de Guatemala formados por el movimiento de las placas tectónicas

Ya se ha discutido los límites que existen entre las placas tectónicas que atraviesan el país. Ahora, se discutirá los rasgos geomorfológicos que el movimiento de estas placas ha ocasionado. Como se observa en la Figura No. 5, en Guatemala existe una diversidad de accidentes geográficos. Sin embargo, solo se estudiarán los que se atribuyen al desplazamiento de las placas de Norteamérica, Cocos y Caribe.

Como ya se ha mencionado, el límite entre la placa de Cocos y la del Caribe se encuentra en la Fosa Mesoamericana. Esta fosa tiene una longitud de 2,800 km y una profundidad máxima de 6,67 km . La subducción que existe entre estas dos placas también creó la cordillera y arco volcánico que se encuentran cerca de la costa sur del país (Marshall, 2007).

Figura 5: Rasgos geomorfológicos de Guatemala y regiones aledañas



Fuente: Marshall, 2007

Por otro lado, en el límite entre la placa de Norteamérica y la del Caribe se encuentran las fallas del Polochic-Motagua. Este sistema de fallas es la extensión terrestre de la Fosa de las Caimán y recorre el país de este a oeste. En esta región se encuentran cuerpos de agua como las cuencas de los ríos Culico-Chixoy-Polochic, el lago de Izabal y la cuenca del Motagua, que fueron creados por la interacción de las placas. Otros accidentes geográficos formados por la misma razón son la región de montañas de sierra de las Minas, Chuacús, Santa Cruz y Cuchumatanes (Marshall, 2007).

V. SISMOTECTÓNICA Y FUENTES SÍSMICAS DE GUATEMALA

El suelo en un lado de un límite tectónico se mueve relativamente con respecto al otro pero la fricción impide el movimiento en la frontera o plano de la falla. Eventualmente, la deformación acumulada es más de lo que la roca en la falla puede soportar y ocurre una ruptura o deslizamiento de tierra. Esta ruptura es lo que se percibe como un terremoto. Al final, las partes vuelven al reposo de nuevo. Este proceso, descubierto por H.F. Reid a principios del siglo XX (Tarbuck et al., 2005), se ilustra y se compara con quebrar una varilla flexible en la Figura No. 6.

Por tal motivo, los sismos reflejan el movimiento de las placas de la corteza terrestre. De hecho, los mayores sismos usualmente ocurren en el límite entre dos o más placas tectónicas. Los movimientos telúricos también suelen darse en fallas menores o secundarias, aunque no suelen ser tan devastadores como los que ocurren en la frontera de dos o más placas tectónicas. En este capítulo se explorarán ambos casos con ejemplos situados en Guatemala (Stein y Wysession, 2009). En la Figura No. 7 se muestran algunas de las fallas a tratar.

A. Actividad sísmica interplacas

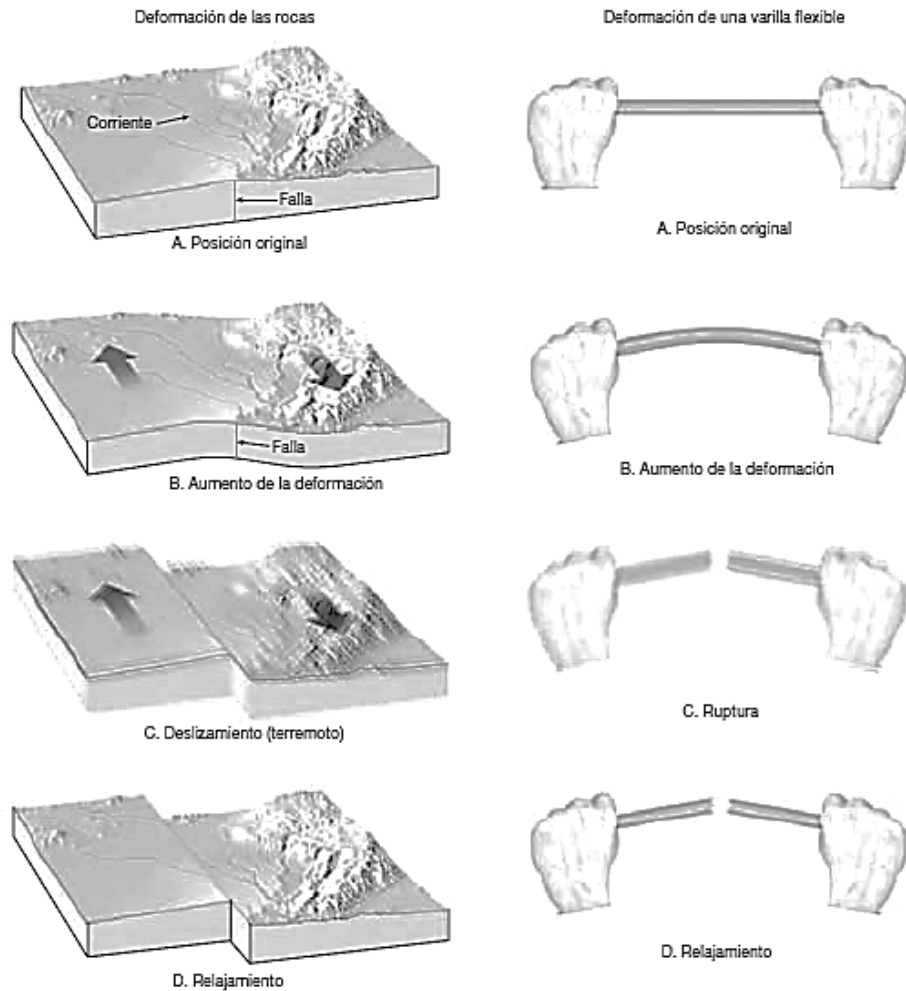
Como ya se mencionó previamente, en Guatemala hay dos fronteras o límites importantes: el límite entre la placa del Caribe y la de Cocos y el límite entre la placa de Norteamérica y la del Caribe. En ambas zonas se reporta actividad sísmica. De las dos, el límite de subducción entre Caribe y Cocos es el más activo (Guzmán-Speziale y Zúñiga, 2016). Pero, por la ubicación, la segunda frontera implica un riesgo mayor (Authemayou et al., 2012).

La Fosa Mesoamericana marca la frontera entre la placa del Caribe y la de Cocos. Anualmente, del 65 % al 70 % de los eventos sísmicos de Guatemala tienen su origen en esta zona de subducción. Por otro lado, también existe cierta actividad sísmica a lo largo del sistemas de fallas del Polochic-Motagua, la frontera entre la placa de Norteamérica y el Caribe. Sin embargo, solo del 5 % al 10 % de los eventos sísmicos del país suceden en esta región. El resto de los eventos sísmicos ocurren en

las fallas del altiplano (INSIVUMEH, 2006).

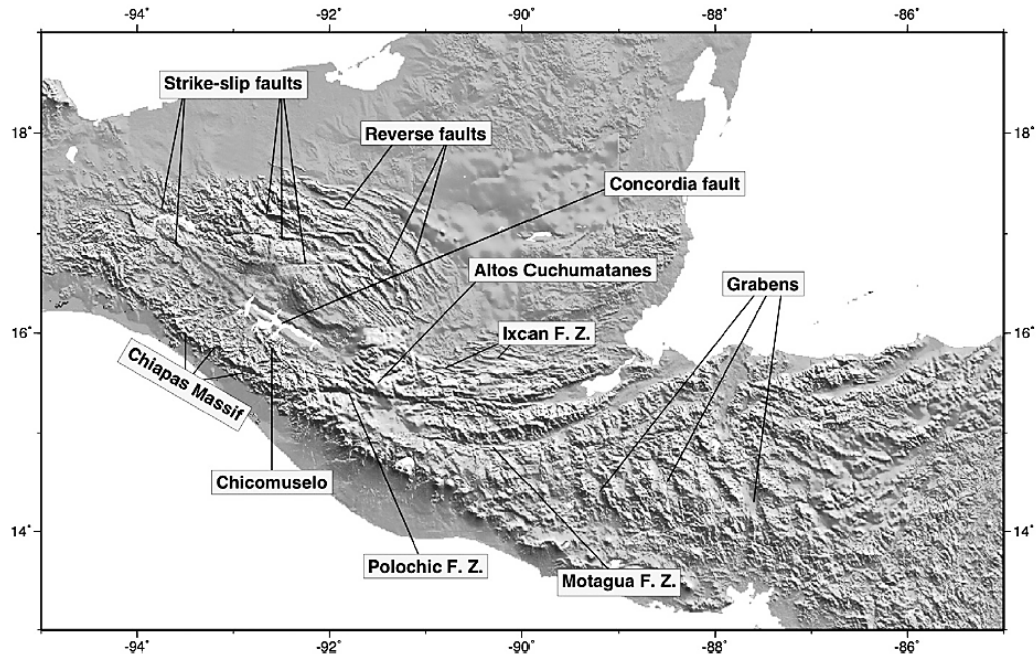
Al comparar ambas fronteras es evidente que hay mucho más actividad en el límite de la placa del Caribe y la de Cocos que en la de Norteamérica y la del Caribe, como se muestra en la Figura No. 8. Sin embargo, por la ubicación del sistema de fallas del Polochic-Motagua, esta frontera amenaza al 70 % de la población de Guatemala (Authemayou et al., 2012).

Figura 6: Ilustración del proceso que lleva a un terremoto y comparación con una varilla flexible



Fuente: Tarbuck et al., 2005

Figura 7: Elementos tectónicos de Guatemala y regiones aledañas



Fuente: Guzmán-Speziale, 2010

B. Actividad sísmica intraplacas

Como se mencionó, la actividad sísmica no se limita a las fronteras entre placas. Las fallas menores o secundarias también son fuentes sísmicas. En cada una de las tres placas que atraviesan Guatemala hay ejemplos de esto.

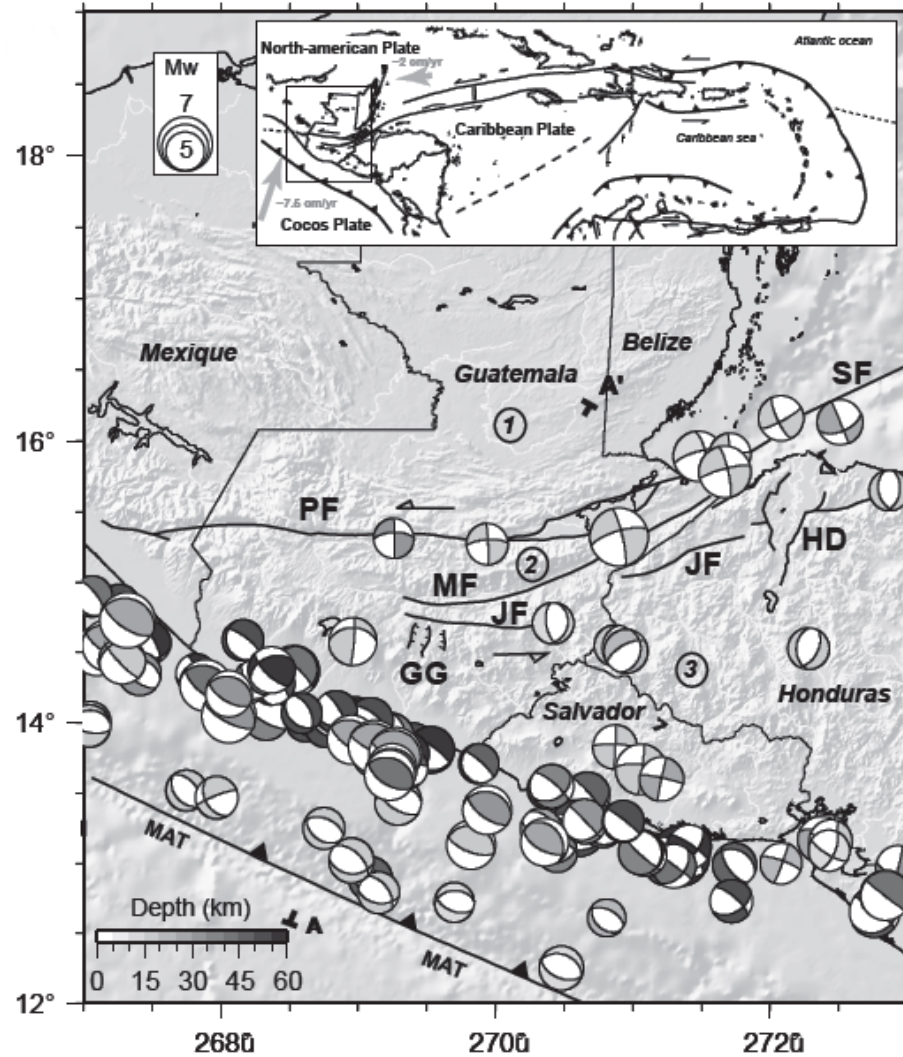
En la placa de Cocos también ocurren sismos lejos de la Fosa Mesoamericana. Estos temblores son poco frecuentes (Guzmán-Speziale y Zúñiga, 2016). Sin embargo, los dos devastadores terremotos ocurridos en México, en septiembre del 2017, se debieron a fracturas que se formaron en la placa de Cocos, lejos de la frontera con la placa de Norteamérica. Dichas fracturas fueron ocasionadas por la deformación debido a la subducción (E. Rodríguez, 2017; Klein, 2017).

En la placa del Caribe hay dos fuentes sísmicas que están relacionadas con la subducción de la placa de Cocos: el arco volcánico y el *graben* de la parte central de Guatemala. El frente volcánico se extienden casi paralelamente a la Fosa Mesoamericana, desde Guatemala hasta Costa Rica. Se sabe que en esta área existe actividad sísmica. Al norte del arco volcánico, se encuentra el *graben* de la ciudad de Guatemala. Una zona *graben* es una depresión formada por dos fallas paralelas de

tipo normal. La interacción entre las fallas es la que ocasiona que el área entre las dos descienda. El origen del *graben* mencionado está asociado al movimiento diferencial hacia el Este de la placa del Caribe y el retraso o no movimiento del extremo oeste de la misma. En esta zona, los enjambres sísmicos son comunes. Los enjambres sísmicos son un conjunto de movimientos telúricos que ocurren en un área determinada en un intervalo de tiempo corto, donde no es claro que exista un evento principal (Guzmán-Speziale et al., 2005).

En la placa del Caribe también está la falla inactiva de Jocotán-Chamelecón, que se encuentra al sur del sistema de fallas del Polochic Motagua y está relacionada a este límite de placas. Cerca de

Figura 8: Eventos sísmicos de Guatemala mayores a Mw 5.0 entre 1976-2009



Fuente: Franco et al., 2009

esta región, que está al sur del Motagua y al norte del arco volcánico, ocurren sismos, aunque con menor frecuencia y magnitud que los que ocurren en las fronteras de las placas.

Por otro lado, están las fuentes sísmicas de la placa de Norteamérica. Una de estas es la falla de Ixcán, que se encuentra al norte del sistema de fallas del Polochic-Motagua (Authemayou et al., 2012). Según los registros, más de 9 eventos con magnitud local entre 4.2 y 5.7 han ocurrido en esta área desde 1964. Otra fuente sísmica en esta placa es la falla mexicana del Concordia (Guzmán-Speziale, 2010).

VI. PARÁMETROS BÁSICOS, SISMICIDAD Y SERVICIOS SISMOLÓGICOS

La cuantificación y entendimiento detallado de los procesos físicos de las fuentes sísmicas es uno de los fines de la sismología. Esta información es útil para entender el movimiento de las placas tectónicas, evaluar peligros y catalogar eventos. Los terremotos se caracterizan con varios parámetros como el tiempo y lugar de la ruptura, la longitud de la falla, el área de ruptura, la cantidad de desplazamiento, la magnitud, la energía radiada, la duración del evento, la historia sísmica del lugar, entre muchos otros. Claramente, es imposible representar esta complejidad con un solo número (Bormann et al., 2002).

Actualmente se obtiene un análisis detallado de los eventos usando estaciones cercanas y lejanas para evaluar un rango amplio de las distintas clases de ondas sísmicas. Se describe el sismo con una cantidad limitada de parámetros como el tiempo de origen, las coordenadas del epicentro, la profundidad y la magnitud. Estos parámetros se pueden obtener fácilmente y tienen la ventaja de dar información aproximada pero rápida que se puede divulgar a las autoridades y público en general. Además, proveen un estándar para la recabación de datos que se usa en catálogos de eventos sísmicos (Bormann et al., 2002). A continuación se describirán dichos parámetros y conceptos. También se indicará qué instituciones proveen esta información acerca de los eventos sísmicos que suceden dentro de las fronteras de Guatemala.

A. Parámetros básicos

Entre los parámetros básicos para caracterizar un sismo están el tiempo de origen, las coordenadas del epicentro, la profundidad y la magnitud del evento. Esta información tendrá incertezas que dependerán de los instrumentos y posicionamiento de las estaciones de medición con respecto a la falla o fuente sísmica. Son estos los conceptos e ideas que se desarrollarán a continuación.

1. Tiempo de origen

El tiempo de origen es la fecha, hora, minuto y segundo a la que el evento sísmico inició. Como ya se ha especificado, el comienzo del movimiento telúrico es marcado por la ruptura. A veces esta ruptura puede durar varios segundos, pero el tiempo de origen se mide con respecto al inicio de este proceso. Generalmente, para evitar confusión de diferentes zonas horarias, el tiempo se registra en tiempo universal coordinado (usualmente solo denominado UTC). Para fines informativos de la población, este tiempo es luego convertido a la hora local (USGS, 2017c).

2. Coordenadas del epicentro

El epicentro es la posición en la superficie arriba de donde la ruptura del terremoto comenzó. Usualmente este lugar es caracterizado por las coordenadas geográficas (INSIVUMEH, 2016).

3. Profundidad del evento

La profundidad del evento es la distancia de la superficie al lugar donde comienza la ruptura o el hipocentro. Esta profundidad puede ser relativa al nivel del mar o relativa a la elevación promedio de las estaciones de medición. Usualmente, es dada en kilómetros (USGS, 2017c).

