

UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR.

FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MATEMÁTICA.

ESCUELA DE FÍSICA



Universidad de El Salvador

Hacia la libertad por la cultura

TRABAJO DE GRADUACION

**CARACTERIZACIÓN DE LA SISMICIDAD OCURRIDA EN EL VOLCÁN DE
SAN MIGUEL EN LOS AÑOS 2013 Y 2014 COMO INDICADOR DE AUMENTO
EN SU ACTIVIDAD**

PRESENTADO POR:

ROSA AMELIA GARCÍA CASTRO

PARA OPTAR AL GRADO DE
LICENCIADA EN GEOFÍSICA

ASESORES:

M.SC. MARTA GRISELDA MARROQUÍN PARADA

LIC. NELSON GÓMEZ CEDILLOS

SAN SALVADOR, CIUDAD UNIVERSITARIA, AGOSTO 2016

AUTORIDADES UNIVERSITARIAS

RECTOR INTERINO:

LIC. LUIS ARGUETA ANTILLON

SECRETARIA GENERAL INTERINO:

DRA. ANA LETICIA ZAVALA DE AMAYA

FISCAL GENERAL:

LICDA. NORA BEATRIZ MELÉNDEZ

FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MATEMÁTICA

DECANO:

LIC. MAURICIO HERNÁN LOVO

DIRECTOR DE ESCUELA:

M.SC. CESAR ARMANDO ALVARADO

BATRES

CIUDAD UNIVERSITARIA, AGOSTO DE 2016

AGRADECIMIENTOS

A mis padres Ricardo y July García, por su apoyo incondicional y todos los sacrificios realizados, por sus palabras de ánimo y completa disposición a ayudar. A mis hermanas Cristina y Vanessa por apoyarme siempre y ser mis mejores amigas, a mi hermano Frank por su colaboración y ayuda. A mi sobrinito Rodri, por sacarme una sonrisa y alegrar los momentos de trabajo en casa. A mi demás familia, abuelita, tías, tíos, primas y primos que han creído en mí y me han acompañado en esta etapa de aprendizaje y crecimiento, se les quiere y aprecia muchísimo.

A mis asesores: M.Sc. Griselda Marroquín, por todo el tiempo dedicado a las revisiones, asesorías y orientaciones, por sus valiosas e incontables sugerencias, por creer en mí y animarme a seguir aprendiendo. Al Lic. Nelson Cedillos por sus consejos, apoyo y colaboración en este trabajo.

A los vulcanólogos del Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales, Demetrio Escobar, Eduardo Gutiérrez y Francisco Montalvo por proporcionarme información, asesorías, revisar el documento y brindarme tan acertadas sugerencias. Al Ing. Rodolfo Torres por ayudarme con el uso del software y siempre estar dispuesto a aclarar mis dudas. A Cecilia Polío por brindarme apoyo y orientarme desde un principio.

A mis compañeros de carrera Ronald Martínez, Bery Marjorie, Adiel Molina, y demás compañeras y compañeros, amigas y amigos que estuvieron pendientes de los avances y me animaron a continuar, gracias por sus palabras de ánimo y colaboración. Al Director de la Escuela de Física M.Sc. César Alvarado, por sus correcciones y sugerencias. Al Coordinador de la carrera M.Sc Luis Castillo por su apoyo y colaboración. A los docentes del Departamento de Geofísica, gracias por sus enseñanzas durante estos años de carrera.

A Dios todopoderoso que le da sentido a todo este esfuerzo y trabajo. Sin él nada de esto hubiese sido posible, mi luz en el camino.

¡¡GRACIAS Y POR SIEMPRE GRACIAS!!

INDICE

INTRODUCCIÓN.....	1
OBJETIVOS	2
OBJETIVO GENERAL.....	2
OBJETIVOS ESPECÍFICOS	2
1.MARCO TEÓRICO	3
1.1TECTÓNICA REGIONAL	3
1.2 CARACTERÍSTICAS DEL VOLCÁN DE SAN MIGUEL.....	5
1.3 GEOLOGÍA DEL VOLCÁN DE SAN MIGUEL.....	7
1.5 ACTIVIDAD HISTÓRICA DEL VOLCÁN CHAPARRASTIQUE	9
1.6 TÉCNICAS Y RED DE MONITOREO	29
1.7 ESTUDIOS ANTERIORES	36
1.8 SISMOLOGÍA VOLCÁNICA	37
1.8.1 Sismos volcano-tectónicos	38
1.8.2 Sismos de periodo largo (LP).....	40
1.8.3 Sismos híbridos.....	42
1.8.5 Explosiones volcánicas.....	43
1.9 ANÁLISIS ESPECTRAL.....	44
1.10 MEDICIÓN DE AMPLITUD SÍSMICA EN TIEMPO REAL (RSAM).....	44
1.11 MÉTODO DE PRONÓSTICO POR FALLO DE MATERIAL (FFM).....	45
1.12 GASES VOLCÁNICOS	49
1.13 LEY DE GUTENBERG-RICHTER	51
1.13.1 Valor de b en regiones volcánicas	52
1.13.2 Cálculo de b	53
1.14 SOFTWARE UTILIZADO	53
1.14.1 SEISAN.....	53
1.14.2 SWARM.....	54
2.METODOLOGIA	55
2.1 SELECCIÓN DE LA INFORMACIÓN Y ELABORACIÓN DE BASE DE DATOS	55
2.2 LOCALIZACIÓN DE SISMOS.....	56
2.2.1 Modelos de velocidades	57
2.2.2 Programa de localización	59
2.3 CLASIFICACIÓN DE SISMOS	60
2.4 CÁLCULO DEL VALOR DE B DE LA RELACIÓN DE GUTENBERG RICHTER	62
2.5 MÉTODO DE PRONÓSTICO POR FALLO DEL MATERIAL	63
3.RESULTADOS.....	66
3.1 TIPOS DE EVENTOS REGISTRADOS EN EL VOLCÁN DE SAN MIGUEL.....	66
3.1.1 Explosiones	66
3.1.2 Híbrido.....	69

3.1.3 Sismos Vulcano-tectónicos (VT).....	70
3.1.4 Multi-eventos (ME)	72
3.1.5 Sismos Largo Periodo (LP).....	72
3.1.6 Volcánicos de alta frecuencia (VAF)	73
3.1.7 Monocromáticos (MC)	74
Clasificación automática de sismos	77
3.2 LOCALIZACIÓN DE SISMOS.....	78
3.3 CÁLCULO DEL VALOR DE B DE LA RELACIÓN DE GUTENBERG -RICHTER.....	84
3.4 ANÁLISIS DE RSAM USANDO EL MÉTODO DE PRONÓSTICO POR FALLO DEL MATERIAL (FFM).....	86
3.5 ANÁLISIS DE RSAM Y FLUJO DE SO2	91
4. CONCLUSIONES.....	95
5. RECOMENDACIONES	97
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	98
ANEXOS.....	105

INDICE DE TABLAS

Tabla 1.1: Cronología del comportamiento del volcán de San Miguel de 1586-2004 (Modificada de Escobar, 2003).	10
Tabla 1.2: Resumen de las técnicas de monitoreo volcánico empleadas por diferentes instituciones en El Salvador. (Tomada del sitio: http://www.snet.gob.sv/Geologia/Vulcanologia/paginas/vigilanciatecnicas.html)	30
Tabla 1.3: Información de las estaciones sísmicas temporales y permanentes en el volcán de San Miguel. (Sismología- MARN, 2011).....	35
Tabla 2.1: Modelo de corteza propuesto por Marroquín (1998) para la cadena volcánica salvadoreña.	58
Tabla 2.2: Modelo de velocidades del estratovolcán Tungurahua en Ecuador propuesto por Molina y Ruiz (2004). Con Vp/Vs de 1.65.....	59
Tabla 2.3: Características de los diferentes tipos de sismos registrados en volcán de San Miguel	60
Tabla 2.4: Clasificación automática realizada por programa en Matlab	62
Tabla 3.1: Consolidado de sismos identificados en el volcán de San Miguel durante el periodo 2013-2014	76
Tabla 3.2: Valores de b obtenidos durante el periodo de estudio	86
Tabla 3.3: Valores de las pendientes, intercepto y error estándar de cada una de las rectas en las figuras 3.20 y 3.21	87

INDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Marco tectónico de Centroamérica donde se observan las placas tectónicas y los principales bloques y estructuras. (James, 2007).	3
Figura 1.2: Mapa de fallas en El Salvador sobre la base topográfica SRTM y las imágenes de satélite Landsat (Patlan, 2012).	4
Figura 1.3: Localización del volcán de San Miguel al oriente de El Salvador.	5
Figura 1.4: Vista aérea del flanco norte del volcán de San Miguel. Tomada en sobrevuelo realizado en el mes de enero del año 2014 (MARN, 2014).	6
Figura 1.5: Mapa geológico del volcán de San Miguel. (Escobar, 2003).	8
Figura 1.6: Fallas y fisuras que interceptan al volcán de San Miguel, bocas eruptivas se localizan en el flanco sur y sureste. (Escobar, 2003).	9
Figura 1.7: Zona epicentral de microsismos asociados con fracturamiento de medios sólidos. La magnitud de ellos fluctúa entre 0.6 y 2.9 con profundidades menores a 1 Km. La figura presenta líneas de fallas y trazos de flujos de lava laterales a lo largo de los cuatro flancos (MARN, 2009).	18
Figura 1.8: Distribución epicentral de microsismos asociados con fracturamiento de rocas. El 98% de ellos posee magnitudes entre 0.5 y 2.4 y profundidades entre 0.1 y 10 km (MARN, 2011).	19
Figura 1.9: Localización de sismos VT distales, con epicentro entre Jucuapa-Chinameca y Nueva Guadalupe, a unos 12 km al NW del cráter del volcán de San Miguel.	20
Figura 1.10: Erupción explosiva del volcán Chaparrastique del 29 de diciembre de 2013. Fuente: http://metapan.com.sv	22
Figura 1.11: Caída de ceniza con espesores variando entre 0.5 y 500 mm en la zona del cráter (MARN, 2016).	23
Figura 1.12: Secuencia eruptiva de la explosión del miércoles 12 de febrero de 2014 en el volcán Chaparrastique. (MARN, 2015).	24
Figura 1.13: Zonificación de amenaza por flujos de lava provenientes del cráter central y flancos del volcán Chaparrastique (MARN, 2015b).	25
Figura 1.14: Consolidado de áreas potencialmente amenazadas por caída de proyectiles balísticos ante una erupción de baja (área roja) o moderada (área amarilla) explosividad (MARN, 2015b).	26

Figura 1.15: La cobertura de los depósitos de escoria con un espesor de 12 metros a 5 mm indicaría un peso de 6.7 toneladas por metro cuadrado en la superficie (MARN, 2015b).....	27
Figura 1.16: Zonificación de amenaza por flujos de escombros del volcán Chaparrastique (MARN, 2015b)	28
Figura 1.17: Zonificación de amenaza por flujos piroclásticos provenientes del cráter del volcán Chaparrastique (MARN, 2015b).....	29
Figura 1.18: Red de monitoreo del volcán de San Miguel antes de la erupción de 2013, estaciones sísmicas, estación de medición de gases (SO ₂) y cámara web en tiempo real.	32
Figura 1.19: Red de monitoreo reforzado en el volcán de San Miguel de febrero a abril del año 2014.....	33
Figura 1.20: Red de monitoreo del volcán de San Miguel después de la erupción, años 2014-2016.....	34
Figura 1.21: Sismos volcano tectónicos (VT) registrados en el monte Merapi, Indonesia. A la izquierda sismo VT tipo A, a la derecha Sismo VT tipo B. El código de color representa la densidad espectral de amplitud normalizada. (Wassermann, 2011).	39
Figura 1.22: Ejemplo de sismo Largo Periodo registrado en el volcán Sabancaya, Arequipa (Perú) el 23 de abril de 2013 (Ortega, 2015).....	41
Figura 1.23: Ejemplo de evento híbrido registrados en Isla Decepción. (Ibáñez y Carmona, 2000)	42
Figura 1.24: Señal de la explosión registrada en el volcán Stromboli, Italia. La línea discontinua (en rojo) indica la aparición de una onda sónica con alta amplitud. (Wassermann, 2011).	43
Figura 1.25: Representación gráfica del inverso de la velocidad del desplazamiento superficial frente al tiempo, en función de los distintos valores de α . El punto de corte de cada curva con el eje X nos da el tiempo de fallo (Tárraga, 2007).....	47
Figura 1.26: Imágenes del volcán de San Miguel emitiendo gases desde su cráter. (MARN, 2014)	49
Figura 2.1: Se muestra la creación de una base de datos en SEISAN usando el programa makerea.....	56
Figura 2.2: Identificación de las fases P, duración y amplitud máxima usando SEISAN.....	57
Figura 2.3: Modelo de velocidades propuesto por (Vergara, 2011) para Centroamérica, usado por la DOA para la localización de sismos regionales y locales. Donde h es la profundidad y V _p es la velocidad de la onda P.	58

Figura 2.4: Ejemplo de forma de onda, espectro y espectrograma generado en SWARM. Sismo registrado en la estación VSM en diciembre de 2013.....	61
Figura 2.5: Aplicación del FFM para el pronóstico de las explosiones de octubre en el volcán Villarrica en Chile. Las líneas de colores muestran los ajustes lineales realizados por mínimos cuadrados (Harris et al., 2001).....	64
Figura 3.1: Explosión (en círculo rojo) registrada el día 27 de marzo de 2014 en estación de banda ancha VSM. Nótese la diferencia en la amplitud de esta señal y los sismos circundantes.....	67
Figura 3.2: Formas de onda y espectros de explosiones registradas en febrero, marzo y abril de 2014 en la estación de banda ancha VSM.....	68
Figura 3.3: Explosiones observadas en las estaciones sísmicas e infrasonidos RANC y LCY, la flecha roja indica el retraso de la señal de infrasonido con la sísmica.	69
Figura 3.4: Arriba sismo híbrido registrado el 15/10/2013 en la estación de periodo corto VSM, abajo sismo híbrido registrado el 16/03/2014 en la estación de banda ancha VSM. Ambas señales muestran un inicio a altas frecuencias y codas con bajas frecuencias.	70
Figura 3.5: Arriba, ejemplo de sismo VT-1 registrado el 20 de marzo de 2014, Abajo: ejemplo de sismo VT-2 registrado el día 11 de febrero de 2014 en la estación VSM. La ventana es de 40 segundos para ambos sismos	71
Figura 3.6: Ejemplo de sismo Multi-evento (ME) registrado el 23/03/2014 en la estación VSM.....	72
Figura 3.7: Sismos LP registrados en el volcán de San Miguel a finales del año 2014. Obsérvese el dominio de las bajas frecuencias, y el arribo emergente de la señal.	73
Figura 3.8: Ejemplo de sismo VAF del 05 de septiembre de 2013, 02:16 GMT., registrado en las estaciones VSM, el espectro de potencia muestra las frecuencias dominantes y el espectrograma (abajo) muestra la evolución de las frecuencias a lo largo de toda la señal...	73
Figura 3.9: Ejemplo de sismo monocromático, registrado en VSM, el 18 de octubre de 2014, a las 14:50 GMT. Se muestra el espectro y espectrograma de potencia con el contenido de frecuencias.....	74
Figura 3.10: Evolución temporal de los diferentes tipos de sismos identificados en 2013 y 2014 registrados en la estación VSM.....	75
Figura 3.11: Histograma de ocurrencia de los principales eventos sísmicos identificados en el volcán de San Miguel durante el periodo 2013-2014.	77

Figura 3.12: Clasificación automática de eventos sísmicos de febrero a abril de 2014, realizada por la subrutina de Matlab rutine 7.0 con el algoritmo STA / LTA.	78
Figura 3.13: Arriba: Sismos del año 2013 localizados con la red permanente del MARN, abajo: Sismos en profundidad (máxima profundidad 1,800 m).	79
Figura 3.14: Arriba: Sismos del año 2014 localizados con la red permanente del MARN, abajo: Sismos en profundidad (máxima profundidad 2,148 m).	80
Figura 3.15: Arriba: Sismos de febrero-abril del año 2014 localizados con la red reforzada del MARN, abajo: Sismos en profundidad (máxima profundidad 3,546 m).	81
Figura 3.16: Ubicación de los sismos ocurridos en los años 2013 y 2014 localizados con cuatro modelos de velocidades diferentes (a) Modelo regional usado por el DOA, (b) modelo propuesto por Marroquín en 1998 para la cadena volcánica del país, (c) modelo modificado del Regional y (d) modelo del volcán ecuatoriano Tungurahua.	82
Figura 3.17: Distribución hipocentral de los sismos de 2013 y 2014 localizados con cuatro modelos de velocidades. (A) Modelo 1, con máxima profundidad de 2,270m, (B) modelo 2, con máxima profundidad de 2,630m, (C) Modelo 3, con máxima profundidad de 500 m y (D) Modelo 4, con máxima profundidad de 3,762m.	83
Figura 3.18: Raíz media cuadrática (RMS por sus siglas en inglés) para cada uno de los modelos de corteza utilizados en la localización de los sismos de 2013 y 2014.	83
Figura 3.19: Relación frecuencia – magnitud, para los sismos localizados en los años 2013 y 2014 y los detectados automáticamente con Matlab durante febrero, marzo y abril de 2014.	85
Figura 3.20: Representación de la evolución del inverso del RSAM de noviembre y diciembre de 2013. Las líneas de colores representan los ajustes por mínimos cuadrados siguiendo el método FFM.	89
Figura 3.21: Representación de la evolución del inverso durante el año 2014. Las líneas rojas representan los ajustes por mínimos cuadrados siguiendo el método FFM.	90
Figura 3.22: Variación del RSAM y las emociones de SO ₂ del volcán Chaparrastique durante el año 2013.	93
Figura 3.23: Variación del RSAM y las emociones de SO ₂ del volcán Chaparrastique durante el año 2014.	94

RESUMEN

El volcán de San Miguel es un estratovolcán de 2130 msnm, se encuentra al oriente El Salvador, a escasos 11 kilómetros de la ciudad de San Miguel, el tercer núcleo urbano más poblado del país (Escobar, 2003). Su erupción más reciente ocurrió el 29 de diciembre del año 2013.

En esta investigación se analiza la sismicidad ocurrida en el volcán de San Miguel en los años 2013 y 2014. Mediante el análisis del contenido espectral, arribo y forma de onda de una muestra de 1,732 sismos, se identificaron cuatro tipos principales de eventos: vulcano tectónicos (VT), híbridos, largo periodo (LP) y explosiones, cuyos enjambres marcaron tanto las etapas pre eruptivas como post eruptivas. Este tipo de eventos están relacionados con rompimiento de rocas, inyección de fluidos y ascenso de magma gaseoso a través de los conductos del edificio volcánico. Además se identificaron sismos tipo volcánicos de alta frecuencia (VAF), Multi-eventos (ME), y sismos monocromáticos (MONOC).

La sismicidad ocurrida en el periodo de estudio se localiza en los flancos norte y noroeste del volcán a una profundidad menor a 5 km. La ubicación de ésta coincide con escarpes de coladas de lavas antiguas y fallas con dirección noroeste-sureste que atraviesan el volcán, indicando que la sismicidad está probablemente relacionada con el sistema de fallas locales.

Mediante el método de mínimos cuadrados, se calculó el valor de b de la relación de Gutenberg - Richter con los sismos localizados, encontrando valores de b de 1.40 para el año 2013 y 3.54 para el año 2014, estos valores son típicos para zonas volcánicas. Los valores más altos corresponden al año 2014, lo cual podría ser indicativo de un mayor flujo de calor, que se evidenció con una mayor actividad fumarólica posterior a la erupción.

Los ajustes lineales realizados para la curvas del inverso del RSAM con el Método del Pronóstico por fallo del material (FFM) permiten obtener los tiempos de fallos del material (erupción o explosión) con un margen de error de 10 días para la erupción principal del 29 de diciembre y dos días para la explosión del 12 de febrero de 2014.

INTRODUCCIÓN

Las erupciones volcánicas son a veces precedidas por una actividad precursora observable, siendo las más evidentes un aumento de la sismicidad y una deformación en el terreno. No siempre esta actividad precursora se presenta de manera clara y fácilmente detectable. En esta investigación se analiza la sismicidad ocurrida en el volcán de San Miguel en los años 2013 y 2014 y se identifican posibles indicadores sísmicos del aumento de la actividad del volcán.

La finalidad de la presente investigación es caracterizar la sismicidad del volcán de San Miguel registrada en etapas pre y post eruptivas. Para ello se realiza la clasificación y localización de los sismos, el cálculo del valor de b de la relación de Gutenberg-Richter y se aplica el método de pronóstico por fallo de material (FFM) a los datos de la amplitud sísmica en tiempo real.

El documento está estructurado en cuatro capítulos, en el primero se desarrolla la teoría necesaria para la investigación, el segundo describe la metodología empleada en el desarrollo de ésta, el tercero resume los principales resultados obtenidos, así como su análisis y discusión. En el cuarto se exponen las conclusiones de la investigación y en el quinto las recomendaciones.

OBJETIVOS

OBJETIVO GENERAL

Analizar y caracterizar la sismicidad ocurrida en el volcán de San Miguel en los años 2013 y 2014 y con ello obtener indicadores sísmicos del aumento de su actividad en etapas pre y post eruptivas.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Clasificar las señales sísmicas registradas en el volcán de San Miguel con base a su forma y contenido espectral. Para conocer las posibles fuentes sismogénicas.
- Localizar sismos ocurridos en las cercanías del volcán de San Miguel durante los años 2013 y 2014. Para identificar las zonas con mayor sismicidad.
- Calcular y analizar el valor de la constante b de la Ley de Gutenberg-Richter, para los sismos localizados en las cercanías del volcán, durante el periodo de estudio.
- Analizar los valores de la amplitud sísmica en tiempo real (RSAM) y su inverso, para estudiar la evolución en el tiempo de la dinámica del volcán.

1. MARCO TEÓRICO

1.1 TECTÓNICA REGIONAL

América Central se encuentra localizada en el frente de un borde convergente destructivo, formado por la subducción de la placa del Coco bajo la placa Caribe (Figura 1.1). En su extremo norte se ubica también la placa de Norte América, separada de la placa Caribe por el sistema de fallamiento denominado Polochic Motagua (Denyer, 2008).

A escala global, la cordillera volcánica centroamericana de unos 1500 kilómetros desde Guatemala hasta Panamá forma parte del denominado Cinturón de Fuego del Pacífico que abarca todas las costas occidentales del continente americano y las costas orientales de Asia y Australia (Escobar, 2003).

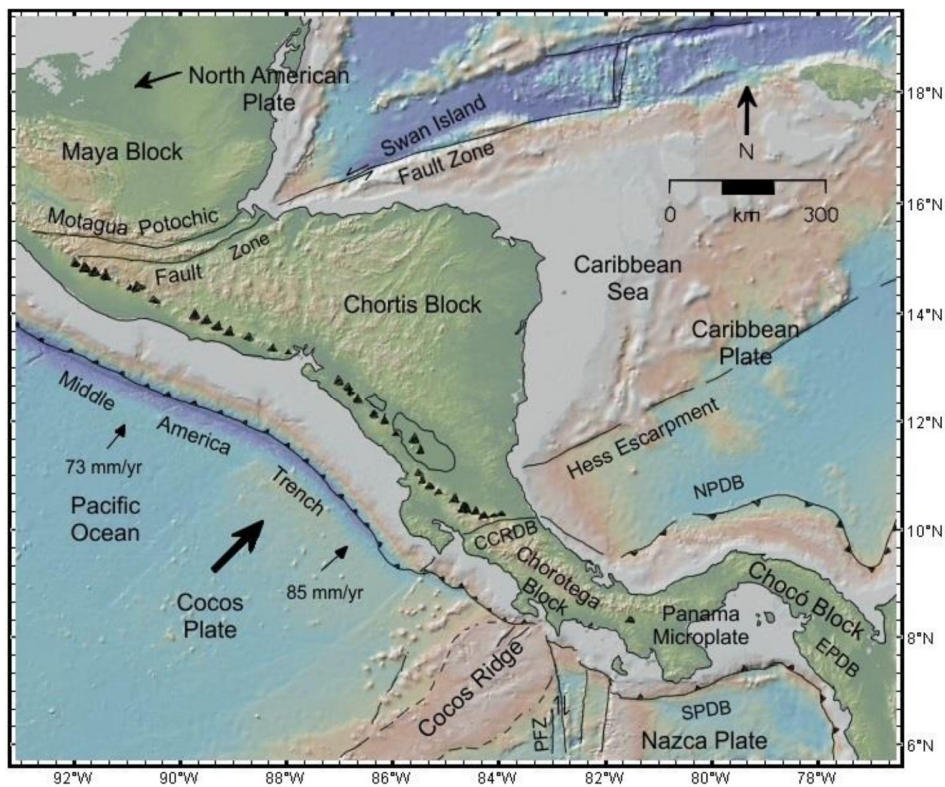


Figura 1.1: Marco tectónico de Centroamérica donde se observan las placas tectónicas y los principales bloques y estructuras. NPDB: Corredor de deformación del norte de Panamá. SPDB: Corredor de deformación del sur de Panamá. EPDB: Corredor de deformación del este de Panamá. CCRDB: Corredor de deformación central de Costa Rica. PFZ: Zona de falla de Parriba. ES: El Salvador. Gu: Guatemala. H: Honduras. N: Nicaragua. Mx: México (James, 2007).

La compresión producida por la subducción genera un intenso fallamiento en todo el país y es, también, el origen de la acentuada actividad volcánica y sísmica (Figura 1.2). Por esta razón, la geología general del país se define por la masiva presencia de rocas volcánicas y su morfología por la alternancia de edificios volcánicos elevados sobre las planicies (Geólogos del Mundo, 2004).

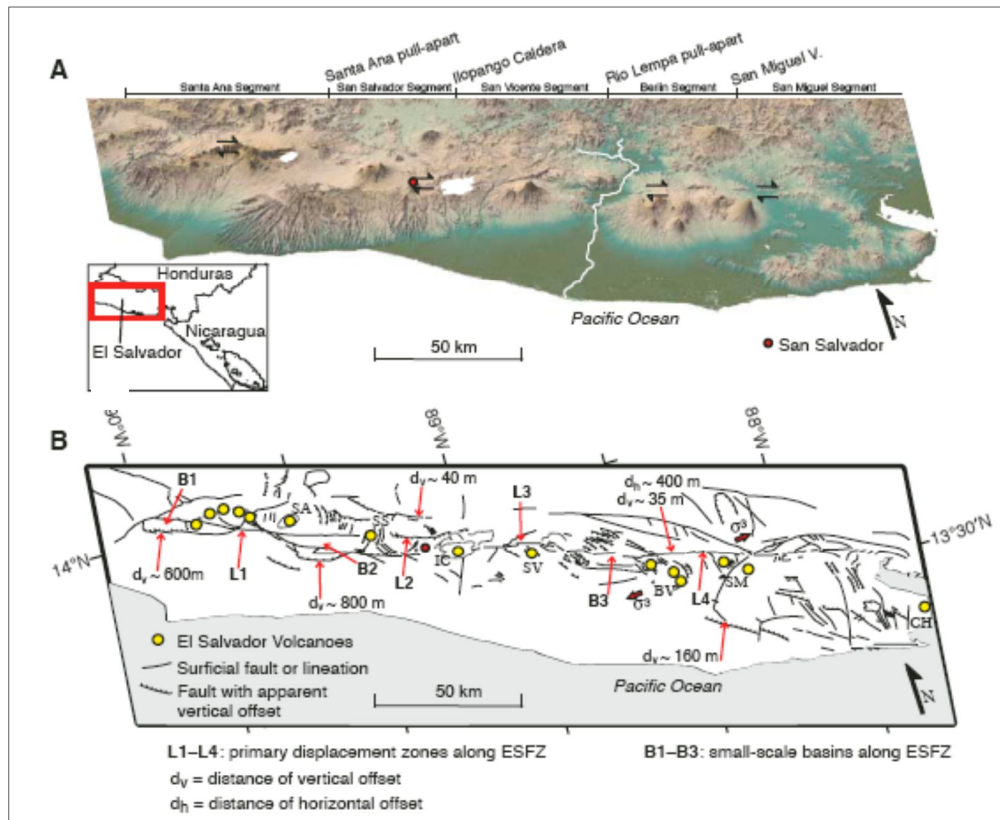


Figura 1.2: Mapa de fallas en El Salvador sobre la base topográfica SRTM y las imágenes de satélite Landsat (Patlan, 2012).

A una profundidad aproximada de 150 kilómetros debajo del frente volcánico, ocurre la fusión de la placa de Cocos bajo la del Caribe. En esta zona es donde ocurren los procesos magmáticos, es decir, los procesos de fusión y génesis de magmas y donde inicia el ascenso de los mismos hacia la superficie. Si el fundido alcanza el exterior rápidamente se forman volcanes similares al de San Miguel (Rose, 2004).

1.2 CARACTERÍSTICAS DEL VOLCÁN DE SAN MIGUEL

El volcán de San Miguel, conocido también como Chaparrastique se ubica al oriente del territorio salvadoreño (Figura 1.3), a 11 kilómetros al occidente de la ciudad de San Miguel, en las coordenadas: N13° 26' 2" y W88° 16' 9". Es el tercer volcán más alto de El Salvador con 2130 msnm.



Figura 1.3: Localización del volcán de San Miguel al oriente de El Salvador.

La ciudad de San Miguel, con más de 218,410 habitantes (DIGESTYC, 2007) constituye el tercer núcleo urbano más poblado del país y se localiza a escasos once kilómetros al noreste del cráter del volcán.

El edificio volcánico es simétrico y constituye el elemento más significativo del relieve sobre una planicie de 100 metros de altitud media que lo rodea. En su flanco norte se interstratifica con el cono truncado del volcán del Pacayal que se formó dentro de la vieja caldera de Chinameca, actualmente inactivo (Figura 1.4). En la parte más baja de las laderas de estos dos

volcanes discurre la carretera que une la carretera Panamericana con la Litoral a través del pueblo de San Jorge (Escobar, 2003).

Sus laderas forman parte de los municipios de San Miguel, Quelepa, Moncagua, Chinameca, San Jorge, San Rafael Oriente y El Tránsito, todas del departamento de San Miguel.

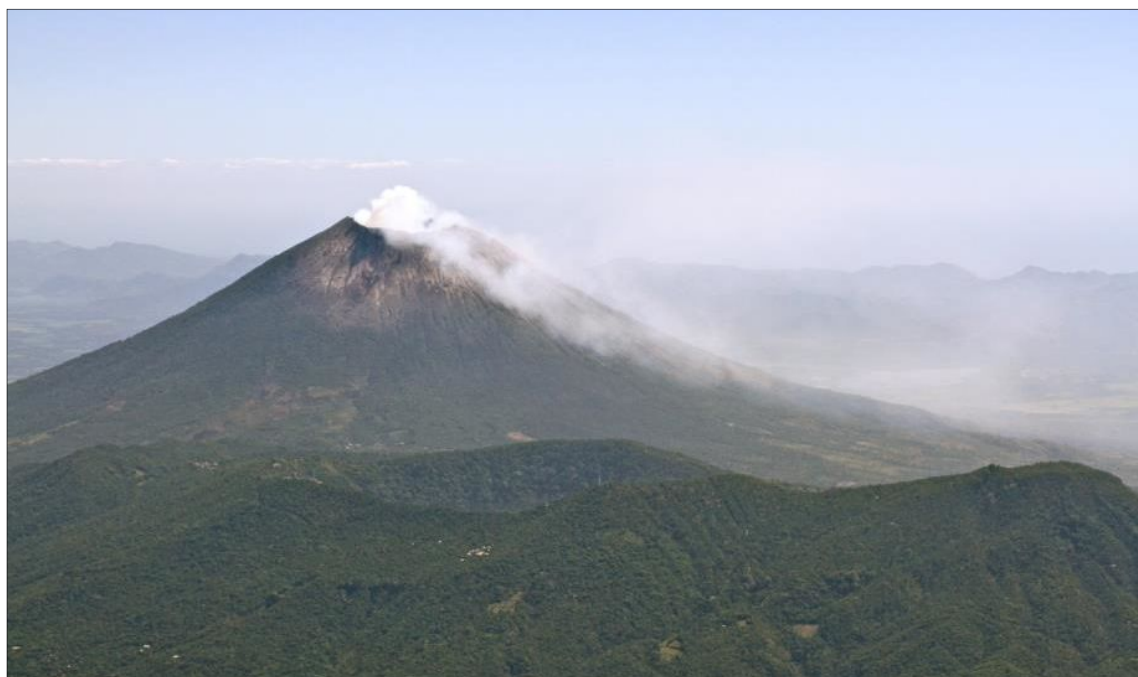


Figura 1.4: Vista aérea del flanco norte del volcán de San Miguel. Tomada en sobrevuelo realizado en el mes de enero del año 2014 (MARN, 2014).

El Chaparrastique se encuentra activo con actividad estromboliana, es decir un vulcanismo caracterizado por erupciones explosivas separadas por periodos de calma de extensión variable (Escalante y Fernández, 2014).

Se tiene conocimiento de al menos 26 erupciones durante los últimos 304 años. Desde la fundación de la ciudad de San Miguel, en 1530, el volcán ha producido ocho flujos de lava a través de fisuras en las laderas del cono volcánico (Escobar, 2003).

1.3 GEOLOGÍA DEL VOLCÁN DE SAN MIGUEL

La geología del área del volcán de San Miguel, está caracterizada por la presencia casi exclusiva de rocas volcánicas, procedentes de las erupciones de los volcanes Chaparrastique, laguna Seca del Pacayal y Chambala. (Geólogos del Mundo, 2004).

El Chaparrastique es un estrato volcán formado por diferentes capas de rocas volcánicas de composición basáltica andesítica. Está compuesto por materiales piroclásticos: lapilli, cenizas y coladas de lava de composición andesítica y basáltica procedentes de la fusión de corteza oceánica. La actividad volcánica que originó la aparición del estratovolcán es de edad holocena. Se sabe que ha sido continua durante los últimos 500 años y ha dado como resultado, además de las coladas lávicas, la acumulación de tefras, lapilli y cenizas de hasta 40 metros de espesor, que se encuentran inestables en sus laderas y que son susceptibles de ser erosionadas y desestabilizadas fácilmente (López, 2001).

En su flanco noroeste, el volcán de San Miguel limita con los volcanes de mayor edad como Chambala y El Pacayal. Se trata de lavas basálticas-andesíticas del pleistoceno temprano (S1), que afloran en los flancos oeste, noroeste y norte, en las localidades de San Jorge, Nueva Guadalupe, Moncagua y Quelepa. También rocas del pleistoceno tardío afloran en las planicies del flanco SE del volcán. El volcán de San Miguel está constituido principalmente por numerosas coladas de lava, de composición basáltica y basáltica – andesítica (S2), que afloran en la zona media y flancos del cono (Figura 1.5). Algunos depósitos plinianos ácidos (dacíticos y riodacíticos) del Pacayal, como depósitos de caída y flujos piroclásticos (S3) se intercalan con depósitos de avalancha, freáticos, freatomagmáticos y de caída asociados con el volcán de San Miguel (Escobar, 2003).

El volcán San Miguel se ha edificado sobre la ladera oriental de la vieja caldera de Chinameca. Sobre esta caldera se construyó en su interior otro volcán el cual tuvo erupciones con material volcánico evolucionado, cuyo productos cubrieron las laderas de la caldera de Chinameca (El volcán de San Miguel todavía no se había formado).