4. Magnitud

Este concepto fue introducido por Richter y Gutenberg en 1935 para caracterizar un sismo con una cantidad objetiva y posible de medirse con instrumentos (Bormann et al., 2002). Hay varios tipos de escalas de magnitud. No todos estos tipos están disponibles al mismo tiempo para un evento particular. Magnitudes preliminares son usualmente las reportados primero (USGS, 2017c). Cada magnitud tiene sus ventajas y desventajas. Por ejemplo, todas las escalas se saturan bajo ciertas condiciones por el método y/o tipo de sensor utilizado, por lo que existe un rango en el que no son válidas (Bormann et al., 2002). A continuación, se describirán las magnitudes más conocidas.

a. Magnitud local

La magnitud local (M_L o M_l) es la relación de magnitud original definida por Richter y Gutenberg para sismos locales. Esta escala se basa en la máxima amplitud registrada por un simógrafo de torsión Wood-Anderson. Aunque estos instrumentos ya no están en uso, valores M_L son calculados usando instrumentos modernos, aplicando los ajustes adecuados (USGS, 2017c). Esta magnitud se define generalmente como (Bormann et al., 2002):

$$M_L = \log_{10}(A_{max}) - \log_{10}A_0 \quad (1)$$

Donde A_{max} es la amplitud ya mencionada y el otro término es un valor de corrección dado (Bormann et al., 2002).

b. Magnitud duración

La magnitud duración (M_d o M_c) es la escala basada en la duración del temblor, medido por el decaimiento de la amplitud del sismógrafo. Usualmente, se utiliza cuando no se puede registrar la forma entera de las ondas debido a saturación (USGS, 2017c). Esta magnitud se define generalmente como (Bormann et al., 2002):

$$M_d = C_0 \log_{10}(d) + C_1 + C_2 \Delta \quad (2)$$

Donde d es la duración total de la señal sísmica y los demás son constantes o factores de corrección dados que dependen de otras características del sismo, como la distancia epicentral (Δ) (Bormann et al., 2002).

c. Magnitud de ondas de cuerpo de periodo corto

La magnitud de ondas de cuerpo de periodo corto (m_b) es la escala basada en la amplitud de las ondas «P» (ver Apéndice, capítulo No. XIII, sección B) como se registran en un instrumento de corto periodo. Las ondas «P» son las primeras ondas en llegar a un sismómetro. Creada por Gutenberg, esta magnitud es una forma rápida para aproximar el tamaño de un terremoto que ocurrió a una

distancia lejana de la estación de medición (USGS, 2017c). Esta magnitud se define generalmente como (Bormann et al., 2002):

$$m_b = \log_{10}(A/T)_{max} + Q(\Delta, h) + C_0 \quad (3)$$

Donde A y T son la amplitud y periodo máximo de la onda «P» respectivamente y los otros términos son valores de calibración dados que depende de otras características del sismo, como la distancia epicentral (Δ) y la profundidad (h) (Bormann et al., 2002).

d. Magnitud de onda superficial

La magnitud de onda superficial (M_s) es la escala para eventos distantes que se basa en la amplitud de las ondas superficiales de Rayleigh (ver Apéndice, capítulo No. XIII, sección B) en un periodo dado. Esta escala fue desarrollada por Gutenberg a mediados del siglo XX, pero luego fue corregida por equipos de investigación europeos y rusos (USGS, 2017c). Esta magnitud se define generalmente como (Bormann et al., 2002):

$$M_s = \log_{10}(A/T)_{max} + \sigma(\Delta) + C_0 \quad (4)$$

Donde A y T son la amplitud y periodo máximo de la onda de Rayleigh, respectivamente, y los otros términos son valores de calibración dados que depende de otras características del sismo, como la distancia epicentral (Δ) (Bormann et al., 2002).

e. Magnitud de momento

La magnitud de momento (M_w) es la escala basada en el momento sísmico de un movimiento telúrico, determinado mediante la inversión del tensor de momento (ver Apéndice, capítulo No. XIII, sección C) del mismo. Actualmente, es una de las escalas más utilizadas para categorizar terremotos grandes (USGS, 2017c). Esta magnitud se define generalmente como (Bormann et al., 2002):

$$M_w = C_0 \log_{10}(M_0) + C_1 \quad (5)$$

Donde M_0 es el momento sísmico y los demás términos son constantes o factores de corrección dados (Bormann et al., 2002). Hay varios subtipos de esta magnitud donde se cambia el momento sísmico por otros parámetros. Por ejemplo, la M_{ww} , que se basa en el centroide de la inversión del tensor de momento de la fase «W» (Bormann et al., 2002).

5. Incertezas en los parámetros

Toda medición conlleva una incertidumbre debido al instrumento usado y a distintos errores al medir. Los parámetros expuestos no son la excepción. La incerteza de estas mediciones es debido a errores en la medición del tiempo, la incorrecta identificación de las ondas sísmicas, la distribución y número de estaciones, diferencias entre modelos usados y la información real, y el uso de métodos de estimación y supuestos inapropiados (Vera, 2003). A continuación se describen algunas de estas fuentes de incerteza.

El tiempo es clave para determinar la distancia de la estación de medición al hipocentro. Además, también está involucrado directa e indirectamente en el cálculo de otros parámetros, como la magnitud de duración (M_d). Por eso, cualquier error en la determinación del tiempo puede influir en los resultados obtenidos. Estos errores pueden ser humanos o fallas en los sistemas automatizados (Vera, 2003).

Identificar las ondas sísmicas es necesario para calcular distancias y determinar magnitudes. La mayoría de magnitudes se basan en el logaritmo de la amplitud de un tipo de onda. Pero, a veces, los instrumentos o las interpretaciones no son las adecuadas, lo que ocasiona errores en los resultados (Vera, 2003).

La distribución y número de estaciones determinan la cantidad de información que se recaba de un evento. Insuficiente información para analizar inevitablemente lleva a errores. Ya sea que las estaciones estén muy dispersas, que hayan muy pocas o ambas, los resultados se verán afectados (Vera, 2003).

Otro factor que contribuye a la incertidumbre son los modelos de velocidad del medio que se utilizan para hacer diversos cálculos. Algunos modelos no están actualizados o sus supuestos no se aplican a la región o evento a estudiar. Esto se suma al hecho que, a veces, se realizan estimaciones incorrectas o que son inherentes al métodos usado. Al final, todo esto contribuye a la incerteza de la información (Vera, 2003).

B. Sismicidad

La sismicidad es el estudio de la frecuencia y distribución espacial y temporal de eventos sísmicos en una región determinada. Esta rama de la sismología busca patrones en los movimientos telúricos de un área a través de análisis estadístico (USGS, 2017a). Aunque esta ciencia se ha desarrollado desde el siglo XX, existen pocos modelos para describir la sismicidad de un lugar en general. Esto se debe a que los registros de sismos se encuentran dispersos en catálogos que a veces son heterogéneos e incompletos (Lee et al., 2002). Conocer la sismicidad de un área dada es especialmente importante en las técnicas de pronóstico de sismos, que se discutirán en el siguiente capítulo.

C. Servicios sismológicos

En Guatemala hay servicios sismológicos nacionales e internacionales. Entre los nacionales está el Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología (INSIVUMEH) y entre los internacionales está el *National Earthquake Information Center* (NEIC) del *United States Geological Survey* (USGS). Para entender su función y el papel que juegan al momento de divulgar información sismológica, vale la pena repasar la historia de la sismología en el país (INSIVUMEH, 2016)

Los primeros sismógrafos mecánicos de Guatemala fueron instalados en 1925 en el Observatorio Nacional. Estos aparatos llevaron un registro básico de la actividad sísmica por varios años. Pero no fue hasta después del terremoto de 1976 que se fundó el INSIVUMEH y se puso en funcionamiento la Red Sismográfica Nacional. Esta red fue diseñada para registrar cualquier evento con una magnitud local menor a 5.0 en el territorio nacional. Alrededor de estos años el USGS también colocó seis sismómetros electromagnéticos para monitorear la actividad sísmica y volcánica del país, que luego pasaron a ser parte de la red sísmica nacional. Por último, en el año 1989 el Centro de Coordinación para la Prevención de los Desastres Naturales (CEPRENAC) dio una donación para mejorar los centros sismológicos de Centroamérica. De esta forma se adquirió equipo para procesar de forma digital los registros sísmicos (INSIVUMEH, 2016).

Hoy en día, el INSIVUMEH y el NEIC-USGS cooperan juntos para brindar información acerca de la actividad sísmica de Guatemala a la comunidad científica, autoridades y población en general. El INSIVUMEH lleva registro de la mayoría de eventos telúricos ocurridos en el país (INSIVUMEH,

2016). Por otro lado, el NEIC-USGS solo registra los sismos más significativos en términos de magnitud y destrucción (USGS, 2017b).

VII. MÉTODOS DE PRONÓSTICO, PREDICCIÓN Y SISTEMAS DE ALERTA TEMPRANA DE TERREMOTOS

Actualmente, se investigan y prueban las técnicas de predicción y/o pronóstico de movimientos telúricos para poder aminorar el daño causado por estos eventos. También se han creado Sistemas de Alerta Temprana (SAT) de terremotos que proveen una alarma a la población de que un sismo de magnitud considerable está ocurriendo, evitando, en parte, la pérdida de vidas humanas. Estos métodos y sistemas son los que se explorarán en este capítulo.

A. Métodos de pronóstico de terremotos

Los pronósticos de sismos son métodos que a largo plazo proveen una probabilidad que un terremoto ocurra en un lugar e intervalo de tiempo específico. En otras palabras, los pronósticos proporcionan cálculos estadísticos de cuándo un movimiento telúrico sucederá en un área concreta durante un marco temporal específico. Para esto, se utiliza información como la historia de los terremotos que han sucedido en una falla y el movimiento relativo de las placas. Aunque estas técnicas no proporcionan tantos detalles, pueden guiar la toma de decisiones a futuro acerca de políticas, construcciones, seguros, entre otras (Tarbuck et al., 2005).

El pronóstico de sismos no es igual al pronóstico del clima o el de actividad volcánica. Esto se debe a que la recurrencia de un sismo en un lugar determinado puede tomar siglos, por lo que los modelos no pueden ponerse a prueba tan fácilmente como en otras áreas de la ciencia. La idea de que los procesos sísmicos vuelven a ocurrir una y otra vez se conoce como rebote elástico. Como ya se ha descrito previamente, este modelo establece que el movimiento de las placas ocasiona que siempre se acumule gradualmente tensión en los bordes de las fallas. Cuando el estrés alcanza cierto punto, el deslizamiento sísmico o terremoto ocurre. El estrés inmediatamente disminuye y el proceso comienza de nuevo. Hay que tomar en cuenta que esto no ocurre con una periodicidad constante, sino que varía en el tiempo (Stein y Wysession, 2009).

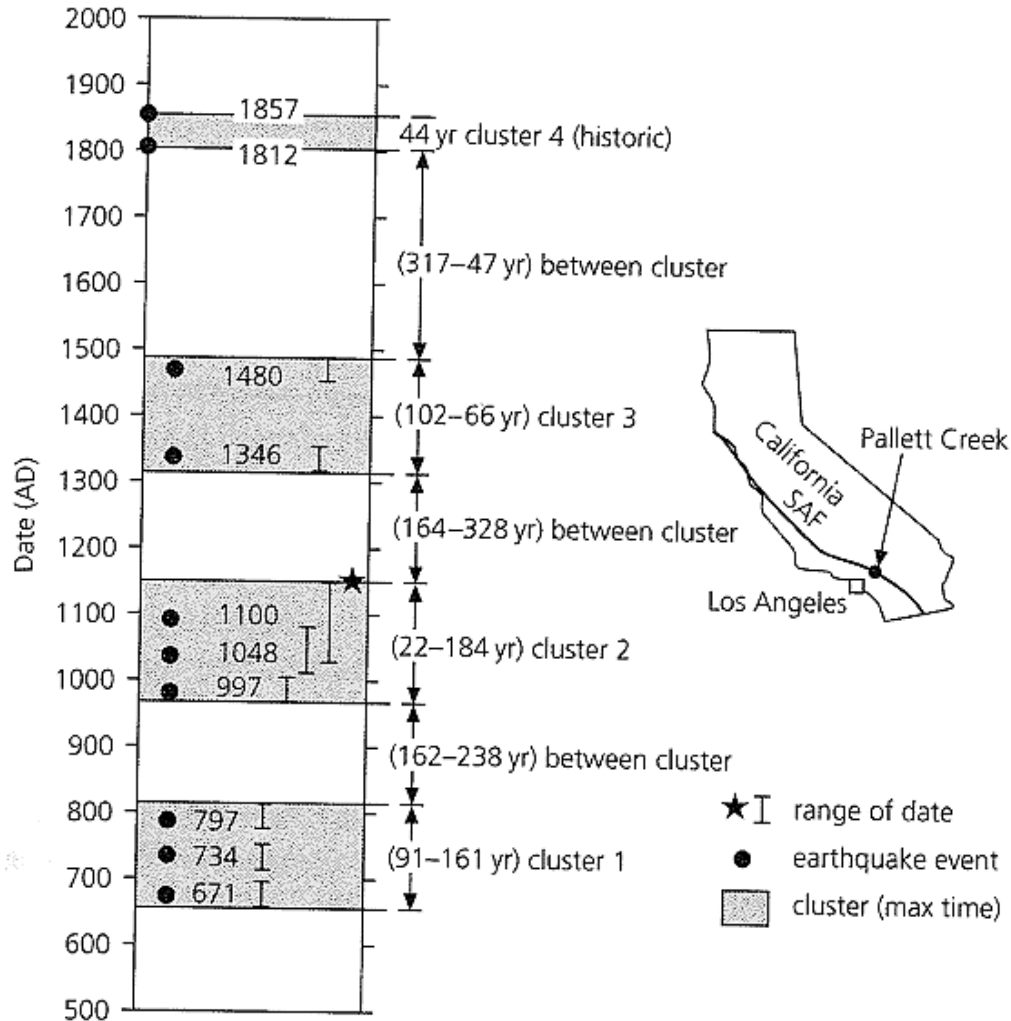
Aún así, esta noción implica que la historia de grandes terremotos pasados en un área debería indicar el tiempo probable del siguiente. Naturalmente, mientras más registros históricos, mejor. Desafortunadamente, la duración de los ciclos sísmicos es grande comparada con los aproximadamente 100 años de historia de la sismología instrumental. Sin embargo, hay una rama de la geología que se especializa en recabar evidencia de actividad sísmica durante miles de años: la paleosismología (Stein y Wysession, 2009).

En el segmento sur de la falla de San Andrés, se han hecho varios estudios paleosismológicos. Por ejemplo, el último gran terremoto registrado en Pallett Creek, California, fue en 1857. Sin embargo, estudiando los sedimentos desplazados durante eventos sísmicos y datándolos con métodos radiométricos de carbono 14, se pudo determinar las fechas de otros movimiento telúricos. A pesar de las incertidumbres y factores que pueden afectar los resultados, se ha comprobado que ha habido actividad sísmica en el lugar por más de mil años. Se cree que ha ocurrido un evento sísmico en los años 1857, 1812, 1480, 1346, 1100, 1048, 997, 797, 743 y 671. Una serie de tiempo de los eventos sísmicos se muestra en la Figura No. 9. Dado que el período de retorno entre eventos es de 132 años, con una desviación estándar de 105 años, ya se esperaría que ocurriera el próximo evento. Sin embargo, puede que haya un error en esta lógica puesto que parece que los eventos suceden en grupos de tres, con 200 o más años de por medio entre cada grupo. Por lo tanto, los científicos concluyen que la probabilidad de que un sismo ocurra en este lugar antes del 2019 está entre el 7 % y el 51 % (Stein y Wysession, 2009).

Otro concepto que se usa en el pronóstico de terremotos son los vacíos o brechas sísmicas. La idea es que las fronteras de las placas tectónicas están segmentadas. Por lo tanto, si ha habido actividad sísmica en un lugar pero no en zonas aledañas, hay una alta probabilidad que un evento ocurra en dichas zonas. Sin embargo, el ejemplo dado demuestra que la Tierra es más complicada de lo que indican las nociones básicas. Algunas regiones cumplen con este principio pero no todas. Hasta que haya suficiente evidencia, no se sabe si es mejor suponer que todos los segmentos de una falla tienen la misma probabilidad de ceder, haciendo la probabilidad de un terremoto grande independiente del tiempo, con frecuencia de ocurrencia constante, o que el segmento que cedió hace mucho tiempo ha acumulado más esfuerzo elástico y, por lo tanto, es más probable que ceda (Stein y Wysession, 2009).

En resumen, varios factores hacen que el pronóstico de terremotos sea difícil. En otras ciencias,

Figura 9: Serie de tiempo paleosísmica de los terremotos cerca de Pallett Creek, California



Fuente: Stein y Wyssession, 2009

como la meteorología, los fenómenos de estudio ocurren con frecuencia y se cree entender la física detrás de estos. Pero los ciclos de los movimientos telúricos sobrepasan la escala humana de tiempo. Solo hay unos cuantos lugares donde se tiene suficiente información histórica para formular una hipótesis. Pero los métodos formulados deben probarse y se necesitará tiempo y mediciones para garantizar su efectividad. Lo peor es que la física de los eventos sísmicos todavía no es totalmente entendida. Claramente, los procesos son complejos y deben ser más estudiados (Stein y Wyssession, 2009).

B. Métodos de predicción de terremotos

La predicción de terremotos consiste en determinar la localización y magnitud de un terremoto en un corto intervalo de tiempo. Dado que se pierden muchas vidas humanas cuando ocurren movimientos telúricos de gran magnitud, se han hecho inversiones considerables con este fin. Estos estudios se han concentrado en hallar precursores sísmicos o fenómenos que preceden a los terremotos (Tarbuck et al., 2005).

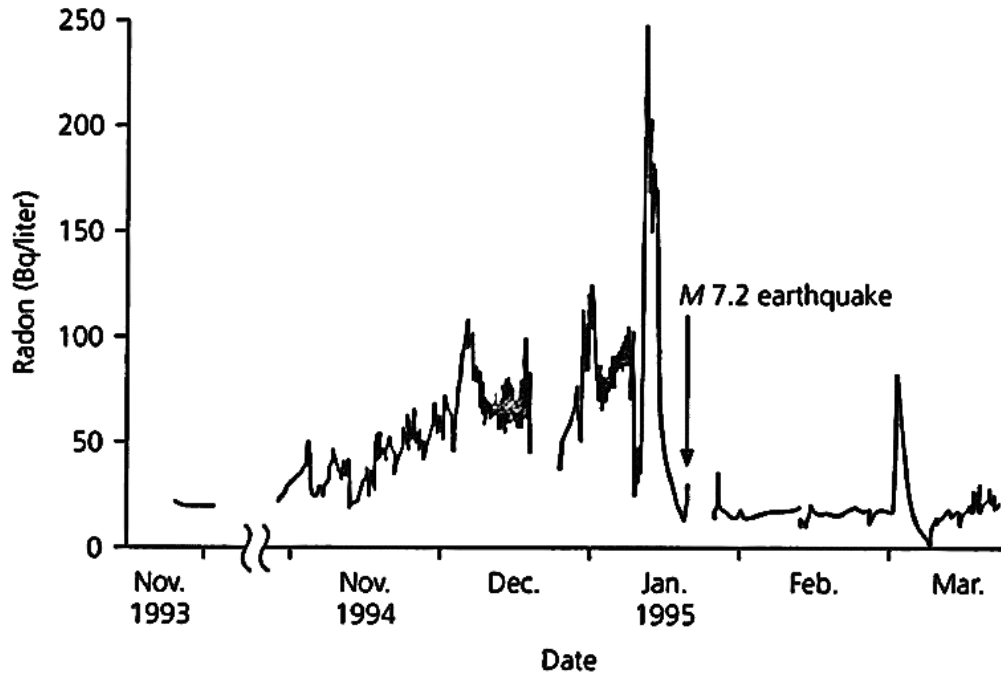
Varios posibles precursores se han sugerido a lo largo del tiempo y algunos sí han sido verificados bajo ciertas condiciones pero no se ha encontrado alguno que preceda a todos los eventos sísmicos. Para verificar estos métodos se necesita una considerable cantidad de datos. El método debe ser sometido a una evaluación extensa para determinar si el comportamiento precursor es real y no solo algo aleatorio. La prueba final siempre es la capacidad de la técnica de predecir sismos futuros (Stein y Wysession, 2009).

Una clase de precursores involucra los eventos presísmicos. Estos son pequeños sismos que anteceden a un terremoto. Sin embargo, esta actividad microsísmica no se presenta en todos los eventos. Puede que los sismos sean de una magnitud tan despreciable que no puedan detectarse. La falta de un patrón resalta el problema de los precursores: hasta la fecha, ningún cambio que puede asociarse con un futuro terremoto ha sido consistentemente distinguible de las variaciones normales que no son seguidas de un evento sísmico considerable. Esto ha producido varias falsas alarmas (Stein y Wysession, 2009).

Otra clase de posibles precursores involucra los cambios que ocurren en las propiedades de las rocas cerca de la falla antes de un terremoto. Se ha sugerido que, conforme una región experimenta una acumulación de deformación, pequeñas fisuras se forman en la roca y disminuyen su resistencia hasta que, eventualmente, ocurre un sismo. Este fenómeno se ha monitoreado con los cambios del gas radón que se libera a través de las fisuras mencionadas. Por ejemplo, el radón detectado en aguas subterráneas aumentó constantemente durante los meses antes del terremoto de Kobe, Japón, de 1995. Luego del movimiento telúrico, los niveles de radón se estabilizaron nuevamente (Stein y Wysession, 2009). Este proceso se puede apreciar en la Figura No. 10

Una variedad de observaciones similares se han reportado para distintas mediciones. En algunos casos, se ha reportado que la razón entre la velocidad de las ondas «P» y ondas «S» (ver Apéndice,

Figura 10: Nivel de radón en agua subterránea antes y después del terremoto de Japón de 1995



Fuente: Stein y Wyssession, 2009

capítulo No. XIII, sección B) en un área disminuye hasta un 10 % previo a un terremoto. Estas observaciones son consistentes con experimentos de laboratorio. Sin embargo, aún se discute si este fenómeno es universal. Lo mismo ocurre con reportes de disminución en la resistividad eléctrica del suelo, lo que tiene sentido si se forman microfisuras en las rocas, como ya se ha mencionado (Stein y Wyssession, 2009).

Un supuesto precursor sísmico que ha sido difícil de cuantificar es el comportamiento animal anómalo. No se sabe qué es lo que los animales detectan. Podrían ser ruidos de alta frecuencia, cambios en el campo electromagnético, emisiones de gas, entre otros. Sin embargo, puesto que es difícil diferenciar el comportamiento «anómalo» del comportamiento animal normal, muchas de estas observaciones se han discutido después de que el terremoto ya haya pasado (Stein y Wyssession, 2009).

En resumen, todavía no hay evidencia que exista un precursor que permita la predicción de terremotos de forma universal. La mayoría de investigadores creen que aunque predecir movimientos telúricos sería el triunfo más grande de la sismología, esto está muy lejos de lograrse o es impo-

sible. No obstante, dado que el éxito de esta investigación tendría grandes beneficios, la búsqueda de métodos de predicción de terremotos continua y probablemente continuará (Stein y Wysession, 2009).

C. Sistemas de Alerta Temprana de terremotos

Últimamente, se han hecho esfuerzos por construir sistemas que alerten inmediatamente a una población vulnerable acerca del peligro de un terremoto. Por ejemplo, se utilizan sismómetros cercanos a una falla específica que dan un aviso automático a las autoridades y otras entidades si ciertos criterios se cumplen (Stein y Wysession, 2009). Estos métodos se conocen como Sistemas de Alerta Temprana (SAT) de sismos. Las advertencias de estas técnicas puede llegar segundos o minutos antes que el terremoto ocurra (Allen et al., 2009).

El concepto de estos métodos ha existido desde que se tienen comunicaciones eléctricas pero solo en las últimas tres décadas es que se ha desarrollado la tecnología necesaria para implementarlos. Este avance acelerado se ha notado más en los últimos años, impulsado por la expansión de redes sísmicas, el desarrollo de técnicas y el aumento de la conciencia acerca de los peligros que un terremoto puede representar. Los SAT de sismos pretenden reducir la pérdida de vidas humanas que un movimiento telúrico pueda ocasionar (Allen et al., 2009).

1. Tipos de SAT de sismos

El SAT de sismos debe adaptarse al lugar a monitorear y la región a alertar. Por esto, a lo largo de los años se han desarrollado diversos tipos de SAT (Allen et al., 2009). A continuación, se ofrece una breve descripción de estos.

a. Detección frontal

El primer tipo de SAT que se desarrolló consiste simplemente en detectar temblores fuertes en una locación, por medio de cualquier clase de instrumento, para luego transmitir una alerta a otra locación antes que la energía sísmica afecte a esta última. Este concepto, llamado detección frontal, se propuso por primera vez en San Francisco, luego del terremoto de 1868 de la falla Hayward. Aunque no se implementó en esa región, la idea se diseminó (Allen et al., 2009).

Cuando las fuentes sísmicas están a cierta distancia de un área poblada, la detección frontal puede

proveer una alerta de, por lo menos, diez segundos antes del evento. Por esto, este tipo de SAT se ha implementado en México, Rumania y Turquía (Allen et al., 2009).

b. Detección en cualquier lado por medio del monitoreo de las ondas «P»

Dado que la velocidad de las ondas sísmicas es aproximadamente 4 km/s , el radio de la zona afectada aumenta 4 km cada segundo. Usar sólo las ondas «P» (ver Apéndice, capítulo No. XIII, sección B) para determinar si un terremoto representará un peligro puede brindar más tiempo a las poblaciones cercanas, dado que estas ondas llegan antes que las devastadoras ondas superficiales. En otras palabras, este sistema reduce la cantidad de personas que no se pueden alertar a tiempo por estar muy cerca del epicentro (Allen et al., 2009).

Una variedad de parámetros observacionales se han desarrollado para usar las ondas «P» para determinar el peligro de un movimiento telúrico. Muchos de estos parámetros están diseñados para estimar la magnitud de un terremoto, con lo que luego se puede estimar el movimiento que tendrá el suelo. En Japón, por ejemplo, la amplitud de las ondas sísmicas «P» se usan para estimar la magnitud de un terremoto. En cambio, en México, la energía acumulada, que se puede observar en un sismograma, es la que se utiliza. Esta energía y la tasa de crecimiento de las ondas «P» se comparan con observaciones similares de terremotos pasados y son usadas para estimar la magnitud del evento (Allen et al., 2009).

c. Alarma local

El principio de la alarma local o de una estación es detectar la energía sísmica en una sola localidad y proveer una advertencia de temblor a dicha localidad. Es decir, en este tipo de SAT se detecta la onda «P» y se predice que tan grande serán los temblores en el área. Esto es posible usando una combinación de parámetros de onda «P». Para esto, se debe combinar información de la frecuencia y la amplitud para un modelo más robusto. Si se cumplen los requisitos, se debe transmitir una alerta (Allen et al., 2009).

d. Alarma regional

Las alarmas regionales usan una red sísmica para monitorear un área más extensa. Históricamente, estas redes se han diseñado para enviar data a un centro de procesamiento, donde se obtiene la información necesaria para hacer un reporte de los eventos sísmicos. Los SAT de sismos de este tipo aprovechan estas estructuras y solo instalan módulos que generan alertas para prevenir a usuarios. Los mismos algoritmos de procesamiento de la alarma local son los que se utilizan. Es decir, se analizan las ondas «P». Además, las redes permiten que la data de distintas estaciones se combine. Esto da predicciones más exactas de la distribución de temblores a lo largo de la región y reduce las incertidumbres dadas por estimaciones de magnitud (Allen et al., 2009).

Este enfoque se puede combinar con el de detección frontal. Sismómetros cerca de la falla pueden ayudar a confirmar las alertas y determinar la verdadera magnitud del evento. Sin embargo, hay que tomar en cuenta que la transmisión de información puede tardarse demasiado. También se deben tomar en cuenta las debilidades que tiene este enfoque y que ya se discutieron (Allen et al., 2009).

2. Perspectivas, ideas erróneas y futuros retos de los SAT

En los últimos años se ha visto un desarrollo acelerado en la implementación de los SAT de sismos en todo el mundo. Antes de 2003, el número de artículos científicos acerca de estos sistemas era a lo sumo de dos textos anuales. Pero el número ha crecido constantemente. En el año 2008 se publicaron más de 15 artículos científicos al respecto. Este es un indicio del incremento de interés en los SAT dentro de la sismología. Esto ha contribuido al progreso de las metodologías de alerta de sismos (Allen et al., 2009).

Sin embargo, hay cierta información errónea que a veces mancha la reputación de estos sistemas. Por ejemplo, una idea errónea es que el aviso de un terremoto causará pánico. Los científicos sociales han estudiado esto por bastante tiempo y han llegado a la conclusión que no debe ser una razón de preocupación. La experiencia de varios terremotos en Japón y México tampoco sugieren que las advertencias resulten en terror. Sin embargo, implementar un SAT sí requiere una campaña educativa (Allen et al., 2009).

Otra preocupación con la implementación de un SAT es que el sistema se use menos de una vez por década. Como ejemplo de esto está el SAT instalado en el sistema de vías ferroviarias en Japón.

Este SAT inició el monitoreo en 1992 pero no se usó hasta 2004, cuando los trenes se detuvieron debido a un terremoto. Pero no hay razón por la cual un sistema no se pueda usar para sismos más pequeños. Enviar alertas por sismos pequeños podría interesarle a los usuarios. Además, las pequeñas alarmas podrían recordarles a las personas que el peligro de un terremoto es constante, educándolas para que estén pendientes siempre (Allen et al., 2009).

La mayoría de los SAT de sismos activos actualmente se han implementado debido a un gran desastre. El desafío para las regiones sin ningún SAT, como Guatemala, es implementar uno antes que el siguiente gran terremoto ocurra.

VIII. RADIACIÓN CÓSMICA Y LAS ANOMALÍAS EN EL FLUJO DE MUONES

La radiación cósmica fue detectada por primera vez a inicios del siglo XX. Los investigadores Hess y Kolhörster se dieron cuenta que había una relación entre la radiación ionizante y la altura. Mediante experimentos realizados a bordo de globos aerostáticos, determinaron que la radiación aumentaba con la distancia respecto a la superficie terrestre. Por esto, sugirieron que el origen de esta radiación podría ser extraterrestre. En el año 1925, Millikan le otorgó el nombre de «rayos cósmicos» a esta radiación debido a que creía que provenía del espacio exterior. Posteriormente, esta afirmación se corroboraría con más experimentos (Pérez, 2009). En este capítulo se explorará lo que se conoce hasta ahora de la radiación cósmica y cómo se relaciona con los precursores sísmicos.

A. Rayos cósmicos

Hoy en día, se tiene una mejor comprensión de la radiación cósmica. Se sabe, por ejemplo, que los rayos cósmicos primero interactúan con el campo magnético terrestre. Dado que estos objetos tienen carga eléctrica, son afectados por dicho campo. Unos son completamente desviados, pero otros penetran la atmósfera de la Tierra (Pérez, 2009). Se estudiará lo que esto provoca y otros aspectos generales de los rayos cósmicos.

1. Categorías de los rayos cósmicos

La radiación cósmica se puede dividir en dos categorías: primaria y secundaria. Los rayos cósmicos primarios son aquellos que vienen de una fuente extraterrestre. Los rayos cósmicos secundarios son los que se generan cuando los rayos cósmicos primarios interactúan con materia interestelar o la atmósfera terrestre. Sin embargo esta clasificación no es exacta, puesto que los procesos que crean la radiación cósmica aún no se conocen completamente (X. Wang, 2011).

La radiación cósmica también se puede clasificar en base a sus mecanismos de aceleración. Esta

clasificación divide a los rayos cósmicos en los provenientes del Sol, los anómalos y los galácticos. Los rayos cósmicos provenientes del Sol se asocian específicamente a las llamaradas solares y no tienen un nivel de energía extraordinario. Los rayos cósmicos anómalos presentan niveles inusualmente bajos de energía. Esta radiación posiblemente se crea al borde de nuestro sistema solar o se genera por otros rayos cósmicos de alta energía que fueron desacelerados. El Sol es el que redirecciona y desacelera esta radiación. Por último están los rayos cósmicos galácticos. Esta radiación tiene una energía particularmente alta, debido a los procesos violentos que estas partículas sufren antes de llegar al sistema solar. Sin embargo, se desconoce el verdadero origen de esta radiación (X. Wang, 2011).

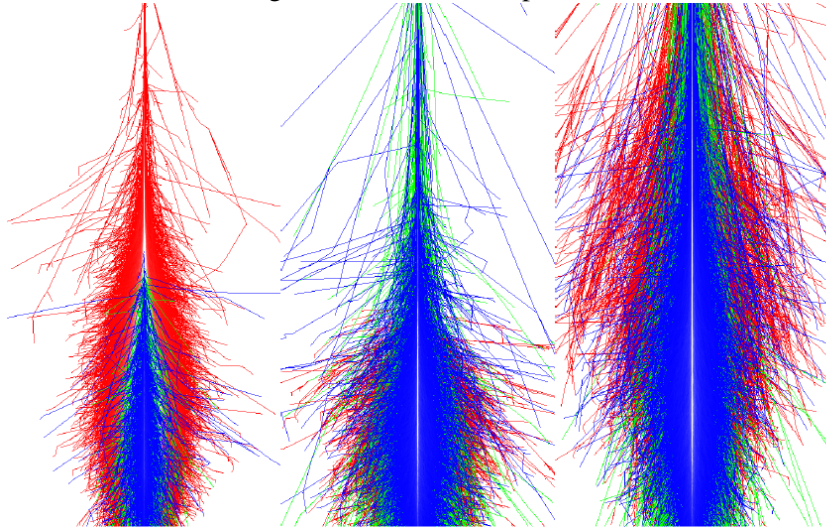
2. Las cascadas de área extensa

Cuando un rayo cósmico interactúa con los átomos de la atmósfera, se genera un promedio de 50 partículas secundarias debido a las interacciones nucleares (X. Wang, 2011). A su vez, estas partículas secundarias vuelven a interactuar con las partículas de la atmósfera y los productos vuelven a hacerlo. De este modo, se genera una reacción en cadena conocida como cascada de área extensa. Al inicio, el número de partículas es alto, pero empieza a disminuir conforme se alcanza la superficie terrestre. Este fenómeno se debe a que la energía de la partícula primaria se va disipando en cada reacción nuclear que ocurre. La composición de esta cascada dependerá del rayo cósmico original (Rosales et al., 2015). Debido a este proceso y a la radiación solar, algunos de los átomos de la atmósfera pierden uno o más electrones y se ionizan, adquiriendo una carga positiva. Esto forma la ionósfera, la capa ionizada de la Tierra que está a $75 \text{ km} - 1000 \text{ km}$ de la superficie (Hoeksema et al., 2017).

Como se observa en la Figura No. 11, todas las cascadas de partículas tienen tres componentes: la electromagnética, la muónica y la hadrónica. Estas componentes obtienen su nombre de las partículas que las caracterizan. Como se puede apreciar, el tamaño de dichos elementos dependerá del rayo cósmico que inicie el proceso (Asorey, 2012).

Si un protón o un núcleo inicia la cascada, la mayoría de partículas secundarias serán piones. El pion es una partícula nuclear activa cuya masa es igual al 15 % de la masa de un protón. Hay tres clases de piones: los cargados positivamente (denotados por π^+), los cargados negativamente (denotados por π^-) y los neutrales (denotados por π^0). Todos los piones son inestables. Los piones cargados tienen una vida media de $\sim 10^{-8} \text{ s}$ y decaen a un muon y un neutrino. Esto se ilustra en

Figura 11: Cascadas de partículas



Una cascada se inicia por un fotón (izquierda), otra por un protón (centro) y otra por un núcleo de hierro (derecha). Las componentes de la cascada se identifican por color: electromagnética (rojo), muónica (verde) y hadrónica (azul).

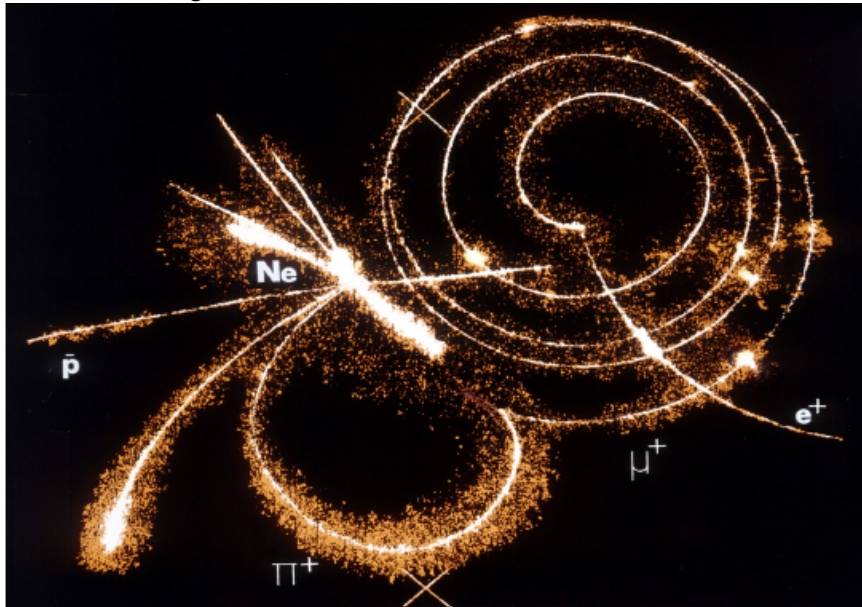
Fuente: Asorey, 2012

la Figura No. 12. Este proceso produce la parte muónica de la cascada. Sin embargo, dado que los piones tienen una vida media relativamente extensa, lo más probable es que colisionarán con otro núcleo antes de decaer y son estas colisiones las que generan la parte hadrónica de la cascada (X. Wang, 2011).

Por otro lado, están los piones neutrales, que son aproximadamente un tercio del total de piones producidos. Los piones neutrales decaen extremadamente rápido ($\sim 10^{-6}$ s) en un par de fotones (o rayos gamma) antes de poder interactuar con los núcleos en la atmósfera. Los fotones, a su vez, interactúan con los núcleos del aire y producen un par electrón-positrón en un proceso conocido como producción de pares. Luego, estos electrones serán desacelerados por el campo eléctrico de los núcleos atómicos cercanos. Al desacelerarse, los electrones emiten rayos gamma en el proceso de *bremmstrahlung*. Esto es lo que genera la parte electromagnética de la cascada (X. Wang, 2011).

Un caso aparte se da cuando rayos gamma o fotones inician el proceso, lo que produce una cascada principalmente electromagnética. También existe una parte hadrónica pero que consiste principalmente de piones neutros que, al decaer, producen más electrones (X. Wang, 2011).

Figura 12: Mecanismo de creación de un muon



Un protón impactando un átomo de Neón dentro de una cámara de burbujas.

Fuente: Juan Carlos, 2012

B. Flujo de muones

A nivel del mar, los muones son de las partículas cargadas más abundantes. La mayoría de estos son generados en los niveles más altos de la atmósfera terrestre cuando un pion cargado decae (X. Wang, 2011):



Eventualmente, el muon, con una vida media de $\sim 2,2 \mu s$, también decae en un electrón y dos neutrinos (X. Wang, 2011):



$$\mu^+ \rightarrow e^+ + \nu_e + \bar{\nu}_\mu \quad (9)$$

Sin embargo, el muon viaja a velocidades comparables con la de luz, por lo que su vida media se extiende debido a la dilatación del tiempo relativista (X. Wang, 2011).

Los muones pueden pensarse como una versión más pesada de un electrón, puesto que tienen la misma carga pero su masa es 200 veces mayor que la del electrón, aproximadamente $105,7 \frac{MeV}{c^2}$. Es por esta diferencia de masa que los muones no son tan fuertemente acelerados bajo campos electromagnéticos y no emiten tanta radiación de *bremmstrahlung* como los electrones. Y, dado que la desaceleración de los electrones y muones es principalmente debido a pérdidas de energía sufridas en el proceso de *bremmstrahlung*, esto permite que los muones de una energía dada puedan penetrar más la materia que los electrones (X. Wang, 2011)

Estas dos características mencionadas distinguen a los muones: su abundancia y su poca interacción con la materia. Esto ha provocado que se utilicen para una diversidad de aplicaciones prácticas (ver Apéndice, capítulo No. XIII, sección D).

C. Anomalías en el flujo de muones y los precursores sísmicos

Por lo explicado previamente, es claro que los rayos cósmicos y, por lo tanto, el flujo de muones es influenciado por la actividad solar. Sin embargo, el flujo de muones también puede ser influenciado por factores como la presión y temperatura, dado que estos son indicadores de las condiciones en la atmósfera (X. Wang, 2011; Ramesh et al., 2012). Los muones también pueden ser afectados por cambios en el campo electromagnético local, que pueden estar relacionados a precursores sísmicos (Rosales et al., 2015). Los cambios provocados por estos factores son los que se discutirán a continuación.

1. Factores que influyen el flujo de muones

El flujo de muones puede variar debido a distintas razones. Uno de los factores que influyen el flujo de muones, por ejemplo, es la altura. Esto se debe a que la cantidad de estas partículas dependerá del progreso de la cascada de área extensa, que a su vez está relacionada con la altitud (X. Wang, 2011; Ramesh et al., 2012). Los muones suelen comenzar a producirse alrededor de los

15 *km* de altura y su conteo comienza a disminuir gradualmente alrededor de los 7 *km* de altura (Rosales, 2011).