El basamento del volcán San Miguel está formado por los depósitos piroclásticos conocidos como Pómez 4, que están constituidos por depósitos de caída de pómez de composición dacítica, previo al colapso de la caldera El Pacayal. Este basamento estratigráficamente corresponde a la Formación San Salvador (Escobar, 2003).

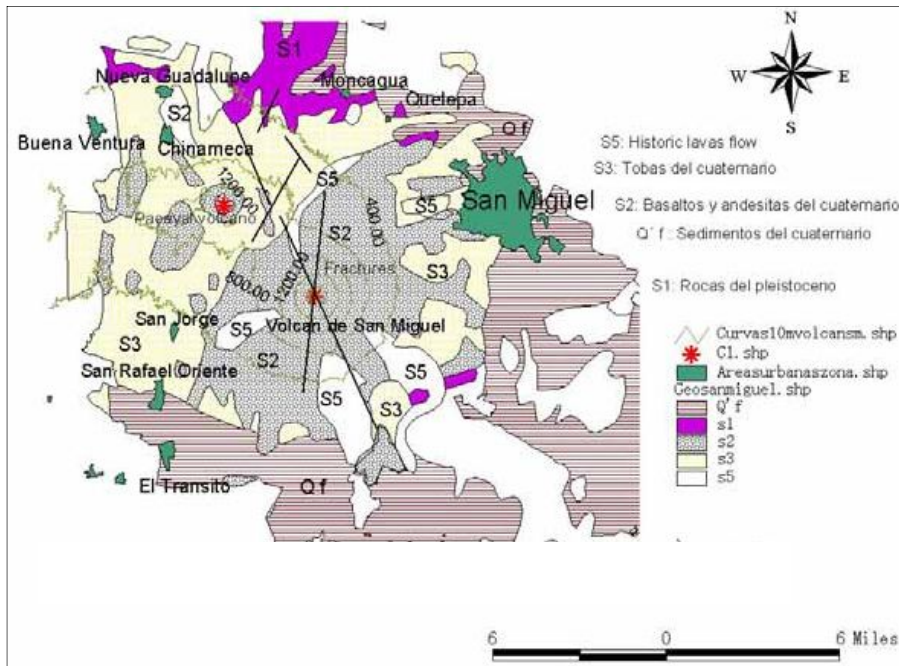


Figura 1.5: Mapa geológico del volcán de San Miguel. (Escobar, 2003).

Los flancos norte y noroeste del volcán presentan un sistema de fallas con rumbo preferencial NW, interceptado por fallas pequeñas de rumbo NE.

Las estructuras dominantes aparecen bien expuestas al noroeste y noreste en los flancos del volcán, aunque también pequeñas fisuras laterales son evidencias de quiebres en el cráter y flancos del edificio volcánico (Figura 1.6). Esta configuración estructural, aunado a la debilidad que presentan los depósitos piroclásticos, ha facilitado la efusión de lavas a través de los cuatro flancos del volcán, que se han extendido hasta 12 kilómetros del cráter central y han formado pequeños conos de bloques y conos de escorias a lo largo de una línea de debilidad tectónica que atraviesa al volcán con rumbo N 20° W – S 20° E. Por otra parte, la estructura tectónica local también debe influenciar la estabilidad del edificio volcánico. Una serie de 3 fisuras atravesando el cráter central evidencian la debilidad estructural en la cima del volcán (Escobar, 2003).

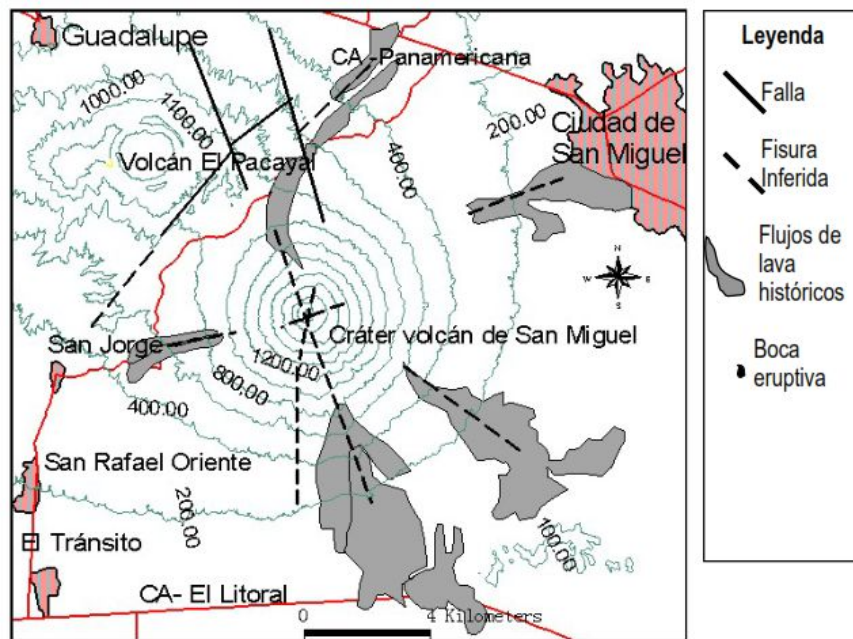


Figura 1.6: Fallas y fisuras que interceptan al volcán de San Miguel, bocas eruptivas se localizan en el flanco sur y sureste. (Escobar, 2003).

1.5 ACTIVIDAD HISTÓRICA DEL VOLCÁN CHAPARRASTIQUE

Sus erupciones históricas constan principalmente de emplazamientos relativamente tranquilos de flujos de lava o explosiones menores que generaron caídas modestas de tefra. Sin embargo, se sabe muy poco acerca de las erupciones prehistóricas del volcán. La composición química de los productos eruptivos y la falta de evidencia de erupciones con cataclismos de grandes dimensiones sugieren que las erupciones prehistóricas probablemente fueron de naturaleza similar a las erupciones históricas (Major et al., 2001).


La erupción más recordada ocurrió en 1762, cuando la lava se dirigió a la ciudad de San Miguel. El volcán también ha producido de pequeñas a moderadas explosiones de ceniza, gases y lodo caliente a través del cráter central, los cuales han sido distribuidos al norte y oeste del mismo. La última actividad eruptiva con emisión de lava ocurrió en 1976 (Escobar, 2003). En la tabla 1.1 se resume el historial eruptivo conocido del volcán de San Miguel desde 1586 hasta el 2004.




Tabla 1.1: Cronología del comportamiento del volcán de San Miguel de 1586-2004 (Modificada de Escobar, 2003).

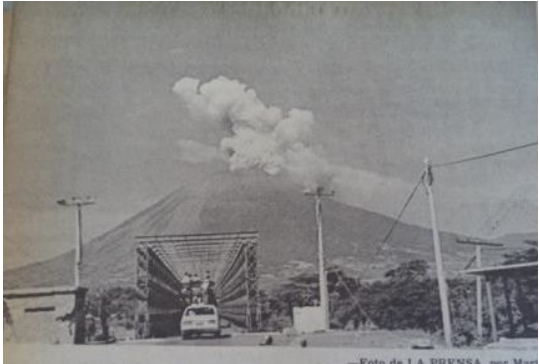
Año	Evento	Fuente
1586	Emanación de gases, después de 107 años de inactividad	Ponce, 1586; Sapper&Temer, 1933; Meyer-Abich, 1956.
1693	Temblor y fuertes retumbos. Manifestación de gases.	Jiménez, 1951.
1699	Primera erupción histórica. Emisión de una colada de lava hacia el SSE desde una boca abierta a mitad de la ladera, precedida por retumbos y terremotos.	Sapper, 1925; Jiménez, 1951; Meyer Abich, 1956; Larde, 1960; Martínez, 1977; Escobar, 2003.
1717	Terremoto en la ciudad de San Miguel, asociado a la actividad del volcán, pero sin manifestación eruptiva	Sapper, 1925.
1762	Colada basáltica hacia el NE. Erupción por grieta lateral en dirección a San Miguel	Sapper, 1925; Jiménez, 1951; Meyer Abich, 1956; Larde, 1960; Martínez, 1977; Escobar, 2003.
1769	Actividad explosiva, con emanación de gases y ceniza	Martínez, 1977
1787	Erupción fisural de media altura del flanco norte y de tres bocas en la falda sur, hacia el SSE del volcán. Afectó la antigua carretera de Usulután y está cubierta por las coladas de 1819 y 1855.	Sapper, 1925; Jiménez, 1951; Meyer Abich, 1956; Larde, 1960; Martínez, 1977; Escobar, 2003.
1793	Actividad sísmica en la zona, con emanación moderada de gases	Martínez, 1977
1798	Temblor en el área de San Miguel. Pluma de gases constante de 100m de altura	Martínez, 1977; Escobar, 2003.

1811	Explosiones intermitentes moderadas	Martínez, 1977; Escobar, 2003
1819	Colada basáltica por grieta lateral hacia el SSE. Afecta la carretera a Usulután que queda intransitable. Emanaciones de gases desde el cráter.	Sapper, 1925; Jiménez, 1951; Meyer Abich, 1956; Larde, 1960; Martínez, 1977; Escobar, 2003;
1844	Dos días con retumbos. Emisión de una colada basáltica por bocas eruptivas (14?) Situadas en el flanco norte (N15°W) a 1,120m. el flujo cambia de rumbo N a NE. Erupción de lava hasta mes de octubre	Meyer Abich, 1956; Larde, 1960; Martínez, 1977; Escobar, 2003.
1844	Emisiones de ceniza periódicas. Se reporta esta actividad durante cuatro años hasta 1848	Dollfus & Monserrat, 1868; Meyer Abich 1956; Larde, 1960; Martínez, 1977; Escobar, 2003.
1848	Pequeña colada de lava por la fisura del flanco norte	Larde, 1960; Martínez, 1977; Escobar, 2003
1854	Actividad explosiva moderada	Larde, 1960; Martínez, 1977; Escobar, 2003.
1855	Erupción visual a media altura del cono volcánico en dirección SSE durante 15 días. Se produce un enjambre sísmico local.	Dollfus & Monserrat, 1868; Meyer Abich 1956; Larde, 1960; Martínez, 1977; Escobar, 2003
1857	Erupción con emisión de bloques y cenizas. Se produce actividad sísmica	Larde, 1960; Martínez, 1977; Escobar, 2003

1862	Pluma de gases de 400 metros de altura aproximadamente se mantiene de forma continua.	Meyer Abich, 1956; Larde 1960; Martínez 1977; Escobar, 2003
1866	Actividad explosiva moderada con emisión de gases y cenizas	Meyer Abich, 1956
1867	Fuerte erupción de ceniza acompañada de flujo de lava en dirección suroeste.	Meyer Abich, 1956; Larde, 1960; Martínez, 1977; Escobar, 2003.
1882	Erupción moderada de ceniza	Sapper, 1925; Martínez, 1977; Escobar, 2003.
1884	Erupción de cenizas. Varios días de duración. Extrusión de lava dentro del cráter. Formación de cono de escorias.	Sapper, 1925; Meyer Abich, 1956; Martínez, 1977; Escobar, 2003.
1897	Emisión de gases.	Meyer Abich, 1956;
1919	Actividad explosiva con emisión de cenizas y gases de color negro. Se prolonga hasta el mes de enero de 1920.	Sapper, 1925; Meyer Abich, 1956; Larde, 1960; Martínez, 1977; Escobar, 2003.
1920	Erupción de ceniza. Desde 1920 hasta agosto de 1924 se reporta emisión de cenizas periódicas	Sapper, 1925; Meyer Abich, 1956; Martínez, 1977; Escobar, 2003
1929	Tres cráteres activos lanzan rocas hasta 250 metros de altura.	Meyer Abich, 1956; Martínez, 1977; Escobar, 2003.
1930	Erupción de vapor, emisión de SO ₂ y fumarolas vistas desde el cráter	Meyer Abich, 1956; Martínez, 1977.

1930	Actividad explosiva con lanzamiento de escorias incandescentes. Hay emisión de cenizas en poca cantidad.	Meyer Abich, 1956; Martínez, 1977; Escobar, 2003.
1931	Erupción de cenizas que alcanza la ciudad de San Miguel. A final de mes la actividad decrece.	Martínez, 1977; Escobar, 2003.
1931	Erupción de gases que se prolonga hasta el mes de junio de este mismo año. El cráter aparece incandescente durante la noche y hay lanzamiento de escorias rojizas.	Meyer Abich, 1956; Martínez, 1977; Escobar, 2003.
1939	Pequeña erupción de gases. En el mes de julio se reporta la formación de una columna de gases	Meyer Abich, 1956; Martínez, 1977;
1954	Columna de gases entre 300 y 400 metros de altura. Consecuencia de un temblor originado el mismo día con epicentro a 160 Km al WSW de San Salvador	Meyer Abich, 1956; Martínez, 1977; Escobar, 2003.
1964	Explosiones continuas por la noche y lanzamiento de cenizas hacia el oeste	Meyer Abich, 1956; Martínez, 1977; Escobar, 2003.
1965	Se escucharon tres explosiones. En la parte superior del cráter se observan fumarolas de vapor 	Stoiber and Rose, 1966. Fuente de la imagen: Portada de El Diario de Hoy del 15 de junio de 1965.
1966	Erupción moderada de ceniza	Stoiber and Rose, 1966; Martínez, 1977; Escobar, 2003. Fuente de la imagen:

		Portada de La Prensa Gráfica, 25 de febrero de 1966.
1966	Se identifican depósitos de ceniza en el cráter de 1,5 metros de espesor.	Stoiber and Rose, 1966; Martínez, 1977; Escobar, 2003.
1967	Erupción de ceniza hacia el oeste y suroeste 	Martínez, 1977; Escobar, 2003. Fuente de la imagen: El Diario de Hoy del 6 de enero de 1967, página 5.
1970	Erupción de cenizas durante varios días hasta el 5 de abril. Hacia el noroeste los depósitos alcanzan 10 Km distancia y se estima que su volumen total es de 75,000 m ³	Stoiber and Rose, 1966; Martínez, 1977; Escobar, 2003.
1976	Emisión de un flujo de lava que rebasa el cráter central. La actividad pudo percibirse por un periodo de 10 días. 	Martínez, 1977; Escobar, 2003. Fuente de imagen: Portada de La Prensa Gráfica del 4 de diciembre de 1976.

1977	Fuente de lava en el interior del cráter (se estima un volumen de $1.4 \times 10^6 \text{ m}^3$) y formación de un cono de escorias dentro del cráter.	Martínez, 1977; Escobar, 2003.
1985	Pequeñas emisiones periódicas de ceniza y gases. Se reporta además pequeños sismos	Centro de Investigaciones Geotécnicas, 1986; Escobar, 2003.
1988	<p>Personas del Cantón El Volcán reportan haber escuchado retumbos y percibido lanzamiento de cenizas y una pequeña pluma de gases</p> 	<p>Escobar, 2003. Fuente de imagen: LPG, Martes 11 de octubre de 1988, pág. 3</p>
1995	Enjambre de sismos inicia en enero, algunos eventos sentidos, con pequeñas explosiones periódicas, se reporta emisión de cenizas. Frecuentes sismos de pequeña magnitud que se prolongaron hasta marzo de 1995. Se instalaron sismógrafos en la zona, pero no se logró registrar sismos.	Escobar, 2003
1996	Pequeñas explosiones con emisión de ceniza	Escobar, 2003
2002	Se observa en el interior del cráter la ocurrencia de un gran derrumbe que ha provocado el colapso de parte de las paredes internas del sector sur y que ha taponado parte del conducto central. El 16 de enero se genera una explosión.	SNET, 2002

2003	Aumenta la microsismicidad respecto al año anterior, con emanación continua de gas fluctuando de baja a muy baja intensidad.	SNET, 2004
2004	Moderada microsismicidad y fumarolas débiles en el cráter.	SNET, 2005

A continuación se presenta un resumen del comportamiento del volcán en los últimos años, éste ha sido elaborado a partir de los boletines anuales emitidos por el Servicio Nacional de Estudios Territoriales (SNET) y Dirección del Observatorio Ambiental - Gerencia de Geología - Área de Vulcanología del Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN).

Año 2005

El nivel de actividad del volcán fue similar a años anteriores. No se registraron cambios mayores en la actividad de las fumarolas, temperatura y abertura de grietas.

La actividad más relevante fue la ocurrencia de enjambres de sismos de pequeña magnitud asociados a fracturamiento de rocas y tremor con eventos con forma de tornillos. Durante el último trimestre del año la actividad sísmica del volcán fue más intensa, aunque no superó los niveles de energía alcanzados en 2004. Debido a la obstrucción del conducto por derrumbes y la poca desgasificación observada, en cualquier momento podría ocurrir una descompresión y generar una erupción, similar a la del volcán Santa Ana, al liberarse la presión de manera instantánea.

Año 2006 y 2007

Se observó cambios periódicos en la microsismicidad del volcán de San Miguel. La ocurrencia de microsismos y tremor volcánico indica un nivel alto de actividad del volcán, por lo cual los expertos del SNET lo consideraron candidato a erupciones en un futuro cercano.

Los parámetros sísmicos, visuales y fisicoquímicos presentaron pequeños cambios desde los primeros meses del año 2007. Del 14 al 27 de agosto la energía interna del volcán se

incrementó respecto a meses anteriores, ya que superó el umbral de 50 unidades RSAM promedio diario. El día 25 alcanzó un máximo de 64 unidades. Se registró un 64 % más de sismos que el mes anterior, así como un aumento de 2° C en la temperatura de las fumarolas ubicadas en el área del escarpe de la planicie occidental, ruido moderado a olla de presión y olor a azufre en el campo fumarólico. A pesar de lo anterior, al finalizar agosto la energía interna del volcán había regresado a valores normales, es decir, inferior a 50 unidades RSAM. En septiembre la energía del volcán experimentó un importante descenso, fluctuando entre 11 y 29 unidades RSAM en promedio día, es decir, valores relativamente bajos. Simultáneamente se presentó un incremento en el número de microsismos volcánicos relacionados con dinámica de gases. Se registraron 19,220 eventos, entre tipo B y LP, es decir un promedio día de 640 sismos, con algunos días de hasta 1200 microsismos. En septiembre se registraron 111 microsismos volcanotectónicos. En adición a ello, se presentó un aumento en el sonido a turbina de avión jet y olor a azufre proveniente del área de fumarolas. Lo anterior era señal de que el volcán experimentaba un cambio en su comportamiento.

Año 2008 y 2009

La actividad sísmica del volcán fue cada vez más recurrente y energética. La ocurrencia de periódicos microsismos relacionados con fracturamiento de rocas y numerosos microsismos asociados con dinámica de fluidos a través de grietas y conductos, son responsables de los cambios en la línea base sísmica del volcán (SNET, 2010).

Dado al incremento de sismos asociados con fracturamiento durante el año 2009, se planteó la hipótesis: la crisis sísmica del volcán tiene su origen a partir de la generación de vapor de agua y acumulación de presión, causando rompimiento del medio sólido y consiguiente despresurización del sistema.

Durante 2006, 2007 y 2009, la actividad sísmica del volcán ha sido cada vez más recurrente y energética. De hecho, lo más significativo ha sido los periódicos cambios en la energía sísmica del volcán medidos a través del tamaño de las amplitudes del tremor sísmico (vibración del volcán). En tal sentido, la ocurrencia de periódicos microsismos relacionados con fracturamiento de rocas (figura 1.7) y numerosos microsismos asociados con dinámica de

fluidos a través de grietas y conductos, son responsables de los cambios en la línea base sísmica del volcán.

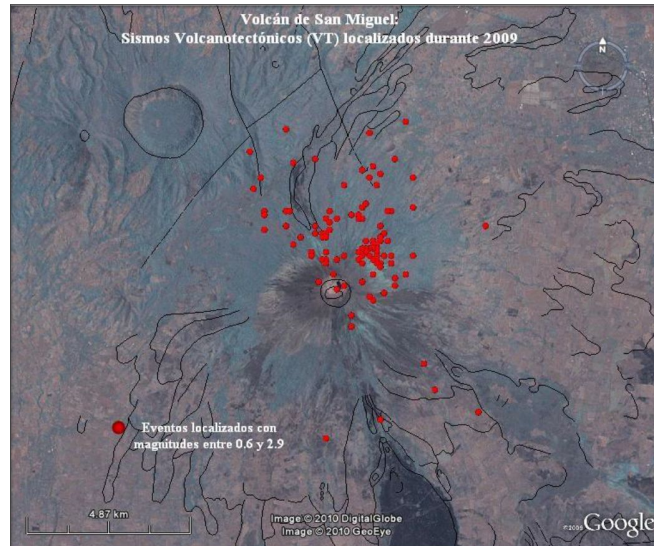


Figura 1.7: Zona epicentral de microsismos asociados con fracturamiento de medios sólidos. La magnitud de ellos fluctúa entre 0.6 y 2.9 con profundidades menores a 1 Km. La figura presenta líneas de fallas y trazos de flujos de lava laterales a lo largo de los cuatro flancos (MARN, 2009).

Año 2010

El 11 de julio, un enjambre sísmico de pequeña magnitud, marca el inicio de una fase intensa de actividad sísmica del volcán, aumentando significativamente el número de sismos Volcano Tectónicos (VT) relacionados con fracturamiento de rocas (figura 1.8). Durante los días 11,12 y 13 respectivamente, se registraron 46, 53 y 77 microsismos. Superando lo normal que usualmente fluctúa entre 0 y 10 sismos en 24 horas. Ninguno de ellos, fue reportado sentido por la población. A partir del día 15 la sismicidad retornó a lo normal. Dos semanas después, en los primeros días de agosto el volcán presentó intensa vibración sísmica (tremor) que gradualmente se incrementó, alcanzando el día 10 de agosto un máximo de 586 unidades RSAM, superando los niveles normales que usualmente fluctúan entre 15 y 50 unidades.

Relacionado a lo anterior, se percibió mayor presencia de olor a azufre en el cráter, moderado ruido a turbina de avión y aumento en la actividad fumarólica. Las estaciones de monitoreo de dióxido de azufre no registraron cambios significativos en la emisión de este gas, tampoco

tuvo lugar ningún tipo de actividad eruptiva. Imágenes térmicas tomadas dentro del cráter revelaron un pequeño cambio de temperatura respecto a medidas anteriores.

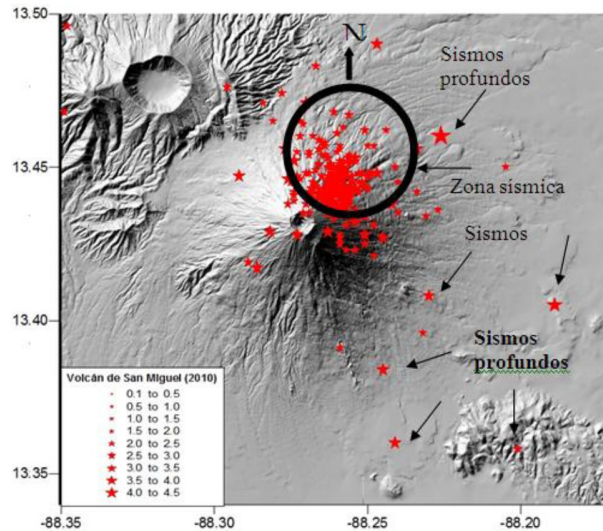


Figura 1.8: Distribución epicentral de microsismos asociados con fracturamiento de rocas. El 98% de ellos posee magnitudes entre 0.5 y 2.4 y profundidades entre 0.1 y 10 km (MARN, 2011).

Año 2011

El volcán de San Miguel presentó un comportamiento caracterizado por cambios en sismicidad, fumarolas, temperatura y emisión de gases; superando en un 54% los valores de microsismicidad de los últimos 6 años.

Durante julio y agosto se intensificó gradualmente la ocurrencia de enjambres de sismos VT. Además se registraron valores de 550 toneladas diarias de emisión de dióxido de azufre a finales de agosto y se observó un aumento en la actividad fumarólica, olor a azufre y ruido a turbina de avión. En el mes de noviembre surgen nuevos enjambres de sismos VT con magnitudes menores a 2, localizados a pocos metros del cráter, la temperatura del campo fumarólico aumentó de 121 °C a 134 °C. Además se incrementó el olor a azufre en el cráter, aparecieron nuevas fumarolas con ruidos a turbina de avión y se registraron mayores cantidades de gases azufrosos con valores de hasta 760 toneladas diarias (MARN, 2012).

Año 2012

A finales de julio, se registró bandas de tremor de alta frecuencia y un ligero aumento en la medida de la amplitud sísmica (RSAM). Un enjambre de 10 sismos vulcano tectónicos distales se registraron el 23 y 24 de septiembre a unos 12 km al NW del cráter, tres de ellos fueron reportados sentidos por los residentes de Chinameca y Jucuapa, con magnitudes entre 2.2 y 3 (figura 1.9). En octubre el volcán presentó sismos asociados con fracturamiento de roca frágil y pequeñas explosiones internas. Además de sismos híbridos, enjambres de sismos vulcano tectónicos (VTs) y sismos de largo periodo (LPs). Dos sismos se localizaron al oriente del volcán Pacayal a unos 10 km al NE del volcán de San Miguel, con magnitudes de 2 y 3, y profundidad menor a 6 km, uno de ellos sentido por la población. Vinculado a ello se observó incremento en la actividad fumarólica y se duplicó el número de sismos vulcano tectónicos (VTs) respecto a los reportados en septiembre. En el cráter se observaron pulsos de gases elevándose hasta unos 200 metros con flujos entre 90 a 460 t/día de Dióxido de azufre (MARN, 2013).

El 08 de noviembre se registró tremor de alta frecuencia (5 – 7 Hz), induciendo cambio en RSAM de 70 a 130 unidades, retornando el día 09 a lo normal. El día 12 se registró un enjambre de 16 sismos VTs durante tres horas, con fuente sísmica a unos 4 km al NE del cráter del volcán con magnitudes menores a 2 (Figura 1.16). En el cráter se observaron pulsos de gases elevándose hasta unos 200 metros con flujos entre 90 a 460 t/día de dióxido de azufre (SO₂), sin otro tipo de manifestación eruptiva.

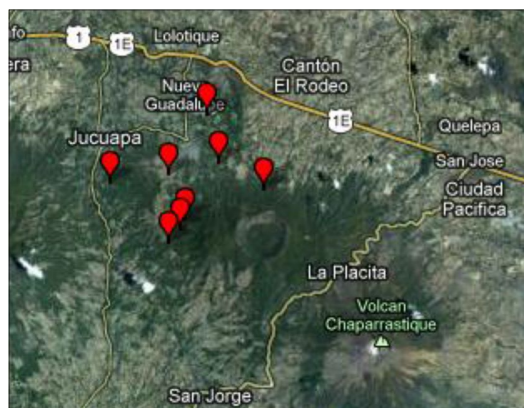


Figura 1.9: Localización de sismos VT distales, con epicentro entre Jucuapa-Chinameca y Nueva Guadalupe, a unos 12 km al NW del cráter del volcán de San Miguel (MARN, 2013a).

Año 2013

En septiembre el volcán presentó un comportamiento sísmico poco común. El día 12 experimentó tremor seguido de enjambre sísmico y el día 15 se observó un enjambre sísmico seguido de tremor, sin ocurrir otro tipo de cambios en la actividad del volcán. Este tipo de comportamiento se relaciona con ascenso de fluidos (magma, gases, agua) desde su cámara magmática. El 14 de septiembre el tremor del volcán alcanzó un máximo de 426 unidades RSAM, similar al nivel de vibración alcanzado en julio de 2011. Luego, al finalizar el mes, la vibración retornó a la normalidad. A partir de diciembre de 2013 el volcán presentó tremor con tendencia a aumentar, alcanzando 430 unidades RSAM promedio día. Del 24 al 28 de diciembre el tremor mostró leve tendencia a disminuir. A las 7:00 am. del domingo 29 el tremor volcánico aumentó hasta 945 unidades RSAM promedio hora y a las 10:30 a.m. inició la erupción de forma súbita, observándose el ascenso de una columna eruptiva que alcanzó una altura de 7.6 kilómetros sobre el cráter (figura 1.10) (MARN, 2016).

El Ministerio de Gobernación reportó 1400 personas evacuadas, 37 vuelos cancelados en el aeropuerto Monseñor Romero y Galdámez y considerables daños en los cafetales de la zona alta del volcán. La altura alcanzada por la columna eruptiva y el volumen de material emitido sugieren que la erupción del 29 de diciembre de 2013 ocurrió con un Índice de Explosividad Volcánica (IEV=2), es decir, pequeña, y una magnitud de 2.2. La masa de material emitido permite calcular una intensidad en 8.3 por lo que se trata de una erupción del tipo vulcaniana, con emisión de material magmático juvenil (MARN, 2015). Con base a los espesores de material encontrado en el área de dispersión se estima que la erupción emitió un volumen de $\sim 10^6 \text{m}^3$ de ceniza (Figura 1.11).



Figura 1.10: Erupción explosiva del volcán Chaparrastique del 29 de diciembre de 2013. Fuente: <http://metapan.com.sv>

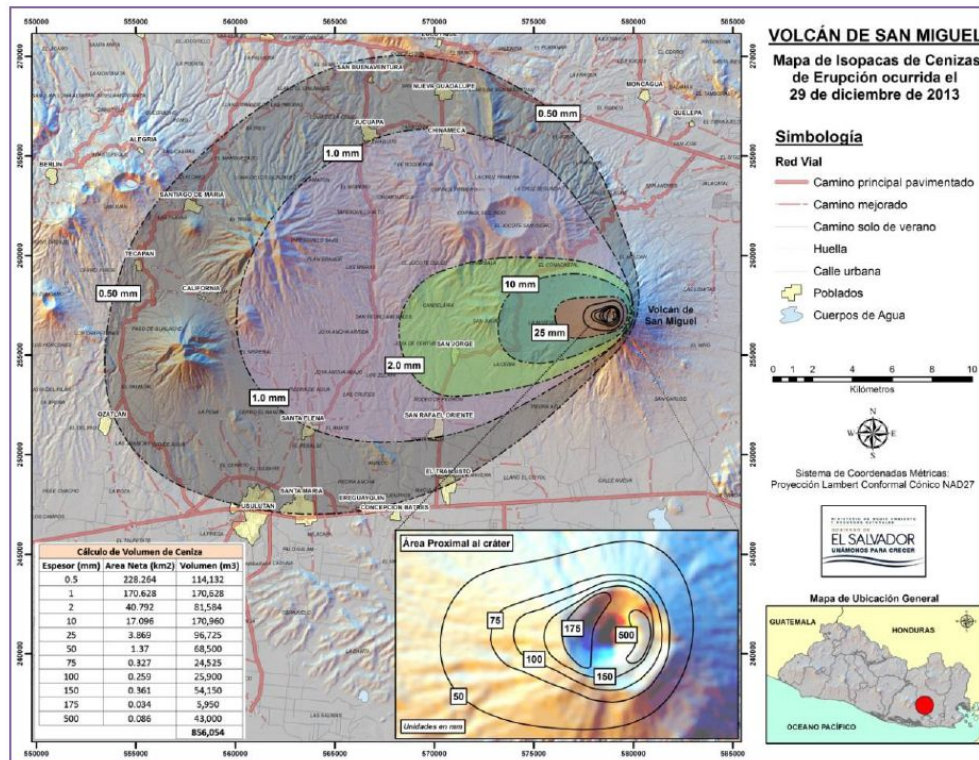


Figura 1.11: Caída de ceniza con espesores variando entre 0.5 y 500 mm en la zona del cráter (MARN, 2016).

Año 2014

A raíz de la erupción y con el objetivo de evaluar el comportamiento del volcán, el MARN fortaleció el monitoreo con estaciones de monitoreo de calidad del aire y cámaras WEB. Además, con apoyo del Instituto Nacional de Geofísica y Vulcanología de Italia (INGV), se instaló equipo de monitoreo consistente en una red GPS, cinco estaciones sísmicas de banda ancha, dos estaciones de monitoreo de gases, una cámara térmica, tres estaciones termográficas y tres estaciones de infrasonido.

Durante el año 2014, el volcán continuó en permanente actividad estromboliana, presentando drásticas fluctuaciones en la vibración interna. En los meses de junio y julio el volcán presentó altos niveles de actividad generando 10 explosiones de gases acompañadas de ceniza (Figura 1.12). En total, durante el año se tuvieron 16 explosiones de gases y cenizas asociadas con tremor volcánico fluctuando entre 208 y 1257 unidades RSAM en promedio día. En ninguno de los casos resultaron personas afectadas (MARN, 2015).



Figura 1.12: Secuencia eruptiva de la explosión del miércoles 12 de febrero de 2014 en el volcán Chaparrastique. (MARN, 2015).

A partir de la segunda semana de septiembre hasta el 31 de diciembre 2014, el volcán entró en un período de relativa tranquilidad, observándose solamente esporádicas columnas de gases y vapores. La vibración sísmica disminuyó manteniéndose arriba de lo normal, teniendo lugar la presencia de numerosos microsismos (MARN, 2015).

El material juvenil eyectado por la erupción del 29 de diciembre 2013, la ocurrencia de pequeñas explosiones durante 2014, en adición a intensos periodos de desgasificación del volcán permiten estimar la existencia de un reservorio magmático ubicado someramente a unos 5 km de profundidad, desde donde los gases son liberados y ascienden por grietas y conductos en forma de burbujas, las cuales al alcanzar el nivel de fragmentación se juntan y explotan a una profundidad someras, generando sismos discretos y tremor volcánico que después de varios intentos culmina en erupción (MARN, 2015).

1.4 PELIGROS EN EL VOLCÁN DE SAN MIGUEL

Amenaza o peligro volcánico es la probabilidad de que los materiales expulsados por un volcán en erupción afecten un área específica durante un período de tiempo determinado. Existen diferentes tipos de amenazas o peligros volcánicos, por la variedad de productos que emiten los volcanes: flujos de lava, flujos piroclásticos, caída de piroclastos, etc. (Escobar et al., 2004).

Por este motivo, generalmente, en un área volcánica activa se elabora un mapa de amenaza por cada uno de los peligros esperables en dicha área. Estos mapas son la culminación de un proceso complejo en el que debe sintetizarse toda la información disponible acerca del sistema volcánico en estudio (MARN, 2015b).

Teniendo en cuenta, el historial eruptivo del volcán Chaparrastique y la capacidad explosiva que éste posee, se han construido mapas que muestran la zonificación más probable que podría ser afectada por procesos eruptivos. Trabajos previos realizados por el Servicio Geológico de Estados Unidos en 2001 “Determinación de zonas de riesgo por lahares para el volcán San Miguel, El Salvador” y la tesis “San Miguel volcano and its volcanic hazard” elaborada por (Escobar, 2003) muestran los resultados de simulaciones numéricas elaboradas para tres escenarios por cada peligro volcánico, estos han sido los pioneros en la zonificación de la amenaza para el volcán Chaparrastique (MARN, 2015b).

Se ha identificado las zonas más probables de dispersión de flujos de lava que pueden impactar áreas agrícolas y pobladas alrededor del volcán de San Miguel (Escobar et al., 2004). La figura 1.13 muestra los escenarios con los alcances y la distribución de los flujos de lava que serían emitidos por erupciones con diferente probabilidad de ocurrencia.