Otra variable que puede influenciar la cantidad de muones detectados en un área es la presión y la temperatura. Esto se debe a que las condiciones atmosféricas afectan las interacciones entre las partículas en la cascada de área extensa, influyendo, por lo tanto, en la generación y decaimiento de los muones. Por lo que al medir el flujo de muones es necesario hacer correcciones por presión y temperatura (Cecchini y Spurio, 2012; Pérez, 2009).

A pesar de los factores mencionados, en general, el flujo de muones suele ser estable para un tiempo y región determinados (Ramesh et al., 2012). No obstante, no hay que olvidar que estas partículas tienen carga eléctrica y, por lo tanto, son influenciadas por campos electromagnéticos (Rosales et al., 2015).

2. Precursores sísmicos, variaciones electromagnéticas y flujo de muones

Desde hace varias décadas se conoce que fenómenos electromagnéticos pueden ser detectados antes de un terremoto (W. Wang et al., 2015). Esto ha sido observado en varios eventos sísmicos (Eftaxias, 2012) y se ha corroborado mediante experimentos donde se deforman diversos tipos de rocas (Eftaxias, 2012; Carpinteri et al., 2012; Lacidogna et al., 2011). También se han realizado simulaciones al respecto, donde se estudia los procesos que sufre el suelo antes, durante y después de un sismo (W. Wang et al., 2015). La pregunta no es si se dan cambios en el campo electromagnético o no, la pregunta es: ¿Por qué y de qué intensidad?

No hay consenso al respecto entre la comunidad científica (Eftaxias, 2012). Algunos plantean que las emisiones electromagnéticas producidas son debido al efecto piezoeléctrico, que es una propiedad de algunos cristales de polarizarse eléctricamente al someterse a presión (W. Wang et al., 2015). Otros dicen que la deformación en una falla forma una especie de capacitor (Eftaxias, 2012). Por último, otros afirman que, antes de un sismo, se generan microfisuras en las rocas que afectan sus propiedades electromagnéticas (Rosales et al., 2015). Lo más probable es que todos estos procesos ocurran al mismo tiempo, influyendo a distintas escalas el campo electromagnético local.

El problema que se ha dado al querer estudiar estas variaciones electromagnéticas como precursores sísmicos es que las mediciones se realizan de forma puntual. Analizar áreas extensas no es

posible con simples magnetómetros o instrumentos similares. Pero la medición del flujo vertical de muones podría ser la solución. Estas partículas masivas son candidatos óptimos para el análisis de fluctuaciones del campo electromagnético en un radio del orden de kilómetros. Esto se debe a que los muones son partículas cargadas y pueden ser desviadas por campos electromagnéticos (Rosales et al., 2015).

3. Experimentos previos

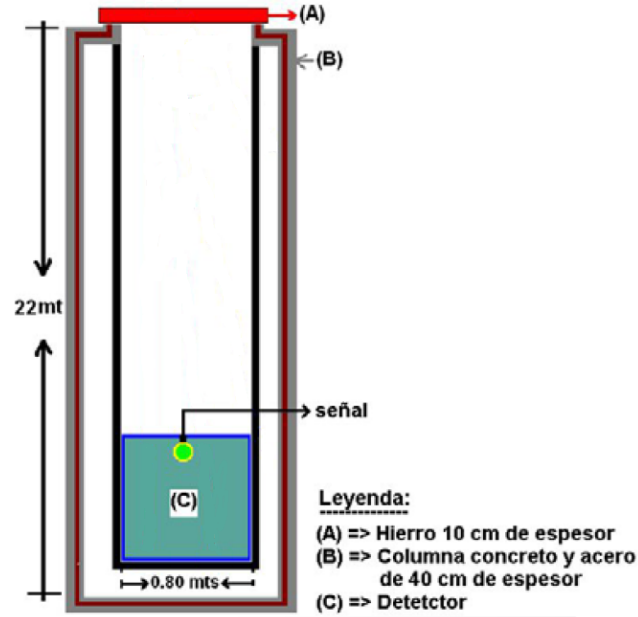
En la Universidad de los Andes, en Mérida, Venezuela, ya se ha utilizado el flujo vertical de muones para evaluar precursores sísmicos en el campo magnético local. La universidad se encuentra a 1800 *ms.n.m.*, en una zona de clima templado que es atravesada por la falla del Boconó, una fuente sísmica transcurrente con actividad telúrica moderada, la cual se estudió en este experimento. Se utilizó un detector Cherenkov de agua para medir el flujo de rayos cósmicos (Rosales et al., 2015).

Específicamente, se aisló y estudió la cantidad de muones verticales que llegaban al detector. Se escogió el flujo vertical de muones por la ubicación del sensor en un valle y su blindaje, que le dan un sentido de medición preferencial al instrumento (Rosales et al., 2015). También porque el flujo de muones no es homogéneo en todas las direcciones sino que disminuye conforme el ángulo cenital aumenta para muones de baja energía (Cecchini y Spurio, 2012). Además, de esta forma se garantiza que las variaciones del flujo están asociados a eventos locales (Rosales et al., 2015).

Para aislar el flujo vertical muones, fue necesario colocar el tanque dentro de una estructura de concreto, acero y hierro de 22 *m* de profundidad y 50 *cm* de espesor que formaba parte de un edificio de la universidad (Rosales et al., 2015). El diseño experimental completo se puede apreciar en la Figura No. 13.

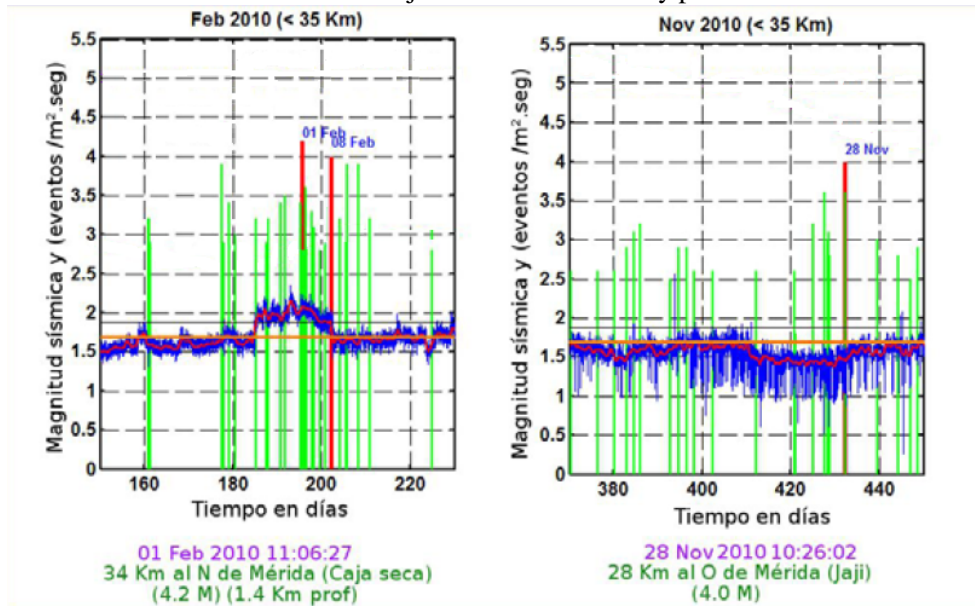
Los resultados de este experimento han sido prometedores. Por ejemplo, en la Figura No. 14 se puede observar como, antes de dos eventos sísmicos del año 2010, el conteo de muones verticales se desvió considerablemente de la media. Ambos eventos fueron mayores a una magnitud local de 4.0 y estuvieron a un radio menor a 40 *km* del detector (Rosales et al., 2015). La investigación continua y se necesitan más datos experimentales en diversos lugares para validar el método.

Figura 13: Diseño experimental del estudio venezolano



Fuente: Rosales et al., 2015

Figura 14: Resultados del estudio entre flujo vertical de muones y precursores sísmicos en Venezuela



Flujo de muones antes, durante y después de dos eventos sísmicos del año 2010. La línea azul representa el flujo de muones verticales, la naranja el promedio de este flujo, las líneas verticales verdes es la magnitud local de los sismos y las líneas verticales rojas representan los sismos mayores o iguales a una magnitud local de 4.0.

Fuente: Rosales et al., 2015

IX. EVALUACIÓN DEL DISEÑO EXPERIMENTAL

En este capítulo se describirá el diseño experimental que se utilizó para realizar las mediciones. Posteriormente, se explicará cómo se realizó la adquisición, procesamiento y análisis de los datos. Por último, basado en los resultados y en la literatura, se propondrá un diseño experimental para una investigación más profunda de la relación entre el flujo vertical de muones y los precursores sísmicos.

A. Diseño experimental actual del proyecto LAGO

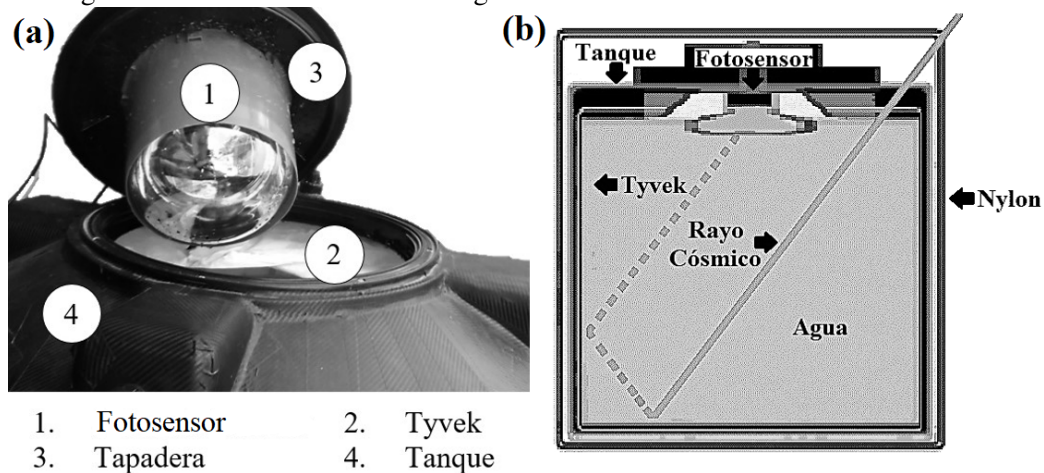
Para realizar las mediciones del flujo de muones se utilizó un detector Cherenkov de agua como los que usa la colaboración *Latin American Giant Observatory* (LAGO). Este es un programa enfocado en la medición de rayos cósmicos mediante detectores Cherenkov diseminados en toda Latinoamérica, desde México hasta Argentina. Además de ser una herramienta de aprendizaje para estudiantes de diversas instituciones, esta organización tiene como objetivo estudiar los brotes de rayos gamma y fenómenos de meteorología espacial, como las llamaradas solares, a través del análisis de la radiación cósmica que alcanza la superficie terrestre (LAGO, 2015). Para más información al respecto ver el Apéndice, capítulo No. XIII, sección D.

Desde el año 2016, la Universidad del Valle de Guatemala cuenta con un detector Cherenkov de agua que sigue el diseño del programa LAGO. Este instrumento fue diseñado, construido, calibrado y caracterizado por alumnos de esta institución (Conde et al., 2016). Sin embargo, el detector actualmente no está en operación continua y los datos recabados para este trabajo constituyen el estudio más extenso que se haya realizado, hasta ahora, usando los datos del instrumento.

Este artefacto de medición utiliza la radiación Cherenkov para detectar las astropartículas. Esta radiación ocurre cuando partículas cargadas muy energéticas atraviesan un medio transparente a una velocidad mayor a la que la luz se mueve en dicho medio. La radiación se manifiesta visiblemente como un destello azulado. Esta propiedad es útil para detectar distintas clases de partículas, como los muones que provienen de los rayos cósmicos (Kahn, 2007).

Esta luminiscencia descrita es la que el instrumento registra. El detector es un tanque lleno de agua con un fotosensor o fotomultiplicador añadido. Este contenedor, aproximadamente cilíndrico, tiene $(1,140 \pm 0,001) m$ de altura y $(0,410 \pm 0,001) m$ de radio y está recubierto por afuera y por adentro. Está revestido por afuera con *Nylon* para que ninguna fuente de luz externa interfiera con las mediciones. Está forrado por adentro con un material reflejante llamado *Tyvek*, que permite que cualquier luz interna sea reflejada hasta alcanzar el fotosensor. Cuando un rayo cósmico atraviesa el medio interno y emite radiación Cherenkov, el fotomultiplicador detecta y amplifica el pulso. Luego de pasar por las componentes electrónicas que convierten la señal análoga a digital, los pulsos son almacenados en una computadora (Conde et al., 2016). Una foto del detector se muestra en la Figura No. 15a y una ilustración de sus elementos se muestra en la Figura No. 15b.

Figura 15: Detector Cherenkov de agua de la Universidad del Valle de Guatemala



Fuente: Elaboración propia

B. Adquisición, procesamiento y análisis de los datos y resultados finales

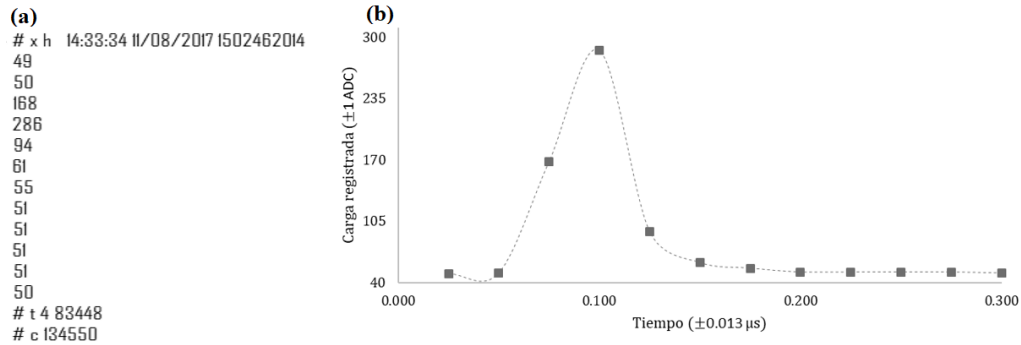
A continuación se describirán las suposiciones, modelos y conceptos utilizados para obtener la información deseada de los datos. Esto con el fin que esta sección pueda ser una guía para el análisis de datos de futuros experimentos de este tipo.

1. Adquisición de datos

Los pulsos se almacenan en la computadora cada hora como archivos comprimidos «.dat.bz2» y tienen el formato expuesto en la Figura No. 16a. Como se puede observar, la línea base es de 50

ADC (ver Apéndice, capítulo No. XIII, sección E). La frecuencia de muestreo de la electrónica es de 40 MHz , por lo que entre cada medición hay $0,025\ \mu\text{s}$. Con la información anterior, se graficó el pulso que se muestra en la Figura No. 16b.

Figura 16: Pulso del detector Cherenkov de agua como lo registra (a) el instrumento y (b) graficado



Incertidumbres obtenidas de la menor cantidad que puede medir los instrumentos y electrónica usados.

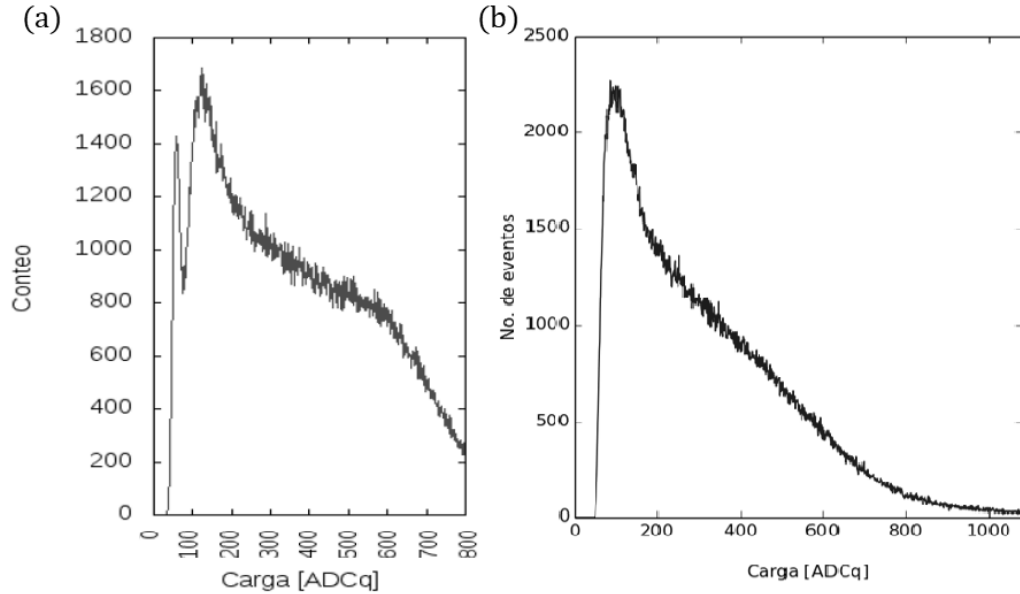
Fuente: Elaboración propia

2. Procesamiento inicial de los datos

Se analizó cada archivo, integrando la carga total para obtener la carga integrada (ADCq) de cada pulso. Esto se hace al sumar la carga que se registró en unidades ADC para cada medición del evento, tomando en cuenta que se debe restar la línea base. Luego, se clasificaron los pulsos según su carga integrada. Para esto, se crearon *bins* que abarcaban todo el rango de interés de cargas integradas y se contó cuántos eventos había por cada *bin*. La Figura No. 17 compara el resultado obtenido en la caracterización del detector y lo obtenido en este estudio. Como se observa, la forma de las gráficas es similar.

Posteriormente, se procedió a analizar las características de estos histogramas para obtener qué cantidad y tipo de partículas atravesaban el tanque. Esto con el fin de aislar la sección correspondiente a los eventos muónicos. Se debían identificar dos puntos: el primer mínimo y el segundo máximo de la gráfica. El primer mínimo corresponde al punto de transición entre la parte electromagnética y la muónica. El segundo máximo está relacionado con el valor del *Vertical Equivalent Muon* (VEM), que corresponde a la carga de los muones que atraviesan el detector de forma vertical. Con esta información se puede establecer el punto de transición entre la región muónica y la región de minilluvias, que está conformada por partículas múltiples. Siempre se debe trabajar con

Figura 17: Histograma de carga de (a) la caracterización del detector y de (b) las mediciones hechas.



Datos de una hora de medición tomados el (a) 23 de agosto del 2016 y el (b) 12 de agosto del 2017, respectivamente.