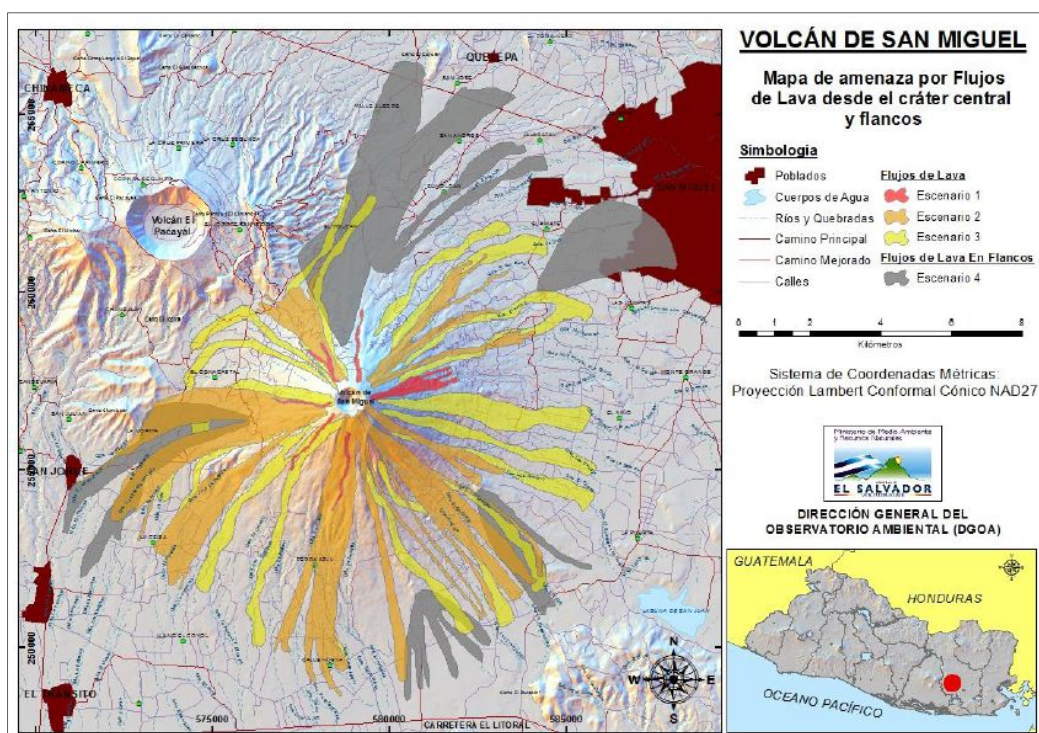


Figura 1.13: Zonificación de amenaza por flujos de lava provenientes del cráter central y flancos del volcán Chaparrastique (MARN, 2015b).

Para el caso de volcanes poco explosivos como el de San Miguel, los balísticos difícilmente alcanzan distancias mayores a 5 kilómetros. Se ha simulado la ocurrencia de una erupción

proveniente del cráter central del volcán de San Miguel, con el objetivo de obtener los datos de alcance máximo y altura máxima que podría lograr un proyectil balístico cuando es disparado de una fuente (figura 1.14) (Escobar et al., 2004).

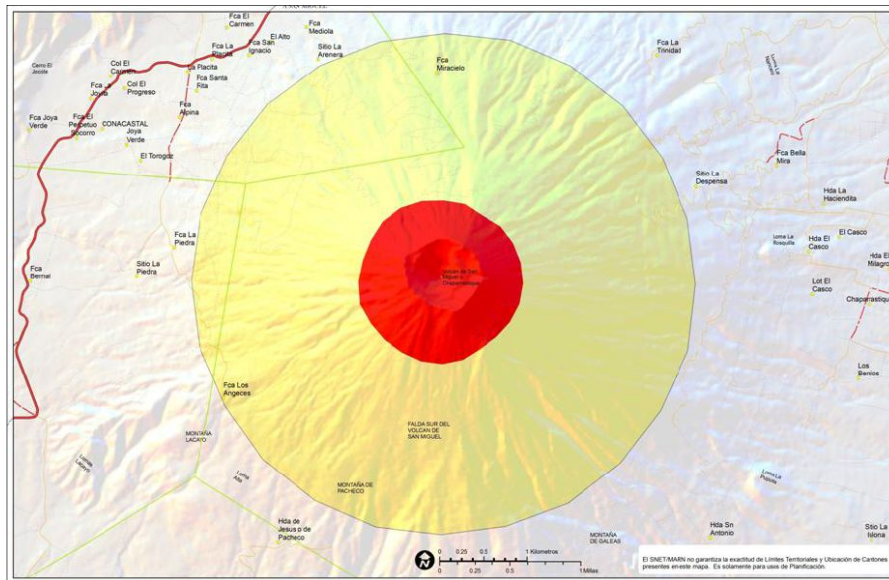


Figura 1.14: Consolidado de áreas potencialmente amenazadas por caída de proyectiles balísticos ante una erupción de baja (área roja) o moderada (área amarilla) explosividad (MARN, 2015b).

La simulación de la zonificación por caída de ceniza proveniente del cráter central del volcán Chaparrastique se muestra en la figura 1.15.

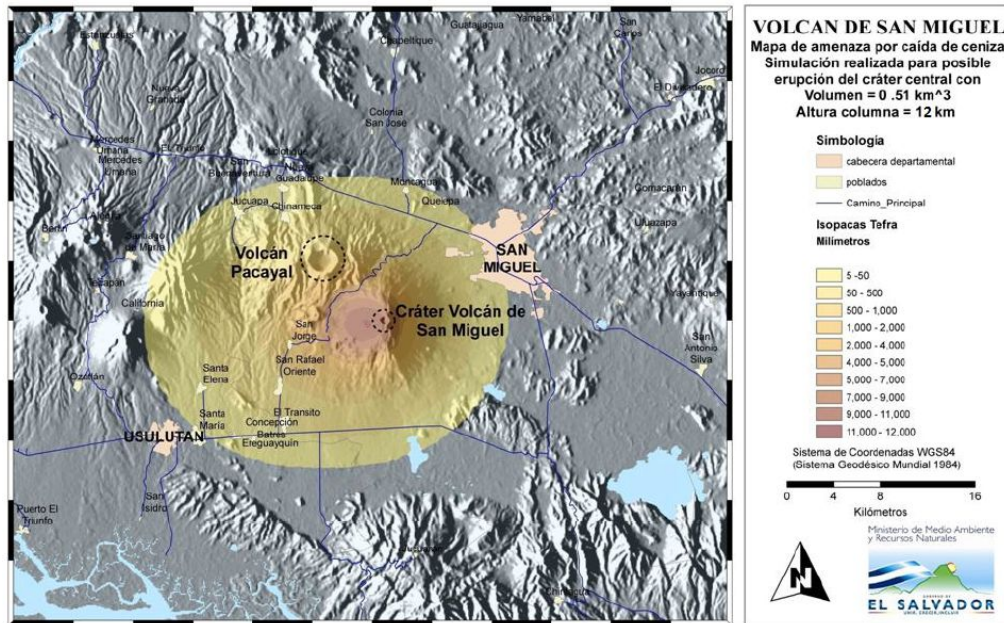


Figura 1.15: La cobertura de los depósitos de escoria con un espesor de 12 metros a 5 mm indicaría un peso de 6.7 toneladas por metro cuadrado en la superficie (MARN, 2015b).

Los desprendimientos de tierra y flujos de escombros asociados (también conocidos como lahares cuando ocurren en un volcán) pueden ocurrir durante periodos sin actividad volcánica por ello son una preocupación (Major et al., 2001). El mapa de escenarios de amenaza por flujos de escombros que pueden circular por los cauces principales del volcán de San Miguel, fue construido con base al trabajo preparado por Major y otros en 2001 usando el programa LAHAR –Z (Iverson et al., 1998) y reevaluado por Ing. Luis Mixco (MARN-DGOA) en 2014. Los resultados del modelaje de flujos de 25,000; 50,000; 100,000 y 300,000 metros cúbicos se muestran en la figura 1.16.

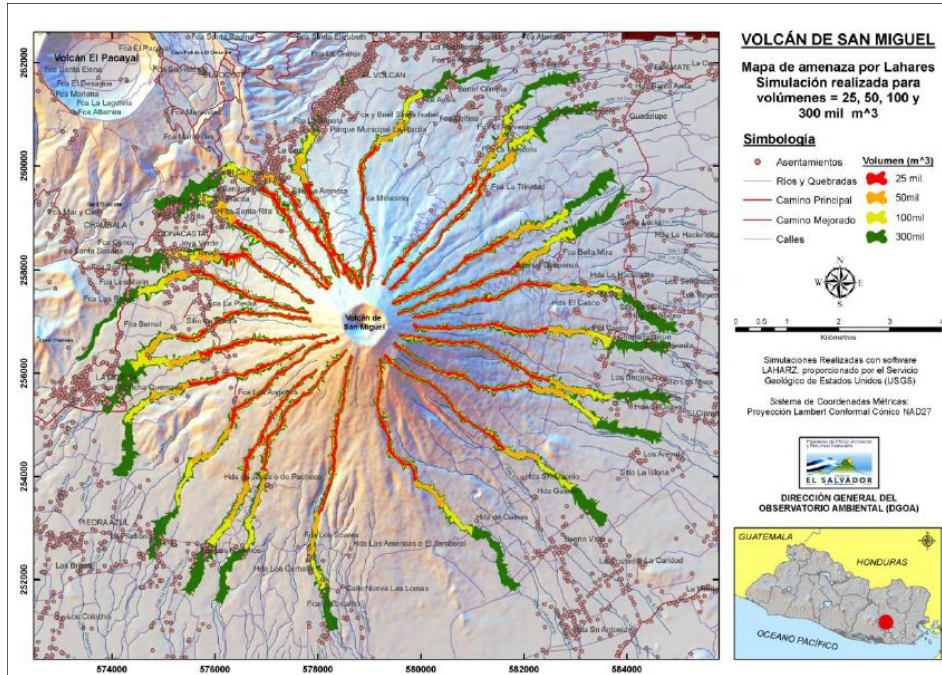


Figura 1.16: Zonificación de amenaza por flujos de escombros del volcán Chaparrastique (MARN, 2015b)

Por la composición del magma y el historial eruptivo, se dice que los flujos piroclásticos no son comunes en el volcán de San Miguel. (Escobar, et al., 2004). Los patrones de distribución y alcance de flujos piroclásticos en el volcán de San Miguel que se obtuvieron para cada escenario se muestran en la figura 1.17.

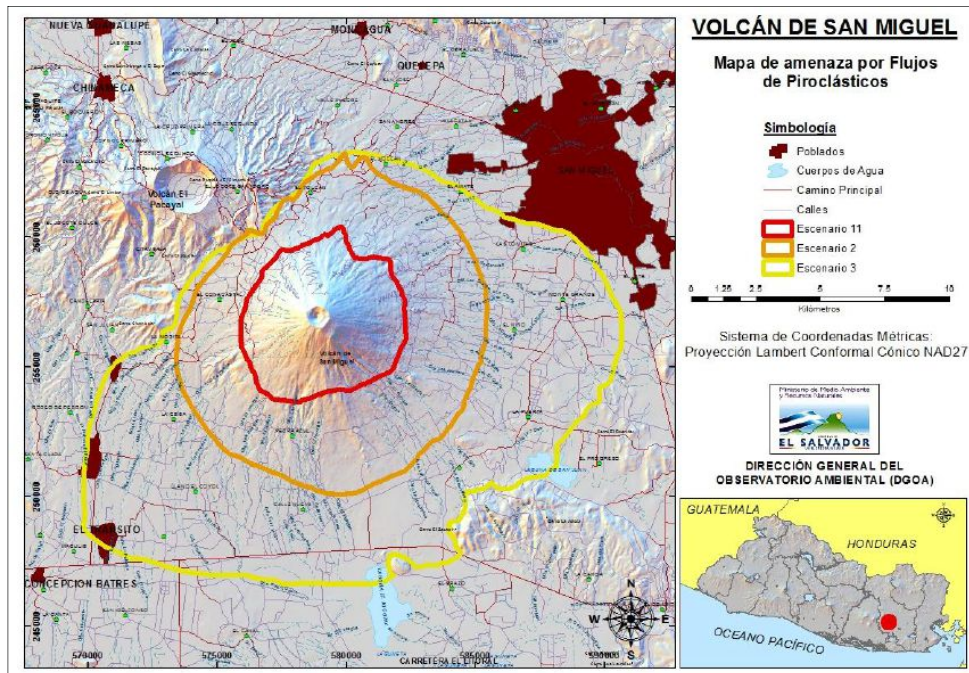


Figura 1.17: Zonificación de amenaza por flujos piroclásticos provenientes del cráter del volcán Chaparrastique (MARN, 2015b).

1.6 TÉCNICAS Y RED DE MONITOREO





La vigilancia volcánica consiste en realizar mediciones sistemáticas y periódicas de diferentes parámetros físicos y químicos de los volcanes activos con el objetivo de establecer las líneas base de su comportamiento e identificar cambios que puedan indicar una posible reactivación volcánica.



1.6.1 Técnicas de monitoreo volcánico

Los parámetros que se monitorean para observar cambios en los volcanes de El Salvador son: La actividad sísmica, los gases que se desprenden a través del terreno, la química de las aguas (lagos, lagunas, manantiales y pozos), las fumarolas (cantidad de gases, temperatura y composición), la geomorfología del cono (deformaciones, grietas) y la emisión de nubes de ceniza y otras manifestaciones volcánicas (tabla 1.2). La medición de estos parámetros se

realiza a través de diferentes técnicas de monitoreo y con el apoyo de diferentes instituciones y observadores locales (MARN, 2015).

Tabla 1.2: Resumen de las técnicas de monitoreo volcánico empleadas por diferentes instituciones en El Salvador. (Tomada del sitio: <http://www.snet.gob.sv/Geologia/Vulcanologia/paginas/vigilanciatecnicas.html>)

TIPO DE MONITOREO		DESCRIPCIÓN	EQUIPOS DE APOYO
Instrumental	<p>SÍSMICO</p> 	<ul style="list-style-type: none"> -Registro de los movimientos de fracturas asociadas a los volcanes o a la intrusión magmática. - Se realiza un conteo diario de los diferentes tipos de señales registradas - Es el tipo de monitoreo que ha tenido un mayor desarrollo en El Salvador. 	<ul style="list-style-type: none"> - Red de estaciones sísmicas telemétricas. - Estaciones sísmicas portátiles
	<p>GEOQUÍMICO</p> 	<ul style="list-style-type: none"> -Registro de la emisión difusa de CO₂ de los flancos de los volcanes. -Registro del contenido de Radón en agua - Toma de muestras de gases en modo discreto para análisis químico. 	<ul style="list-style-type: none"> - Red de estaciones geoquímicas, financiadas por la Agencia de Cooperación Española: 2 estaciones de radón y 5 estaciones de CO₂.
	<p>HIDROGEOQUÍMICO</p> 	<ul style="list-style-type: none"> - Análisis de la temperatura, el Ph y la composición (cloruros, sulfatos, etc.) de las aguas asociadas a los complejos volcánicos. - Las muestras se toman de lagunas, manantiales o pozos cercanos a los volcanes. 	<ul style="list-style-type: none"> - Laboratorio de aguas de SNET (Servicio Hidrológico)
De campo	<p>TEMPERATURA FUMAROLAS</p> 	<ul style="list-style-type: none"> - Medida de temperatura en fumarolas, siempre que sea posible el acceso a las mismas. 	<ul style="list-style-type: none"> - Termómetros de precisión (termocuplas) - COSPEC para medición de volúmenes (apoyo de misiones internacionales)

	<p style="text-align: center;">DEFORMACIONES</p> 	<ul style="list-style-type: none"> - Consiste en la medición absoluta de distancias y elevaciones en distintos puntos del edificio volcánico. - Se basa en el principio de que una intrusión magmática provoca abombamiento en los flancos del cono volcánico. 	<ul style="list-style-type: none"> -GPS - Teodolito de precisión - Bancos de Marca
	<p style="text-align: center;">VISUAL GEOMORFOLÓGICO</p> 	<ul style="list-style-type: none"> -Observación del cono y cráter : descripción de fenómenos de inestabilidad en laderas y toma de fotografías referenciadas - Medición de la apertura de grietas en el interior de los cráteres. - Monitoreo y recopilación de datos de precipitación local en el área de los volcanes - Observación de la actividad del volcán por parte de pobladores de las áreas próximas al volcán (observadores locales) 	<ul style="list-style-type: none"> - Pluviómetros - - Ficha de datos para observadores locales

1.6.2 Red de monitoreo del volcán de San Miguel

Para el monitoreo del volcán Chaparrastique o San Miguel se cuenta con una red de sismógrafos permanentes ubicados en los flancos del volcán (Figura 1.18). Entre ellos las estaciones volcán de San Miguel (VSM) de periodo corto aproximadamente a 1 km del cráter en su flanco norte, Lacayo (LCY), Bella Mira (BLLM), Ranchito (RANC) y Pacayal (PACA). Además de una cámara web en tiempo real instalada en el cerro El Pacayal y una estación de gases (emisión de dióxido de azufre SO₂) ubicada en el municipio de San Jorge. La ubicación de éstas se muestra en la figura 1.18 y los datos generales en la tabla 1.3.

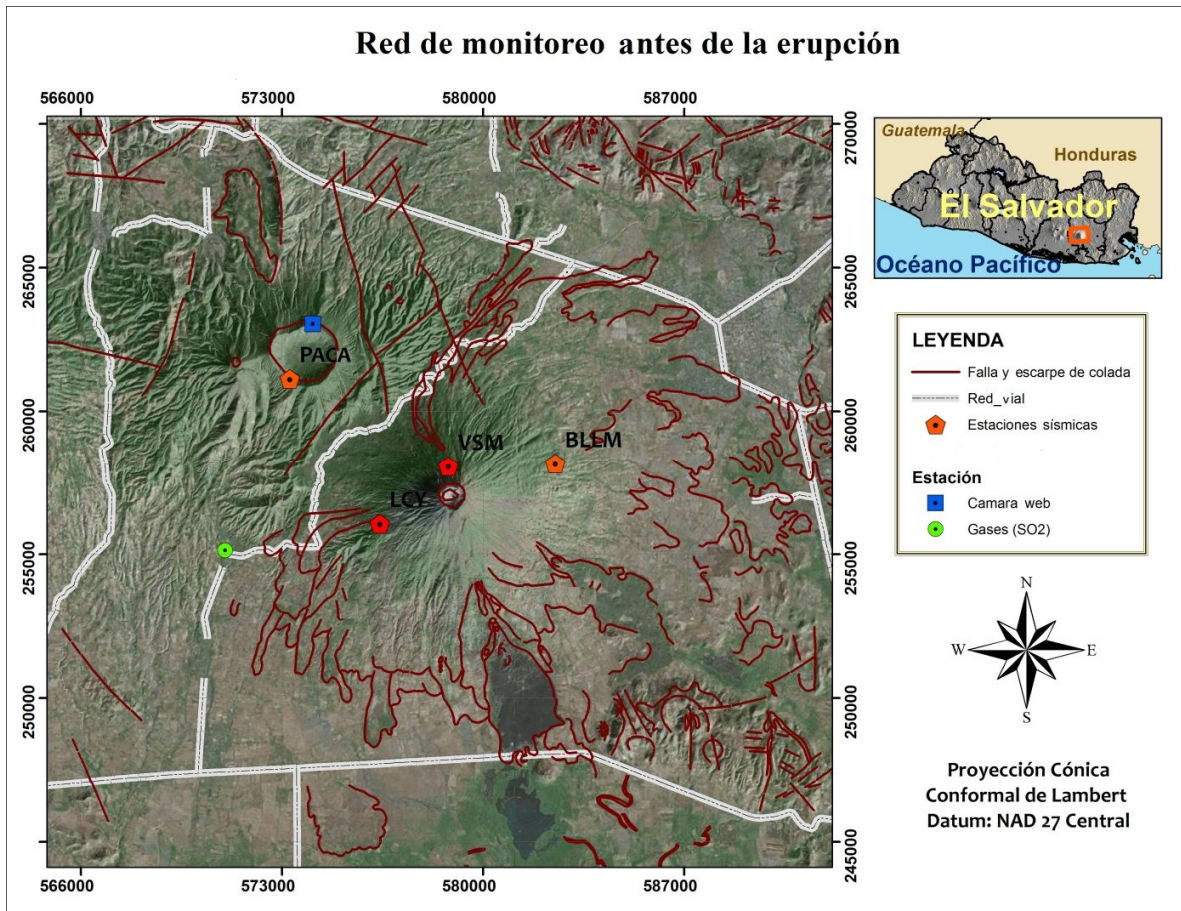


Figura 1.18: Red de monitoreo del volcán de San Miguel antes de la erupción de 2013, estaciones sísmicas, estación de medición de gases (SO₂) y cámara web en tiempo real.

Además para los meses de febrero a abril de 2014, El MARN con apoyo del Instituto Nacional de Geofísica y Vulcanología de Italia (INGV), instaló equipo de monitoreo consistente en una red de diez GPS, cinco estaciones sísmicas de banda ancha (BLLM, VSM, LCY, RANC y TAN), dos estaciones de monitoreo de gases (Piedra Azul y San Jorge), una cámara térmica (Pacayal), dos estaciones termográficas, tres estaciones de infrasonido y una estación de calidad de aire. La ubicación de éstas se muestra en la figura 1.19 y los datos de las estaciones sísmicas se muestran en la tabla 1.3.

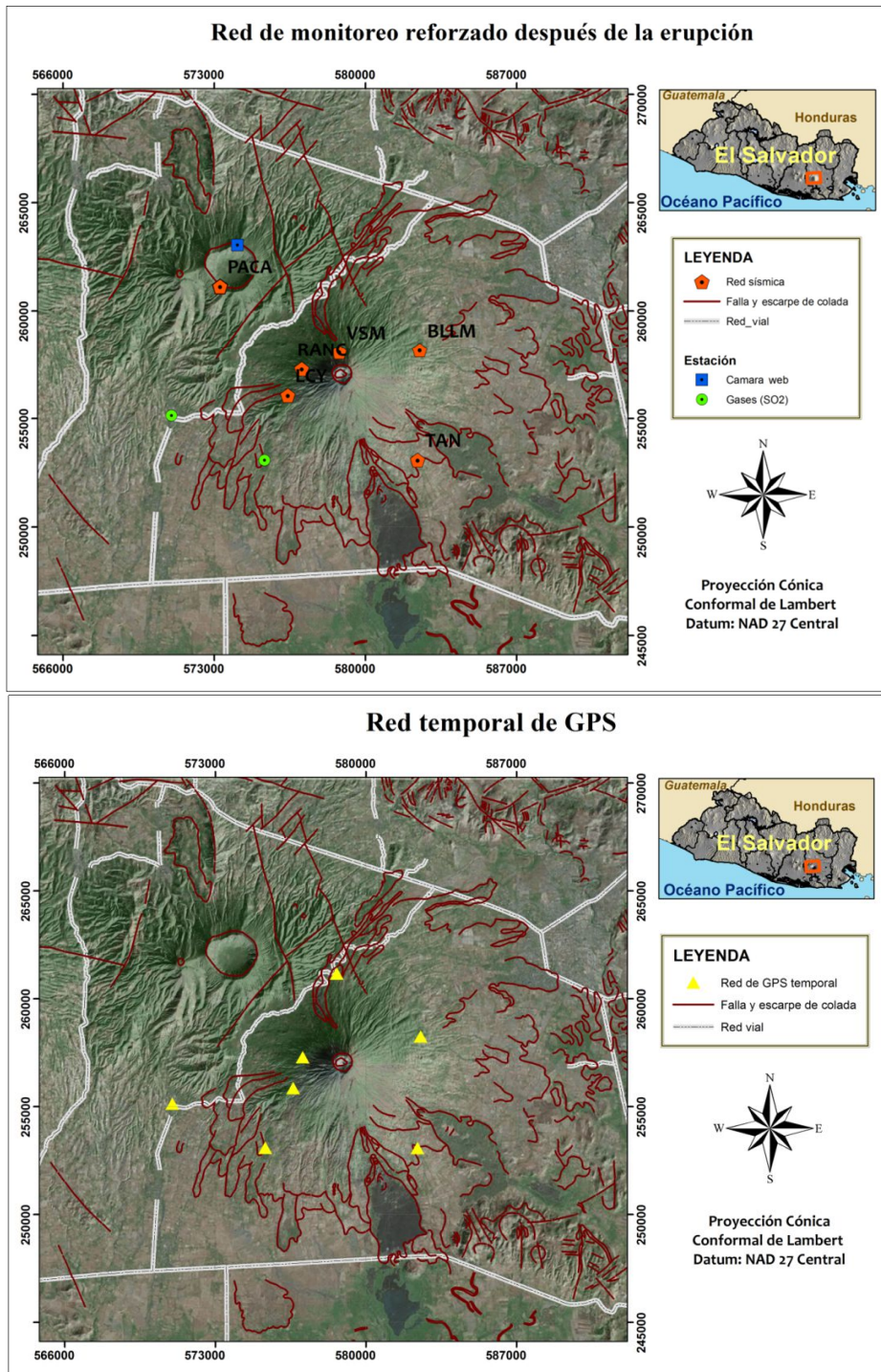


Figura 1.19: Red de monitoreo reforzado en el volcán de San Miguel de febrero a abril del año 2014.

Parte del instrumental del monitoreo en la actualidad son dos estaciones de medición de gases que se encuentran ubicadas en el cuadrante sur y sur-oeste del volcán (alcaldía de San Jorge y Cantón Piedra Azul), una cámara web instalada en el volcán Pacayal (al noroeste del volcán

Chaparrastique), cámara infrarroja (INGV) que transmite datos en tiempo real, y un GPS permanente (precisión milimétrica) que se encuentra ubicado en el Cantón Piedra Azul (figura 1.20). Además de las estaciones sísmicas de periodo corto VSM, LCY, RANC y BLEM y la estación de banda ancha PACA.

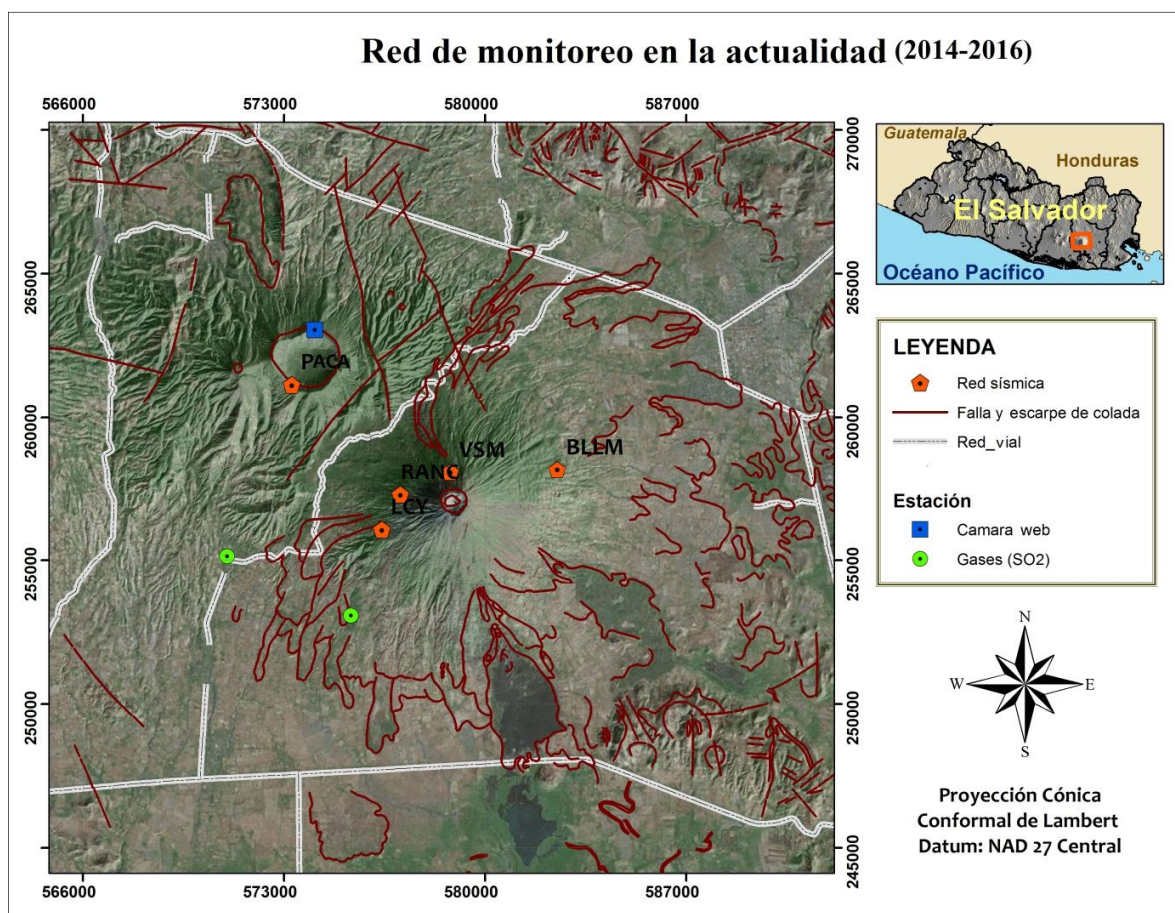


Figura 1.20: Red de monitoreo del volcán de San Miguel después de la erupción, años 2014-2016.

Tabla 1.3: Información de las estaciones sísmicas temporales y permanentes en el volcán de San Miguel. (Sismología- MARN, 2011).

Código	Lugar	Latitud norte (grados)	Longitud oeste (grados)	Elevación (metros)	Tipo de estación	Modelo de equipo	Periodo de funcionamiento
BLLM	Bella Mira	13.4425	88.2378	642	periodo corto	L-22	junio 2002- actual
LCY	Lacayo	13.4233	88.2945	1001	periodo corto	SS-1	marzo 2004 - actual
VSM	San Miguel	13.4413	88.2725	1708	periodo corto	S-13	agosto 1985 - actual
RANC	San Miguel	13.4341	-88.2885	1248	periodo corto	Sixaola	febrero 2014 - actual
PACA	Cerro El Pacayal	13.469	-88.3233	1123	banda ancha	EDR-209-Trillium compact - titan	junio 2011- actual
BLLM	Bella Mira	13.4425	-88.2387	610	banda ancha	Lennartz 3D 20 sec S/N 113	febrero – abril 2014
LCY	Lacayo	13.4213	-88.2936	997	banda ancha	Trilium compact 3D 120 sec S/N 611	febrero – abril 2014
RANC	San Miguel	13.4341	-88.2885	1248	banda ancha	Trilium compact 3D 120 sec S/N 611	febrero - abril 2014
TAN	El Tanque	13.3960	-88.2391	254	banda ancha	Lennartz 3D 20 sec S/N 114	febrero – abril 2014
VSM	Volcán de San Miguel	13.4409	-88.2722	1698	banda ancha	Trilium compact 3D 120 sec S/N 659	febrero – abril 2014

1.7 ESTUDIOS ANTERIORES

Análisis de la sismicidad del volcán de San Miguel del 11 de julio al 20 de agosto 2010 (Polío, 2011).

El estudio enfatiza la crisis sísmica entre el 11 de julio y 20 de agosto de 2010, llegando a una mejor comprensión del nivel de actividad del volcán por medio del entendimiento de los procesos que provocan dichas anomalías. Las características de los diferentes tipos de sismos permitieron tener idea de los mecanismos fuentes que los originan, todo indica que la sismicidad del volcán está muy relacionada con evaporación de su sistema hidrotermal, ya sea por una mayor producción de gases y calor provenientes de una cámara magmática somera, o porque agua meteórica, proveniente de inviernos muy copiosos, se infiltra hasta una zona donde se encuentra con estos ascensos periódicos de calor, que la evaporan, incrementando la presión interna del volcán.

Caracterización de la deformación de los reservorios mediante radar, interferometría, gravedad y análisis sísmico (Schiek, 2008).

Se integró datos sísmicos y radar de apertura sintética interferométrica (InSAR por sus siglas en inglés), para explicar la geometría y los procesos que impulsan el vulcanismo en el volcán de San Miguel. El modelo directo de deformación de la superficie utilizando los datos sísmicos brinda resultados comparables con el patrón de deformación observado con interferometría.

La deformación de la superficie es el resultado de los mismos procesos que producen la actividad sísmica. Los procesos que impulsan el vulcanismo en San Miguel se localizan a lo largo y dentro de la zona de fractura de San Miguel (SMFZ por sus siglas en inglés). Entre los procesos está la inflación debido a la intrusión de magmas cargados con gas. La deformación de la superficie observada en San Miguel es un resultado directo de afloramiento de material volcánico dentro de la SMFZ. Otro proceso importante es la deflación debido a la liberación de la presión de gas, ya sea a través de fumarolas o la migración del subsuelo a través de fracturas. La mayoría de los sismos se localizó al oeste de la SMFZ dentro de la vertiente suroeste del volcán, por lo que conforma una zona fracturada secundaria. Estas

fracturas hacen que ésta pendiente sea estructuralmente más débil, por lo que se considera la pendiente suroeste como la de mayor peligro en comparación con el resto del perímetro del volcán. Los tipos de peligros volcánicos esperados son flujos de lava, deslizamientos de tierra, o ambos.

1.8 SISMOLOGÍA VOLCÁNICA

Uno de los objetivos fundamentales de ésta disciplina es comprender los sistemas magmáticos, caracterizar la configuración de tales sistemas, y determinar el grado de energía y la evolución de las regiones de origen magmático. El monitoreo de la sismicidad en volcanes activos es la técnica más fiable de diagnóstico, y es ampliamente utilizado en vigilancia volcánica (Chouet, 2003). Los eventos sísmicos han sido clasificados siguiendo criterios tales como: forma de onda, contenido espectral, duración, localización de la actividad sísmica, etc.

En la tabla 1.4 se presentan las clasificaciones propuestas por diferentes autores, estas toman en cuenta dos tipos principales de eventos: unos, en los que los fluidos juegan un papel importante en la generación de las ondas sísmicas, y otros, que son producidos por procesos elásticos puros (Villagomez, 2000). La clasificación empleada para caracterizar los sismos del volcán de San Miguel será la realizada por Power et. al (1994).

Tabla 1.4: Comparación entre las clasificaciones de sismos volcánicos. Tomado de: Villagomez, (2000).

<u>Molina</u> (1999) Volcán Tungurahua (Adopta la de Power)	<u>Minakami</u> (1960, 1974) Volcanes Asama Y Sakurajima <u>Dibble</u> (1974) Ruapehu ^(a)	<u>Latter</u> ^(b) (1979,1981) Volcanes Ruapehu y Ngauruhoe <u>Ntepe y</u> <u>Dorel</u> (1990) V. Stromboli	<u>Power et</u> <u>al</u> (1994) Volcán Redoubt	<u>McNutt et al</u> (1996) Mammoth Mountain	<u>Otros</u> <u>Tipos</u> Mount St Helens, V.N. del Ruiz, Soufriere Hills
Volcano- tectónico (VT)	Tipo A	Volcano- tectónico	Volcano- tectónico VT	Alta frecuencia HF	Alta frecuencia (Endo et al.,1981; Nieto et al., 1990), Tipo h (Malone et al., (1983)
Largo periodo (LP)	Tipo B	Volcánico	Largo periodo	Baja frecuencia LF	Baja frecuencia (Endo et al., 1981), Tipo M y Tipo L (Malone et al., 1983), Largo periodo (Nieto et al., 1990)
Híbrido (HB)	-	-	Híbrido	Frecuencia mixta	Híbrido (White,R., 1998), Media frecuencia
Tremor Volcánico	Tremor volcánico	Tremor volcánico (baja, media y alta frecuencia)	Tremor volcánico	Tremor volcánico	Tremor armónico, tremor espasmódico

1.8.1 Sismos volcano-tectónicos

El comienzo de esta señal suele ser impulsivo (claras llegadas de la fase P) y es posible identificar la llegada de la onda S (Figura 1.21). Debido a su contenido de alta frecuencia (> 5 Hz), a los eventos volcano tectónico (VT-A) también se les llama de alta frecuencia (HF) (Wassermann, 2011).

La localización en profundidad de estos eventos suele presentar un amplio rango, desde decenas de kilómetros hasta la misma superficie del edificio volcánico. La proyección en superficie de estos eventos, presenta una distribución muy variada en torno a un posible conducto, y también a lo ancho de todo el sistema volcánico (Ibañez y Carmona, 2000).

Este tipo de evento implica un mecanismo de fuente bien conocida, es decir, el deslizamiento sobre un plano de falla causado por la acumulación de esfuerzos, similar a un sismo de origen tectónico. Diferencias con éste último es la frecuente aparición de enjambres de eventos VT y su ocurrencia dentro de un edificio volcánico (Wassermann, 2011).

La presencia de los sismos volcano-tectónicos es muy común en casi todos los ambientes volcánicos, independientemente de su actividad. Es más, estos eventos a veces están presentes en ambientes volcánicos en reposo (Ibañez y Carmona, 2000).

En contraste, eventos volcano tectónico, poco profundos (1-2 km) (VT-B) muestran inicios de las ondas P emergente donde es incluso imposible de detectar cualquier llegada clara de las ondas S. Las bandas espectrales se desplazan a frecuencias más bajas (1-5 Hz) (McNutt, 2005).

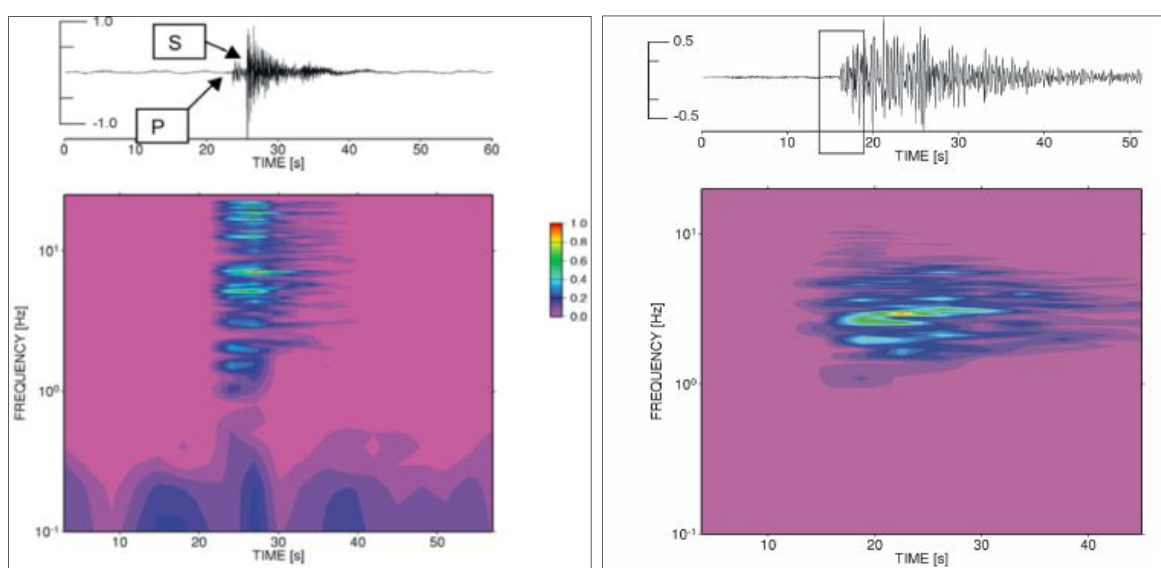


Figura 1.21: Sismos volcano tectónicos (VT) registrados en el monte Merapi, Indonesia. A la izquierda sismo VT tipo A, a la derecha Sismo VT tipo B. El código de color representa la densidad espectral de amplitud normalizada. (Wassermann, 2011).

El proceso que origina estos eventos es la fractura por cizallamiento, atribuido a fuerzas tectónicas regionales, carga gravitacional, efectos de la presión en el poro e hidrofracturamiento térmico. Además de fuerzas asociadas con la intrusión de magma, retirada, enfriamiento, o alguna combinación de estos procesos (McNutt, 2005).

Una diferencia de los VT con los eventos tectónicos puros es su patrón de ocurrencia, que en volcanes es típicamente en enjambres. Un enjambre se puede definir como un grupo de sismos restringidos temporal y espacialmente, y sin un evento dominante. La diferencia de magnitud entre el evento mayor y el segundo puede ser de 0.5 o menos. En muchas secuencias de eventos tectónicos puros esta diferencia es del orden de 1.0 en magnitud (McNutt, 1996).

En la práctica, es difícil distinguir entre tipo A y B. Un mismo evento puede presentar formas de onda emergente para unas estaciones y formas de onda impulsivas para otras. Lo mismo sucede con la atenuación de las altas frecuencias. Por lo tanto en este trabajo a ambos grupos se les llama volcano-tectónicos o VT, con las variantes que a los que presentan arribos impulsivos se les llama VT-1 y VT-2 a los que presentan arribos emergentes, además los VT-1 muestran picos de frecuencia principal entre 7-12 hz y los VT-2 entre 6-10 hz.

1.8.2 Sismos de periodo largo (LP)

Los sismos de periodo largo (LP) o de baja frecuencia, carecen de fase inicial definidas (presentan fases emergentes), por lo que resulta difícil determinar el momento exacto del inicio de la señal (Figura 1.22). Estas señales son típicas de ambientes volcánicos activos. Se caracterizan por presentar contenido espectral muy limitado, alrededor de 0.5 a 5 Hz. La duración de estos eventos suele variar entre los pocos segundos hasta algo más de un minuto (Ibañez y Carmona, 2000).

Los modelos de origen asociados van desde una grieta abierta y resonando cuando el magma está ascendiendo hacia la superficie (Chouet, 1996) hasta la existencia de transitorios de presión en la mezcla de líquido-gas que causa fenómenos de resonancia dentro del propio magma (Seidl et al., 1981 citado por Wassermann, 2011). Ambos modelos son capaces de explicar una gran parte de las características observadas en el dominio espectral.

La ocurrencia temporal de los sismos LP suele ser en forma de enjambre sísmico. Los enjambres de los sismos LP son una de las fuentes de información más útiles en la evaluación del comportamiento eruptivo futuro de un volcán, como fue el caso del volcán Pinatubo, donde se encontró enjambres como elementos precursores a la erupción (Chouet, 2003; citado en Ibañez y Carmona, 2000).

Recientemente fue desarrollado un modelo de fisura pura que también considera la influencia de las propiedades del fluido. Simulaciones numéricas recientes muestran que el efecto de resonancia y la forma global de los sismogramas y su contenido de frecuencia puede ser explicado por el contacto fluido-sólido y la excitación de múltiples ondas reflejadas (Neuberg et al., 2000 citado por Wassermann, 2011).

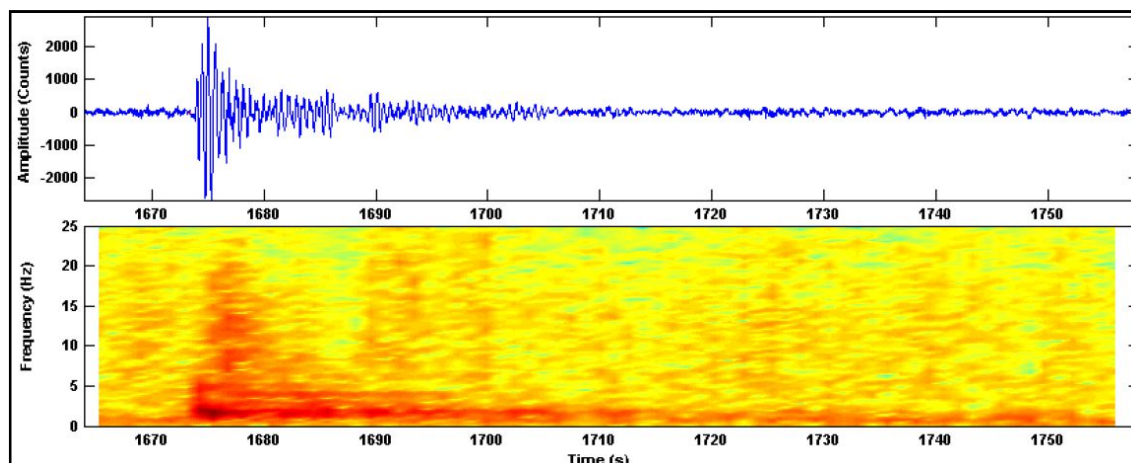


Figura 1.22: Ejemplo de sismo Largo Periodo registrado en el volcán Sabancaya, Arequipa (Perú) el 23 de abril de 2013 a las 05:27 UTC por la estación sísmica SAB01 (Ortega, 2015).

El contenido espectral de este tipo de sismos es variable de volcán a volcán; incluso varía en un mismo volcán ya que es posible encontrar diversos tipos de eventos de largo período dentro de un mismo edificio volcánico. Estos eventos, debido a su forma de onda son bastante difíciles de localizar usando técnicas clásicas (Lahr et al., 1994; citado en Ibáñez y Carmona, 2000). Eventos LP son particularmente importantes en la cuantificación de procesos volcánicos hidrotermales, debido a las propiedades del sistema resonante. (Chouet, 2003).

Los eventos LP también llamados de baja frecuencia (LF) son tratados como el santo grial de la sismología volcánica. Son causados por procesos en los líquidos que todavía no son bien comprendidos, además existe una ambigüedad fundamental sobre la definición de la fuente (McNutt, 2005).

En un principio, muchos eventos de periodo largo eran clasificados como eventos de tipo B. Se les definió como eventos sísmicos muy superficiales y se pensaba que su contenido espectral observado se explicaba por los efectos de atenuación y la respuesta de sitio. Sin embargo, para varios volcanes se ha observado que en una misma zona, con el mismo instrumento y las mismas condiciones geológicas, aparecen diversos LP con diferente contenido espectral (Chouet, 1996; citado en Ibáñez y Carmona, 2000).

1.8.3 Sismos híbridos

Estos sismos, se caracterizan por presentar, en un comienzo, señales de altas frecuencias > 10 Hz, causado posiblemente, por una ruptura inicial, y seguidas por una señal parecida (en forma de onda, duración y contenido espectral), a la de los sismos de período largo (Figura 1.23). En la señal de altas frecuencias se pueden identificar las fases P y S; por lo que normalmente se les asocia con sismos pequeños (Ibáñez y Carmona, 2000).

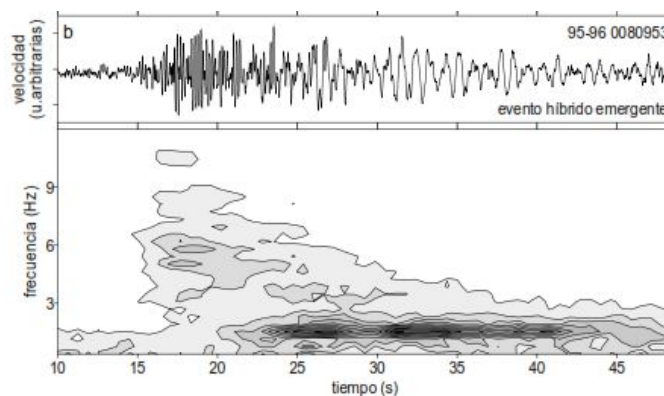


Figura 1.23: Ejemplo de evento híbrido registrados en Isla Decepción. (Ibáñez y Carmona, 2000)

Los eventos híbridos comparten las características de la señal y la frecuencia tanto de los eventos LP, VT-A y VT-B que pueden reflejar una posible mezcla de mecanismos de origen de ambos tipos de eventos. Por ejemplo, una sismicidad VT puede desencadenar un evento LP cerca. Este tipo de eventos reflejan actividad muy superficial asociada a un crecimiento de domo (Miller et al., 1998 citado por Wassermann, 2011)

La ocurrencia espacial y temporal de los sismos híbridos es muy similar al de los sismos de largo período; por tanto, aparecen asociadas a episodios pre-eruptivos inminentes. El modelo correspondería a una región fuente (una fractura) sellada y sometida a la presión de los fluidos volcánicos, en donde el aumento de presión de los fluidos lleva a la ruptura de la zona, produciéndose así el sismo (señal a altas frecuencias); inmediatamente esta fractura es rellenada de fluidos y resuena, produciendo así una señal monocromática en bajas frecuencias (Ibáñez y Carmona, 2000).

1.8.5 Explosiones volcánicas

Estos eventos sísmicos generan dos tipos de ondas: la primera asociada con la propagación en forma de ondas internas o superficiales de la explosión. La segunda es la llegada de lo que se conoce como ondas de aire, ondas sonoras y ondas de choque (Figura 1.24), que se propagan con una velocidad de 340 m/s (Ibañez y Carmona, 2000).

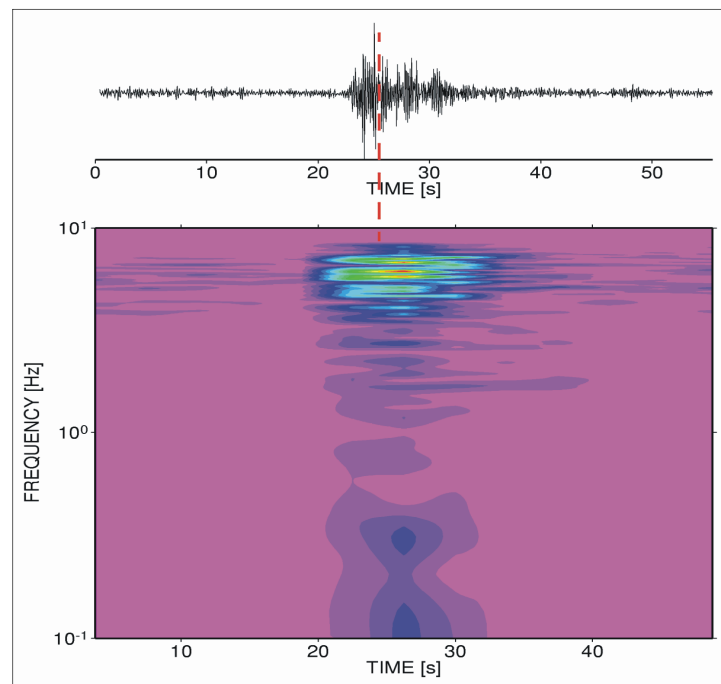


Figura 1.24: Señal de la explosión registrada en el volcán Stromboli, Italia. La línea discontinua (en rojo) indica la aparición de una onda sónica con alta amplitud. (Wassermann, 2011).

La ocurrencia de eventos sísmicos producidos por explosiones volcánicas junto a los tremores, corresponden probablemente a las señales más características cuando se encuentra en marcha un proceso eruptivo. Por ello, algunos eventos de explosión se presentan en los registros superpuestos a una señal de tremor (Ibíd.).

1.9 ANÁLISIS ESPECTRAL

El análisis espectral se ha convertido en una herramienta cada vez más importante para el seguimiento de la actividad de un volcán activo. La mayor parte de las clasificaciones se basan en las características de la frecuencia de las señales sísmicas. Episodios de tremor volcánico se distinguen por la forma espectral y apariencia de la señal. Existen diferentes técnicas para el cálculo de la medida de la amplitud sísmica espectral (SSAM por sus siglas en inglés), como transformadas de Fourier a corto plazo y estimaciones de densidad espectral de potencia, que proporcionan al observador información importante de la señal en el dominio espectral (Wassermann, 2011).

Una característica importante de las señales sísmicas volcánicas son sus espectros de banda estrecha. En particular, el tremor volcánico que a veces muestra una sola banda espectral dominante, con un ancho de banda tan pequeño como 0.2 Hz.

El seguimiento de los cambios de propiedades espectrales es una herramienta útil no sólo para la discriminación de la señal, sino también para caracterizar el estado de la actividad volcánica (Wassermann, 2011).

Crucial en este contexto es un buen conocimiento de las posibles características de las diferentes señales y su relación con el estado de la actividad volcánica en un sitio específico. Hay que destacar que las estaciones de monitoreo en los volcanes deben mantenerse durante años (incluso décadas) sin ningún cambio en el sistema (ganancia, posición, etc.) Cuando se actualiza una antigua estación, una superposición de ambos sistemas debe ser garantizado (Ibíd.).

1.10 Medición de amplitud sísmica en tiempo real (RSAM)

El análisis de la evolución temporal de la actividad sísmica puede ser la manera más simple y efectiva para la observación y el pronóstico de erupciones volcánicas (Tárraga, 2007 citado por Arámbula, 2011). Una de las herramientas que ha demostrado gran utilidad en la cuantificación de la actividad sísmica es el ‘Real-time seismic amplitude measurement’ o RSAM propuesto por Endo y Murray en 1991 (Arámbula, 2011).

El RSAM calcula la media del valor absoluto de la amplitud de la señal sísmica en una ventana temporal determinada, que puede ser de 1, 5 o 10 minutos y es expresada mediante la siguiente relación:

$$RSAM = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |A_i| \quad (\text{Ec.1})$$

Donde N es la longitud de la ventana o el número total de muestras y A_i es la amplitud de la onda. El RSAM puede proporcionar una simplificada pero muy útil medida del nivel general de la actividad sísmica. Sin embargo, el RSAM no puede discernir entre la actividad volcánica, tectónica o antropogénica, por lo que debe de usarse con precaución (Arámbula, 2011).

La ventaja del RSAM, como su propio nombre indica, proporciona información de la actividad sísmica en tiempo real. Las unidades pueden ser simplemente cuentas o voltios, o, si se utiliza un factor de conversión adecuado para el sensor, puede medirse en unidades de velocidad del suelo (Tárraga, 2007).

1.11 Método de pronóstico por fallo de material (FFM)

El método de pronóstico por fallo de material o FFM (Material Failure Forecast Method) ha sido desarrollado para el pronóstico de erupciones y otros casos de ruptura de material (Voight, 1988, citado por Quintero, 2005).

Para pronosticar el momento de fallo de material, varios autores han estudiado experimentalmente la mecánica de los deslizamientos de tierras (Fukuzono y Terashima, 1985, citado por Tárraga, 2007) realizaron experimentos midiendo desplazamientos de capas de tierra inclinadas sometidas a cargas producidas por la lluvia. La carga aumenta uniformemente hasta aproximarse a un valor constante cuando el agua de lluvia se iguala al agua drenada. Después de un tiempo determinado, aumenta el desplazamiento superficial, x, de las capas a diferentes pendientes, observándose fallos de material (deslizamientos de las capas de tierra) varias horas más tarde del comienzo de la caída de la lluvia. Se encontró que el incremento del logaritmo de la aceleración era proporcional al logaritmo de la velocidad de

desplazamiento de la superficie inmediatamente antes del fallo del material. Cada comportamiento fue descrito por la ecuación diferencial

$$\frac{d^2x}{dt^2} = A \left(\frac{dx}{dt} \right)^\alpha \quad (\text{Ec.2})$$

Donde x es desplazamiento, t es tiempo, A y α son constantes experimentales. Si se escribe la ecuación (2) en función de la velocidad v se obtiene

$$\frac{dv}{dt} = Av^\alpha \quad (\text{Ec.3})$$

Integrando la ecuación (3) para el rango $A > 0$ y para distintos valores de α obtenemos las siguientes expresiones para la velocidad v:

$$\text{Para } \alpha < 1 \quad v = \{A(1 - \alpha)\}^{1/1-\alpha} (t_1 + t)^{1/1-\alpha} \quad (\text{Ec. 4})$$

$$\text{Para } \alpha = 1 \quad v = \exp\{A(t_2 + t)\} \quad (\text{Ec. 5})$$

$$\text{Para } \alpha > 1 \quad v = \{A(\alpha - 1)\}^{-1/\alpha-1} (t_r - t)^{-1/\alpha-1} \quad (\text{Ec. 6})$$

Donde t_1 , t_2 y t_r son constantes de la integración.

La estimación del tiempo de fallo del material en esas pendientes se hizo representando el inverso de la velocidad $1/v$ frente al tiempo y extrapolando la curva resultante al tiempo en el cual $1/v$ tiende a 0. El valor de α , en los experimentos, se encontró comprendido en el rango entre 1.5 y 2.2. Si transformamos la ecuación (6) en:

$$\frac{1}{v} = \{A(\alpha - 1)\}^{1/\alpha-1} (t_r - t)^{1/\alpha-1} \quad (\text{Ec.7})$$

Donde $1/v$ es $1/(dx/dt)$, y representamos gráficamente la ecuación (7) se observa que la curva resultante para cada punto es lineal si $\alpha=2$, convexa si $\alpha > 2$ y cóncava si $1 < \alpha < 2$ y siempre decreciente (Figura 1.25).

Para el caso de $\alpha = 2$, la ecuación (6) representa un crecimiento hiperbólico de la velocidad de deformación, implicando que la curva del inverso de la velocidad, como vemos en la ecuación (7), es una línea recta y el tiempo de fallo de material es pronosticado por extrapolación lineal al eje de abscisas. En el experimento de Fukuzono la predicción por extrapolación fue hecha varias decenas de minutos antes del fallo del material. Para valores de α distintos de 2, las

extrapolaciones pueden hacerse por métodos gráficos diferentes (Fukuzono, 1985, citado por Tárraga, 2007).

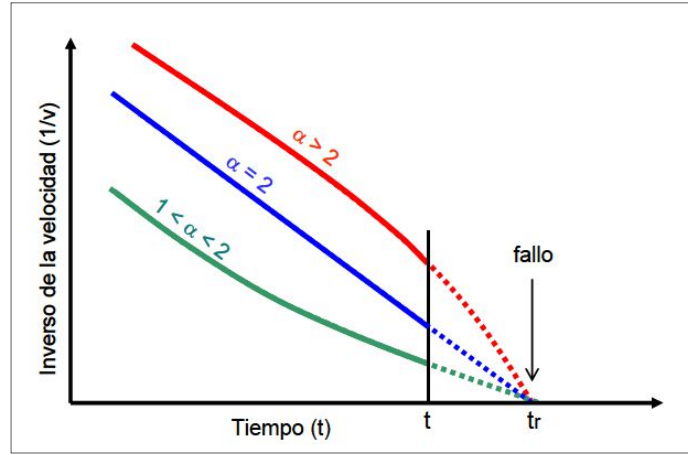


Figura 1.25: Representación gráfica del inverso de la velocidad del desplazamiento superficial frente al tiempo, en función de los distintos valores de α . El punto de corte de cada curva con el eje X nos da el tiempo de fallo (Tárraga, 2007).

Voight, 1988, citado por Quintero, 2005 comprobó que la relación de la ecuación (2), refleja una ley física general que gobierna diversas formas de fallo de material para condiciones de esfuerzo y temperatura constante, y la aplicó a procesos eruptivos. Si se sustituye el desplazamiento x por Ω en la ecuación (2), donde Ω es un observable ligado a la deformación del sistema (traslación, rotación, deformación, liberación de energía sísmica, etc.), se observa que hay una relación proporcional entre el logaritmo de la aceleración de la fluencia y la velocidad de fluencia. Si reescribimos la ecuación (2) de forma que $\ddot{\Omega}$ es la aceleración del observable, $\dot{\Omega}$ la tasa del observable, y $\dot{\Omega} = \dot{\Omega}_0$ en el tiempo $t = t_0$, obtenemos que $\ddot{\Omega} = A \dot{\Omega}^\alpha$ (Ec. 8)

$$\dot{\Omega} = \left[A(1 - \alpha)(t - t_0) + \dot{\Omega}_0^{1-\alpha} \right]^{1/(1-\alpha)} \quad (\text{para } \alpha < 1) \quad (\text{Ec. 9})$$

$$\dot{\Omega} = \dot{\Omega}_0 e^{A(t-t_0)} \quad (\text{para } \alpha = 1) \quad (\text{Ec. 10})$$

$$\dot{\Omega} = \left[A(\alpha - 1)(t_f - t) + \dot{\Omega}_f^{1-\alpha} \right]^{1/(1-\alpha)} \quad (\text{para } \alpha > 1) \quad (\text{Ec. 11})$$

Donde t_f es el tiempo de fallo y $\dot{\Omega}_f$ es la tasa en el momento del fallo. En la ecuación (11) hay una singularidad, es decir, hay un momento en el tiempo en el que la tasa del observable se hace infinita, y por tanto, tendremos una solución asintótica para el tiempo de fallo t_f . Por

manipulación de la ecuación (11) en un tiempo arbitrario $t = t_a$ donde $\dot{\Omega} = \dot{\Omega}_a$ podemos calcular el tiempo de fallo como:

$$t_f - t_a = \frac{\dot{\Omega}_a^{1-\alpha} - \dot{\Omega}_f^{1-\alpha}}{A(\alpha - 1)} \quad (\text{Ec. 12})$$

Entonces, si asumimos $\dot{\Omega}_f$ infinito, obtenemos una solución asintótica dada por

$$t_f - t_a = \frac{\dot{\Omega}_a^{1-\alpha}}{A(\alpha - 1)} \quad (\text{Ec. 13})$$

Utilizando analíticamente las ecuaciones (12) y (13), por ejemplo representando el $\log \dot{\Omega}$ frente al $\log \dot{\Omega}$ con datos conocidos, o resolviendo las ecuaciones (9) a (11) se pueden calcular los valores de A y α . Normalmente, en el caso de erupciones volcánicas el valor de α se encuentra entre 1 y 2 y, generalmente, muy cercano a 2 (Voight, 1988; Voight y Cornelius, 1991; Kilburn, 2003, citados por Quintero, 2005).

También se estimó α en avalanchas o desprendimientos de tierras reales, y comúnmente era cercano a 2, observando también este valor en medidas de distancia e inclinación en domos volcánicos. A pesar de esto, existe una grandísima variedad de materiales caracterizados por diversos procesos microestructurales donde α toma un valor próximo a 2, tanto en condiciones de laboratorio como en campo (Tárraga, 2007).

La constante de proporcionalidad A tiene una dimensión que depende del valor de α que es adimensional. Por las ecuaciones (2) y (8) vemos que $A = [T^{(\alpha-2)}L^{(1-\alpha)}]$ donde T representa dimensión de tiempo y L de Ω (longitud, energía, etc.). En el caso especial de $\alpha = 2$, $A = [1/L]$. A es positivo porque la deformación siempre crece (Voight y Cornelius, 1991).

El parámetro más utilizado como observable en la aplicación del FFM es la sismicidad, que está ligada a la deformación, y es actualmente la herramienta más desarrollada para análisis en tiempo real en los volcanes bien instrumentados (Tárraga, 2007).

El FFM es uno de los pocos métodos de pronóstico que permite definir la ventana temporal de ocurrencia del evento. Se ha utilizado ya con éxito para el pronóstico anticipado de explosiones moderadas. Se ha demostrado que en los volcanes, donde hay registros digitales de la actividad sísmica en continuo de erupciones pasadas, se podrían haber pronosticado utilizando el FFM sobre los datos procesados adecuadamente. La mayor parte de los volcanes donde se ha aplicado el FFM son volcanes de erupciones muy recientes, como el Mt. St.

Helens, o presentan una actividad permanente, algunos de ellos basálticos como el volcán Stromboli en Italia o el Kilauea en Hawaii (Tárraga, 2007).

La experiencia de aplicación del FFM en volcanes que han tenido largos periodos de reposo (décadas o siglos) es más limitada. Cornelius y Voight, 1996 aplicaron el FFM al volcán Pinatubo en Filipinas que después de estar 500 años en un periodo de quietud tuvo una erupción catastrófica el 15 de junio de 1991. Se observó un incremento de actividad sísmica unas 10 semanas antes de la erupción. Con observaciones de los registros del RSAM pronosticaron por primera vez (con anticipación) una erupción utilizando el FFM. Representaron gráficamente el inverso del RSAM, de los días 1 al 10 de junio de 1991 y observaron que el ajuste indicaba un inminente fallo hacia el 12 de junio anticipándose a la erupción explosiva que tuvo lugar.

1.12 GASES VOLCÁNICOS

Los volcanes emiten gases durante las erupciones. Incluso si el volcán no está en erupción, las grietas del subsuelo facilitan el movimiento de los gases hacia la superficie a través de pequeñas aberturas llamadas fumarolas (Figura 1.26). Más del noventa por ciento de todo el gas emitido por los volcanes es vapor de agua, la mayoría de la cual es agua subterránea calentada (USGS & USAID, 2000).

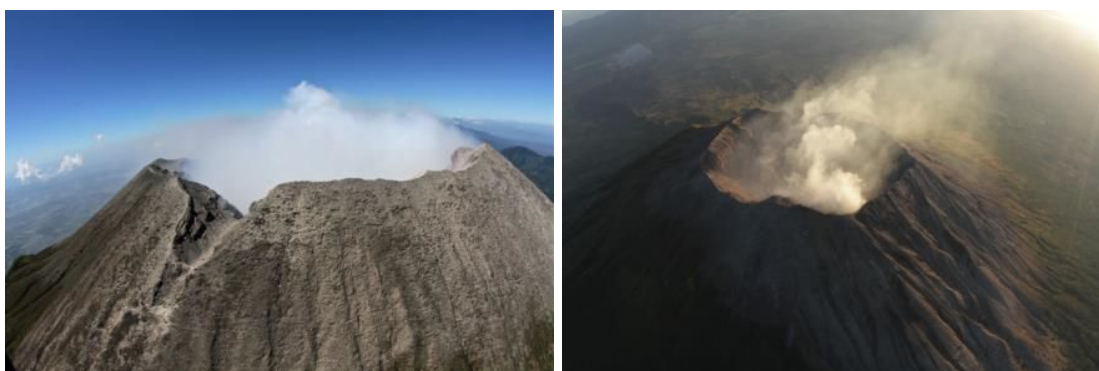


Figura 1.26: Imágenes del volcán de San miguel emitiendo gases desde su cráter. (MARN, 2014)

Otros gases volcánicos comunes son el dióxido de carbono, el dióxido de azufre, el anhídrido sulfhídrico y el flúor. El dióxido de azufre puede reaccionar con las gotas de agua de la atmósfera y producir lluvia ácida, lo cual ocasiona corrosión y daños a la vegetación. El

dióxido de carbono es más pesado que el aire, por lo que puede asentarse o mantenerse en áreas bajas en concentraciones letales para la gente y los animales. El flúor, que en altas concentraciones es tóxico, puede ser adsorbido por partículas de ceniza volcánica que caen más tarde sobre el suelo. El flúor sobre las partículas puede envenenar el ganado que se alimenta de pastos cubiertos de ceniza y también puede contaminar los suministros de agua potable (USGS, 2000).

Las erupciones cataclísmicas como la de 1982 del volcán El Chichón (México), inyectan enormes cantidades de dióxido de azufre en la estratósfera, donde se combina con el agua para formar un aerosol (niebla) de ácido sulfúrico. Al reflejar la radiación del sol, estos aerosoles son capaces de bajar varios grados centígrados (°C) la temperatura promedio del planeta por largos períodos de tiempo. Estos aerosoles de ácido sulfúrico también contribuyen a la destrucción de la capa de ozono, ya que alteran los compuestos de cloro y nitrógeno de la atmósfera alta (Ibíd.).

Sin duda que una exposición grande o masiva con estos gases puede ser fatal, simplemente por asfixia. Las emanaciones de CO₂ fueron responsables de la muerte de alrededor de 1,700 personas en el lago Nyo y más de 30 personas en el lago Monoun, Camerún, en 1986 y 1984, respectivamente (Sierra Vargas, 2012). La tabla 1.5 muestra los principales efectos sobre la salud causados por la exposición respiratoria al dióxido de azufre SO₂.

Tabla 1.5: Efectos sobre la salud causados por la exposición al dióxido de azufre (PPM: partes por millón). Fuentes: Baxter, 2000; Nemery, 2001 y Wellburn, 1994.

Límite de exposición (ppm)	Efectos sobre la salud
1 - 5	Umbral de respuesta respiratoria al ejercicio o respiración profunda en individuos sanos
3 – 5	El gas es fácilmente detectable . Caída de la función respiratoria en reposo y resistencia a la corriente de aire
5	Aumento de la resistencia en individuos sanos
6	Inmediata irritación en ojos nariz y garganta
10	Empeora la irritación en ojos, nariz y garganta
10 - 15	Umbral de toxicidad por exposición prolongada
20+	Parálisis o muerte después de exposición prolongada

Importancia de medir el flujo de SO₂ en el monitoreo volcánico

El rango en el que un volcán libera gases hacia la atmósfera está relacionado con el volumen de magma dentro y su sistema hidrotermal. Al medir los cambios en la emisión de ciertos gases clave, especialmente el dióxido de azufre y el dióxido de carbono, los científicos pueden inferir cambios que pudiesen ocurrir en el depósito de magma y en el sistema hidrotermal (Ambher, 2014). El flujo de SO₂ es a menudo utilizado como marcador de importantes procesos volcánicos, entre estos:

1. La reposición del sistema magmático con magma juvenil (Caltabiano, 1994 citado por Theys et al., 2012), caracterizado por un aumento gradual del flujo de SO₂ medido durante un período de tiempo relativamente largo.
2. Pérdida de volátiles o desgasificación de un cuerpo magmático, marcados por una disminución gradual en el flujo de SO₂.
3. El taponamiento del conducto superior mediante la cristalización de magma, que promueve la acumulación de gas debajo del tapón hasta su destrucción cuando se excede su resistencia (Iguchi et al., 2008 citado por Theys et al, 2012)
4. Disolución del gas en un sistema hidrotermal situado entre el magma y la superficie (Symonds, 2001). También conocido como lavado, puede complicar la interpretación de datos de flujo de SO₂, ya que no están relacionados con los procesos magmáticos reales (Theys et al, 2012).

1.13 LEY DE GUTENBERG-RICHTER

La ley de Gutenberg -Richter expresa la relación entre la magnitud y el número total de sismos en una región y período de tiempo definido (Gutenberg y Richter, 1944 citado por Garza, 2014).

$$\log_{10} N = a - bM \quad (\text{Ec.14})$$

Dónde: N es el número de eventos de magnitudes superior a M , a depende de la ventana temporal y b es una constante, llamada comúnmente valor de b . El valor de b es la pendiente de la recta de mejor ajuste entre el logaritmo del número de eventos observados a una

magnitud dada, y la magnitud (Figura 1.27). Este valor es inversamente proporcional a la magnitud media, por lo que diferencias en el valor de b reflejan diferentes tamaños de grietas promedio que generan los sismos (Power et al., 1998).

La formulación original de Ishimoto e Ida en 1939 así como la de Gutenberg y Richter en 1944 utilizaba el valor absoluto de la frecuencia de terremotos en lugar del número acumulado, sin embargo desde un punto de vista práctico y estadístico es preferible utilizar la distribución de frecuencia-magnitud acumulada (Wiemer y McNutt, 1998).