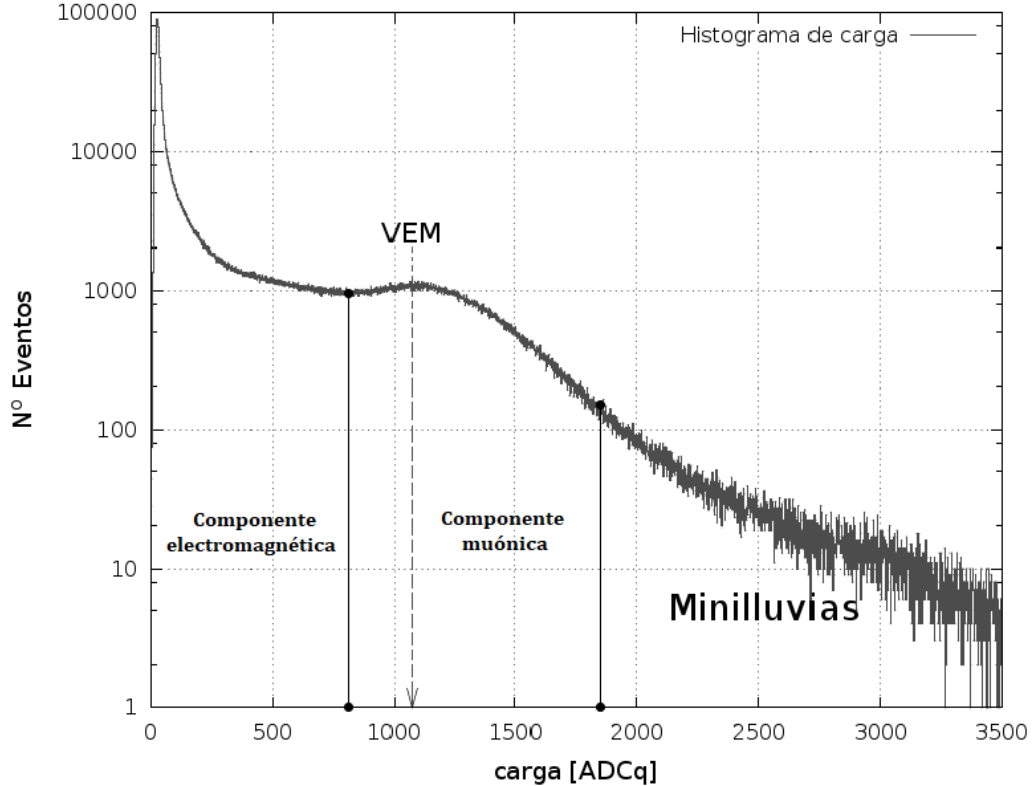
Fuente: (a) Conde et al., 2016 y (b) elaboración propia, respectivamente

el logaritmo de los conteos para identificar mejor los elementos de la gráficas ya mencionados. Este procesamiento de datos se explica de forma más detallada en el trabajo «Aplicación en meteorología espacial de los datos del proyecto LAGO» (Y. Pérez, 2015). En la Figura No. 18 se pueden apreciar los elementos descritos.

Dadas las condiciones del tanque, que se discutirán más adelante, este análisis se modificó. Para hallar los puntos descritos, fue necesario analizar los cambios de concavidad de la gráfica con la segunda derivada. Se realizó una regresión polinomial de mínimos cuadrados en el intervalo de interés, con la que fue posible obtener la segunda derivada por diferencias finitas. En esta área de la gráfica (ver Figura No. 19b), se tomó el primer cambio de concavidad como el punto de transición entre la banda electromagnética y la muónica. El valor VEM se tomó como el valor medio entre el primer y el segundo cambio de concavidad en la región estudiada. Para poder identificar la sección muónica también se debe calcular la máxima carga que puede depositar un muon en el detector, dada por las dimensiones de este. Para esto, se utilizó la siguiente expresión (Y. Pérez, 2015):

$$Carga \ \mu_{max} = 0,9 \cdot VEM \cdot \sqrt{1 + \left(\frac{d}{h}\right)^2} \quad (10)$$

Figura 18: Histograma de carga en escala logarítmica base diez



Las líneas verticales continuas indican los mínimos locales de la gráfica. La línea punteada indica el segundo máximo de la gráfica o VEM.

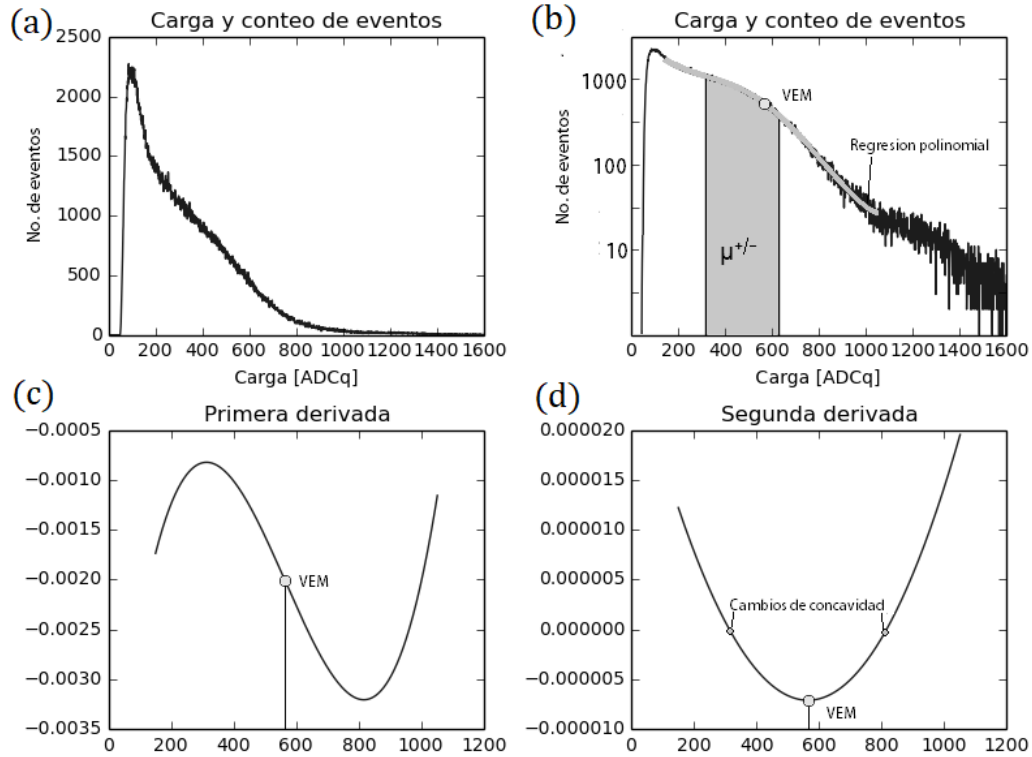
Fuente: Y. Pérez, 2015

Donde d es el diámetro del tanque y h su altura. Notar que esto impone un límite al ángulo de los eventos tomados en cuenta dado por $\arctan(\frac{d}{h}) = (0,624 \pm 0,002) \text{ rad}$. Este proceso y sus resultados se muestran en la Figura No. 19. Para examinar el código usado para este proceso ver Apéndice, capítulo No. XIII, sección F.

3. Análisis de información

Del procesamiento anterior se pueden obtener dos datos: la cantidad total de muones que atraviesan el tanque por hora y la cantidad de muones verticales que atraviesan el tanque por hora. El primer valor se obtiene al sumar todos los eventos de la banda muónica y se utilizó para verificar la validez del análisis realizado. El segundo valor es el que está asociado al VEM y que se estudiará para encontrar una relación con los eventos sísmicos. A continuación se explicará como se analizó

Figura 19: Ilustración del proceso para el análisis del histograma de carga



Gráficas obtenidas con el programa que se describe en el Apéndice. Para no desplegar las gráficas al correr el programa, comentar la sección pertinente.

Fuente: Elaboración propia

la información.

a. Análisis del flujo de muones para validación del método

Como se realizó un análisis distinto al descrito por la literatura, fue necesario validar el método. Para esto se calculó el flujo de muones y se comparó con el valor teórico. Este procedimiento y los conceptos claves para entenderlo son los que se detallan en esta sección.

El flujo de astropartículas que se detectan en un lugar dependerá de la profundidad atmosférica de este. La profundidad atmosférica es una medida de la masa de aire por unidad de área que está relacionada con la altitud. Dicha relación puede aproximarse por (Asorey, 2012):

$$X_i(h) = a_i + b_i e^{-\frac{h}{c_i}} \quad (11)$$

Donde h es la altura sobre el nivel del mar y a_i , b_i y c_i son constantes dadas. Para una altitud entre 0 km y 5,9 km sobre el nivel del mar, el valor de las constantes anteriores es: $a_i = -159,683519 \frac{g}{cm^2}$, $b_i = 1202,8804 \frac{g}{cm^2}$ y $c_i = 977139,52 \text{ cm}$ (Asorey, 2012). El lugar donde se llevaron a cabo las mediciones fue en la ciudad de Guatemala, que tiene una altura promedio de 1500 $ms.n.m.$. Según la expresión anterior, la profundidad atmosférica a esta altitud es de:

$$X(1,5 \times 10^5 \text{ cm}) = -159,683519 \frac{g}{cm^2} + 1202,8804 \frac{g}{cm^2} e^{-\frac{1,5 \times 10^5 \text{ cm}}{977139,52 \text{ cm}}} = 870 \frac{g}{cm^2} \quad (12)$$

Con el dato anterior se puede calcular el flujo de muones teórico. Como se observa en la figura No. 20, alrededor de los $500 \frac{g}{cm^2}$, la cantidad de muones comienza a disminuir exponencialmente. Para una profundidad atmosférica entre $600 \frac{g}{cm^2}$ y $1000 \frac{g}{cm^2}$, el flujo de muones se puede aproximar por (Gaisser y Stanev, 2007):

$$J_\mu(X) = 488,769544 \frac{1}{m^2 s sr} e^{-0,001638 \frac{cm^2}{g} X} \quad (13)$$

Por lo que (Gaisser y Stanev, 2007):

$$J_\mu(870 \frac{g}{cm^2}) = 488,769544 \frac{1}{m^2 s sr} e^{-0,001638 \frac{cm^2}{g} 870 \frac{g}{cm^2}} = 120 \frac{1}{m^2 s sr} \quad (14)$$

Por otro lado, para calcular el flujo de muones a partir de las mediciones se debe definir la apertura instantánea (S) y la exposición (P). La apertura instantánea es el área total del instrumento de detección (A) proyectada sobre el plano de incidencia al tiempo (t), compuesta con la abertura angular (Ω) del mismo. Para un detector con abertura angular simétrica en la coordenada del azimut y que llega hasta un cierto ángulo polar o cenital máximo (θ_{max}), se tiene que la apertura instantánea está dada por (Asorey, 2012):

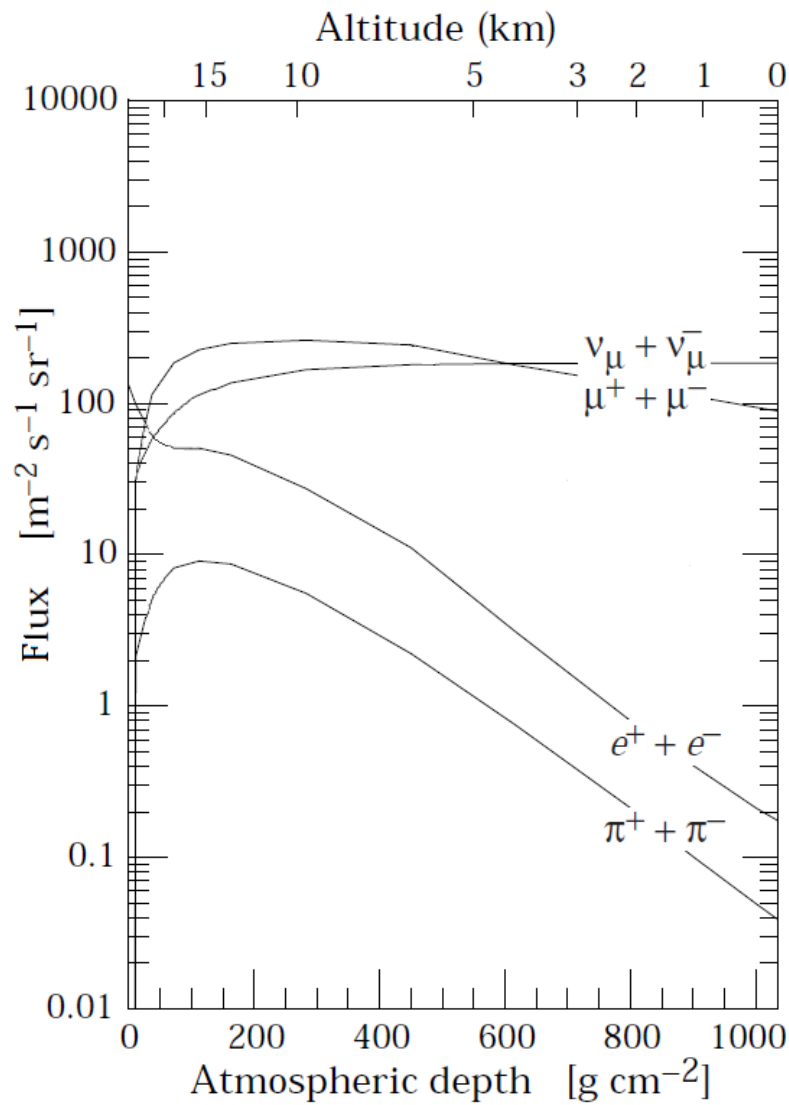
$$S(t) = \int_{A(t)} \int_{\Omega(t)} \cos\theta dA d\Omega = \int_{A(t)} dA \int_0^{2\pi} \int_0^{\theta_{max}} \cos\theta \sin\theta d\theta d\phi = -\pi \int_{A(t)} dA [\cos^2\theta]_0^{\theta_{max}} \quad (15)$$

Dado que el área del detector de la Universidad del Valle no cambia en el tiempo y que, como ya se definió, $\theta_{max} = (0,624 \pm 0,002) \text{ rad}$, entonces (Asorey, 2012):

$$S(t) = -\pi A [\cos^2\theta]_0^{\theta_{max}} = -\pi^2(0,410m)^2 [\cos^2(0,624) - \cos^2(0)] = (0,566 \pm 0,002) \text{ m}^2\text{sr} \quad (16)$$

Según lo anterior se define la exposición. Esta propiedad de las mediciones es la integral de la

Figura 20: Flujo de las partículas de una cascada de área extensa según la profundidad atmosférica



Fuente: Gaisser y Stanev, 2007

apertura en el tiempo de operación (Asorey, 2012):

$$P = \int_{t_0}^{t_1} S(t) dt \quad (17)$$

Dado que la apertura instantánea del detector usado no cambia en el tiempo y que cada archivo contenía los datos de una hora, entonces (Asorey, 2012):

$$P = \Delta t S = (3600 \text{ s})(0,566 \text{ m}^2 \text{ sr}) = (2040 \pm 7) \text{ m}^2 \text{ s sr} \quad (18)$$

Por último, el flujo se define como el número de partículas o eventos (N) que impactan sobre el detector por unidad de exposición (Asorey, 2012). Dado que se detectaron en promedio 230051 ± 7500 muones cada hora, entonces:

$$J = \frac{N}{P} = \frac{230051}{2040 \text{ m}^2 \text{ s sr}} = (113 \pm 4) \frac{1}{\text{m}^2 \text{ s sr}} \quad (19)$$

Al comparar lo anterior con el valor teórico calculado, se obtuvo un porcentaje de error del 5,83 %, como se muestra en el Cuadro No. 2. Esta diferencia se atribuye a las condiciones durante la medición, que se discutirán después. Debido a estos resultados, se puede afirmar que la metodología aplicada para el análisis de los datos es válida.

Cuadro 2: Flujo de muones en la Universidad del Valle de Guatemala

Flujo medido ($\text{m}^{-2} \text{s}^{-1} \text{sr}^{-1}$)	Flujo teórico ($\text{m}^{-2} \text{s}^{-1} \text{sr}^{-1}$)	Porcentaje de error (%)
113 ± 4	120	5.83

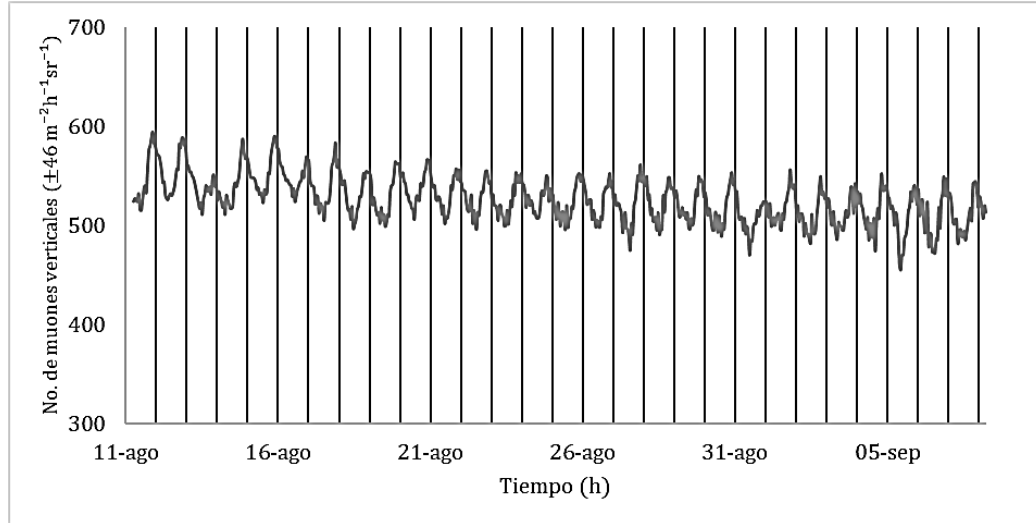
Fuente: Elaboración propia

b. Análisis del flujo de muones verticales para estudiar relación con precursores sísmicos

Ahora se estudiará el comportamiento de los muones verticales. El análisis de esta parte de la banda muónica es importante puesto que son estos los muones más abundantes y los más influenciados por las variaciones en el campo geomagnético local (Juan Carlos, 2012). En la Figura No. 21 se muestra como el flujo de los muones verticales varío por hora a lo largo de los 28 días de

medición. Como ya se ha explorado en otros trabajos, el comportamiento periódico de esta gráfica se atribuye a los cambios de presión y temperatura durante el día (Asorey, 2012; Y. Pérez, 2015).

Figura 21: Flujo de muones verticales contra tiempo



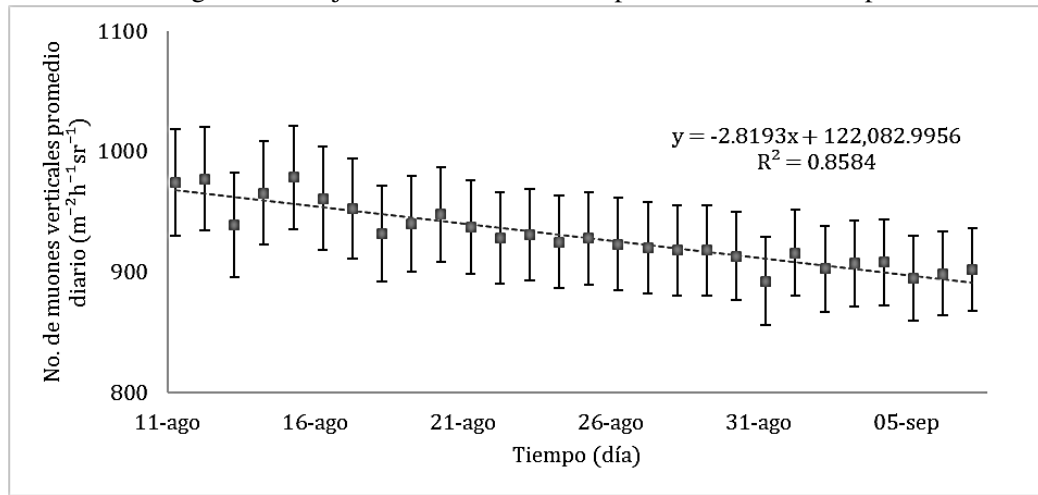
La incertidumbre del eje vertical está dada por el procedimiento descrito en el Apéndice, capítulo No. XIII, sección G; se colocó la incertidumbre máxima obtenida dado que las barras de error dificultan ver el comportamiento de la gráfica. La incertidumbre del eje horizontal es nula, ya que los instrumentos y electrónica discriminan con bastante precisión y exactitud qué eventos pertenecen a qué hora. Las líneas verticales delimitan los días.

Fuente: Elaboración propia

Para analizar el comportamiento general de los datos, se decidió trabajar con el promedio por día del flujo vertical de muones. En la Figura No. 22 se puede observar el resultado. En esta gráfica, es claro que la cantidad de muones verticales disminuye linealmente con el tiempo. Esto se atribuye a la disminución de la calidad del agua debido al crecimiento de microorganismos y otros contaminantes, como se ha verificado en otros trabajos (Asorey, 2012; Y. Pérez, 2015). El coeficiente de correlación cuadrado de la regresión lineal aplicada fue de 0,8584. Sin embargo, hay que tomar en cuenta que, en este paso, todavía existen otros factores que alteran el flujo vertical de muones y lo desvían del comportamiento lineal.