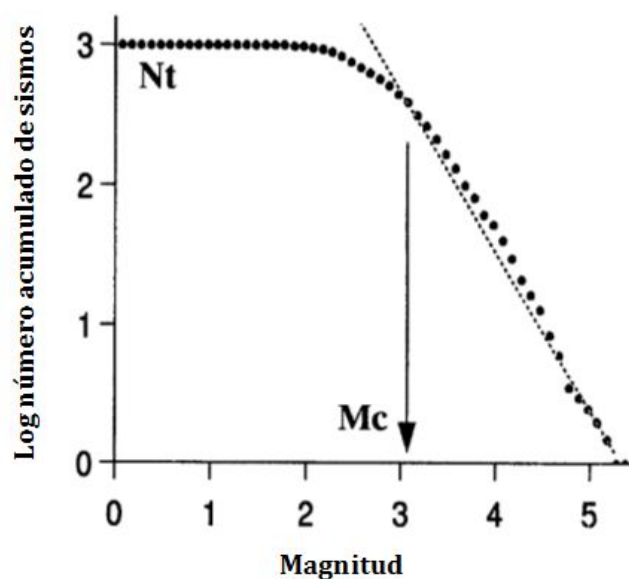


Figura 1.27: Representación esquemática de la relación frecuencia magnitud. M_c es la magnitud a la cual los datos se separan del ajuste lineal (valor b). N_t es el número total de eventos medidos para el periodo normalizado (Modificada de Garza, 2014).

1.13.1 Valor de b en regiones volcánicas

Un caso en que el valor de b difiere significativamente de 1.0 es en los enjambres de sismos, en los que el valor de b puede llegar a ser tan alto como 2.5, lo que implica que eventos grandes no acompañan la ocurrencia de eventos de magnitudes pequeñas. Estos enjambres ocurren generalmente en regiones volcánicas, y la explicación aceptada generalmente es que las fallas no son grandes o continuas en estas regiones y que los esfuerzos son esencialmente heterogéneos (Lay y Wallace, 1995 citado por Molina, 2001).

Sin embargo, todavía no se puede asegurar que la ley empírica de Gutenberg-Richter, que parece funcionar bien para eventos tectónicos, sea totalmente aplicable a ambientes

volcánicos y eventos relacionados a movimientos de fluidos. Es decir, que para eventos volcánicos quizás la relación entre $\log(N>M)$ y M no sea completamente lineal (Villagomez, 2000).

1.13.2 Cálculo de b

Dos métodos empleados para calcular las constantes “a” y “b” de la ecuación (14) son: mínimos cuadrados y máxima verosimilitud, para este trabajo utilizamos solamente el primero.

Cálculo de b por el método de mínimos cuadrados

Mediante este método se calcula la recta de mejor ajuste a partir de la dispersión de datos que resulta de graficar $\log(N)$ versus M , cuya pendiente “b” sería el valor de b y el intercepto con el eje M la constante “a” o magnitud máxima esperada (m_{max}). Para tal ajuste únicamente se tienen en cuenta los datos sobre la magnitud de mínima homogeneidad (m_0) que es la magnitud sobre la cual el catálogo se considera completo (Molina, 2001)

1.14 SOFTWARE UTILIZADO

Para el procesamiento de datos sísmicos se hizo uso del sistema SEISAN y el software SWARM, a continuación se describe cada uno de ellos.

1.14.1 SEISAN

SEISAN es un sistema de análisis sísmico desarrollado en la Universidad de Bergen, Noruega, en los años 80's. Está formado por un conjunto completo de programas y una base de datos sencilla para el análisis de datos sísmicos análogos y digitales.

Con SEISAN se pueden realizar lecturas de fases manuales y automáticas, de eventos locales y regionales, permitiendo realizar funciones fundamentales a la hora de calcular un sismo

como por ejemplo: localizar y editar eventos, determinar parámetros espectrales, calcular el momento sísmico y el azimut y graficar epicentros (Havskov et al., 2014).

El sistema SEISAN está ubicado en subdirectorios bajo un directorio principal denominado SEISMO, el cual consta de los siguientes subdirectorios: REA, almacena los archivos de lectura y solución de epicentros en una base de datos; WOR, lugar de trabajo para los diferentes usuarios; TMP, almacena archivos temporales; PRO, guarda programas, código fuente y ejecutables; LIB, librerías y subrutinas; INC, incluye los archivos de los programas y subrutinas de PRO y LIB; COM, cuenta con los procedimientos de comando; DAT, tiene los archivos de parámetros por defecto; WAV, archivos digitales de formas de onda; CAL, guarda los archivos de respuesta o calibración de las estaciones; INF, documentación e información; y, PIC, guarda los archivos de imágenes (Havskov et al, 2014). En la actualidad SEISAN es usado en muchos países, tales como: Ecuador, Chile, Jamaica, Cuba, Estados Unidos, Noruega y países de Centroamérica.

1.14.2 SWARM

Es una aplicación de Java diseñada para visualizar y analizar formas de onda sísmica en tiempo real a un costo económico muy bajo. Perfectamente integrado en su interfaz de usuario, SWARM tiene muchas herramientas de uso común para la visualización de formas de onda sísmica de forma rápida y efectiva, tales como espectros de frecuencia de secciones del registro, espectrograma, filtrado de paso de banda, etc. (Manual Swarm, 2011).

SWARM fue desarrollado en el Observatorio de Volcanes de Alaska (AVO) en julio y agosto de 2004 y fue sometido a varias mejoras en el tiempo. El análisis de SWARM se orienta principalmente a los sismólogos y los estudiantes. Proporciona una amplia gama de herramientas cuyo principal objetivo de aplicación es facilitar la identificación de las señales. SWARM proporciona un grupo de herramientas de automatización y operaciones comunes en sismología, como la conversión de formatos, los datos de importación y exportación. Es una herramienta para el análisis, el seguimiento y la difusión pública de los datos sísmicos, que se puede implementar de forma rápida y sin esfuerzo.

2. METODOLOGIA

Los programas computacionales utilizados en esta investigación son: SEISANv10.3, SWARM v2.0, Matlab v12.0 y ArcGis v10.3. La base de datos sísmica, valores de RSAM y emisiones de dióxido de azufre (SO₂) de los años 2013 y 2014, fueron proporcionados por la Dirección del Observatorio Ambiental del Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales.

Con el fin de cumplir con los objetivos planteados se presentan las actividades realizadas:

2.1 SELECCIÓN DE LA INFORMACIÓN Y ELABORACIÓN DE BASE DE DATOS

De la base sísmológica de la DOA correspondiente a los años 2013 y 2014, se seleccionaron los sismos que cumplían los siguientes criterios:

1. Registrado en la estación VSM, con características de estar relacionado con la actividad del volcán.
2. Registrado como mínimo en las tres estaciones más cercanas al volcán de San Miguel (VSM, LCY y BLLM).
3. Contar con los sismogramas o archivos de forma de onda en formato digital.

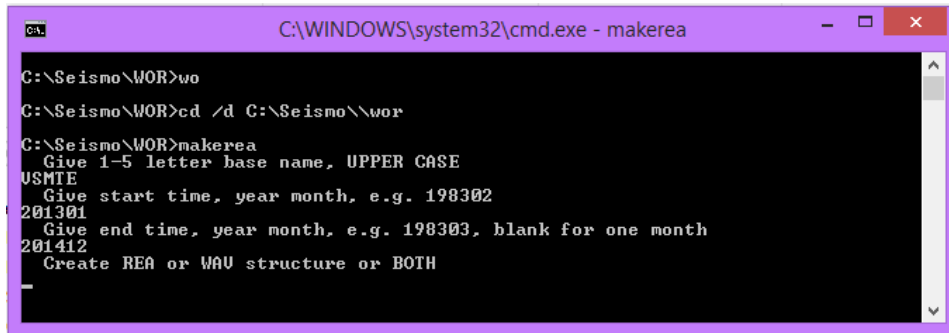
Dado que para las estaciones de banda ancha (VSM, BLLM, LCY, RANC, y TAN) instaladas temporalmente en el periodo de febrero a abril del año 2014 no se tenían los archivos de forma de onda separadas para cada uno de los eventos ocurridos, se inicia por extraerlos de los archivos continuos con el Software SEISAN. Se tomó como referencia el listado de sismos localizados de forma preliminar por la DOA con datos de las estaciones permanentes de periodo corto instaladas en el volcán de San Miguel.

Una vez extraídas las formas de onda de los sismos, estos son registrados en una base de datos en formato de SEISAN para su posterior procesamiento. Algunos de los datos que contiene dicha base son: tiempo origen, tiempos de arribo de la onda P y S a cada estación, ubicación del epicentro, profundidad focal, azimut entre el epicentro y cada estación.

La base de datos tiene dos grupos de sismos, los sismos registrados de diciembre de 2013 a abril de 2014 extraídos personalmente y los sismos localizados por personal del área de

sismología del MARN de enero a noviembre del año 2013 y de mayo a diciembre del año 2014.

Para crear la base de datos se utilizó el programa makerea (Figura 2.1). Se asignó un nombre a la base y un periodo de tiempo. Luego con el programa autoreg se registraron los sismos a la base de datos.



```
C:\WINDOWS\system32\cmd.exe - makerea
C:\Seismo\WOR>wo
C:\Seismo\WOR>cd /d C:\Seismo\wor
C:\Seismo\WOR>makerea
Give 1-5 letter base name, UPPER CASE
USMTE
Give start time, year month, e.g. 198302
201301
Give end time, year month, e.g. 198303, blank for one month
201412
Create REA or WAU structure or BOTH
```

Figura 2.1: Se muestra la creación de una base de datos en SEISAN usando el programa makerea.

2.2 LOCALIZACIÓN DE SISMOS

Se utilizan como punto de partida los tiempos de llegadas de las ondas P y S a las estaciones sísmicas. Se accede a las trazas sísmicas por medio del programa EEV del sistema SEISAN, en la componente vertical se pica el arribo de la fase P, la duración del sismo y la amplitud máxima y en la componente horizontal se pica el arribo de la fase S (Figura 2.2). La magnitud local (MI) se calcula tomando la máxima amplitud.

Una vez finalizado el proceso de lectura de los tiempos de arribo de las ondas P y S, se determina la localización hipocentral de los sismos. El programa de localización necesita un modelo de corteza, el cual se ubica en el archivo STATION0.HYP dentro de la carpeta DAT. Además se requiere la relación de velocidades para las ondas de cuerpo (V_p/V_s), la DOA utiliza la relación $V_p/V_s = 1.78$.

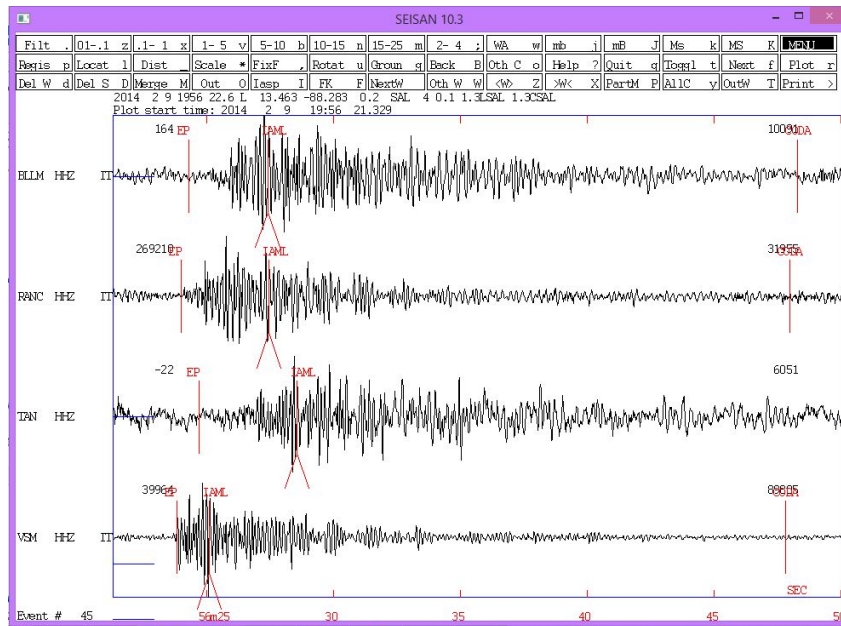


Figura 2.2: Identificación de las fases P, duración y amplitud máxima usando SEISAN.

Para validar los resultados obtenidos en las localizaciones se toma en cuenta los siguientes parámetros:

- Número de estaciones empleadas para la localización mayor a 3.
- Buena cobertura azimutal de estaciones con respecto al epicentro (estaciones ubicadas al menos en 3 de los cuadrantes geográficos).
- Errores en latitud, longitud y profundidad menores a 5 km
- RMS menor a 1.0. Estas son las iniciales en inglés de Root Mean Square que es la raíz cuadrada de los promedios de los cuadrados de los residuales de tiempo en segundos. Este parámetro provee una medida del ajuste de los arribos de las ondas. Entre más pequeño sea este valor significa un mejor ajuste de los datos.

2.2.1 Modelos de velocidades

El modelo de velocidad empleado juega un papel importante en la localización de los sismos, entre más acorde a la realidad de la corteza terrestre sea el modelo, mejor será la localización obtenida. Para localizar los sismos de los años 2013 y 2014 en el volcán se utilizaron cuatro modelos diferentes y se realizó una comparación de los resultados obtenidos con cada uno de

ellos, para determinar si el modelo de velocidades empleado resulta crucial en la localización de los sismos. Los modelos se presentan a continuación:

- Modelo de velocidades propuesto por Vergara (2011) para Centroamérica, usado actualmente por la DOA (Figura 2.3).

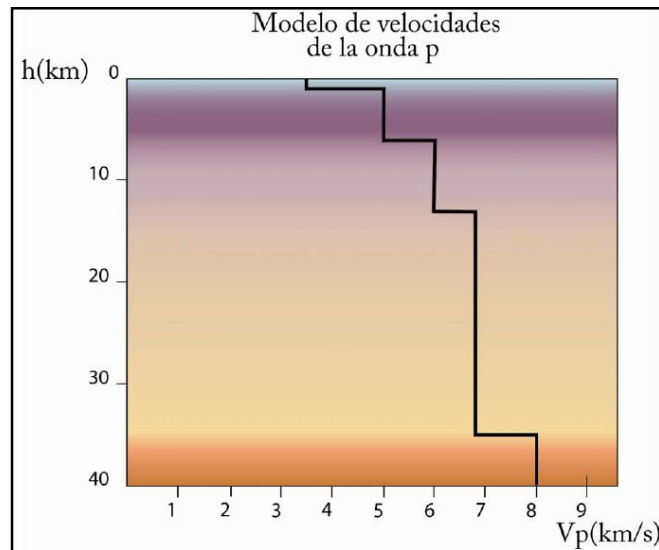


Figura 2.3: Modelo de velocidades propuesto por (Vergara, 2011) para Centroamérica, usado por la DOA para la localización de sismos regionales y locales. Donde h es la profundidad y V_p es la velocidad de la onda P.

- Modelo de corteza propuesto por Marroquín (1998) para la cadena volcánica de El Salvador (Tabla 2.1).

Tabla 2.1: Modelo de corteza propuesto por Marroquín (1998) para la cadena volcánica salvadoreña.

Profundidad (km)	Velocidad onda P (km/s)	Velocidad onda S (km/s)	V_p/V_s
0	3.36	2.06	1.63
1	4.72	2.59	1.82
5	6.06	3.52	1.72
11	6.54	3.80	1.72
25	6.97	4.05	1.72

- Modelo de velocidades propuesto por Vergara (2011) modificado, con menor número de capas hasta los 20 km de profundidad y nivel de referencia de 1,708 m (elevación de la estación VSM).
- Modelo de velocidades del estratovolcán Tungurahua en Ecuador propuesto por Molina y Ruiz, 2004 (Tabla 2.2).

El volcán Tungurahua (1.28° S- 78.27° W), situado en la cordillera este de los Andes ecuatorianos es uno de los volcanes más activos de Ecuador. Es un estratovolcán joven de forma cónica y simétrica con una altura de 5,023 m y un diámetro basal de 14 km. Similar al volcán en estudio.

Tabla 2.2: Modelo de velocidades del estratovolcán Tungurahua en Ecuador propuesto por Molina y Ruiz (2004). Con V_p/V_s de 1.65.

Profundidad (km)	Velocidad onda P (km/s)	Velocidad onda S (km/s)
0	1.78	1.08
1.5	2.50	1.52
5.5	5.5	3.33
10	5.88	3.56
20	6.22	3.77
30	6.4	3.88
50	7.70	4.67
70	8.4	5.09
100	8.8	5.33

2.2.2 Programa de localización

Se utilizó el programa de localización **hypocenter** (Liener y Havskov, 1995). Este programa es una versión modificada de Hypocenter de Liener y otros en 1986, 1991, 1995. Las modificaciones más importantes son que puede aceptar más fases de las ondas P y S, localizar eventos telesísmicos y además puede localizar con una sola estación triaxial. Este programa puede calcular las magnitudes M_c , M_b , M_l y M_w . El algoritmo está basado en el ajuste por

mínimos cuadrados de los tiempos de llegada de las ondas P y S (Havskov et al, 2014). El programa se inicia con el comando HYP desde la ventana de comando o con “L” dentro de EEV.

2.3 CLASIFICACIÓN DE SISMOS

Para la clasificación de los sismos se consideró tanto la forma de onda (envolvente, llegadas impulsivas o emergentes de la señal) como el contenido espectral, frecuencias principales o dominantes (Figura 2.4). Para ello se revisaron los sismogramas diarios de la estación VSM (debido a que en ella las señales presentan su primer arribo, indicando una mayor proximidad a la fuente generadora) y los espectros y espectrogramas generados con el Software SWARM. Adicionalmente se utilizaron los registros de infrasonido de las estaciones que operaron en el volcán durante los meses de febrero, marzo y abril del año 2014 para verificar las señales sísmicas clasificadas como explosiones. La clasificación de sismos se ha realizado en base a la clasificación propuesta por Power en 1998 (expuesta en el capítulo 1.8) y se resume en la siguiente 2.3.

Tabla 2.3: Características de los diferentes tipos de sismos registrados en volcán de San Miguel

Tipo de Sismo	CARACTERÍSTICAS GENERALES				
	Arribo	Banda de frecuencia (Hz)	Picos dominantes (Hz)	Amplitud (cuentas)	Forma del espectro
VT-1	Impulsivo	1-20	6,7,9,12	30,000 - 100,000 cuentas	Amplio y picado
VT-2	Emergente	1-20	6,7,9,10	30,000 - 100,000 cuentas	Amplio y picado
LP	Emergente	0.5-10	Menor a 5 Hz	500-2,000 cuentas	Picos debajo de 5 hz
Explosiones pequeñas o micro-explosiones	En su mayoría impulsivas/emergentes	0.01-16	4,5,6y 7 Hz	80,000 - 200,000 cuentas	En escalera ascendente

Híbridos	Impulsiva/ emergente	1-20	Bajas entre 3-4 Altas entre 5-8	30,000- 100,000 cuentas	Dos picos de frecuencias dominantes bajas y altas
Volcánicos de alta frecuencia (VAF)	Emergente	3-10	Mayores a 3	Menores a 30,000 cuentas	Amplio y picado
Monocromáticos	Impulsiva/ emergente	3 - 7.5	5,6 y 7	Variable	Domina una sola frecuencia, banda estrecha.
ME (Multieventos)	Impulsiva/ emergente	Variable	Variable	Variable	Variable

Para generar los espectros y espectrogramas se requiere de los archivos de formas de onda en formato Miniseed o SAC. La ventana de tiempo máximo para cada evento es de 30 segundos ya que las señales volcánicas tienen duraciones en ese rango; para el espectro se fijaron los límites de frecuencia, como mínima de 0 Hz y máxima de 25 Hz. Ya que las señales contienen frecuencias entre este rango (Figura 2.4).

A la superposición de varias señales se les llama multieventos, no muestran características claras ya que es una mezcla de varias señales. Por lo general el espectro es muy amplio y la duración y amplitud de las señales es variable.

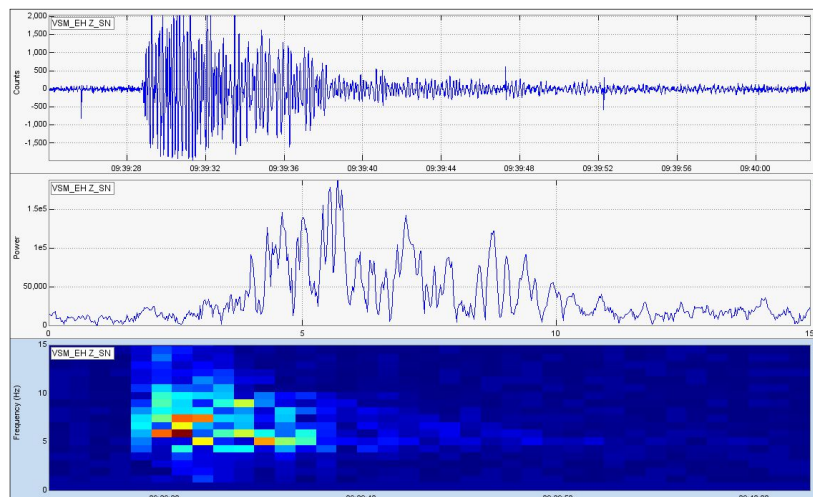


Figura 2.4: Ejemplo de forma de onda, espectro y espectrograma generado en SWARM. Sismo registrado en la estación VSM en diciembre de 2013.

Los sismos ocurridos en febrero, marzo y abril del año 2014 fueron clasificados automáticamente por un programa escrito en Matlab, versión 7.7 proporcionado por el Instituto Nacional de Geofísica y Vulcanología de Italia (INGV) cuya ejecución se llevó a cabo en el MARN.

El algoritmo de detección utilizado es el STA / LTA (ventana de tiempo corto / largo), el programa determina la hora de inicio y duración de los eventos y los separa en tres grupos en función de su frecuencia (Tabla 2.4):

Tabla 2.4: Clasificación automática realizada por programa en Matlab

Tipo de sismo	Frecuencia (Hz)
Muy largo periodo (VLP por sus siglas en inglés)	0.05-0.5
Largo Periodo (LP)	0.5-5.0
Alta frecuencia (HF por sus siglas en inglés)	5.0-15

Se realizó una comparación de la clasificación llevada a cabo en ésta investigación con la obtenida por la rutina de Matlab. Revisando el tipo de sismos contabilizados y su aparición a lo largo del tiempo.

2.4 CÁLCULO DEL VALOR DE B DE LA RELACIÓN DE GUTENBERG RICHTER

Se calcula el valor de b utilizando el programa *b value* del sistema SEISAN y una hoja de cálculo en Excel, la magnitud mínima empleada es de 1.0 y máxima 3.0, y los intervalos de 0.1.

Se deben tomar en cuenta dos consideraciones al momento de elegir el método a utilizar para calcular el valor de b: (1) el método de máxima verosimilitud se acerca al valor real de b cuando el número de sismos grandes es variable (Sha y Bolt, 1982) y (2) el método de mínimos cuadrados ajusta los valores a una recta en función de la densidad de datos que existan en una determinada zona (Press et al., 1986).

Debido a lo anterior se ha elegido el método de mínimos cuadrados ya que la densidad de datos que existe en la zona del volcán es grande y el número de sismos grandes no es variable.

Con la rutina de Matlab se obtiene la duración de los sismos identificados automáticamente y con ésta se calcula la magnitud duración (M_c), empleando la Ec.25. El valor de b se obtuvo usando una hoja de cálculo en Excel.

La magnitud duración se calcula mediante la siguiente ecuación:

$$M_c = \text{abs}(a) * \log_{10}(\text{coda}) * \log_{10}(\text{coda}) + b * \text{dist} + c \quad (\text{Ec.25})$$

Dónde: $a=-2.299$, $b=2.6$, $c=0.0044$, *coda* es la duración del sismo en segundos y *dist* es la distancia de la estación al epicentro sísmico.

Los valores de a , b y c son específicos para El Salvador y son actualmente utilizados en la DOA. Para los sismos de la base de datos en SEISAN se calculó la magnitud local (M_l) basada en la amplitud de la señal, debido a que es muy difícil distinguir la duración del evento.

2.5 MÉTODO DE PRONÓSTICO POR FALLO DEL MATERIAL

El método de pronóstico por fallo del material (descrito en el apartado 1.12) es aplicado en retrospectiva, para ello se utiliza la técnica de los mínimos cuadrados considerando $\alpha = 2$, que como ya se ha visto, es el valor de α más común en los procesos volcánicos.

La técnica gráfica se basa en la representación inversa de la tasa del observable (en nuestro caso el RSAM) frente al tiempo. Esta técnica no sólo se restringe a la aproximación de los datos a una recta, también se pueden ajustar a curvas o ir ajustando a rectas por tramos seleccionadas visualmente, y extrapolar de forma manual (Figura 2.5).

La técnica en retrospectiva cuya principal aplicación es caracterizar tramos pequeños posteriores o inmediatamente previos al momento de fallo, utiliza la forma logarítmica de la ecuación (1.12) (sólo para $\alpha > 1$).

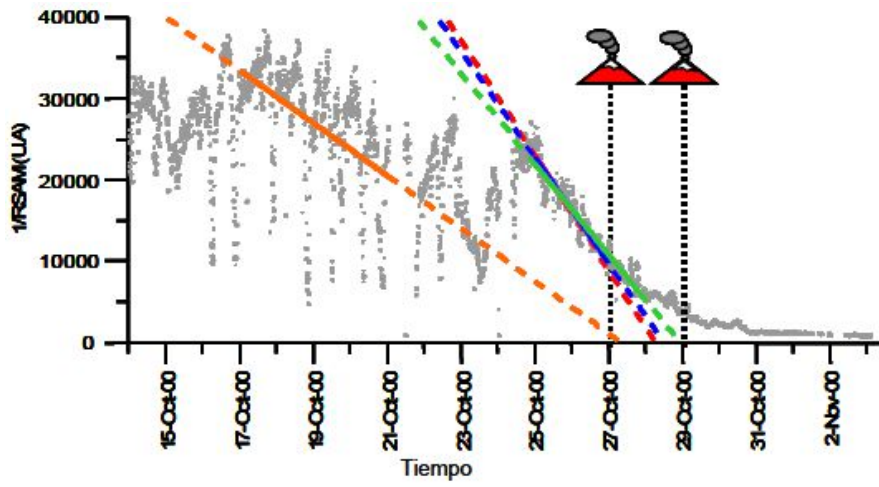
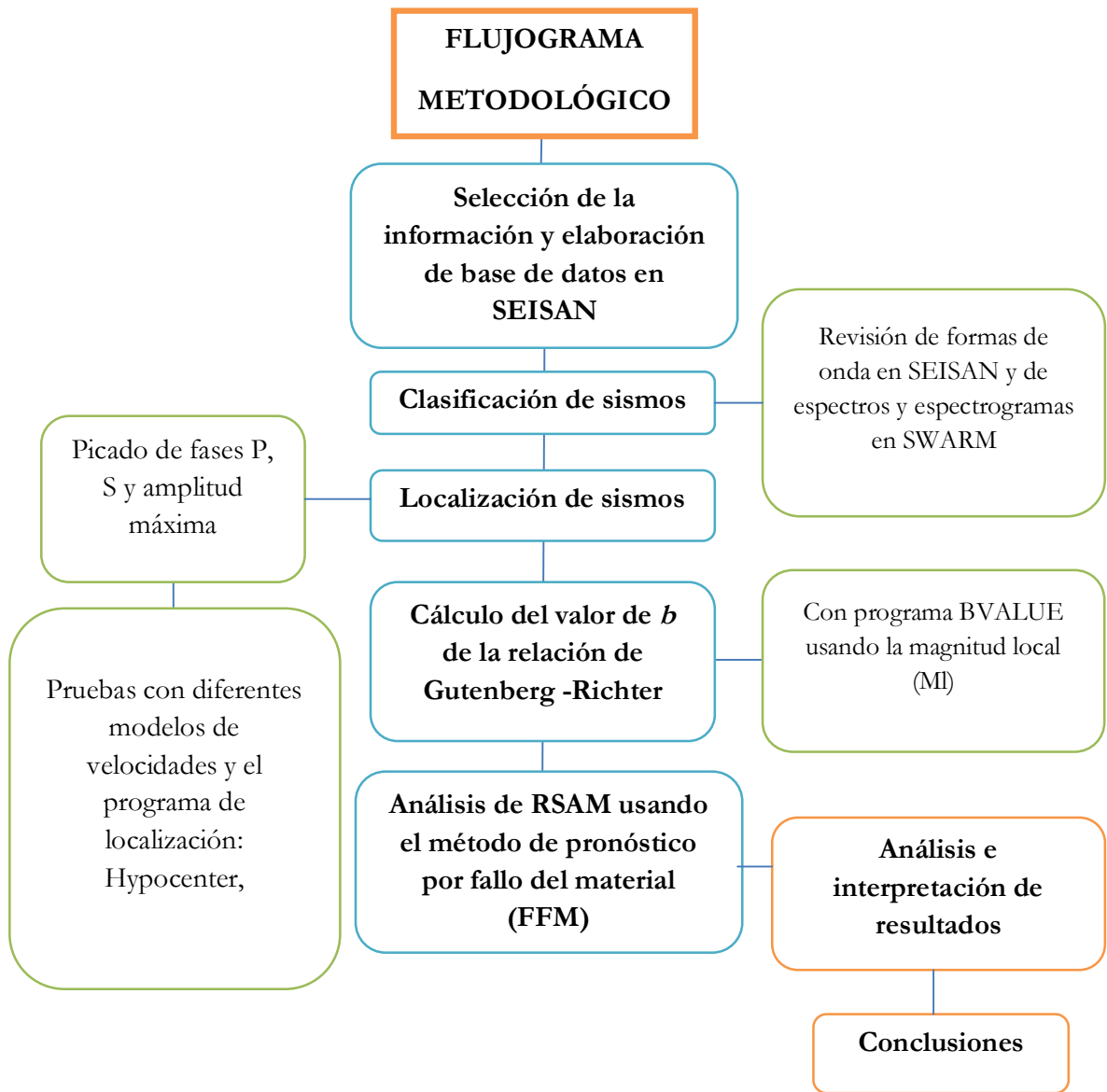


Figura 2.5: Aplicación del FFM para el pronóstico de las explosiones de octubre en el volcán Villarrica en Chile. Las líneas de colores muestran los ajustes lineales realizados por mínimos cuadrados (Harris et al., 2001).



3. RESULTADOS

3.1 TIPOS DE EVENTOS REGISTRADOS EN EL VOLCÁN DE SAN MIGUEL

Para el periodo 2013 y 2014 se extrajo una muestra de 1,732 sismos discretos, los cuales fueron clasificados en base a la teoría expuesta en el capítulo 1.8, tomando como estación de referencia la estación sísmica VSM ubicada en la zona alta del flanco norte a 1 km del cráter, sobre un estrato de escorias con espesor de ~15 m. Ocho tipos de sismos fueron identificados, entre ellos: explosiones, híbridos, vulcano-tectónicos (VT-1 y VT-2), multi-eventos, largo periodo, monocromáticos y volcánicos de alta frecuencia (VAF). Cada uno se describe a continuación:

3.1.1 Explosiones

Las explosiones poseen frecuencias entre 0.02-10 Hz (Arciniega-Ceballos et al., 1999), aunque son consideradas como eventos de baja frecuencia, se caracterizan por generar ondas acústicas u ondas de choque, a esto se debe el aumento en la amplitud de la señal (Figura 3.1). Las explosiones observadas en el volcán se caracterizan por presentar amplitudes grandes, en algunas ocasiones bajas frecuencias en sus inicios, tremor posterior y una forma simétrica, con frecuencias principales entre 4-10 Hz. Poseen un espectro muy característico, con forma de escalera (ascendente).

Para identificar estas señales en periodo corto se tomaron como referencia las explosiones observadas con la red reforzada de banda ancha (febrero - abril 2014), a pesar de no poder observar la envolvente completa de la señal; parámetros como inicios a bajas frecuencias, tremor posterior, forma del espectro y contenido de frecuencias (Figura 3.2) jugaron un rol muy importante a la hora de identificarlas en las estaciones de periodo corto (ver anexos).

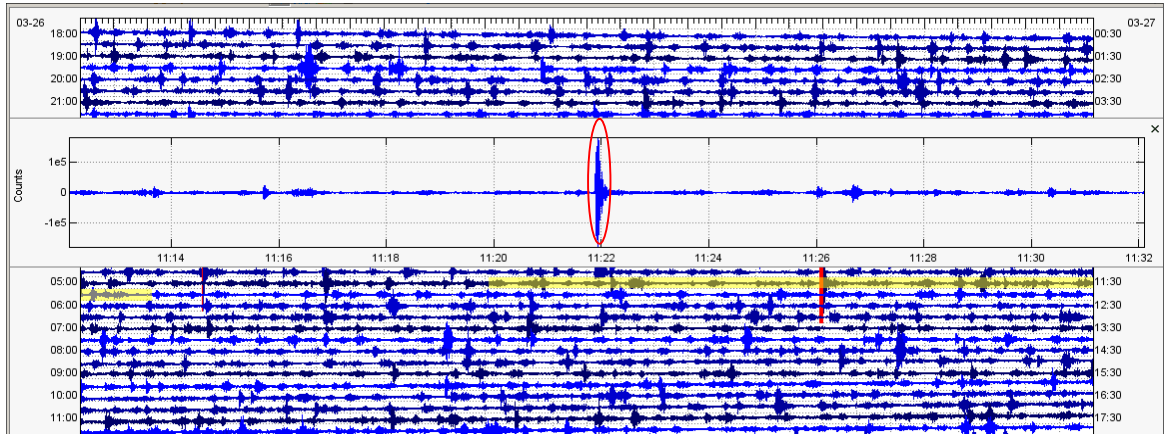


Figura 3.1: Explosión (en círculo rojo) registrada el día 27 de marzo de 2014 en estación de banda ancha VSM. Nótese la diferencia en la amplitud de esta señal y los sismos circundantes.

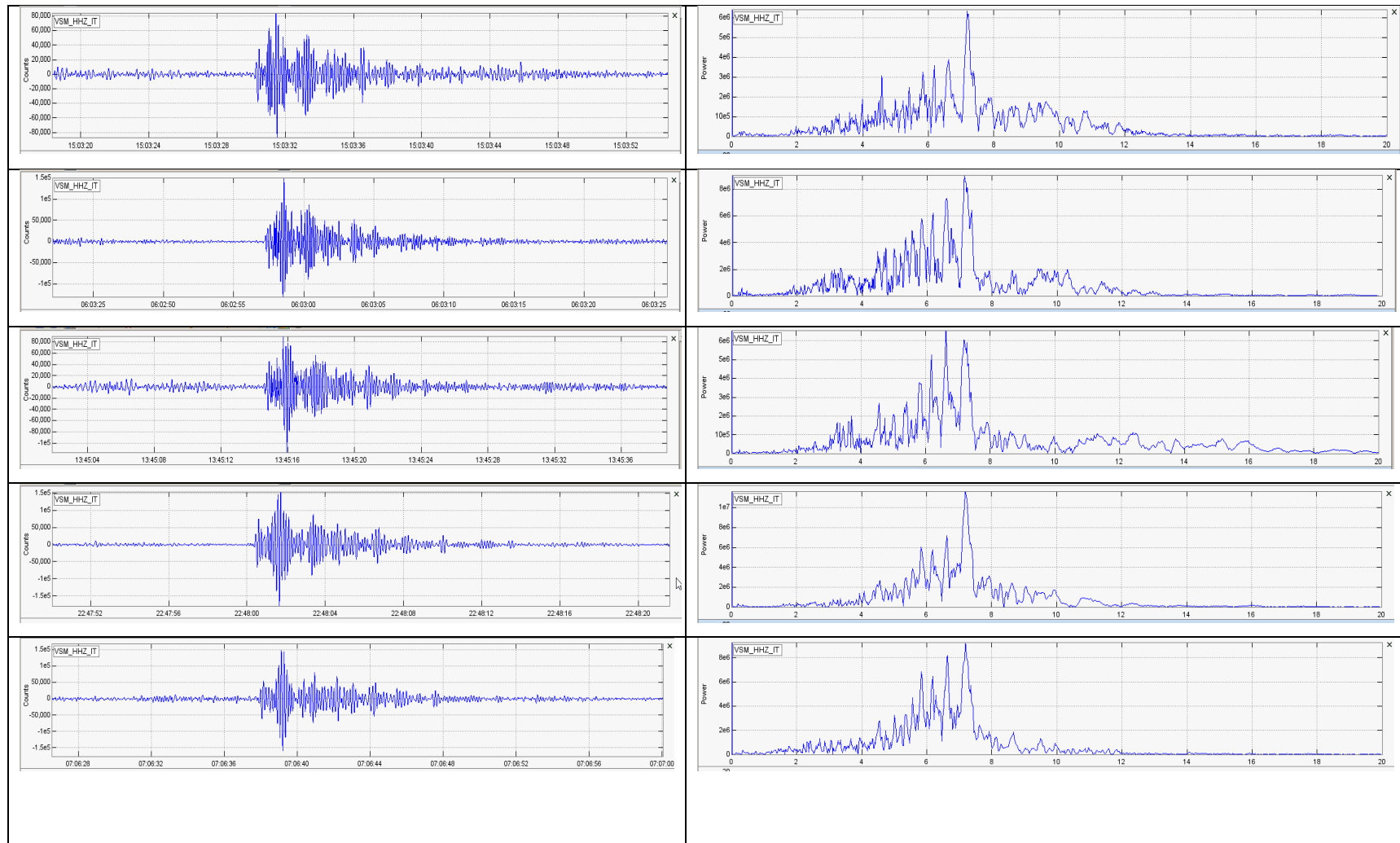


Figura 3.2: Formas de onda y espectros de explosiones registradas en febrero, marzo y abril de 2014 en la estación de banda ancha VSM.

Las señales clasificadas como explosiones (184 en total) se observan también en las estaciones de infrasonido, pero debido a la cercanía de las estaciones con la posible fuente generadora de los sismos (parte alta del volcán) el tiempo de retraso entre las señales sísmicas e infrasonido es muy corto (Figura 3.3), en promedio 0.34 segundos para VSM, 0.89 segundos para RANC y 1.06 segundos para LCY.

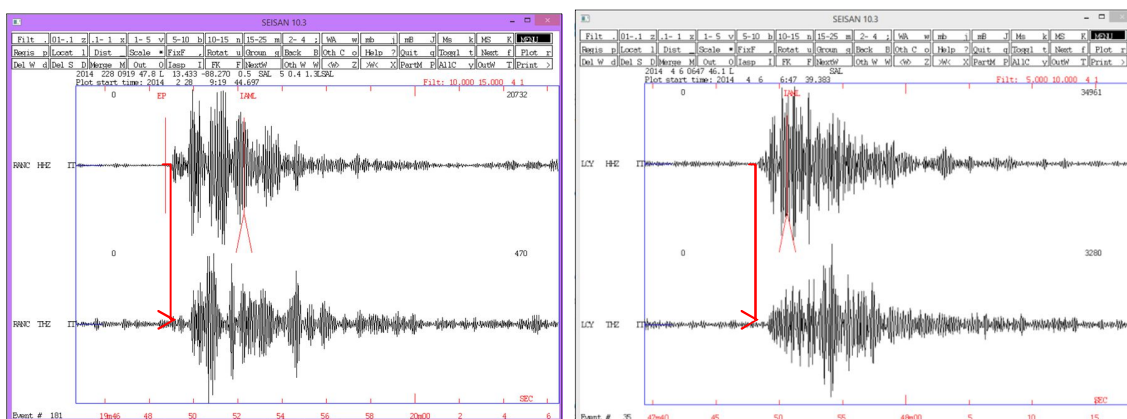


Figura 3.3: Explosiones observadas en las estaciones sísmicas e infrasonidos RANC y LCY, la flecha roja indica el retraso de la señal de infrasonido con la sísmica.

3.1.2 Híbridos

Este tipo de sismos se asocian al crecimiento de domos (Chouet et al, 2005) pueden ser precursores de actividad explosiva (ejemplo el volcán Colima en México y el St Helens en Estados Unidos). Considerados como elementos premonitores para el volcán Guagua Pichincha en los años 1998 y 1999. Debido a su mecanismo fuente, ésta sismicidad suele estar relacionada a procesos de fracturamiento de las paredes del volcán como resultado del ascenso del magma.

Los sismos híbridos encontrados en el volcán de San Miguel poseen en su mayoría arribos impulsivos, con picos a bajas frecuencias entre 3-4 Hz y altas entre 5-8 Hz. En total 267 eventos fueron identificados en el periodo de estudio. Un notorio aumento de éstos fue observado 20 días antes de la erupción del 29 de diciembre y a finales del año 2014 la sismicidad de este tipo se redujo en gran medida. Ejemplos de estos eventos se presentan en la figura 3.4.

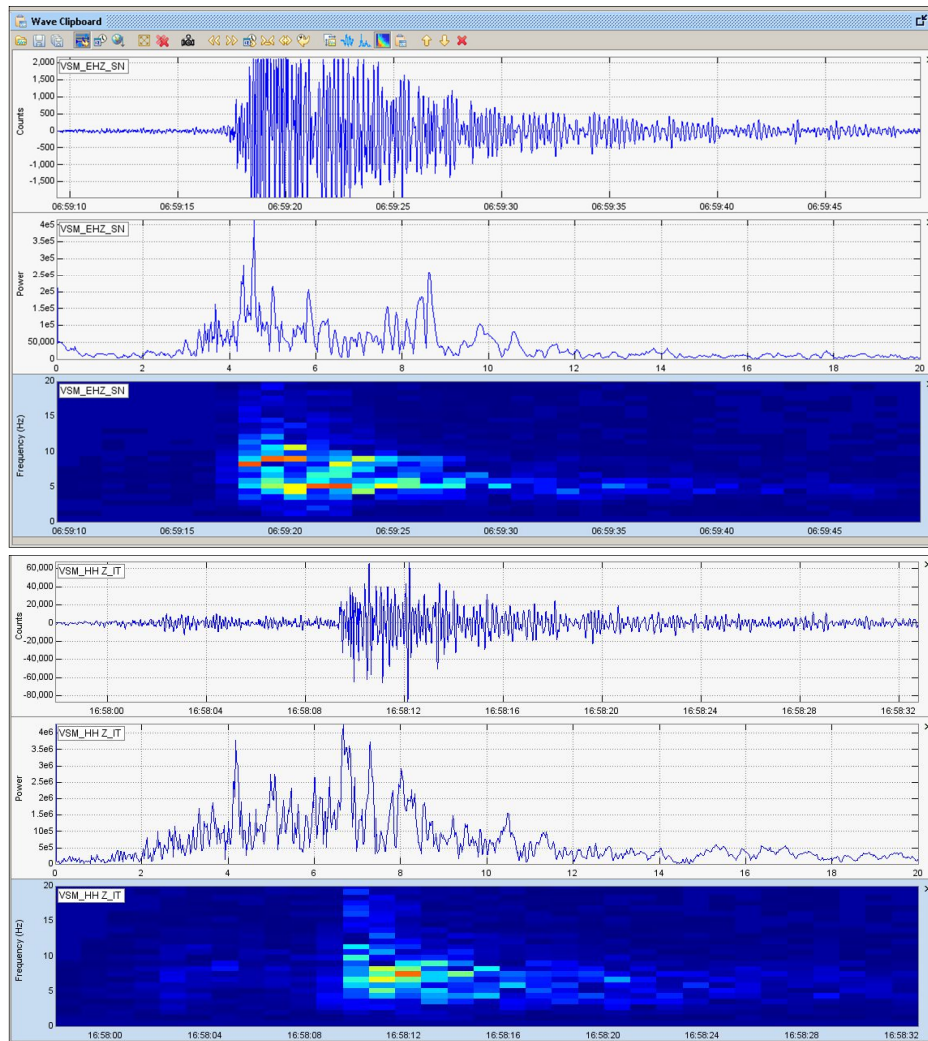


Figura 3.4: Arriba sismo híbrido registrado el 15/10/2013 en la estación de periodo corto VSM, abajo sismo híbrido registrado el 16/03/2014 en la estación de banda ancha VSM. Ambas señales muestran un inicio a altas frecuencias y codas con bajas frecuencias.

3.1.3 Sismos Vulcano-tectónicos (VT)

Este tipo de sismos se dividió en dos clases, debido a diferencias en el arribo de la señal y en el contenido de frecuencias. A los sismos con arribo impulsivo y picos de frecuencias principales de 6, 7, 9, 12 Hz se les denomina VT-1 y a los sismos con arribos emergentes y frecuencias principales de 6, 7, 9, 10 se les llamó VT-2. Ambos tipos de sismos muestran un espectro amplio y amplitudes similares (Figura 3.5).

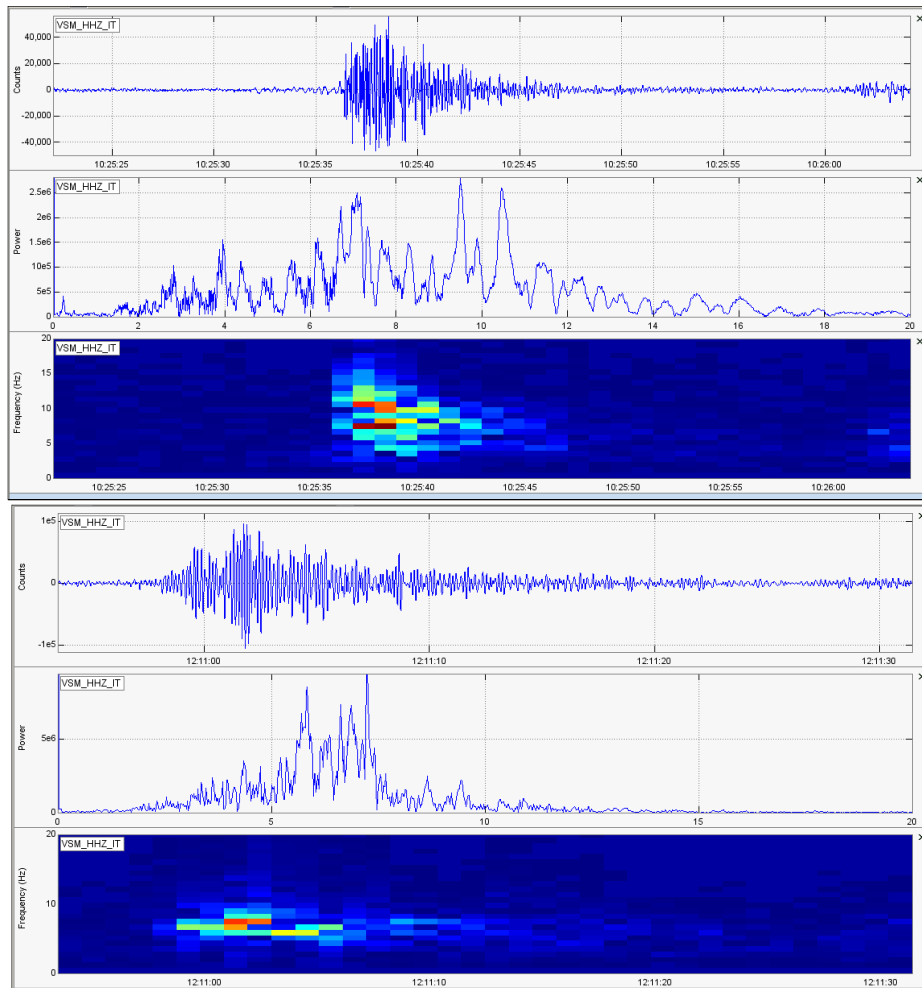


Figura 3.5: Arriba, ejemplo de sismo VT-1 registrado el 20 de marzo de 2014, Abajo: ejemplo de sismo VT-2 registrado el día 11 de febrero de 2014 en la estación VSM. La ventana es de 40 segundos para ambos sismos

Un incremento de la actividad de tipo VT indica cambios en el régimen de esfuerzos en la zona, debido al aumento de la actividad magmática, que puede provocar intensos procesos de ruptura. Tanto los sismos VT-1 como VT-2 se observaron en los meses de abril, mayo, agosto, septiembre y finales de diciembre de 2013 y en los primeros cinco meses del año 2014. Durante todo el periodo de estudio se identificaron 221 sismos de tipo VT-1 y 110 de tipo VT-2.

3.1.4 Multi-eventos (ME)

Estos sismos son la superposición más o menos compleja de eventos más simples que podrían ser LP. No muestran características claras ya que es una mezcla de varias señales (Figura 3.6). Por lo general el espectro es muy amplio y la duración y amplitud de las señales es variable. Se observaron principalmente en mayo, junio y diciembre de 2013. Y debido a la intensa actividad sísmica posterior a la erupción se observaron en mayor cantidad en los primeros siete meses del año 2014. En todo el periodo de estudio se identificaron 389 eventos de este tipo.

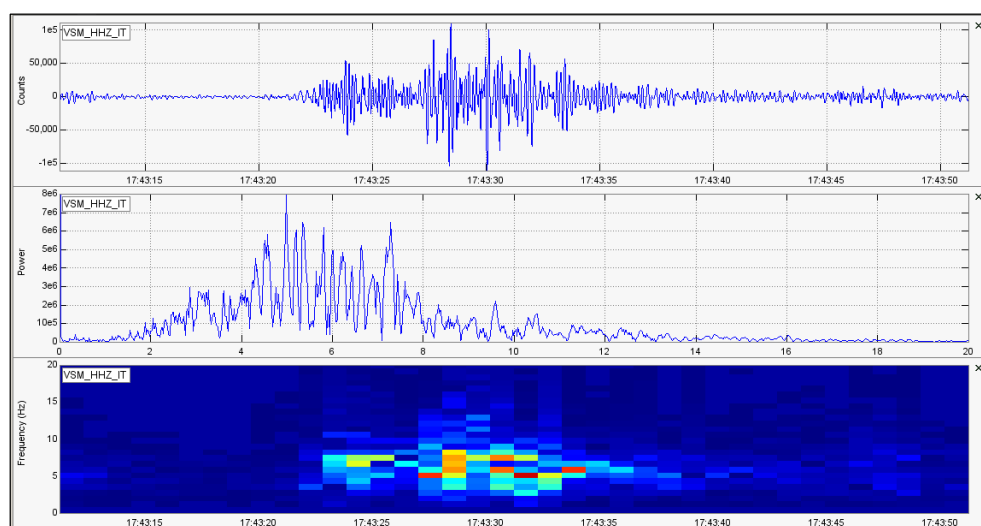


Figura 3.6: Ejemplo de sismo Multi-evento (ME) registrado el 23/03/2014 en la estación VSM.

3.1.5 Sismos Largo Periodo (LP)

Estos sismos poseen muy bajas frecuencias, inferiores a 5 Hz y arribos emergentes (Figura 3.7). Según Chouet 1992, son indicadores de presurización y movimientos de fluidos en conductos. A finales del mes de diciembre del año 2013 se contabilizó un aumento de este tipo de sismos, asimismo se observó la presencia de ellos en el año 2014 en menor número, fue hasta el mes de noviembre y diciembre del año 2014 que se observó un enjambre de sismos tipo LP. De la muestra analizada 224 eventos son de este tipo.

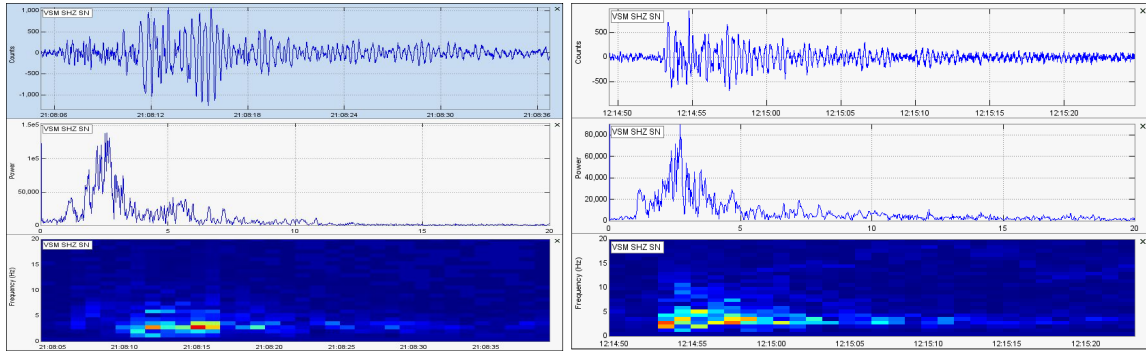


Figura 3.7: Sismos LP registrados en el volcán de San Miguel a finales del año 2014. Obsérvese el dominio de las bajas frecuencias, y el arribo emergente de la señal.

3.1.6 Volcánicos de alta frecuencia (VAF)

Los sismos asociados al volcán de San Miguel, que por la forma de la señal y arribos se han denominado como sismos volcánicos de alta frecuencia, son emergentes, de poca amplitud y alargados. En la mayoría de los casos presentan el distintivo de ser de altas frecuencias (mayores a 3 Hz). Estas señales poseen características intermedias de los VT y LP, llegadas emergentes y altas frecuencias, con menor amplitud que los VT (Figura 3.8).

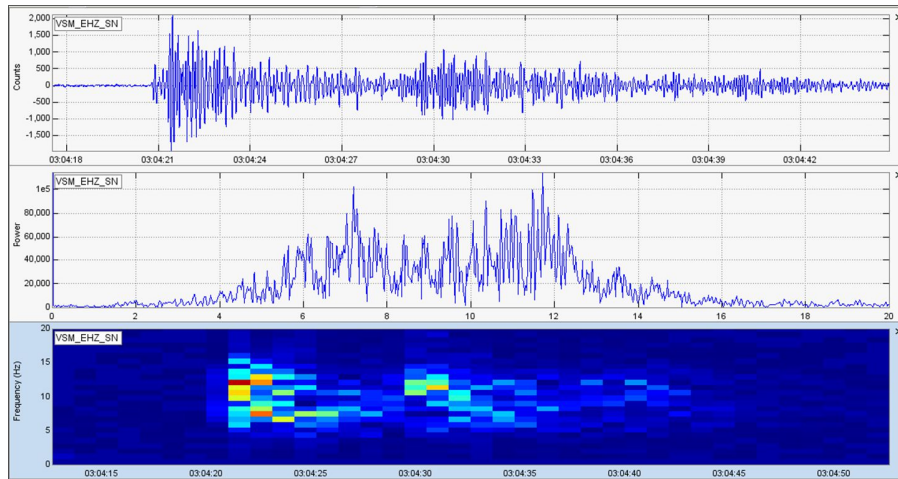


Figura 3.8: Ejemplo de sismo VAF del 05 de septiembre de 2013, 02:16 GMT., registrado en las estaciones VSM, el espectro de potencia muestra las frecuencias dominantes y el espectrograma (abajo) muestra la evolución de las frecuencias a lo largo de toda la señal.

Sismos de este tipo se observaron durante todo el año 2013, con una disminución a finales de diciembre del mismo año. Reaparecen en mayo de 2014 y se mantienen presentes hasta finales del mismo. En total 296 eventos fueron identificados como VAF.

3.1.7 Monocromáticos (MC)

Llamados de esta manera por tener un espectro dominado por una sola frecuencia, generalmente entre 5 y 10 Hz y banda estrecha. Los arribos son variables, desde impulsivos como los VT, hasta muy emergentes como los LP (Figura 3.9). Estos sismos se observaron en mayo, abril, septiembre y noviembre del año 2013. En el año 2014 en mayo, junio y julio y reaparecen en octubre, noviembre y diciembre.

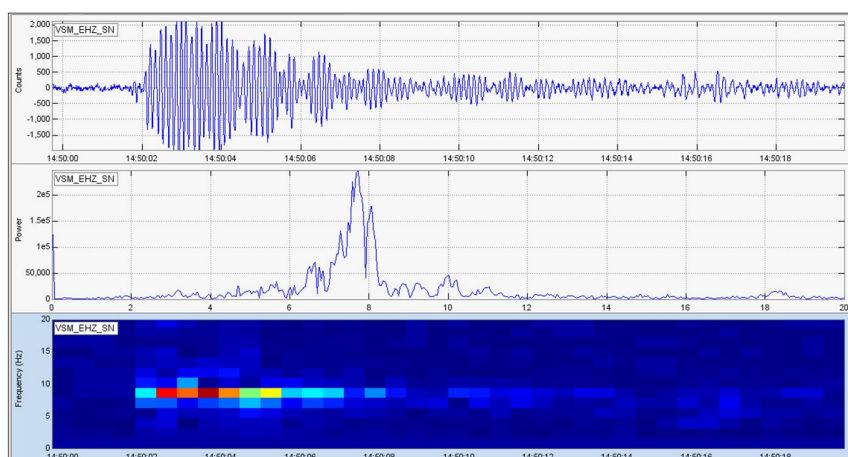


Figura 3.9: Ejemplo de sismo monocromático, registrado en VSM, el 18 de octubre de 2014, a las 14:50 GMT. Se muestra el espectro y espectrograma de potencia con el contenido de frecuencias.

A continuación se presenta la distribución de los tipos de sismos registrados en el volcán de San Miguel durante los años 2013 y 2014 (Figura 3.10), la usencia de sismos siete días después de la erupción del 29 de diciembre se deben a que la estación VSM sufrió daños y se restauró siete días después. En la tabla 3.2 se muestra un consolidado de los sismos clasificados y el porcentaje de cada uno encontrado en la muestra analizada.

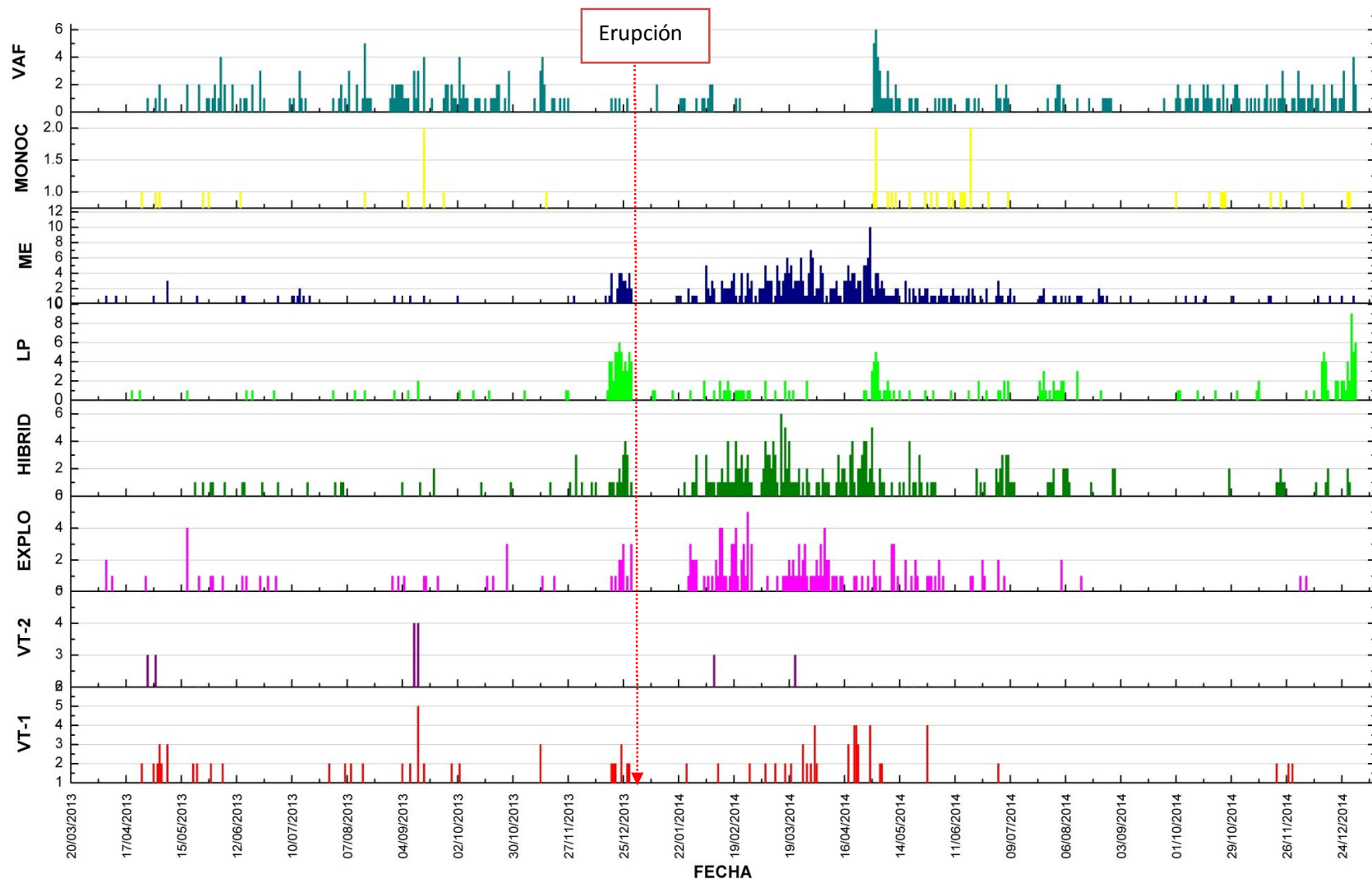


Figura 3.10: Evolución temporal de los diferentes tipos de sismos identificados en 2013 y 2014 registrados en la estación VSM.

Tabla 3.1: Consolidado de sismos identificados en el volcán de San Miguel durante el periodo 2013-2014

Tipo de sismo	Nº de sismos	Porcentaje (%)
Explosión	184	10.6
Hibrido	267	15.4
Largo periodo	224	12.9
Multi-evento	389	22.5
Monocromático	41	2.4
Volcánicos alta frecuencia	296	17.1
Volcanotectónicos tipo 1	221	12.8
Volcanotectónicos tipo 2	110	6.4
Total	1732	100

En la tabla 3.1 y la figura 3.11 se observa que de la muestra (1,732 sismos) el 22% fueron identificados como Multi-eventos (ME), el 17.1 % como volcánicos de alta frecuencia (VAF), el 15.4 % como híbridos (HIB), el 12.9% como largo periodo (LP), el 12.8% como VT-1, el 10.6 % como explosiones, el 6.4% como VT-2 y el 2.4% como eventos monocromáticos. Predominando los sismos ME y VAF, ambos corresponden a las etapas de mayor crisis del volcán (finales del 2013 y los primeros seis meses de 2014), los ME son una superposición de eventos que ocurren simultáneamente y los VAF son sismos muy probablemente asociados a fluidos y actividad superficial del volcán.

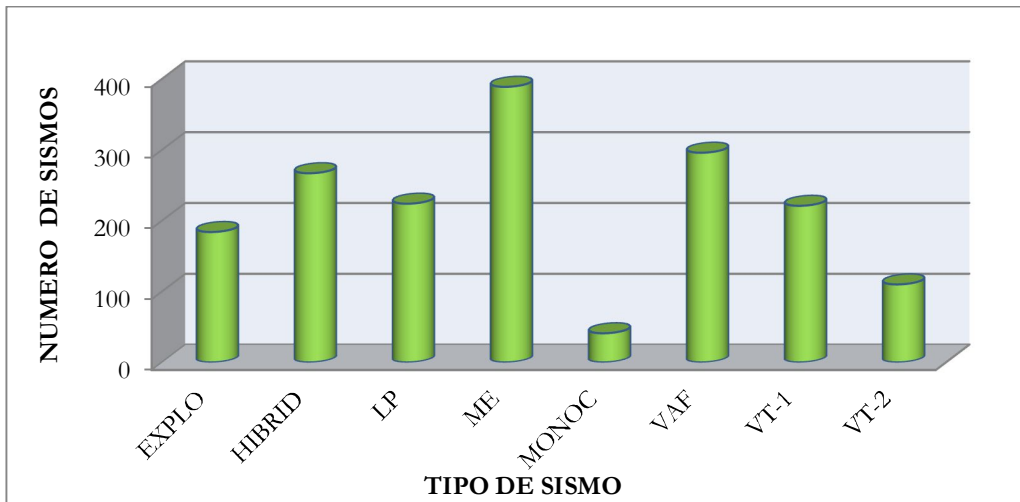


Figura 3.11: Histograma de ocurrencia de los principales eventos sísmicos identificados en el volcán de San Miguel durante el periodo 2013-2014.

Clasificación automática de sismos

Además de los sismos clasificados manualmente, los sismos fueron clasificados automáticamente en los meses de febrero, marzo y abril con la subrutina Matlab runtime 7.0. El algoritmo de detección utilizado es el STA / LTA (ventana de tiempo corto / largo) y los sismos se clasifican en tres grupos en función de su frecuencia (Figura 3.12).

Tal como se aprecia en la figura 3.12 la sismicidad detectada para estos meses es en su mayoría del tipo Alta frecuencia o HF por sus siglas en inglés (82.36 %), es decir sismos con frecuencias mayores de 5Hz. lo que coincide con los sismos VT-1, VT-2, híbridos y explosiones clasificados manualmente para la misma fecha. También se detectó un 17.45% de sismos de largo periodo o baja frecuencia (LF por sus siglas en inglés) que corresponden a los sismos clasificados manualmente como LP y algunas explosiones. El porcentaje restante corresponde a los sismos de muy baja frecuencia (VLP), que no han sido tomados en cuenta debido a que el programa los confundió con telesismos que también presentan muy bajas frecuencias (menos de 0.5 Hz).

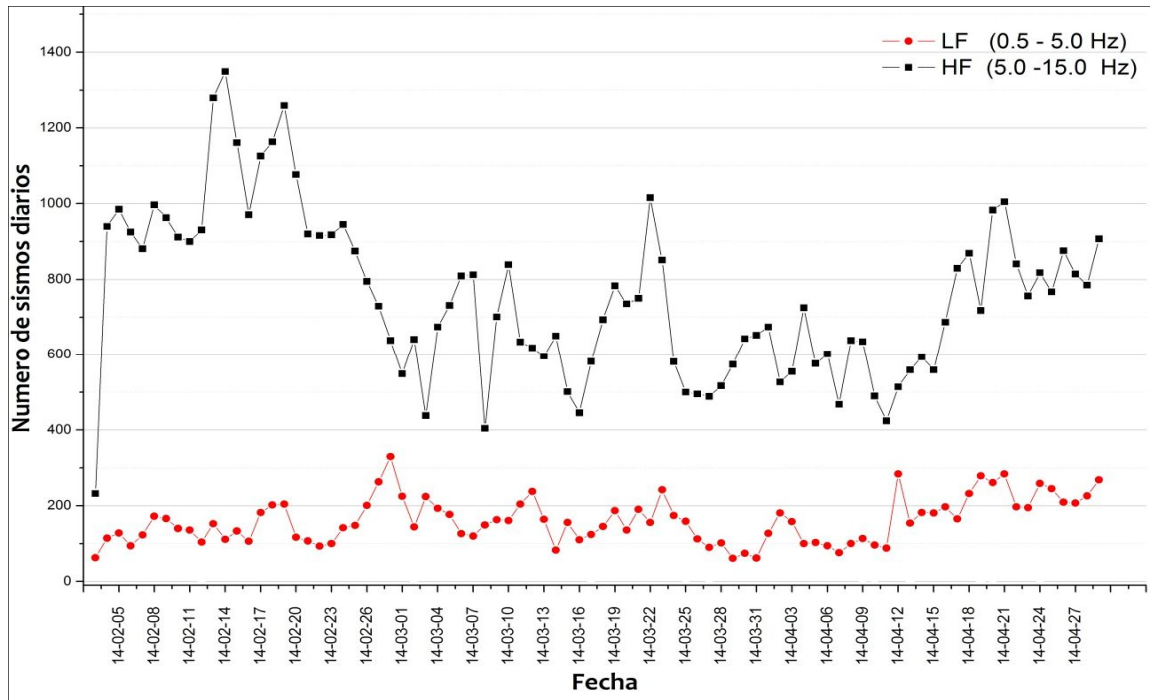


Figura 3.12: Clasificación automática de eventos sísmicos de febrero a abril de 2014, realizada por la subrutina de Matlab rutine 7.0 con el algoritmo STA / LTA.

3.2 LOCALIZACIÓN DE SISMOS

Durante el periodo de estudio se reforzó la red de monitoreo en el volcán (febrero-abril de 2014), con lo que se mejoró la precisión de las localizaciones obtenidas. La figura 3.13 muestra los sismos cuya localización cumplen los siguientes parámetros: RMS menor a 1.0, error en latitud, longitud y profundidad menor a 5.0 km y GAP menor a 250 (grados). Para la localización de los sismos se trabajó con los archivos de lectura de la base sísmica del MARN y no se ha hecho distinción entre un tipo de sismo u otro.

La base contiene 224 sismos del año 2013 de los cuales 164 fueron localizados, y de ellos solamente 78 cumplieron con los parámetros de validación establecidos (Figura 3.13). Del año 2014 contiene 404 sismos, de los cuales 276 fueron localizados y de ellos 249 cumplieron con los parámetros de validación (Figura 3.14).

Los sismos de la red reforzada fueron en total 643, de los cuales 358 fueron localizados y de ellos 124 cumplieron con los parámetros de validación antes mencionados (Figura 3.15).