Se corrigió la disminución en el flujo vertical de muones promedio debido a la contaminación del agua. A continuación, se estudió la relación entre la cantidad de muones verticales y el promedio de presión y temperatura diario. La Figura No. 23 muestra los resultados obtenidos. Como se observa, ambos coeficientes de correlación son menores a 0,5. Esto probablemente se deba a dos razones:

Figura 22: Flujo de muones verticales promedio contra tiempo

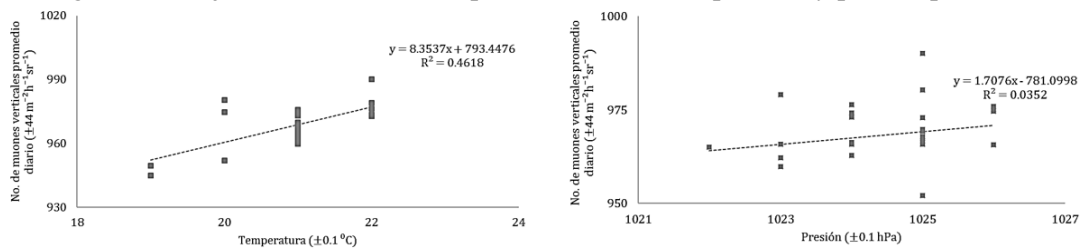


La incertidumbre del eje vertical está dada por el procedimiento descrito en el Apéndice, capítulo No. XIII, sección G. La incertidumbre del eje horizontal es nula, ya que los instrumentos y electrónica discriminan con bastante precisión y exactitud qué eventos pertenecen a qué día.

Fuente: Elaboración propia

que se está trabajando con promedios diarios y que la cantidad de datos es relativamente pequeña. Sin embargo, la relación lineal de estas variables ya se ha verificado en otros trabajos (Asorey, 2012; Y. Pérez, 2015).

Figura 23: Flujo vertical de muones promedio contra temperatura y presión promedio



La incertidumbre del eje vertical está dada por el procedimiento descrito en el Apéndice, capítulo No. XIII, sección G; se colocó la incertidumbre máxima obtenida dado que las barras de error dificultan ver el comportamiento de la gráfica. La incertidumbre del eje horizontal es nula, ya que los instrumentos y electrónica discriminan con bastante precisión y exactitud qué eventos pertenecen a qué día.

Fuente: Elaboración propia

Por último, se aplicaron las correcciones correspondientes a variaciones significativas de presión

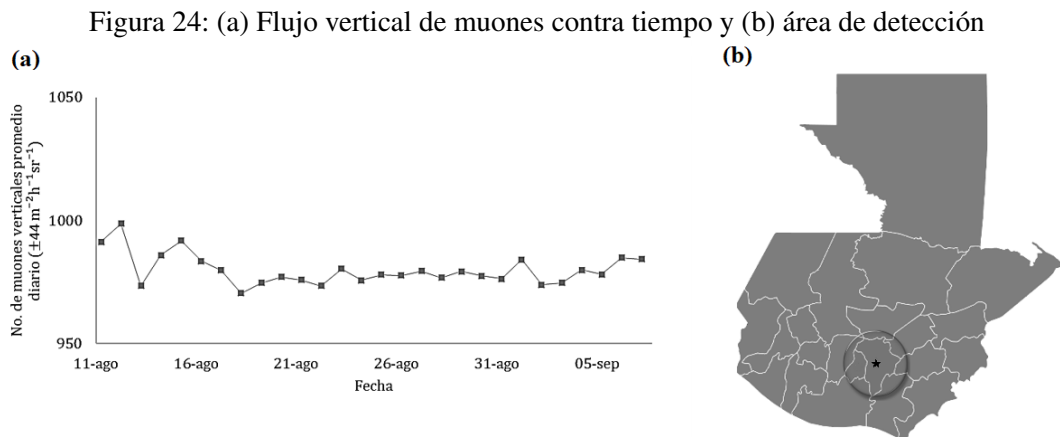
y temperatura. Las correcciones fueron aditivas, del tipo (Asorey, 2012):

$$\Delta(v) = m(v - v_0) \quad (20)$$

Donde v es la variable a analizar, m es la pendiente de la regresión lineal y v_0 es un valor de referencia. Con más datos se pueden realizar correcciones más sofisticadas.

4. Resultados

El resultado de las correcciones se muestra en la Figura No. 24a. Se puede observar en esta gráfica que hay un comportamiento bastante errático al principio que luego se normaliza. Esto puede deberse a ruido inherente de la electrónica del instrumento o algún fenómeno solar. En la Figura No. 23b se muestra la ubicación del detector y su área de detección experimental de $\sim 40 \text{ km}$ (Rosales, 2011; Rosales et al., 2015).



La incertidumbre del eje vertical de la primera figura está dada por el procedimiento descrito en el Apéndice, capítulo No. XIII, sección G; se colocó la incertidumbre máxima obtenida dado que las barras de error dificultan ver el comportamiento de la gráfica. La incertidumbre del eje horizontal es nula ya que los instrumentos y electrónica discriminan con bastante precisión y exactitud qué eventos pertenecen a qué día.

Fuente: Elaboración propia

El tiempo de medición fue muy corto. No se puede explicar con certeza el comportamiento de la gráfica. Sin embargo, se espera que los procedimientos descritos en este capítulo puedan ser de utilidad si se decide realizar una investigación más larga y profunda del fenómeno.

C. Diseño experimental propuesto

Evaluando las mediciones realizadas, se puede proponer un diseño experimental adecuado para un estudio más extenso de la relación entre flujo vertical de muones y precursores sísmicos. Las recomendaciones hechas se basan en la literatura citada y las experiencias tenidas al momento de recabar y analizar los datos. Hay dos posibles diseños experimentales: el detector Cherenkov de agua o centelladores. Estos dos instrumentos se pueden utilizar para analizar el flujo de muones. A continuación, se explorarán las ventajas y desventajas de cada sistema.

1. Detector Cherenkov de agua

Entre las mayores ventajas de usar un detector Cherenkov de agua está que es un instrumento ya disponible en la Universidad del Valle de Guatemala. Sin embargo, se debe hacer un estudio más detallado de los factores que afectan las mediciones como la calidad de agua, presión y temperatura, para lo cuál será necesario agregar más instrumentación al diseño experimental actual.

Entre los factores que se debe estudiar es la disminución en la calidad agua. Como se discutió en la sección anterior, esto afectó la cantidad de muones que se detectaban. Se debería cambiar el agua del tanque y medir por un intervalo de tiempo del orden de semanas. Luego, se debería repetir el procedimiento anterior para tener una referencia experimental más exacta del flujo de muones local. Para el estudio longitudinal, también se aconseja seguir el tratamiento de agua propuesto durante la caracterización del detector, para disminuir el deterioro de este medio durante las mediciones (Conde et al., 2016).

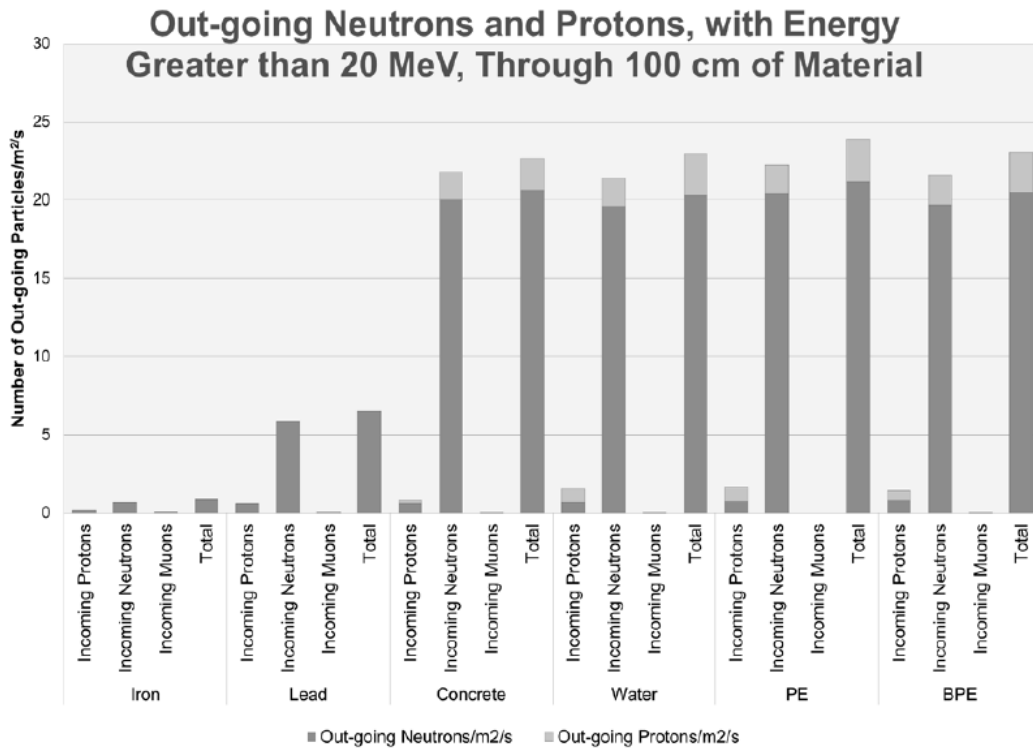
Otro factor a tomar en cuenta es la medición de presión y temperatura. Como se discutió, la relación entre estas variables existe. Esto no solo ha sido estudiado por otros investigadores, si no que se observó en los datos en el comportamiento periódico del flujo vertical de muones correspondiente a los cambios de presión y temperatura durante el día (Asorey, 2012; Y. Pérez, 2015). Si se desea hacer un estudio más profundo sería conveniente agregar al detector sensores que midan estas variables cada hora. Con esta información adicional, se podrán hacer correcciones más exactas a las mediciones del flujo de muones.

Por último, hay que considerar blindar el sistema. Como se examinó, los puntos críticos de los histogramas de carga no estaban tan definidos. Fue necesario recurrir a una metodología distinta a

la de la literatura para analizar los datos. Sin embargo, como se discute en el estudio de Venezuela, este problema puede resolverse con un blindaje apropiado (Rosales, 2011; Rosales et al., 2015).

Hay varios posibles candidatos para el blindaje de rayos cósmicos. Entre las propuestas están: el hierro, plomo, polietileno, agua y concreto. En la Figura No. 25 se observa la capacidad de estos materiales de blindar diversos rayos cósmicos secundarios como protones, neutrones y muones. Es claro que el hierro es el mejor blindaje, seguido del plomo y el concreto. Pero un blindaje de diversos materiales sería lo ideal para bloquear una mayor parte del espectro de rayos cósmicos (Aguayo et al., 2011).

Figura 25: Flujo omnidireccional de partículas de alta energía que pasan 100 cm de varios blindajes



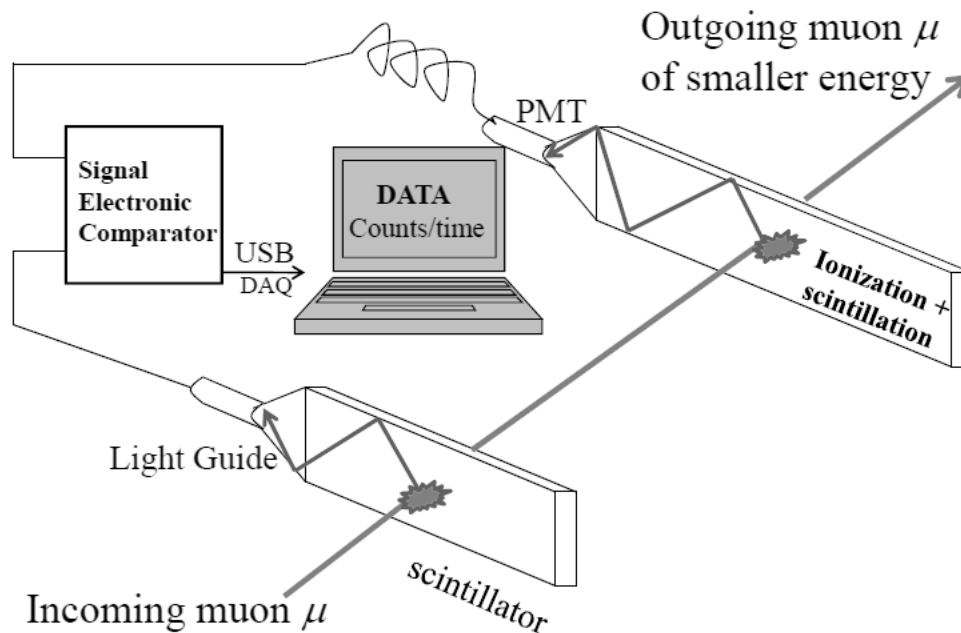
Fuente: Aguayo et al., 2011

2. Centelladores

Un centellador es un cristal que se vuelve luminiscente cuando interactúa con radiación ionizante. Esto se debe a que los electrones del material son excitados por la radiación penetrante y, cuando regresan a su estado basal, liberan fotones. A este cristal se le pueden añadir guías de luz plásticas y fotomultiplicadores o fotosensores para crear un instrumento de detección de radiación. Como se

muestra en la Figura No. 26, usualmente estos detectores consisten de dos superficies centelladoras paralelas, que permiten analizar la radiación proveniente de una dirección determinada (Ramesh et al., 2012).

Figura 26: Diseño experimental con centelladores



Fuente: Ramesh et al., 2012

Esta clase de detectores ya se ha utilizado en otras investigaciones para detectar el flujo de muones proveniente de rayos cósmicos y, dado el hecho que con dos centelladores se puede aislar la dirección de la radiación, es posible medir el flujo vertical de muones sin necesidad de blindaje (Ramesh et al., 2012; Blackmore et al., 2015; Blümer et al., 2009).

Entre las ventajas de usar centelladores está el hecho que los datos no son influenciados por factores como la calidad del agua en los detectores Cherenkov. Además, estos instrumentos son más portátiles (Ramesh et al., 2012). No obstante, aún son necesarios sensores de presión y temperatura para hacer correcciones con respecto a estas variables. Además, se deberá desarrollar la tecnología y metodologías para hacer un análisis adecuado de los datos, ya que no se dispone actualmente de este instrumento en la Universidad del Valle de Guatemala.

3. Recomendación

Por lo tanto, se recomienda usar el detector Cherenkov de agua disponible si se decide realizar este estudio y, paralelamente, desarrollar las herramientas y conocimiento necesario para trabajar con centelladores en un futuro.

X. EVALUACIÓN DE POSIBLES LUGARES DE MEDICIÓN

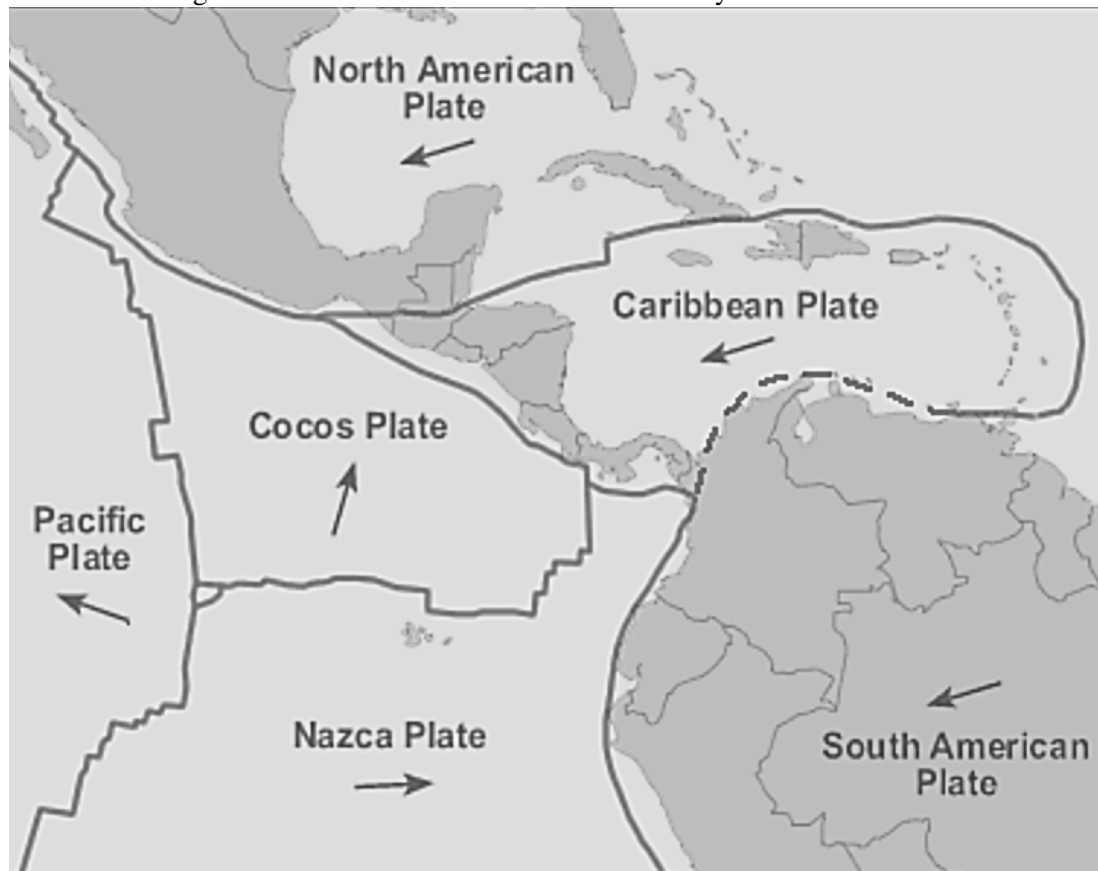
El estudio de la relación entre flujo de muones y precursores sísmicos puede llevar a la creación de una metodología de predicción de sismos. Posteriormente, esta metodología puede agregarse a un Sistema de Alerta Temprana (SAT) de terremotos en Guatemala. Los detectores necesarios para hacer esto pueden añadirse a la red sísmica del país de tal forma que la información se complemente para hacer un sistema robusto. La pregunta sería entonces: ¿Cuál sería la mejor área para colocar los tanques Cherenkov de agua o centelladores?

Como ya se mencionó en el capítulo No. V, en Guatemala hay dos límites tectónicos importantes: la frontera entre la placa del Caribe y la de Cocos y la frontera entre la placa de Norteamérica y la del Caribe. Ambos límites son sísmicamente activos. Sin embargo, la frontera entre la placa de Norteamérica y la del Caribe, cuya expresión es el sistema de fallas del Polochic-Motagua, representa un mayor riesgo para la población. Para ser más exactos, los terremotos en estas fallas pueden potencialmente afectar al 70 % de la población del país (Authemayou et al., 2012). Además, este límite es el que más se asemeja al estudiado en el experimento venezolano (Rosales et al., 2015; Rosales, 2011), puesto que ambas zonas tienen fallas de desplazamiento de rumbo. Y es que, similar al sistema de fallas del Polochic-Motagua, el sistema de fallas del Boconó se debe, en parte, a la interacción transcurrente entre la placa del Caribe y la de Sudamérica (Magnani et al., 2009), como se ilustra en la Figura No. 27.

Hay un par de razones más para seleccionar un límite y no el otro. Se debe recordar que la actividad sísmica en la frontera entre la placa del Caribe y la de Cocos es alta, con varios movimientos telúricos a la semana. Esto podría provocar que el campo electromagnético local y, por lo tanto, el flujo de muones sea demasiado errático como para extraer información relevante acerca de futuros terremotos. Esta es una de las limitaciones del método descritas por los investigadores venezolanos (Rosales et al., 2015). Además, este límite no está en tierra sino en la Fosa Mesoamericana, en el océano Pacífico, representando más desafíos técnicos (Guzmán-Speziale y Zúñiga, 2016).

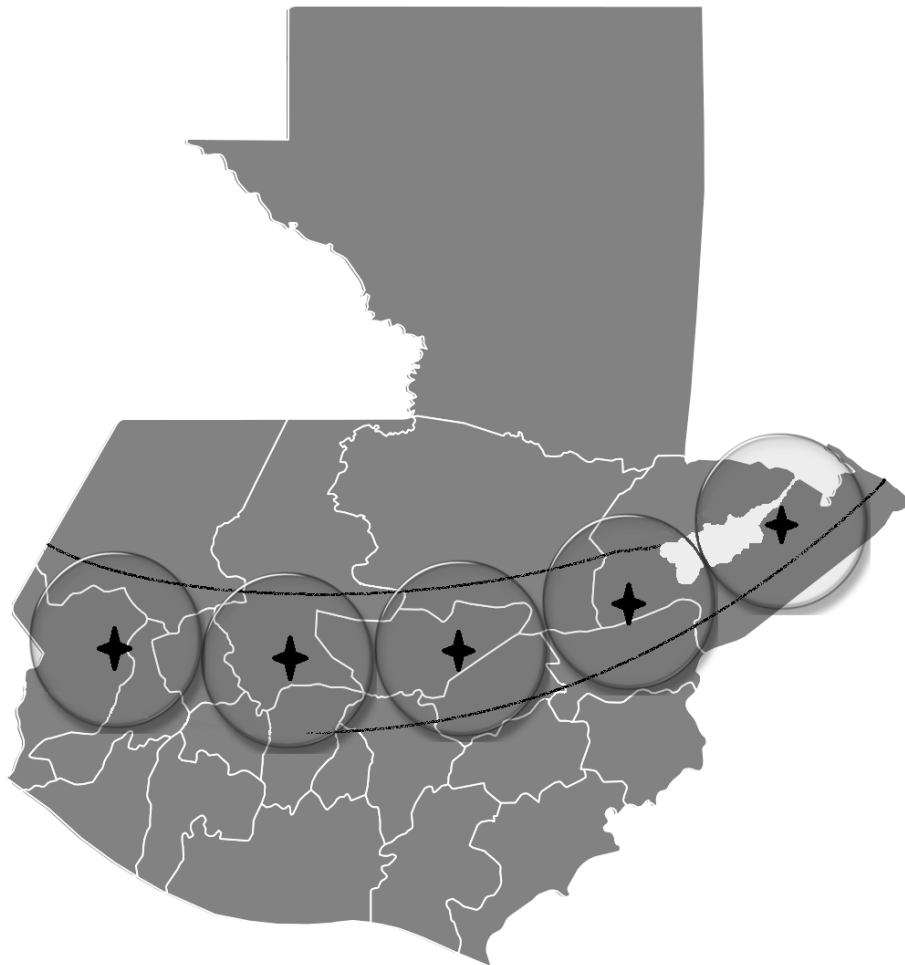
Suponiendo que el área de detección es de $\sim 40 \text{ km}$, como se probó experimentalmente en Venezuela (Rosales, 2011), se necesitarían de aproximadamente cinco detectores para monitorear el sistema de fallas del Polochic-Motagua, como se muestra en la Figura No. 28. Aunque se recomienda colocar dos o tres detectores intermedios para corroborar datos. Como se ve en la imagen, los instrumentos de medición podrían colocarse en los siguientes departamentos: Izabal, Zacapa, Alta y Baja Verapaz, el Progreso, Quiché, Totonicapán, Quetzaltenango, San Marcos y/o Huehuetenango para poder estar cerca de las fallas a estudiar. Lo que se recomienda es que se desarrolle y pruebe el método de predicción en la zona *graben* de Guatemala, donde hay una mayor frecuencia de sismos, y luego se lleven los detectores a los departamentos mencionados.

Figura 27: Placas tectónicas de Centroamérica y áreas circundantes



Fuente: Ball, 2010

Figura 28: Posible posicionamiento de detectores en el territorio nacional



La estrella indica la ubicación del detector y el círculo el área de detección. El sistema de fallas del Polochic-Motagua está representado por las líneas oscuras.

Fuente: Elaboración propia

XI. CONCLUSIÓN

Se concluye que se cumplió el objetivo de compilar la información acerca del contexto sísmico de Guatemala y describir cuáles son las técnicas de pronóstico, predicción y Sistemas de Alerta Temprana (SAT) de terremotos. Además, también se logró analizar los datos recabados con el detector Cherenkov de agua de la Universidad del Valle de Guatemala para aislar el flujo vertical de muones y estudiar una posible relación con precursores sísmicos. Con base en lo anterior, se recomienda utilizar el detector Cherenkov de agua, agregándole blindaje, además de sensores de presión y temperatura, para analizar más esta relación y, paralelamente, desarrollar la tecnología y conocimiento necesario para usar los centelladores. Eventualmente, esto podría permitir crear una metodología para predecir sismos que podría añadirse a un SAT de terremotos en Guatemala. Si esto se logra materializar, se recomienda, en base a lo investigado, ubicarlo en el sistema de fallas del Polochic-Motagua por sus características sísmicas y potencial peligro.

XII. REFERENCIAS

- Aguayo, E., Kouzes, R. T., Ankney, A. S., Orrell, J. L., Berguson, T. J., Troy, M. D., et al. (2011). Cosmic ray interactions in shielding materials. *Pacific Northwest National Laboratory Report No. PNNL-20693*.
- Alden, A. (2017). The World's Lithospheric Plates. *ThoughtCo*. <https://www.thoughtco.com/sizes-of-tectonic-or-lithospheric-plates-4090143>
- Allen, R. M., Gasparini, P., Kamigaichi, O., & Böse, M. (2009). The status of earthquake early warning around the world: An introductory overview. *Seismological Research Letters*, 80(5), 682-693.
- Andreani, L., & Gloaguen, R. (2016). Geomorphic analysis of transient landscapes in the Sierra Madre de Chiapas and Maya Mountains (northern Central America): implications for the North American-Caribbean-Cocos plate boundary. *Earth Surface Dynamics*, 4(1), 71.
- Asorey, H. (2012). *Los detectores Cherenkov del observatorio Pierre Auger y su aplicación al estudio de fondos de radiación* (Tesis doctoral). Universidad Nacional de Cuyo.
- Authemayou, C., Brocard, G., Teyssier, C., Suski, B., Cosenza, B., Morán-Ical, S., González-Véliz, C. W., Aguilar-Hengstenberg, M. A., & Holliger, K. (2012). Quaternary seismo-tectonic activity of the Polochic Fault, Guatemala. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B7).
- Ball, J. (2010). *Arenal Volcano (Volcán Arenal), Costa Rica*. Geology.com. <http://geology.com/volcanoes/arenal/>
- Blackmore, E., Stukel, M., Trinczek, M., Slayman, C., Wen, S.-J., & Wong, R. (2015). Terrestrial muon flux measurement at low energies for soft error studies. *IEEE Transactions on Nuclear Science*, 62(6), 2792-2796.
- Blümer, J., Engel, R., & Hörandel, J. R. (2009). Cosmic rays from the knee to the highest energies. *Progress in Particle and Nuclear Physics*, 63(2), 293-338.
- Bormann, P., Baumbach, M., Bock, G., Grosser, H., Choy, G. L., & Boatwright, J. (2002). Seismic sources and source parameters. *IASPEI New Manual of Seismological Observatory Practice, I*, 1-94.

- Carpinteri, A., Lacidogna, G., Borla, O., Manuello, A., & Niccolini, G. (2012). Electromagnetic and neutron emissions from brittle rocks failure: experimental evidence and geological implications. *Sadhana*, 1-20.
- Cecchini, S., & Spurio, M. (2012). Atmospheric muons: experimental aspects. *Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems*, 185-196.
- Conde, D., Duque, R., Guarca, K., Novella, M., Pinillos, L., & Solomon, G. (2016). *Diseño, construcción y caracterización de detector de radiación Vavilov-Cherenkov de agua*.
- De Silva, S. (2017). Fuego. *Oregon State University: Volcano World*. <http://volcano.oregonstate.edu/fuego>
- Eftaxias, K. (2012). Are there pre-Seismic electromagnetic precursors? A multidisciplinary approach. En *Earthquake Research and Analysis-Statistical Studies, Observations and Planning*. InTech.
- Franco, A., Lasserre, C., Lyon-Caen, H., Kostoglodov, V., Molina, E., Guzman-Speziale, M., Monterosso, D., Robles, V., Figueroa, C., Amaya, W., Barrier, E., Chiquin, L., Moran, S., Flores, O., Romero, J., Santiago, J. A., Manea, M., & Manea, V. C. (2012). Fault kinematics in northern Central America and coupling along the subduction interface of the Cocos Plate, from GPS data in Chiapas (Mexico), Guatemala and El Salvador. *Geophysical Journal International*, 189(3), 1223-1236. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05390.x>
- Franco, A., Molina, E., Lyon-Caen, H., Vergne, J., Monfret, T., Nercessian, A., Cortez, S., Flores, O., Monterosso, D., & Requena, J. (2009). Seismicity and Crustal Structure of the Polochic-Motagua Fault System Area (Guatemala). *Seismological Research Letters*, 80(6).
- Gaisser, T., & Stanev, T. (2007). Cosmic Rays. *University of Delaware*.
- Guzmán-Speziale, M. (2010). Beyond the Motagua and Polochic faults: Active strike-slip faulting along the western North America–Caribbean plate boundary zone. *Tectonophysics*, 496(1), 17-27.
- Guzmán-Speziale, M., Valdés-González, C., Molina, E., & Gómez, J. M. (2005). Seismic activity along the central america volcanic arc: is it related to subduction of the Cocos plate? *Tectonophysics*, 400(1), 241-254.
- Guzmán-Speziale, M., & Zúñiga, F. R. (2016). Differences and similarities in the Cocos–North America and Cocos–Caribbean convergence, as revealed by seismic moment tensors. *Journal of South American Earth Sciences*, 71, 296-308.

- Hoeksema, T., Scherrer, P., Beck, J., & Poduval, B. (2017). The Earth's Ionosphere. *Stanford Solar Center*. <http://solar-center.stanford.edu/SID/activities/ionosphere.html>
- INSIVUMEH. *Distribución Espacial de Eventos Sísmicos en Guatemala*. 2006. <http://www.insivumeh.gob.gt/folletos/distribucionespacial.doc>
- INSIVUMEH. *Sismología en Guatemala*. 2016, febrero. http://www.insivumeh.gob.gt/folletos/folleto_sismo-1.pdf
- Juan Carlos, V. B. (2012). *Influencia de anomalías geomagnéticas locales en la variación del flujo de muones generados en la atmósfera por radiación cósmica* (Tesis de maestría). Universidad de los Andes.
- Kahn, B. (2007). *Radioanalytical chemistry*. Springer Science & Business Media.
- Klein, A. (2017). Mexico hit by second huge quake caused by same tectonic strain. *New Scientist*. <https://www.newscientist.com/article/2147954-mexico-hit-by-second-huge-quake-caused-by-same-tectonic-strain/>
- Kobylinski, Z., & Michnowski, S. (2007). Atmospheric electric and electromagnetic field rapid changes as possible precursors of earthquakes and volcano eruption: A brief review. *Sun and Geosphere*, 2(1), 43-47.
- Lacidogna, G., Carpinteri, A., Manuello, A., Durin, G., Schiavi, A., Niccolini, G., & Agosto, A. (2011). Acoustic and electromagnetic emissions as precursor phenomena in failure processes. *Strain*, 47(s2), 144-152.
- LAGO. (2015). *The Latin American Giant Observatory*. <http://lagoproject.org/>
- Lee, W. H., Jennings, P., Kisslinger, C., & Kanamori, H. (2002). *International handbook of earthquake & engineering seismology*. Academic Press.
- Magnani, M. B., Zelt, C. A., Levander, A., & Schmitz, M. (2009). Crustal structure of the South American–Caribbean plate boundary at 67 W from controlled source seismic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B2).
- Marshall, J. S. (2007). The geomorphology and physiographic provinces of Central America. *Central America: Geology, Resources, and Natural Hazards*, 1, 75-122.
- Marteau, J., de Bremond d'Ars, J., Gibert, D., Jourde, K., Ianigro, J.-C., & Carlus, B. (2017). DIAPHANE: Muon tomography applied to volcanoes, civil engineering, archaeology. *Journal of Instrumentation*, 12(02), C02008.
- NASA. (2010). Gamma Rays. *National Aeronautics and Space Administration*. http://science.nasa.gov/ems/12_gammarays

- Pennington, W., Asiala, C., & Wood, M. (2017). What Is Seismology and What Are Seismic Waves? *UPSeis*. <http://www.geo.mtu.edu/UPSeis/waves.html>
- Pérez. (2009). *Caracterización de Detectores Cherenkov en el Proyecto LAGO (Large Aperture GRB Observatory)*.
- Pérez, Y. (2015). *Aplicación en meteorología espacial de los datos del proyecto LAGO* (Tesis de maestría). Universidad de los Andes.
- Plafker, G. (1976). Tectonic aspects of the Guatemala earthquake of 4 February 1976. *Science*, 193(4259), 1201-1208.
- Pocón, R. (2017). ¿Por qué el terremoto del 7 de septiembre en Guatemala fue extraño? *Prensa Libre*. <http://www.prensalibre.com/guatemala/comunitario/por-que-el-terremoto-en-guatemala-fue-extrao>
- Ramesh, N., Hawron, M., Martin, C., & Bachri, A. (2012). Flux variation of cosmic muons. *Journal of the Arkansas Academy of Science*.
- Rodríguez, E. (2017). Deadly Mexico earthquake had unusual cause. *Nature*. <https://doi.org/10.1038/nature.2017.22586>
- Rodríguez, J. A., et al. (2008). *Lectures on geothermal in Central America*. United Nations University.
- Rosales, M. (2011). The Large Aperture Gamma Ray Observatory as an Observational Alternative at High Altitude. *Revista Mexicana de Astronomía y Astrofísica*, 135-140.
- Rosales, M., Lafaille, J., Rengifo, M., Guada, C., Núñez, L., Melfo, A., Villegas, J., & Espinoza, A. (2015). Radiación cósmica y precursores sísmicos. *Revista Investigación*, 12-21.
- Stein, S., & Wysession, M. (2009). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. John Wiley & Sons.
- Tarbuck, E. J., Lutgens, F. K., & Tasa, D. (2005). *Ciencias de la Tierra: Una introducción a la geología física* (8va). Pearson Educación.
- Tercero, B. (2017). Temblor de magnitud 5.3 sacude parte del territorio nacional. *Prensa Libre*. <http://www.prensalibre.com/ciudades/escuintla/temblor-gt-de-magnitud-53-fue-sensible-en-parte-del-territorio-nacional>
- USGS. (2017a). Earthquake Glossary: Seismicity. *United States Geological Survey*. <https://earthquake.usgs.gov/learn/glossary/?term=seismicity>
- USGS. (2017b). National Earthquake Information Center (NEIC). *United States Geological Survey*. <https://earthquake.usgs.gov/contactus/golden/neic.php>

- USGS. (2017c). Technical Terms used on Event Pages. *United States Geological Survey*. <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/terms.php>
- Vera, B. (2003). *Evaluación de errores de datos sismológicos y sus efectos sobre los parámetros y modelos derivados de estos para una región determinada por la red del Observatorio Sismológico del SurOccidente - OSSO* (Tesis de cand. doct.). Universidad del Valle.
- Wang, W., Xue, X., & Shan, J. (2015). Theoretical models of seismic electromagnetic radiation based on piezoelectric effects. *Indian Journal of Geo-Marine Science*, Vol. 44(9), 1275-1281.
- Wang, X. (2011). *An Introduction to Cosmic Rays Composition and Ultra-High Energy Cosmic Rays Detections*. *East Tennessee State University*.

XIII. APÉNDICE

A. Datos generales de las placas tectónicas que atraviesan Guatemala

Como ya se ha mencionado, hay tres placas tectónicas que cruzan el territorio nacional. La primera, la placa de Norteamérica, cubre la mitad norte del país. La segunda, la placa del Caribe, cubre la mitad sur. Por último, en la costa del Pacífico de Guatemala está la placa de Cocos.

La placa de Norteamérica tiene un área aproximada de $75,900,000 \text{ km}^2$ (Alden, 2017). Esta placa se extiende por la mayoría de América del Norte, Groenlandia, Islandia, Cuba, las Bahamas y algunas partes de del noreste de Asia. Su movimiento tiende a ser hacia el Oeste (Guzmán-Speziale y Zúñiga, 2016)

La placa del Caribe tiene un área aproximada de $3,300,000 \text{ km}^2$ (Alden, 2017). Esta placa se extiende desde la parte central de Centroamérica hasta el mar Caribe, en la costa norte de Sudamérica. Su movimiento tiende a ser hacia el Noroeste (Guzmán-Speziale y Zúñiga, 2016).

La placa de Cocos tiene un área aproximada de $2,900,000 \text{ km}^2$ (Alden, 2017). Esta placa se extiende a lo largo de la costa este de México y Centroamérica. Su movimiento tiende a ser hacia el Noreste (Guzmán-Speziale y Zúñiga, 2016).

B. Ondas sísmicas

Las ondas sísmicas son ondas de energía causadas por una ruptura repentina de roca. Esta energía es la que viaja a través de la tierra y es detectada por los sismómetros. Hay dos tipos principales de onda: las ondas de cuerpo (o internas) y las ondas superficiales. Las ondas de cuerpo son las más rápidas pero son las ondas superficiales las que ocasionan más daños en un terremoto (Pennington et al., 2017).

Las ondas de cuerpo también se dividen en dos: las ondas «P» o primarias y las ondas «S» o secundarias. Las ondas «P» son las ondas sísmicas más rápidas y también se conocen como ondas

compresionales por su movimiento (ver Figura No. 29a). Por su parte, las ondas «S» mueven el suelo arriba y abajo de forma perpendicular a la dirección a la que viajan, como se observa en la Figura No.29b (Pennington et al., 2017).

De la misma forma, las ondas superficiales se dividen en dos: las ondas *Love* y las ondas *Rayleigh*. Las ondas *Love* son más rápidas que las ondas *Rayleigh* y tienen un movimiento horizontal lado a lado (ver Figura No. 29c). Por su parte, las ondas *Rayleigh* se mueven de forma similar a como una ola se mueve en el océano, como se observa en la Figura No. 29d (Pennington et al., 2017).