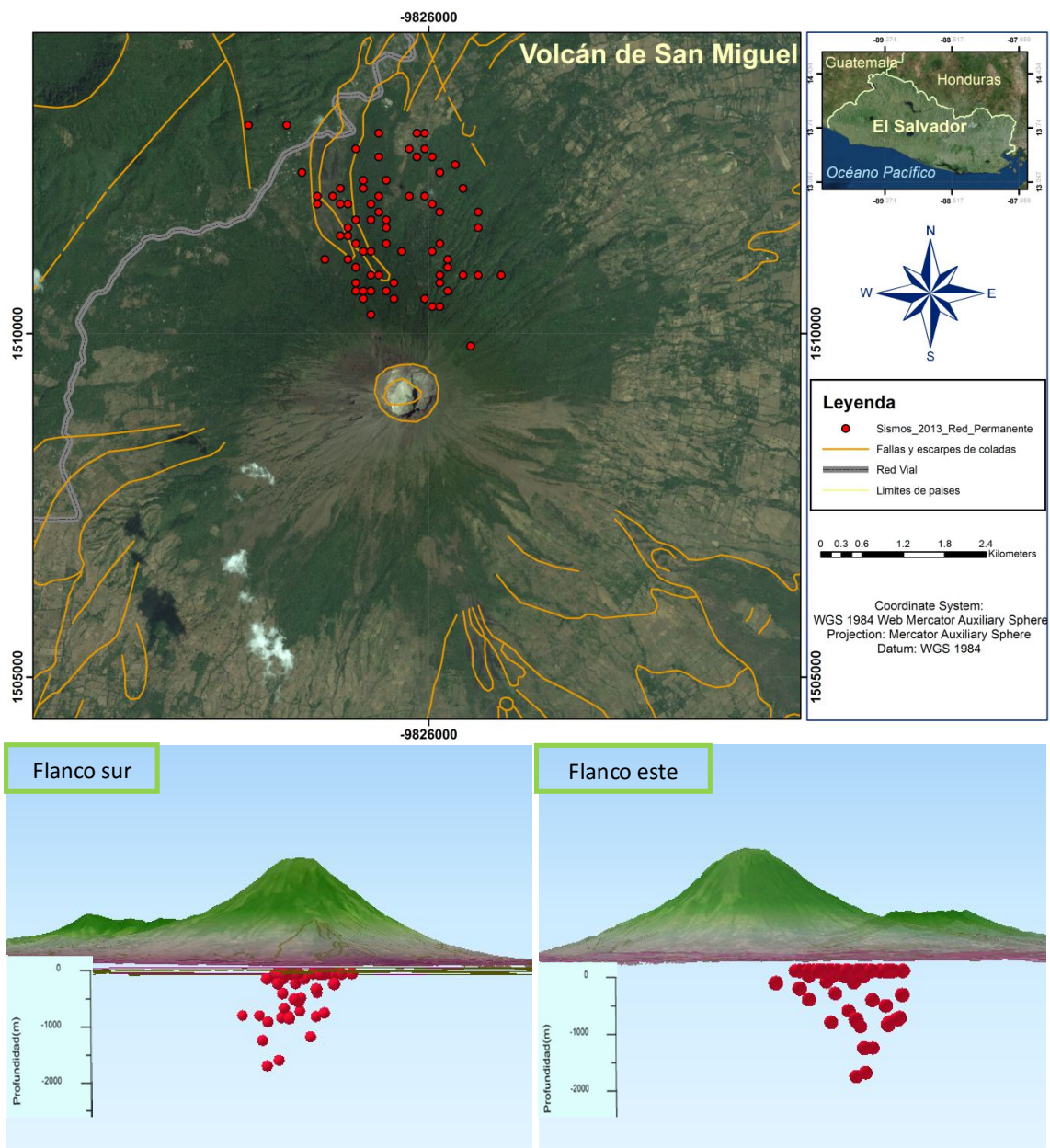


Figura 3.13: Arriba: Sismos del año 2013 localizados con la red permanente del MARN, abajo: Sismos en profundidad (máxima profundidad 1,800 m).

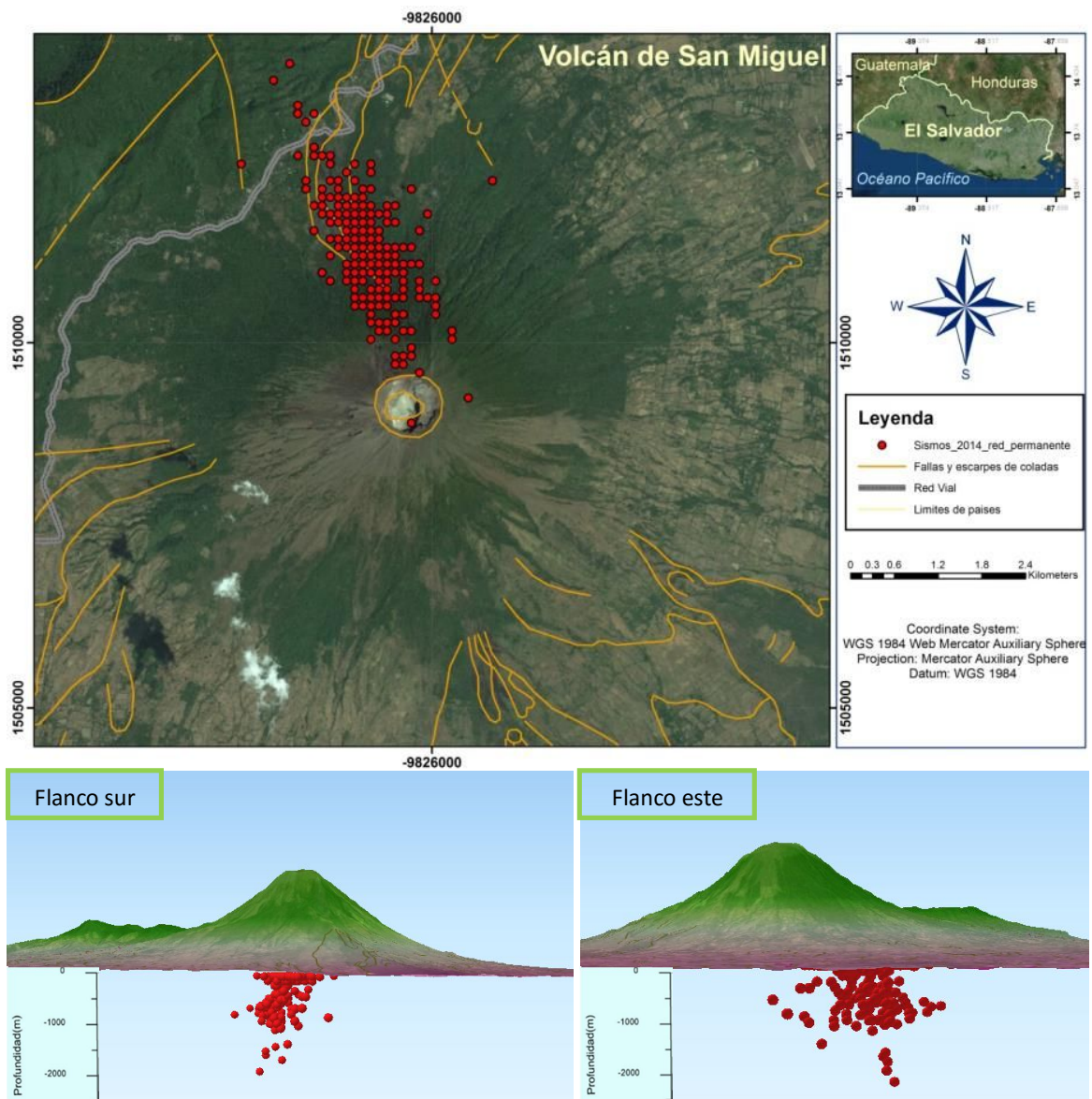


Figura 3.14: Arriba: Sismos del año 2014 localizados con la red permanente del MARN, abajo: Sismos en profundidad (máxima profundidad 2,148 m).

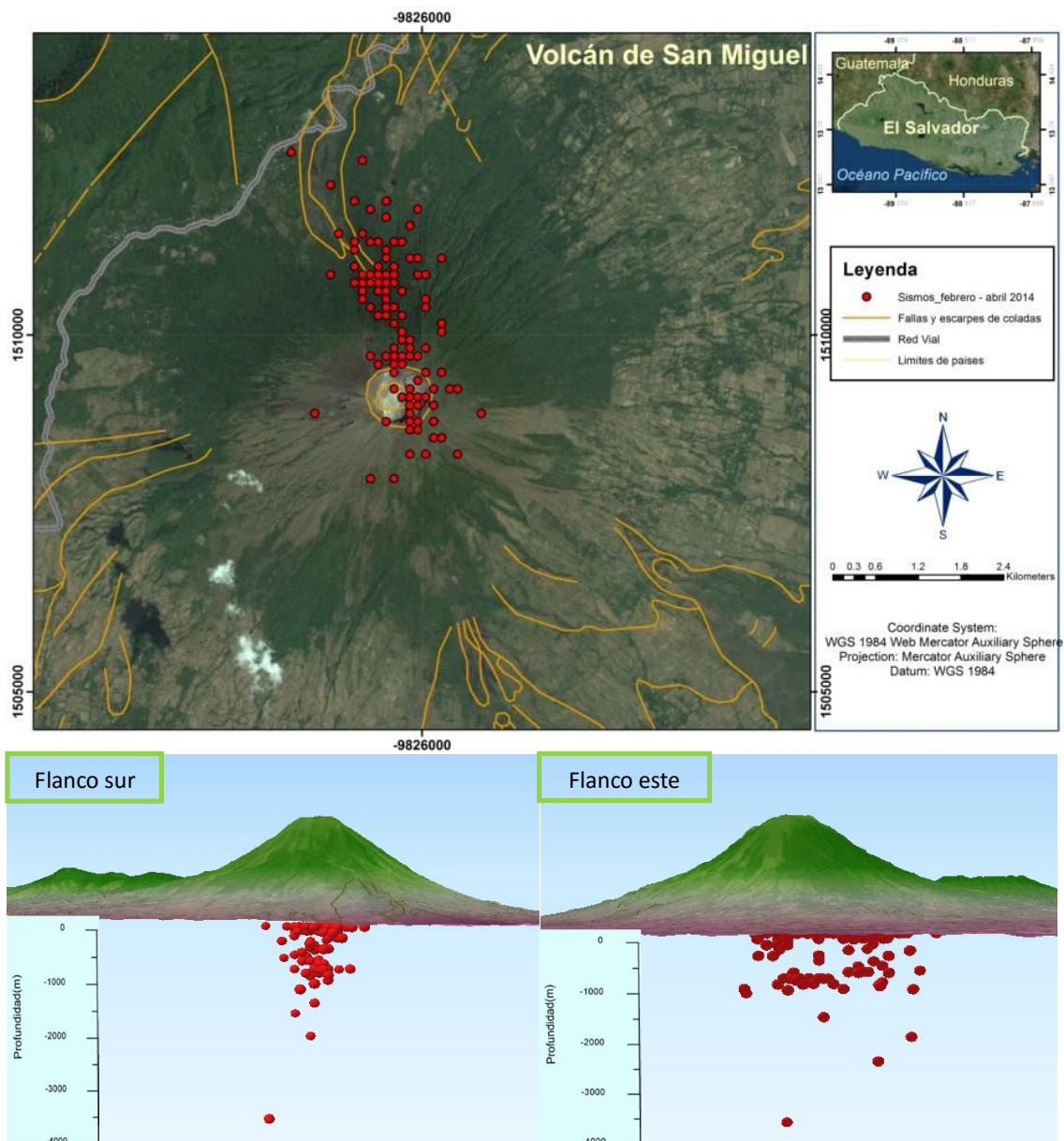


Figura 3.15: Arriba: Sismos de febrero-abril del año 2014 localizados con la red reforzada del MARN, abajo: Sismos en profundidad (máxima profundidad 3,546 m).

Se realizó una comparación de la localización de los sismos de los años 2013 y 2014 (308 sismos en la base del MARN) usando los modelos de velocidades mencionados en el capítulo 2.1, con el programa Hypocenter de SEISAN. Para el modelo 1 (Regional usado por el DOA) el número de sismos que cumplen con los parámetros de validación establecidos es de 281, para el modelo 2 (G. Marroquín) es de 236, para el modelo 3 (Regional Modificado) es de 281 y para el modelo 4 (del volcán Tungurahua) es de 314 sismos (Figura 3.16).

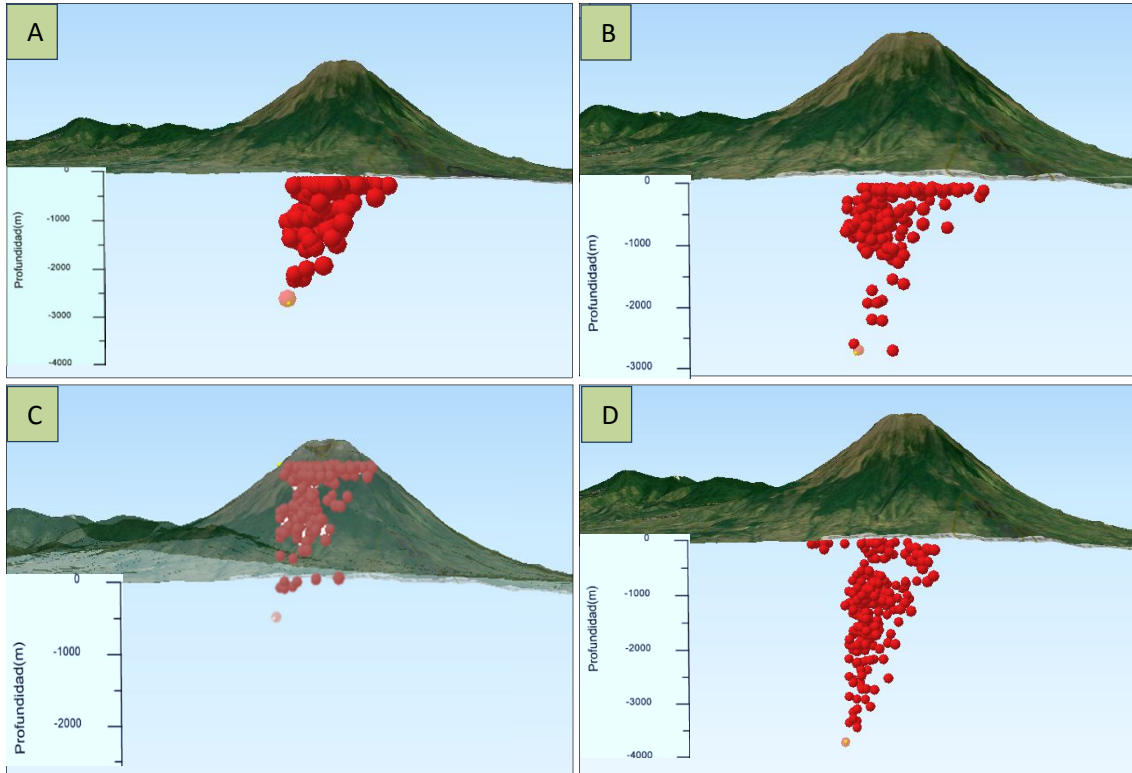


Figura 3.17: Distribución hipocentral de los sismos de 2013 y 2014 localizados con cuatro modelos de velocidades. (A) Modelo 1, con máxima profundidad de 2,270m, (B) modelo 2, con máxima profundidad de 2,630m, (C) Modelo 3, con máxima profundidad de 500 m y (D) Modelo 4, con máxima profundidad de 3,762m.

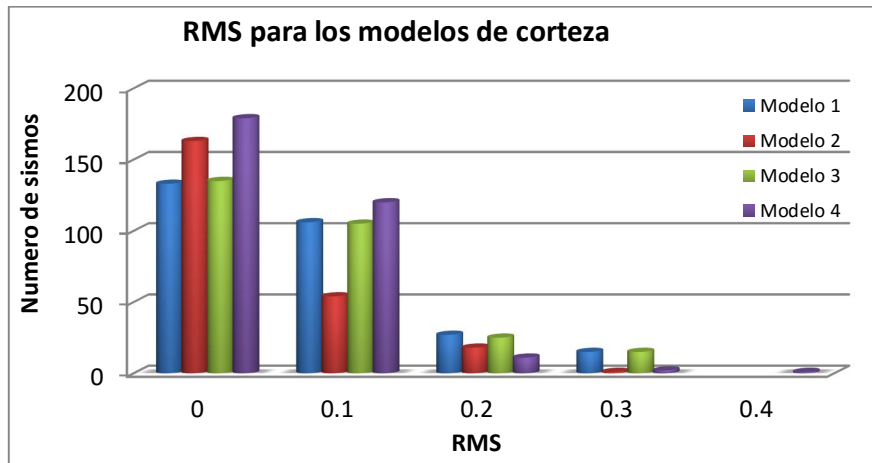


Figura 3.18: Raíz media cuadrática (RMS por sus siglas en inglés) para cada uno de los modelos de corteza utilizados en la localización de los sismos de 2013 y 2014.

3.3 CÁLCULO DEL VALOR DE B DE LA RELACIÓN DE GUTENBERG - RICHTER

Se presentan los valores de b obtenidos para los años 2013 y 2014, utilizando la magnitud local (MI) de los sismos de la base de datos y los valores de b para los meses de febrero, marzo y abril de 2014, utilizando la magnitud duración o coda (Mc) de los sismos detectados automáticamente con la subrutina de Matlab.

La magnitud de truncamiento o completitud considerada para la base sísmica del año 2013 y 2014 es de 1.3 (MI) a partir de la cual se considera que todos los sismos están incluidos en el catálogo o base de datos. Es importante aclarar que en esta investigación se ha calculado el valor de b para los sismos que han sido localizados, por ello el valor encontrado para ambos años es un aproximado del valor de b de la muestra.

Los valores de b obtenidos con los sismos detectados automáticamente por Matlab son más confiables, debido a que el catálogo de sismos utilizado está completo. La magnitud de completitud para estos sismos es de 1.0 (Mc), y fue obtenida con el método de máxima curvatura. Además se acotó el catálogo de sismos para magnitudes menores a 2.5 (Mc), ya que sismos con magnitud mayor no corresponden a la sismicidad propia del volcán.

Las siguientes gráficas muestran los valores de b de la relación de Gutenberg-Richter calculados con el método de mínimos cuadrados para los periodos de tiempo antes mencionados (Figura 3.19).

El valor de b es normalmente cercano a 1, presenta anomalías en áreas volcánicas, esto se le atribuye a las heterogeneidades en fallas, nivel de esfuerzos en rocas, variaciones de presión de poro y gradientes térmicos elevados (Shaw, 1995).

En el volcán Monserrat, (Power et al., 1994) encontraron que el valor de b variaba especialmente desde zonas con $b \approx 1.0$ hasta zonas anómalas con $b > 3.0$. En la Caldera de Long Valley, Weimer et al., (1998) encontraron que b variaba entre 0.6 y 2.0, las regiones con valores más altos eran cercanas al domo resurgente.

Warren y Latham (1970) demostraron que un incremento en el gradiente térmico puede generar un incremento en el valor de b . En el volcán Off-Ito se encontró que las regiones que presentaban los valores más altos de b reflejan condiciones altamente fracturadas rodeando

las cámaras magmáticas, mientras que los valores de b normales ($b < 1$) se encontraron en áreas circundantes (Wyss et al., 1997).

Los valores de b calculados en esta investigación coinciden con los observados en otros volcanes, indicando un alto grado de fracturamiento, variaciones en la presión del poro y muy probablemente un cuerpo magmático en profundidad que genera altos gradientes termales.

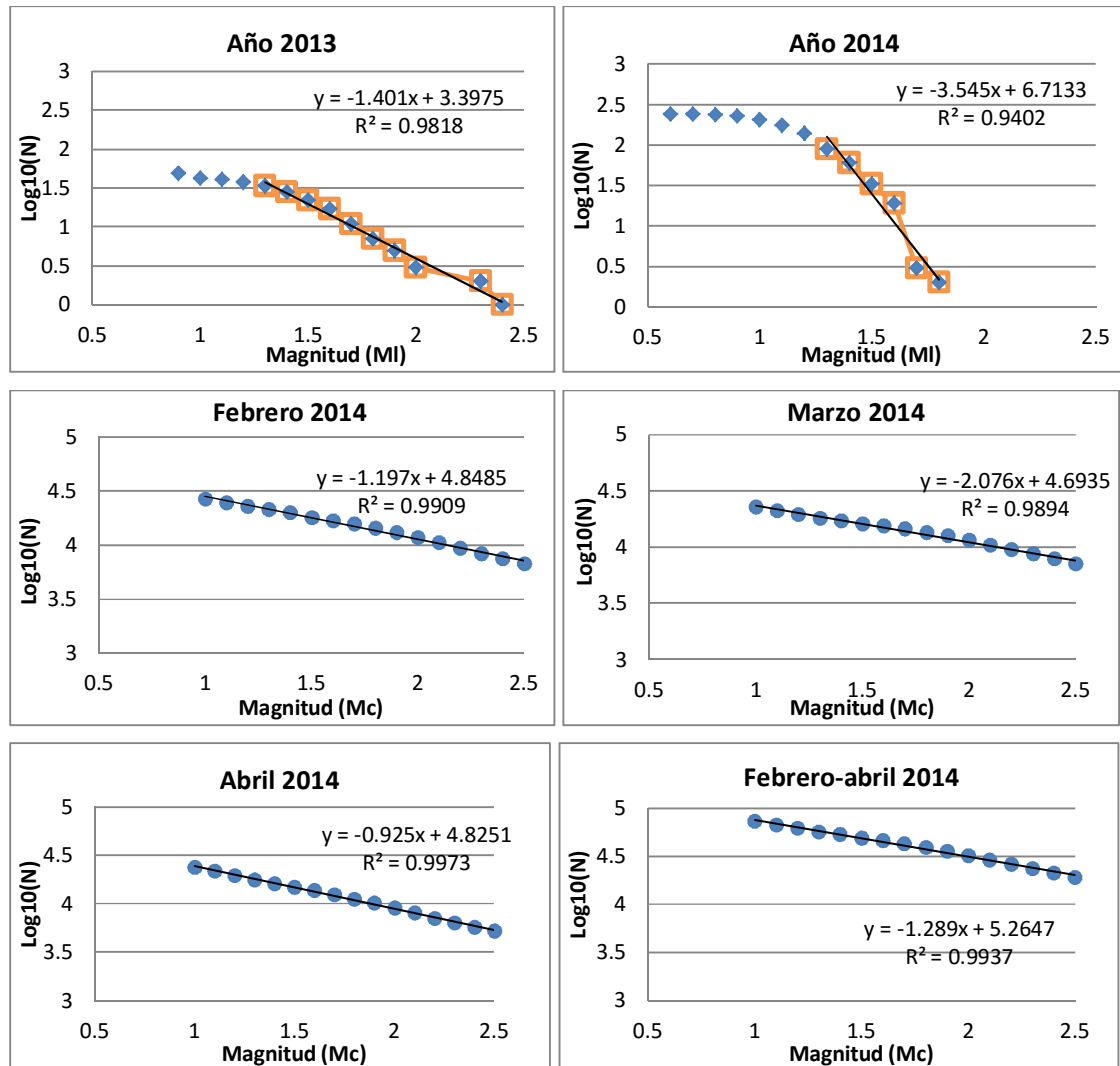


Figura 3.19: Relación frecuencia – magnitud, para los sismos localizados en los años 2013 y 2014 y los detectados automáticamente con Matlab durante febrero, marzo y abril de 2014.

Tabla 3.2: Valores de *b* obtenidos durante el periodo de estudio

Periodo	Valor de <i>b</i> SEISAN (sismos localizados)	Valor de <i>b</i> (detectados automáticamente con Matlab)
Año 2013	1.401	
Año 2014	3.545	
Febrero 2014		1.197
Marzo 2014		2.076
Abril 2014		0.925
Febrero-abril		1.289

3.4 ANÁLISIS DE RSAM USANDO EL MÉTODO DE PRONÓSTICO POR FALLO DEL MATERIAL (FFM)

El método de pronóstico por fallo de material o FFM, es una herramienta que ya ha funcionado en algunos volcanes para el pronóstico de erupciones. Aunque no es un método totalmente seguro, es el único método de pronóstico que ha demostrado ser eficiente en volcanes explosivos. En esta investigación se aplicó el FFM para los últimos tres meses del año 2013 y para todo el año 2014, debido a que la función inversa ($1/RSAM$) presenta tramos descendentes y en estos periodos ocurrió tanto la erupción principal como las posteriores explosiones u exhalaciones del volcán. La tabla 3.3 resume los resultados obtenidos al aplicar el método. En rojo los valores de ajustes más bajos.

Tabla 3.3: Valores de las pendientes, intercepto y error estándar de cada una de las rectas en las figuras 3.20 y 3.21

Periodo de tiempo	R ² cuadrado	Pendiente	Error estándar de la pendiente
14-27 noviembre	0.1007	-3.5096	5.9380E-5
14 noviembre-07 diciembre	0.8274	-0.0015	3.7579E-5
28 noviembre-12 diciembre	0.7972	-0.0010	2.0186E-5
08 – 18 diciembre	0.8976	-7.1823	1.4812E-5
06 enero-03 febrero	0.7996	-3.4247	6.4774E-5
20 enero-24 febrero	0.2593	-2.1137	2.1314E-5
08 febrero-28 febrero	0.6981	-7.8656	1.7884E-5
03 marzo-15 marzo	0.0055	-1.8036	1.0499E-5
24 marzo-05 mayo	0.1448	-2.4915	1.8719E-5
08 mayo-15 mayo	0.5073	-0.0010	9.3324E-5
06 junio-12 junio	0.0196	-3.2436	1.5040E-5
27 junio-30 junio	0.5745	-0.0011	1.0096E-5
07-14 julio	0.5324	-4.5870	3.3276E-5
12 agosto-01 septiembre	0.4098	-7.7777	4.7110E-5

En la figura 3.20 se distinguen claramente 2 tramos descendentes, el primer tramo comienza el día 17 de octubre y continúa descendiendo hasta el día 15 de noviembre aproximadamente. El segundo, comienza a descender aproximadamente el día 28 de noviembre hasta cerca del 29 de diciembre. Se realizan cuatro ajustes lineales por mínimos cuadrados para ambos tramos y al extrapolar al eje de las abscisas, se observa que los puntos de cortes, es decir, el momento del pronóstico, corresponden a los días 18, 26 y 28 de diciembre, éste último más cerca del día de la erupción. La calidad del ajuste por mínimos cuadrados correspondiente a un mes y 20 días antes (líneas verde y amarilla) poseen $r^2 > 0.8$ y se debe tener en cuenta el error.

En la Figura 3.21 se distinguen claramente 10 tramos descendentes, para cada uno de ellos se realiza un ajuste lineal por mínimos cuadrados y se extrapola al eje de las abscisas. Durante el año 2014 el volcán presentó una intensa actividad sísmica, nótese que entre mayor es el tiempo de reposo del volcán, más cercana a la fecha de la explosión es la fecha de ocurrencia del fallo del material.

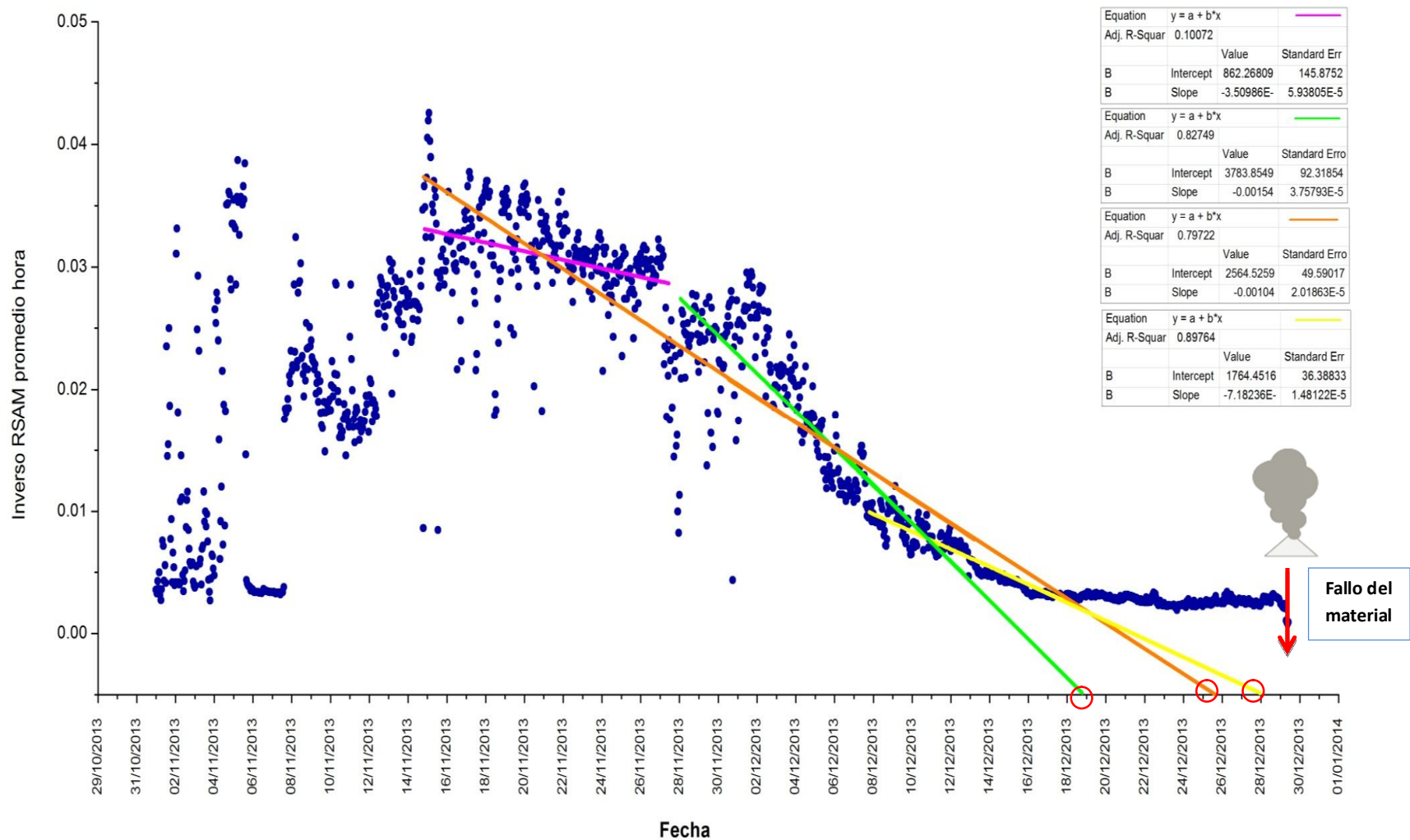


Figura 3.20: Representación de la evolución del inverso del RSAM de noviembre y diciembre de 2013. Las líneas de colores representan los ajustes por mínimos cuadrados siguiendo el método FFM. Los círculos rojos es el intercepto con el eje x y el volcán indica la fecha de la erupción.

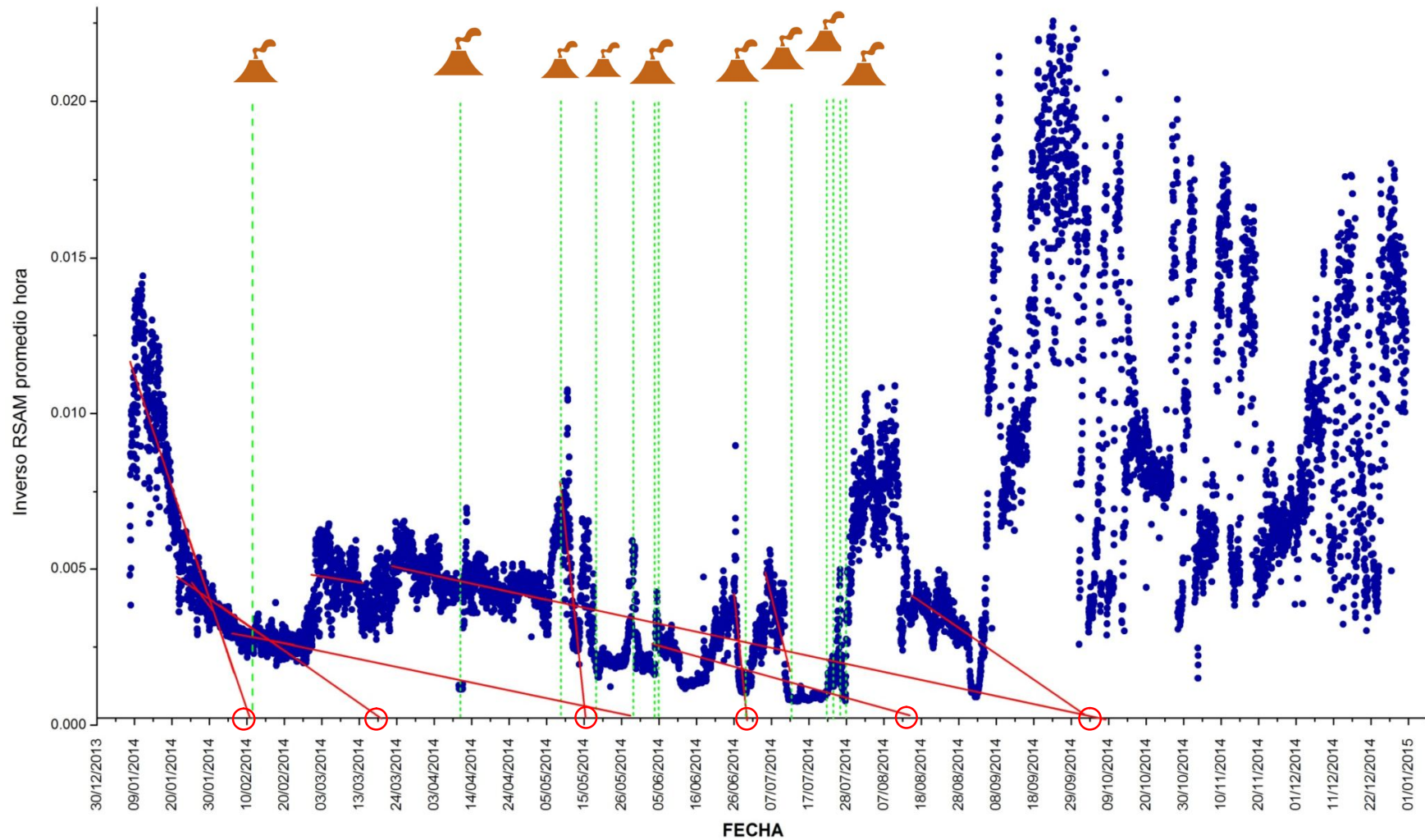


Figura 3.21: Representación de la evolución del inverso durante el año 2014. Las líneas rojas representan los ajustes por mínimos cuadrados siguiendo el método FFM y las líneas verdes las fechas de ocurrencia de las explosiones u exhalaciones del volcán.

3.5 ANÁLISIS DE RSAM Y FLUJO DE SO₂

En base a los valores de RSAM, emisión de SO₂, número de sismos y explosiones, el MARN diferenció la actividad del volcán de San Miguel de los años 2013 y 2014 en seis periodos o etapas. Las características de cada etapa (MARN, 2016) se muestran a continuación:

Etapa 1: del 1 de enero al 8 de septiembre 2013, el flujo de dióxido de azufre emitido por el volcán alcanzó un máximo de 500 ton/d. Las amplitudes sísmicas RSAM en promedio hora superaron tres veces el promedio normal que es de 50 unidades (Figura 3.22).

Etapa 2: del 9 de septiembre al 30 de noviembre 2013, el volcán presentó un aumento drástico en las amplitudes sísmicas RSAM, durante septiembre, octubre y noviembre de 2013. Del 11 al 15 de septiembre se registró tremor con amplitud sísmica promedio hora de hasta 900 unidades RSAM. Del 16 al 30 de septiembre la vibración del volcán retornó a la normalidad. No obstante la tasa de emisión de dióxido de azufre no supera las 400 t/d, similar a la etapa 1 (Figura 3.22).

Etapa 3: del 1 de diciembre al 31 de diciembre 2013, incrementa gradualmente el RSAM hasta superar las 450 unidades en promedio hora. Las emisiones de dióxido de azufre incrementaron superando las 1000 toneladas por día. Del 24 hasta el final del día 28 de diciembre el tremor se mantuvo fluctuando entre las 354 y 459 unidades RSAM en promedio hora (Figura 3.22).

Etapa 4: del 1 de enero al 30 de abril 2014, luego de la erupción principal, la actividad del volcán disminuyó durante tres semanas. Sin embargo incrementó la emisión de dióxido de azufre. A partir del 22 de enero incrementó la vibración hasta alcanzar 363 unidades RSAM en promedio día. Durante marzo y abril la vibración se mantuvo, fluctuando entre 170 y 280 unidades RSAM en promedio día (Figura 3.23).