C. El tensor de momento

Para caracterizar adecuadamente a un sismo se necesita saber mucho más que las aceleraciones que este ocasionó en los segmentos del suelo. Por ejemplo, se debe saber también la dirección de las fuerzas involucradas y el tipo de falla donde ocurrió el evento. Un objeto que toma estos factores en cuenta es el tensor de momento (**M**), que tiene la forma (X. Wang, 2011):

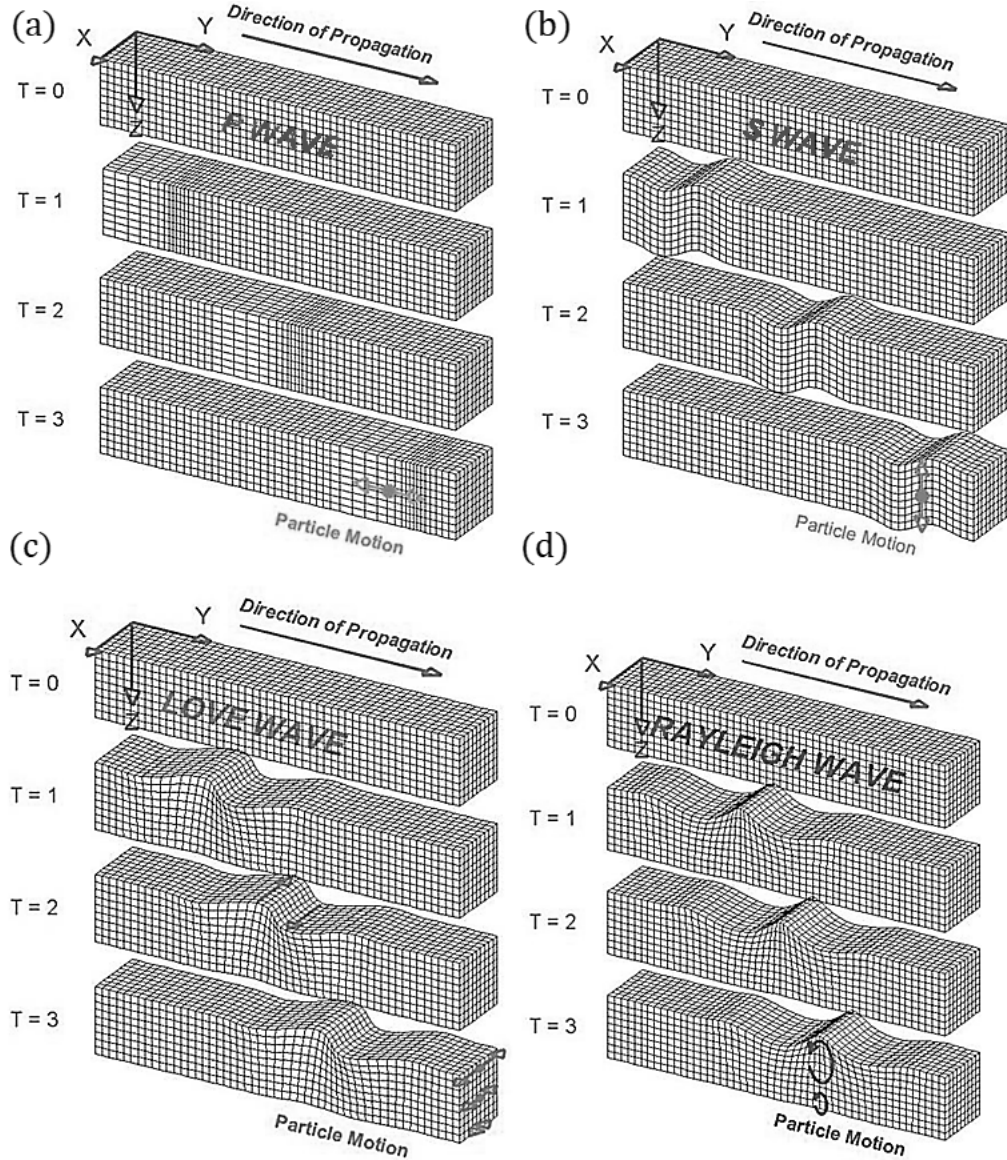
$$\mathbf{M} = \begin{pmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{pmatrix} \quad (21)$$

Donde las componentes de este tensor representan a las nueve direcciones de fuerzas que pueden contribuir en un terremoto. A partir de esta información también se pueden obtener características de la falla donde sucedió el sismo. Gráficamente, el tensor de momento se puede representar como una esfera segmentada en partes claras y oscuras, que simbolizan la dirección del estrés y relajamiento que sufre el suelo cerca del hipocentro (X. Wang, 2011). Ejemplos de estas representaciones se pueden apreciar en la Figura No. 30.

D. Otras aplicaciones de los detectores Cherenkov de agua

Los detectores Cherenkov de agua se pueden usar para más que solo ver variaciones en el campo electromagnético local. Con estos instrumentos se pueden estudiar los Brotes de Rayos Gamma, monitorear el clima solar, hacer muongrafías, entre otros. A continuación, se presenta un resumen de estas aplicaciones.

Figura 29: Movimiento de las ondas sísmicas

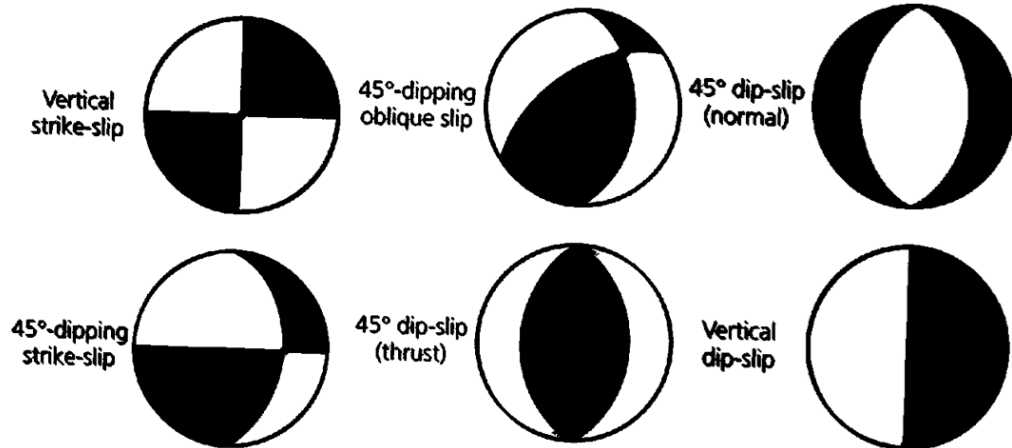


Fuente: Pennington et al., 2017

1. Estudio de los brotes de rayos gamma

Los brotes de rayos gamma (GRB, por sus siglas en inglés) son de los eventos electromagnéticos más energéticos y luminosos del universo (NASA, 2010). Sin embargo, la fuente de estos brotes no es totalmente clara. Estudiando las cascadas de área extensa que se forman cuando estos rayos impactan la atmósfera terrestre, se puede conocer más acerca de la naturaleza de estos fenómenos. Este es uno de los principales objetivos del proyecto LAGO (Rosales, 2011).

Figura 30: Representación del tensor momento para distintos mecanismos focales y tipos de fallas



Fuente: X. Wang, 2011

2. Monitoreo solar

Los Rayos C3smicos Gal3cticos (GCR, por sus siglas en ingl3s) son un tipo particular de rayos c3smicos, pues son influenciados por la actividad solar. Al igual que con los GRB, se puede analizar la interacci3n de estos rayos con la Tierra y de esa forma monitorear indirectamente la actividad solar. Esto se ha hecho en diversos sitios del proyecto LAGO, con resultados exactos (Y. P3rez, 2015).

3. Muongraf3a

Los muones son abundantes en la superficie terrestre y no interactúan tanto con la materia. Esto los hacen perfectos candidatos para diversas aplicaciones. La muongraf3a se asemeja a una radiograf3a, s3lo que se utiliza una distinta clase de part3culas, los muones, que pueden penetrar grandes estructuras. Esta t3cnica se ha empleado para explorar sitios arqueol3gicos, monitorear volcanes y evaluar construcciones de una magnitud considerable (Marteau et al., 2017).

E. Unidades ADC

Las siglas ADC se utilizan para denominar al convertidor de se1ales anal3gicas a digitales de un instrumento. Estas unidades no son universales y dependen de la electr3nica que se est3 utilizando. En el caso de los detectores Cherenkov de agua de la colaboraci3n LAGO, la unidades ADC cuan-

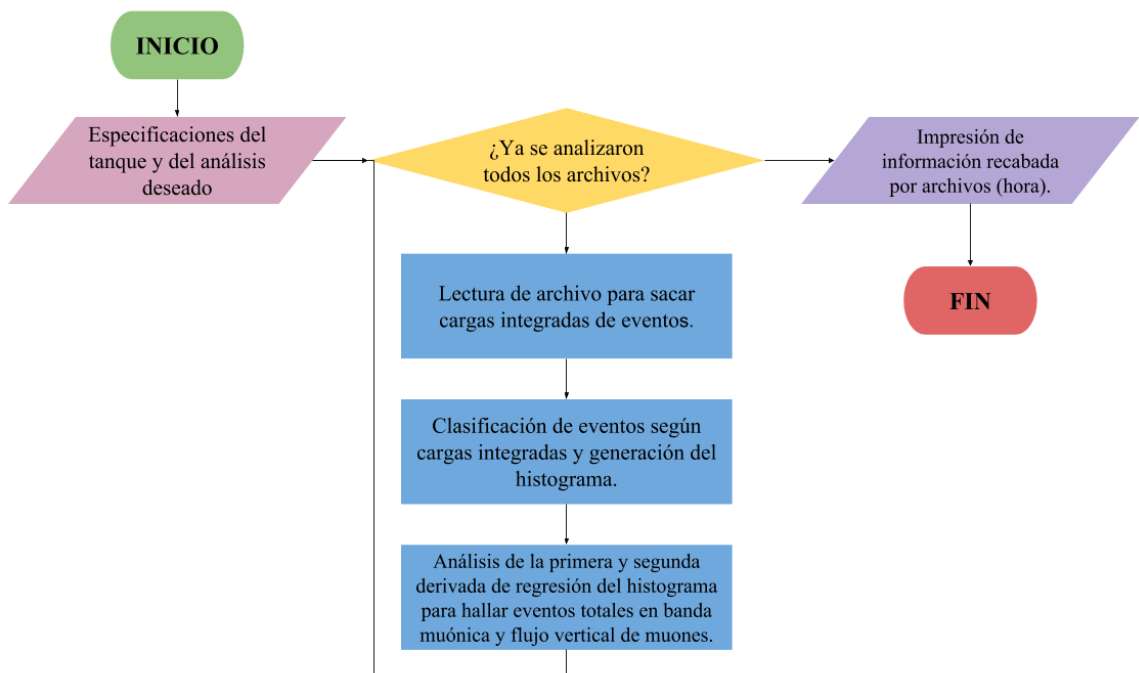
tifican la carga que una partícula cósmica deposita en el instrumento. Para pasar de estas unidades ADC a unidades convencionales de potencia se utiliza el siguiente factor de conversión (Y. Pérez, 2015):

$$1 \text{ ADC} \equiv \frac{2 \text{ V}}{2^{10}} = 1,95 \text{ mV} \quad (22)$$

F. Programa para procesamiento inicial de datos

La estructura del programa es la que se muestra en la Figura No. 31.

Figura 31: Diagrama de flujo de programa de análisis



Fuente: Elaboración propia

Este programa fue escrito en Python 2.7, usando el entorno Spyder, para el procesamiento inicial de los archivos generados por el detector Cherenkov de Agua de la Universidad del Valle de Guatemala.

```
# -*- coding: utf-8 -*-
"""
```

Created on Tue May 16 09:22:57 2017

@author: Victor Tzorin

"""

#Programa que encuentra la cantidad de muones verticales en un
intervalo de tiempo dado

#Importacion de librerias

#-----

```
import bz2
import math
import numpy as np
from datetime import *
from matplotlib.pyplot import *
from scipy.misc import derivative
from scipy.optimize import fsolve
```

#Inicio del programa

```
print("\n")
print(datetime.now())
print("\n")
```

#Datos a ingresar

#-----

#Ingresar nombre general de archivos ".dat"

fname="muon_sismo"

#Ingresar fecha inicial de datos con el formato YYYY_MM_DD_HHhMM

sdate = datetime.strptime("2017_08_12_00h00", "%Y_%m_%d_%Hh%M")

```

#Ingresar fecha final de datos con el formato YYYY_MM_DD_HHhMM
edate = datetime.strptime("2017_08_12_02h00", "%Y_%m_%d_%Hh%M")

#Ingresar canal de adquisicion
chnnl=3

#Ingresar los bins a considerar
bsize = 1

#Ingresar el maximo adcq a aceptar
madcq = 1600

#Ingresar el intervalo de tiempo a analizar
intvl=1

#Radio del tanque (metros)
derad=0.41

#Altura del tanque (metros)
dehei=1.14

#Ingresar nombre de archivo final
rfnam="DF"

#Calculos previos

#-----

#Intervalo de tiempo en segundos
dtime=(edate-sdate)

#Generalizacion para uno o varios archivos
if dtime.days==0 and dtime.seconds==0:

    dtime=dtime+timedelta(0,3600)

```

```

else:

    pass

#Intervalo de tiempo en horas
dhour=int((dttime.days*24)+(dttime.seconds)/3600)

#Ciclo que recorre todos los archivos

#-----

#Fecha actual
cdate=sdate

#Bins totales
tbins = madcq/bsize

#Bins que hay
data1=[]

for i in range(tbins):

    data1.append(i*bsize+bsize)

#Arreglo de cantidad de eventos por bins
data2 = zeros((tbins)).tolist()

#Carga integrada de eventos por hora
data3=[]

#Carga acumulada
chrg1=0

#Cargas de eventos de flujo vertical de muones

```

```

data6=[]

#Contador de eventos de flujo vertical de muones variable
data7=[]

#Suma de eventos muonicos
data8=[]

#Ciclo que recorre todos los archivos
for i in range(0,dhour):

    try:

        #Lectura del archivo comprimido
        dfile =
            bz2.BZ2File(str(fname)+"_nogps_"+cdate.strftime("%Y_%m_%d_%Hh%M")+".dat.bz2")

        #Ciclo que lee cada linea de los archivos
        for cline in dfile:

            #fin de evento y cuenta de reloj
            if(cline.startswith("# t")):

                data3.append(chrg1)
                chrg1=0

            #Suma de carga
            elif(not cline.startswith("#")):

                if int(cline.split(" ")[chnnl-1])>50:

                    chrg1=chrg1+int(cline.split(" ")[chnnl-1])-50
                else:

                    pass

```

```

else:

    pass

#Analisis de acuerdo a los intervalos de tiempo definidos
if ((i+1) % intvl)==0:

    #Ciclo que coloca los datos en sus respectivos bins
    for value in data3:

        cadcq = math.floor(value/bsize)
        if cadcq < tbins:

            data2[int(cadcq)] = data2[int(cadcq)] + 1

        else:

            pass

    #Ciclo que acorta el rango que se analizara en el histograma
    de carga y saca el logaritmo de los eventos
    data4=[]
    data5=[]

    for j in range(len(data1)):

        if j<150:

            pass

        elif j>1050:

            pass

        else:

```



```

try:

    data4.append(data1[j])
    data5.append(log10(data2[j]))

except:

    data4.append(data1[j])
    data5.append(0)

#Funcion que describe una parte del histograma de carga
func1=np.polyfit(data4,data5,4)
func1=np.poly1d(func1)

#Ciclos que analizan la "rodilla" de la funcion dada

#Calculo de la primera derivada
drvt1=[]

for j in range(len(data4)):

    drvt1.append(derivative(func1, data4[j], dx=10**(-10),n=1))

func2=np.polyfit(data4,drvt1,4)
func2=np.poly1d(func2)

#Calculo de la segunda derivada
drvt2=[]

for k in range(len(data4)):

    drvt2.append(10**(6)*derivative(func2,data4[k],dx=10**(-10),n=1))

func3=np.polyfit(data4,drvt2,4)
func3=np.poly1d(func3)

```

```

#Encontrar los puntos de inflexion dados por los minimos
    absolutos de la segunda derivada

chrg2=0
chrg3=0
mini1=10000
mini2=10000

for l in range(len(data4)):

    if abs(func3(data4[l]))<mini1 and (abs(data4[l]-chrg3)>50):

        mini1=abs(func3(data4[l]))
        chrg2=data4[l]

    elif (abs(func3(data4[l]))<mini2) and (data4[l]!=chrg2) and
        (abs(data4[l]-chrg2)>50):

        mini2=abs(func3(data4[l]))
        chrg3=data4[l]

    else:
        pass

#Orden de las cargas de acuerdo a valor y calculo de los
    limites de la banda muonica

if chrg2>chrg3:

    chrg4=chrg2
    chrg2=chrg3
    chrg3=chrg4
    chrg4=int(math.floor(((chrg2+chrg3)/2)*0.9*(1+(2*derad/dehei)**2)**0.5))

else:

```

```

    chrg4=int(math.floor(((chrg2+chrg3)/2)*0.9*(1+(2*derad/dehei)**2)**0.5))

#Suma de los eventos muonicos

tsum1=0

for m in range(chrg4-chrg2+1):

    tsum1=tsum1+10**func1(chrg2+m)

#Agregar los resultados a las listas respectivas

data6.append(int(math.floor(((chrg3+chrg2)/2))))
data7.append(int(math.floor(10**(func1((chrg3+chrg2)/2)))))
data8.append(int(math.floor(tsum1)))

#Graficas de procedimiento
figure()
rc("font", size=10)
subplot(2,2,1)
plot(data1,data2)
title("Carga y conteo de eventos", )
xlabel("carga [ADCq]")
ylabel("No. de eventos")
tight_layout()
subplot(2,2,2)
plot(data1,log10(data2).tolist())
plot(data4,func1(data4).tolist(),linewidth=3)
plot(data6[-1],log10(data7[-1]),"o")
plot((chrg2,chrg2), (0, func1(chrg2)), "-k")
plot((chrg4,chrg4), (0, func1(chrg4)), "-k")
title("Carga y conteo de eventos")
xlabel("carga [ADCq]")
ylabel("Logaritmo base 10 de No. de eventos")
tight_layout()
subplot(2,2,3)

```

```

plot (data4, func2 (data4))
plot (data6[-1], func2 (data6[-1]), "ro")
title ("Primera derivada")
tight_layout ()
subplot (2, 2, 4)
plot (data4, func3 (data4) / 10 ** (6))
plot (data6[-1], func3 (data6[-1]) / 10 ** (6), "ro")
title ("Segunda derivada")
tight_layout ()

#Limpieza de lista de almacenamiento de datos
data3=[]
data2 = zeros((tbins)).tolist()

else:

    pass

#Agregar una hora al contador
cdate=cdate+timedelta(0,3600)

#Progreso
print (str (i+1) + "/" + str (dhour) + " =
        "+str (round (float (i+1) / float (dhour), 2) * 100) + " %")

except:

#Avisar acerca del error

data6.append ("Error")
data7.append ("-")
data8.append ("-")

#Agregar una hora al contador
cdate=cdate+timedelta(0,3600)

```

```

#Progreso
print(str(i+1)+"/"+str(dhour)+" =
      "+str(round(float(i+1)/float(dhour),2)*100)+" %")

#Guardar datos en un archivo de texto

#-----

rtext = open(str(rfnam)+".txt", "w")

for n in range(len(data6)):
    if m==0:
        rtext.write(str(data6[n])+" "+str(data7[n])+" "+str(data8[n]))
    else:
        rtext.write("\n"+str(data6[n])+" "+str(data7[n])+"
                    "+str(data8[n]))

rtext.close()

#Fin del programa
print("\n")
print(datetime.now())

```

G. Incertidumbres

Las incertidumbres de este trabajo se calcularon de dos maneras. Cuando se trabajó con datos obtenidos directa o indirectamente de instrumentos se utilizó la siguiente fórmula para obtener la incertidumbre:

$$\Delta x = x \sqrt{\left(\frac{\Delta a}{a}\right)^2 + \left(\frac{\Delta b}{b}\right)^2 + \left(\frac{\Delta c}{c}\right)^2 + \dots} \quad (23)$$

Donde a , b y c son las mediciones utilizadas para determinar un valor x y Δa , Δb y Δc son sus respectivas incertidumbres. Por ejemplo, para el cálculo del ángulo cenital máximo de las detecciones se utilizó el radio del tanque, $(0,410 \pm 0,001)$ m, y su altura, $(1,140 \pm 0,001)$ m. Por lo

tanto:

$$\Delta\theta_{max} = 0,624 \text{ rad} \cdot \sqrt{\left(\frac{0,001}{0,410}\right)^2 + \left(\frac{0,001}{1,140}\right)^2} = 0,002 \text{ rad} \Rightarrow \theta_{max} = (0,624 \pm 0,002) \text{ rad} \quad (24)$$

Por otro lado, cuando se trabajó con medias, \bar{x} , es decir:

$$\bar{x} = \frac{\sum x_i}{n} \quad (25)$$

Donde $\sum x_i$ es la suma de los datos y n es la cantidad de datos que hay, entonces la incertidumbre se tomó como la desviación estándar, s , del promedio calculado:

$$\Delta\bar{x} = s = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n}} \quad (26)$$

Por ejemplo, se utilizó el promedio del número de muones que incidían en el detector para calcular el flujo de muones. En esa instancia se tenía que:

$$\Delta No. \text{ de muones} = \sqrt{\frac{\sum (x_i - 230051)^2}{672}} = 7500 \Rightarrow No. \text{ de muones} = (230051 \pm 7500) \quad (27)$$