Etapa 5: del 1 de mayo al 8 de septiembre 2014, el tremor del volcán se mantuvo alrededor de 200 unidades en promedio día. El 19 de mayo a las 10:00 a.m. la vibración sísmica del volcán aumentó a 655 unidades RSAM promedio hora, Del 19 al 27 de mayo el tremor volcánico se mantuvo entre 500 y 655 unidades RSAM promedio hora y súbitamente descendió a 200 unidades. Durante los meses de junio y julio la actividad del volcán incrementó significativamente en comparación a meses anteriores (Figura 3.23).

Etapa 6: del 9 de septiembre al 31 de diciembre 2014, los parámetros del volcán disminuyeron y con ello se pasó a un período de calma eruptivo. Del 6 de septiembre al 31 de diciembre, la vibración sísmica se redujo a valores entre 100 y 500 unidades RSAM promedio día, con tendencia a la baja, y no ocurrió actividad eruptiva (Figura 3.23). Sin embargo, el flujo de dióxido de azufre se mantuvo alto, superando las 2000 t/d.

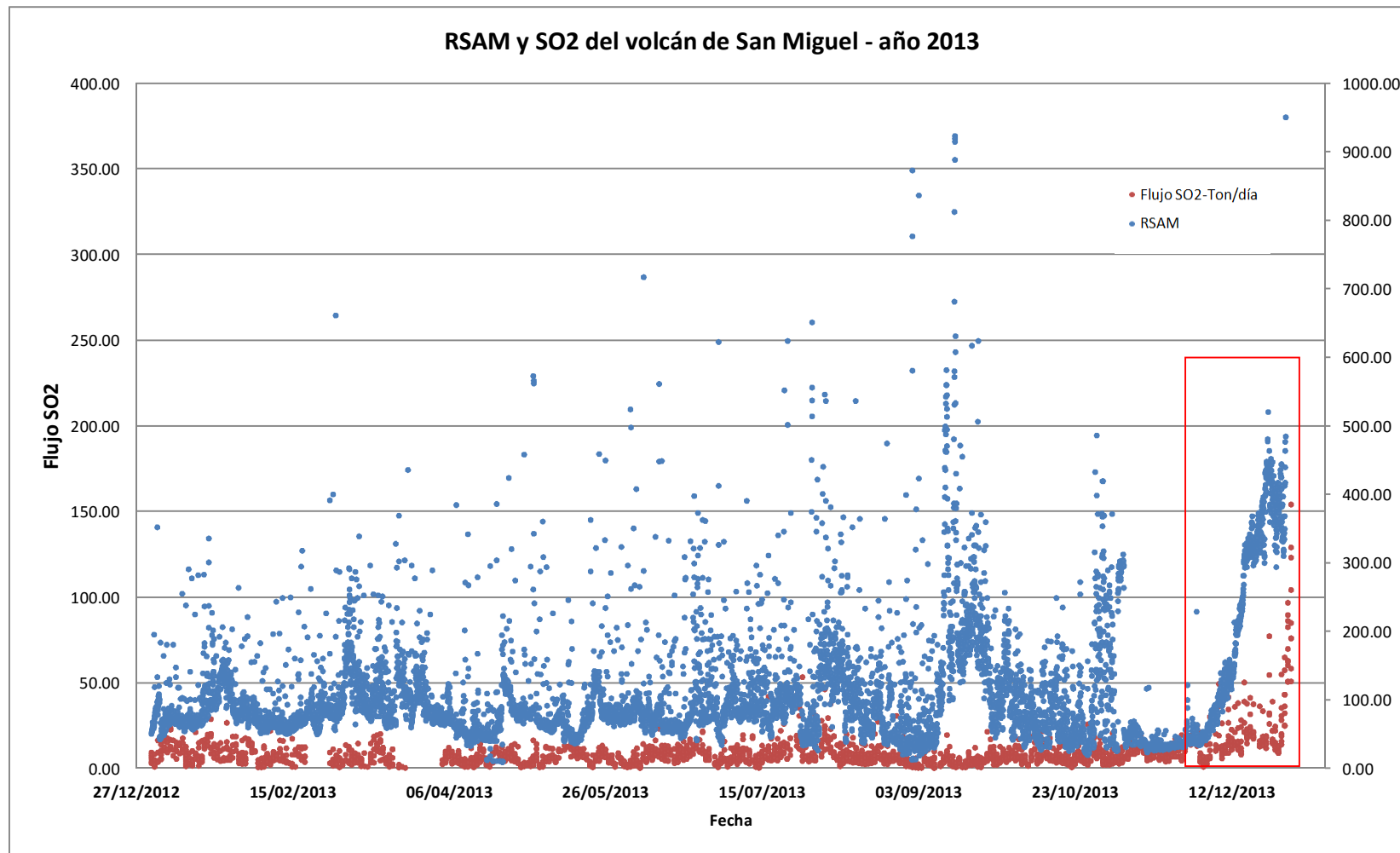


Figura 3.22: Variación del RSAM y las emisiones de SO₂ del volcán Chaparrastique durante el año 2013. Las unidades del RSAM son cuentas y del SO₂ son toneladas por día. Las líneas rojas indican el aumento del SO₂.

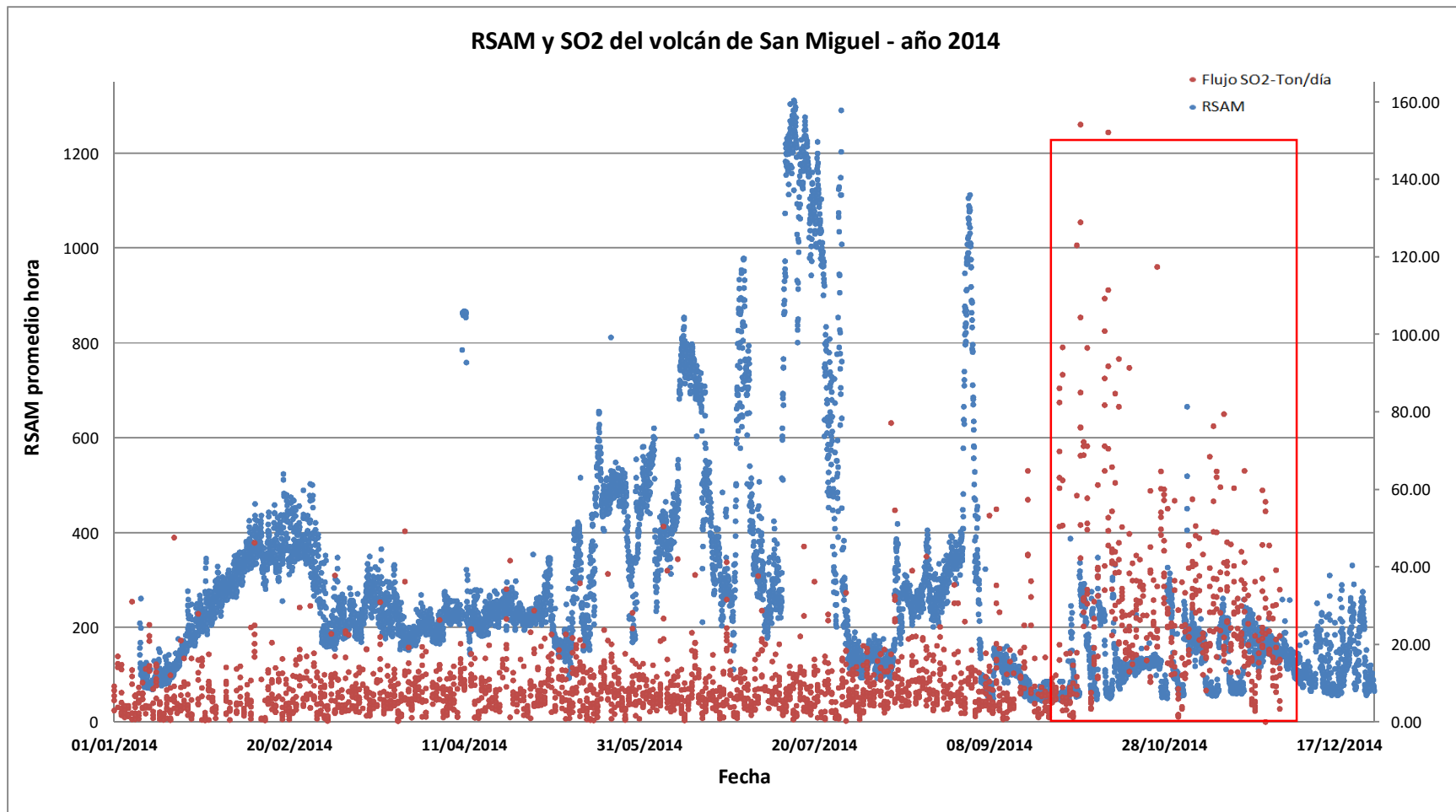


Figura 3.23: Variación del RSAM y las emisiones de SO₂ del volcán Chaparrastique durante el año 2014. Las unidades del RSAM son cuentas y del SO₂ son toneladas por día. Las líneas rojas indican el aumento de SO₂.

4. CONCLUSIONES

Mediante el análisis del contenido espectral, arribo y forma de los sismos del volcán de San Miguel ocurridos en el año 2013 y 2014 se identificaron ocho tipos de eventos, entre ellos: volcano tectónicos (VT-1 y VT-2), largo periodo , híbridos, explosiones, volcánicos de alta frecuencia, monocromáticos y multi-eventos.

La sismicidad previa a la erupción estuvo caracterizada por un aumento de eventos vulcano tectónicos (VT-1 y VT-2), Largo Periodo (LP), Híbridos y explosiones. Indicando un ascenso de material magmático que genera un rompimiento en las rocas e inyecta fluidos en las grietas. En la etapa post eruptiva predominaron los sismos híbridos, VT-1, VT-2 y explosiones, debido a la apertura del conducto y despresurización del sistema, el volcán marca un cambio en su estilo eruptivo, generando periódicas exhalaciones (pequeñas explosiones) de gases y ceniza de menor índice de explosividad.

La sismicidad registrada en el periodo de estudio se localiza principalmente en el flanco norte y noroeste del volcán con una profundidad inferior a los 5.0 km. La ubicación de ésta coincide con escarpes de coladas de lavas antiguas y fallas con dirección noroeste-sureste que atraviesan el volcán, lo que sugiere una relación entre la sismicidad y el sistema de fallas locales. Los cuatro modelos de velocidades empleados arrojan la ubicación de los sismos en el flanco noroeste del volcán con profundidades menores a 4.0 km.

Empleando el método de mínimos cuadrados y usando la magnitud local (MI) se encontró que el valor de b de la Ley de Gutenberg Richter para 2013 es de 1.4 y para el año 2014 es de 3.54. Para los meses de febrero, marzo y abril del año 2014 los valores de b obtenidos son de 1.19, 2.07 y 0.92 respectivamente; usando la magnitud duración (M_c). Estos valores mayores a 1.0 reflejan una alta incidencia de pequeños eventos con respecto a los grandes y están relacionados con un incremento en la heterogeneidad, temperatura y condiciones de esfuerzo en el medio. El aumento de b para el año 2014 podría ser un indicativo de mayor flujo de calor, que se evidenció con una mayor actividad fumarólica posterior a la erupción.

Con la aplicación del método del fallo de material (FFM) se encontró que los posibles tiempos de fallo (tiempos de erupción) para diciembre de 2013 corresponden a los días 18, 26 y 28. La erupción del día 29 de diciembre pudo ser anticipada con un margen de error de 10 días y de las 16 explosiones ocurridas en el año 2014, la explosión del día 12 de febrero pudo ser anticipada por este método con un margen de error de hasta dos días. Importante recalcar que entre mayor es el tiempo de calma (sin explosiones u erupciones) mayor es la probabilidad de anticipar este tipo de eventos en el volcán. Lo que indica que el método arroja mejores resultados para un modelo cerrado y no para un conducto.

Los valores de RSAM promedio hora y emisión de SO_2 no muestran una relación directa, sin embargo para diciembre del año 2013 se observó un aumento tanto en el RSAM como en el SO_2 . En 2014 se observó un aumento en la emisión de SO_2 que se interpreta como flujo de gases pasando libremente a través del conducto abierto después de la erupción.

5. RECOMENDACIONES

Instalar sismógrafos de banda ancha en las cercanías del volcán para facilitar y mejorar la caracterización de las señales sísmicas volcánicas y con ello comprender mejor el comportamiento y dinámica del volcán.

Crear una rutina de clasificación automática de sismos para comprender mejor la sismicidad del volcán de San Miguel tanto en periodos de calma como en crisis.

Incorporar un modelo de velocidades más acorde al basamento del volcán de San Miguel para obtener localizaciones más precisas de los sismos registrados en sus alrededores.

Automatizar el Método de pronóstico por fallo de material (FFM) usando datos de RSAM en tiempo real y realizar pruebas para validar la eficacia del método anticipando explosiones o erupciones.

Realizar análisis de correlación con otros fenómenos atmosféricos (precipitaciones), ya que se han observado algunas coincidencias y se sabe de la influencia de éstos sobre la actividad de otros volcanes.

.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.

- Aparicio J., (2010) *Procesamiento de datos de emisión de dióxido de azufre obtenidos por espectrometría de Absorción Óptica Diferencial en el volcán Popocatepetl*, trabajo de Tesis para optar al grado de Ingeniera Geofísica, Benemérita Universidad Autónoma de Puebla.
- Arámbula R., (2011) *Clasificación Automática de eventos sísmicos volcánicos y análisis de la Actividad sísmica Reciente en el volcán de Colima*. Trabajo de Tesis para optar al grado de: Doctor En Ciencias De La Tierra. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Araujo S., (2006) *Un modelo de fuente sísmica para el tremor volcánico basado en la turbulencia elástica del magma andesítico y el lodo volcánico*. Artículo científico, Revista de Ciencia y tecnología INGENIUS.
- Arciniega-Ceballos, A., Chouet, B.A. y P. Dawson, (2003). *Long-period events and tremor at Popocatepetl volcano (1994-2000) and their broadband characteristics*. Bull. Volcanol. 65, 124-135.
- Baxter, P.J., (2000). *Gases*. In: P.J. Baxter, P.H. Adams, T.-C. Aw, A. Cockcroft and J.M.
- Chouet, B., (2003) *Volcano Seismology*. Pure appl. geophysics. 160 (2003) 739–788.
- Cornelius, R.R. y B. Voight, (1995). *Graphical and PC-software analysis of volcano eruption precursors according to the Materials Failure Forecast Method (FFM)*. J. Volcanol. Geotherm. Res. 64: 295-320.
- Cornelius, R.R. y B. Voight, (1996). *Real-time Seismic Amplitude Measurement (RSAM) and Seismic Spectral Amplitude Measurement (SSAM) analyses with the Materials Failure Forecast Method (FFM), June 1991 explosive eruption at Mount Pinatubo, Phillipines*, University of Washington Press, Seattle, WA, pp. 249-268.
- Delmelle, P. y J. Stix, (2000) *Volcanic Gases, in Encyclopedia of Volcanoes*, Ed. H. Sigurdsson, Academic Press, San Diego, Pp. 803-815
- Denyer, P., (2008), *Geología y Geotectónica de América Central y El Caribe*. Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, Apdo. 2142060 UCR, Costa Rica. pdenyer@geologia.ucr.ac.cr
- DIGESTYC, (2007), *Censo de Población y Vivienda – población por área y sexo*. El Salvador. En línea disponible en: <http://www.digestyc.gob.sv/index.php/temas/des/poblacion-y-estadisticas-demograficas/censo-de-poblacion-y-vivienda/poblacion-censos.html>

- El Salvador noticias .net, (2013). *Actividad cronológica de Volcán Chaparrastique de San Miguel desde 1586*. [En Línea] Disponible en: <http://www.elsalvadornoticias.net/2013/12/29/actividad-cronologica-de-volcan-chaparrastique-de-san-miguel-desde-1586/>.
- Escalante, M. A. y C. Fernández, (2014). *Evaluación de Amenazas de Lahares, flanco Nor-Oeste del volcán Chaparrastique*. [En Línea] Disponible en: http://dacger.mop.gob.sv/phocadownload/InfromeTecnicos/estudio_laharzSM_mayo2014_v2compressed.pdf
- Escobar, D., (2003) *El volcán de San Miguel y sus peligros asociados*. Tesis de maestría. Universidad Tecnológica de Michigan (Michigan Tech University).
- Escobar,D.; Ferres,D.; Pullinger, C.; Delgado, H.; Farraz, I.; Alatorre, M y A. W. Hurst, (2004) *Mapa de Escenarios de Amenaza del Volcán de San Miguel. El Salvador*. Servicio Nacional de Estudios Territoriales/ Instituto de Geofísica UNAM / Institute of Geological & Nuclear Sciences.
- Farrell, J.; Husen, S. y R. B. Smith, (2009). *Earthquake swarm and b-value characterization of the Yellowstone volcano-tectonic system*. University of Utah Dept. of Geology and Geophysics, Salt Lake City, UT, 84112, USA.
- Fukuzono, T., (1985). *A new method for predicting the failure time of a slope*. In: Proc IV International Conference and Field Workshop on Landslides, Tokyo.
- Gangolli, S., (1999). *The Dictionary of Substances and their Effects*, 2nd edn. The Royal Society of Chemistry. Cambridge.
- García López, T., (2013). *Análisis de la Sismicidad Volcánica Asociada a la actividad del volcán de Colima, ocurrida en el periodo 1 de octubre al 30 de diciembre del 2009*. Trabajo de tesis para optar al título de ingeniero Geólogo. Universidad Autónoma de México, Facultad de Ingeniería.
- Garza Girón, R., (2014) *Distribución espacial del valor b debajo del volcán Popocatepetl y su relación con la estructura de la cámara magmática*, trabajo de tesis para optar al grado de ingeniero geofísico, UNAM.
- Generalidades del Software Seisan, (2004). [En Línea] Disponible en: <http://seis.geus.net/software/seisan/node88.html>.
- Geólogos del mundo, (2004). *Caracterización de Amenazas Geológicas en la ladera Sur - Occidental del volcán Chaparrastique*. Coordinación del proyecto – Jose Antonio de San Antonio, Apoyo voluntario hidrología y SIG – Carlos Fernández Lavado
- Gutenberg, B. y C. F. Richter, (1954) *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena*. 2nd ed. Princeton, N.J.: Princeton University Press.

- Havskov, J; Ottemoller, L. y P. Voss, (2014) *Seisan Earthquake analysis software*, Seis. Res. Lett., 70, [En Línea] Disponible en: <ftp://ftp.geo.uib.no/pub/seismo/SOFTWARE/SEISAN/seisan-tutorial.pdf>.
- Ibáñez, J. M. y E. Carmona, (2000). *Sismicidad volcánica*. E. Curso Internacional de Volcanología y geofísica Volcánica. Astiz, M., García, A. (ed.). 269-282.
- James, K.H. (2007). *Structural geology: From local elements to regional synthesis*, chapter 11 in *Central America: Geology, Resources, and Hazards*, London.
- Walker, J. A. and E. Gazel, (2014). *Igneous Rock Associations 13*. Focusing on the Central American Subduction Zone. *Journal Geoscience Canada*, Vol 41, 57-74.
- Kilburn, C.R.J. y B. Voight, (1998). *Slow rock fracture as eruption precursor at Soufriere Hills volcano, Montserrat*. *Geophys. Res. Lett.*, 25(19): 3665–3668.
- Kilburn, C.R.J., (1999) *Multiscale fracturing as a key to forecasting volcanic eruptions*. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* , Vol. 125, 271-289.
- Kilburn, C.R.J., (2003). *Multiscale fracturing as a key to forecasting volcanic eruptions*. *J. Volcano. Geotherm. Res.*, 125: 271-289.
- Komarnisky, L.A.; Christopherson R.J. y T.K. Basu, (2003). *Sulfur: its clinical and toxicological aspects*. *Nutrition*, 19(1): 54-61.
- Kundu, B.; Legrand, D.; Gahalaut, K.; Vineet, K.; Gahalaut, P.; Mahesh, K. A.; Kamesh Raju, J. K.; Catherine, A.; Ambikapthy, R. K. Chadha (2012). *The 2005 volcano-tectonic earthquake swarm in the Andaman Sea: Triggered by the 2004 great Sumatra-Andaman earthquake*.
- Legrand, D.; Villagómez, D.; Yepes, H. y A. Calahorrano, (2004). *Multifractal dimension and b value analysis of the 1998–1999 Quito swarm related to Guagua Pichincha volcano activity, Ecuador*. Quito, Ecuador.
- Lermo-Samaniego, J.; Antayhua-Vera, Y. y M. Chavacán-Ávila. (2006). *Análisis de la actividad sísmica en el Volcán Popocatepetl (México) durante el periodo 1994-1997*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Número Especial de Geología Urbana. Tomo LVIII, núm. 2, 2006, p. 253-257.
- Lide, D. R., (2003). *CRC Handbook of Chemistry and Physics*, 84th edn. CRC Press. Boca Raton, Florida.
- López-Davalillo, J. C. G., (2001). *Las amenazas geológicas en las laderas del Volcán de San Miguel*, geólogos del mundo, Revista Tierra y Tecnología n°23. [En Línea] Disponible en: <http://www.geologosdelmundo.org/prev/revistas/revistatytn23.html>.

- Major, J.J.; Schilling, S.P.; Pullinger, C.R.; Escobar, C.D.; Chesner, C.A. y M.M. Howell (2001). *Determinación de zonas de riesgo por lahar para el volcán San Miguel, El Salvador*. Departamento del Interior de los Estados Unidos. Gale Norton, Secretario. Investigación geológica de los Estados Unidos. Charles G. Groat, Director.
- MARN, (2011a). *Análisis de la sismicidad del volcán de San Miguel del 11 de Julio al 20 de agosto 2010*. Gerencia de Geología, Área de Vulcanología. San Salvador, El Salvador.
- MARN, (2011b) *Comportamiento del volcán de San Miguel, durante 2010*. Gerencia de Geología, Área de Vulcanología. San Salvador, El Salvador.
- MARN, (2012) *Actividad del volcán de San Miguel, durante el año 2011*. Gerencia de Geología, Área de Vulcanología. San Salvador, El Salvador.
- MARN, (2013a) *Actividad del volcán de San Miguel, durante el año 2012*. Gerencia de Geología, Área de Vulcanología. San Salvador, El Salvador.
- MARN, (2013b). *Informe Técnico de la erupción del volcán de san Miguel*. Gerencia de Geología, Área de Vulcanología. San Salvador, El Salvador. [En Línea] Disponible en: <http://www.snet.gob.sv/ver/vulcanologia/informes+especiales/informe+tecnico/>.
- MARN, (2014). *Informes especiales sobre la Actividad en el volcán Chaparrastique*. Gerencia de Geología, Área de Vulcanología. San Salvador, El Salvador. [En Línea] Disponible en: <http://www.snet.gob.sv/ver/vulcanologia/informes+especiales/>.
- MARN, (2015). *Análisis del comportamiento del volcán de San Miguel durante 2013 y 2014*. Gerencia de Geología, Área de Vulcanología. San salvador, El Salvador.
- MARN, (2015b). *Formulación de un sistema de alerta temprana ante erupción del volcán de San Miguel (Chaparrastique)*. Gerencia de Geología, Área de Vulcanología. San salvador, El Salvador.
- MARN, (2016). *Actividad del volcán Chaparrastique durante los años 2013 y 2014*. Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales.
- Marroquín, G., (1998), *Seismic Properties of the crust in the volcanic chain of El Salvador*. C.A., Tesis para optar al grado de Master en Ciencias, Instituto de Física de Tierra sólida, Universidad de Bergen, Noruega.
- Mcgonigle, A. J. S. & Oppenheimer, C. (2003). *Optical sensing of volcanic gas and aerosol emissions*. The Geological Society London. p. 149 – 167.
- McNutt S.R., (2000) *Volcanic Seismicity, Chapter 63 of Encyclopedia of Volcanoes*. Sigurdsson, H., B. Houghton, S.R. McNutt, H. Rymer, and J. Stix (eds.), Academic Press, San Diego, CA, 1015-1033.

- McNutt S.R., (2005) *Volcanic Seismology*. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 32:15.1–15.31. Alaska Volcano Observatory, Geophysical Institute, University of Alask.
- McNutt, S.R., (1996) *Seismic Monitoring and Eruption Forecasting of volcanoes: a review of the state-of-the-art and case histories*. En: Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards, editado por Scarpa R. y Tilling R. I, p. 99-146.
- Molina, C.I. y M.C. Ruiz, (2004), *Cambios temporales del valor de b: posibles correlaciones con el tremor volcánico y los cambios geoquímicos de las fuentes termales del Tungurahua*. Instituto Geofísico, Departamento de Geofísica. Escuela Politécnica Nacional, Quito.
- Molina, C.I., (2001) *Actividad pre-eruptiva del volcán Tungurahua*. Trabajo de tesis para optar al título de Geóloga, Universidad de Caldas-Manizales, Instituto Geofísico-Quito.
- Nemery, B.; Hoet, P. H. M. y A. Nemmar, (2001). *The Meuse Valley fog of 1930: an air pollution disaster*. The Lancet 357(9257), 704-708.
- Ortega, M. A.,(2015). *Caracterización de sismos tipo tornillo registrados durante la crisis del volcán Sabancaya 2013 y del volcán Ubinas 2014*. Tesis para optar al título de: Ingeniera geofísica. Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, Arequipa – Perú.
- Patlan, E.,(2012). *San Miguel volcanic seismicity and structure in Central America: insight into the physical processes of volcanoes*, Thesis presented for the degree of Master of Science, University of Texas at El Paso.
- Press, W. H., Flannery, B. P., Teukolsky, S. A., y Vetterling, W. T. (1986.) *Numerical Recipes*, 818 pp.
- Polío, C., (2011). *Análisis de la sismicidad del volcán de San Miguel del 11 de julio al 20 de agosto 2010*. Programa Nacional de Reducción de Riesgo, Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales. Observatorio Ambiental. Área de Vulcanología
- Power, J. A.; Wyss, M. y J. L. Latchman, (1998) *Spatial variation in the frequency magnitude distribution of earthquakes at Soufriere Hills Volcano, Monserrat, West*. DOI: 10.1029/98GL00430
- Quintero, A., (2005) *Evolución bayesiana de escenarios eruptivos a través del procesamiento de datos sísmicos*, proyecto de grado para optar al título de ingeniero geofísico, Universidad Simon Bolivar, Venezuela.
- Rose. W.I., et al., 2004, *Natural Hazards in El Salvador.*, págs, 216 - 236 The Geological Society Of America.

- Schiek C.G., (2008) *Characterizing the Deformation of Reservoirs Using Radar Interferometry, Gravity, and Seismic Analyses*. Thesis PhD. University of Texas at El Paso.
- Schmincke, H-U., (2004). *Volcanism*. Ed. Springer. Germany. p. 42
- Sha, Y., y Bolt, B.A. (1982) *The standard error of the magnitud-frequency b value*. Bull. Seism. Soc. Am. Vol 72, p. 1677-1687.
- Sierra, M.P., (2012). *Las cenizas, gases volcánicos y la salud respiratoria*, Revista Neumol Cir Torax Vol. 71 - Núm. 2:132-138. [En Línea] Disponible en: <http://www.medigraphic.com/pdfs/neumo/nt-2012/nt122a.pdf>
- SNET, (2003) *El volcán de San Miguel, Área de vulcanología* [En Línea] Disponible en: <http://www.snet.gob.sv/Geologia/Vulcanologia/memorias/mtecVSM2.pdf>.
- SNET, (2010) *Comportamiento del volcán de San Miguel, durante 2008 y 2009*. Área de vulcanología. San Salvador, El Salvador. [En Línea] Disponible en: <http://www.snet.gob.sv/ver/vulcanologia/informes+especiales/>.
- Swarm, (2011) *Seismic Wave Analysis and Real-time Monitor: user manual and reference guide*. Software SWARM, [En Línea] Disponible en: <http://volcanoes.usgs.gov/software/swarm/vision.php>.
- Tárraga Enamorado, M., (2007) *Análisis dinámicos de series sismovolcánicas. Estudio de los volcanes Villarrica, Tungurahua, Stromboli y Teide*. Trabajo de Tesis para optar al grado de: Doctora en ciencias de la Tierra. Universidad Complutense de Madrid. Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica. Facultad de Ciencias Físicas.
- Tavera, H. y Y. Antayhua, (2000) *Señales sísmicas de volcanes activos: ejemplo del volcán Sabancaya, Arequipa (Peru)*. Boletín de la sociedad geológica del Perú v.90 (2000) p. 107-119.
- Theys, N. et al, (2012). *Volcanic SO2 fluxes derived from satellite data: a survey using OMI, GOME-2, IASI and MODIS*, Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union.
- USGS & USAID, (2000). *¿Cuáles son las Amenazas o Peligros Volcánicos?* USGS Fact Sheet 144-00. [En Línea] Disponible en: <http://pubs.usgs.gov/fs/fs144-00/fs144-00.pdf>
- Vergara, N.A., (2011). *Revisión del catálogo sísmico centroamericano en la región del punto triple Cocos-Nazca-Caribe*. Tesis de maestría. México: Universidad Autónoma de México.

- Villagomez, D., (2000), *Sismicidad del volcán Guagua Pichincha 1998-1999*. Trabajo de tesis para optar al título de ingeniero Geólogo, Escuela Politécnica Nacional, Facultad de Geología, Minas Y Petróleos.
- Voight, B. y R.R. Cornelius,(1991) *Prospects for eruption prediction in near real-time*. Nature vol 350, 695-697.
- Voight, B.,(1988) *Method for prediction of volcanic eruptions*. Nature vol 332 10, 125-130.
- Wassermann, J., (2011) *Volcano Seismology, Chapter 13*, [En Línea] Disponible en: http://gfzpublic.gfz-potsdam.de/pubman/item/escidoc:4013:4/component/escidoc:4014/Chapter_13_rev1.pdf.
- Wellburn, A., (1994). *Air Pollution and Climate Change: the biological impact*. Addison Wesley Longman Limited, Harlow, 268 pp.
- Wiemer, S.; McNutt, S. R. y M. Wyss, (1998). *Temporal and three-dimensional spatial analyses of the frequency-magnitude distribution near Long Valley Caldera, California*. Geophysical Journal International, 134(2), 409-421.
- Wikipedia., (2010) *Ley de Gutenberg- Richter*. [En Línea] Disponible en: http://en.wikipedia.org/wiki/Gutenberg%E2%80%93Richter_law#cite_ref-1, 2010.
- Wyss, M., Shimazaki, K., and Wiemer, S. (1997). *Mapping active magma chambers by b-value beneath the off-Ito volcano, Japan*. J. Geophys. Res., 102, pp. 20413-20422.
- Zobin, V. M., (2003) *Introduction to volcanic seismology*. Elsevier, México.

Páginas web:

- Monitoreo de gases volcánicos, septiembre 15, 2014. Disponible en: <http://www.ambher.com/infraestructura/p1v64w82qf6n2437avstz8jryqh5g7>
- Noticia de la segunda erupción de volcán Chaparrastique, (2014), [En Línea] Disponible en: <http://www.elsalvadornoticias.net/2014/02/12/volcan-chaparrastique-hace-pequena-erupcion-12-de-febrero-de-2014/>.
- Informes especiales del volcán de San Miguel, elaborados por el Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales, Área de geología, disponible en: <http://www.snet.gob.sv/ver/vulcanologia/informes+especiales/>
- Global volcanism program. Department of Mineral Sciences. National Museum of Natural History Smithsonian Institution, 2013 http://www.volcano.si.edu/search_volcano.cfm

ANEXOS

Hoja de cálculo Excel que utiliza el Método de mínimos cuadrados para calcular el valor de b de la relación de Gutenberg-Richter. Empleada para calcular el valor de b de los sismos ocurridos en los meses de febrero, marzo y abril de 2014.

M	M ²	n(M)dM	n(M)	N(M)	M*n(M)dM	M ² *n(M)dM	log N (M) = Observed amount(Oi)	Mi * Observed amount(Oi)
2.5	6.25	1862	18620	19173	4655	11637.5	4.282690072	10.7067252
2.4	5.76	2022	20220	21195	4852.8	11646.72	4.326233421	10.3829602
2.3	5.29	2330	23300	23525	5359	12325.7	4.371529632	10.0545182
2.2	4.84	2604	26040	26129	5728.8	12603.36	4.417122789	9.71767014
2.1	4.41	3068	30680	29197	6442.8	13529.88	4.46533823	9.37721028
2	4	3380	33800	32577	6760	13520	4.512911088	9.02582218
1.9	3.61	3306	33060	35883	6281.4	11934.66	4.554888745	8.65428862
1.8	3.24	3341	33410	39224	6013.8	10824.84	4.59355188	8.26839338
1.7	2.89	3558	35580	42782	6048.6	10282.62	4.631261083	7.87314384
1.6	2.56	3482	34820	46264	5571.2	8913.92	4.665243179	7.46438909
1.5	2.25	2973	29730	49237	4459.5	6689.25	4.692291584	7.03843738
1.4	1.96	4241	42410	53478	5937.4	8312.36	4.728175157	6.61944522
1.3	1.69	3836	38360	57314	4986.8	6482.84	4.758260719	6.18573894
1.2	1.44	4822	48220	62136	5786.4	6943.68	4.793343292	5.75201195
1.1	1.21	5516	55160	67652	6067.6	6674.36	4.83028064	5.3133087
1	1	5611	56110	73263	5611	5611	4.864884698	4.8648847
		70038	700380		126304.1	259265.35	118.6991292	254.323974

Dónde: M: magnitud del sismo, n(M): número de sismos con magnitud mayor o igual a M. Los valores necesarios para calcular b se muestran en la siguiente tabla:

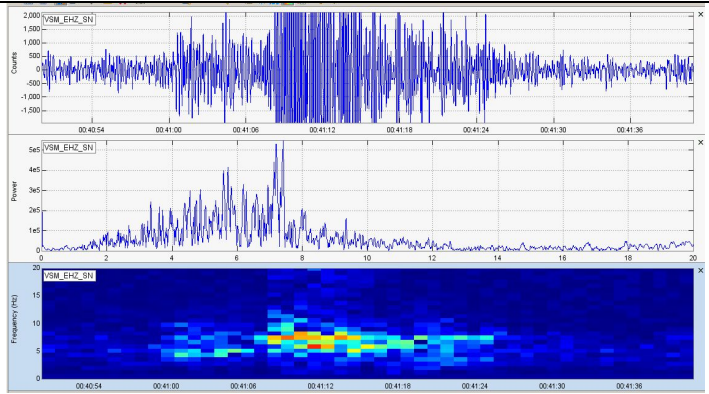
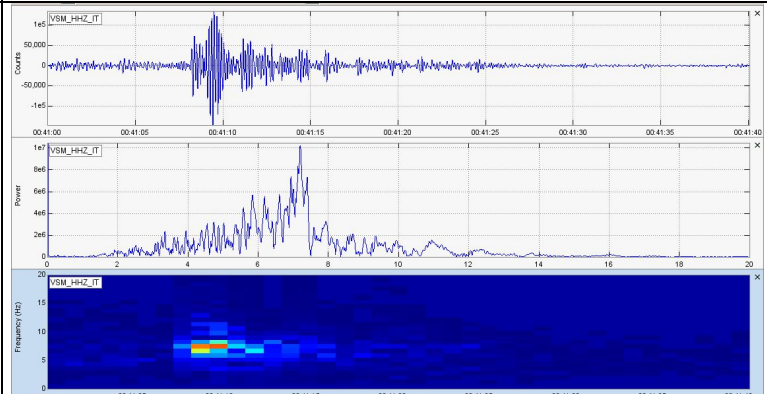
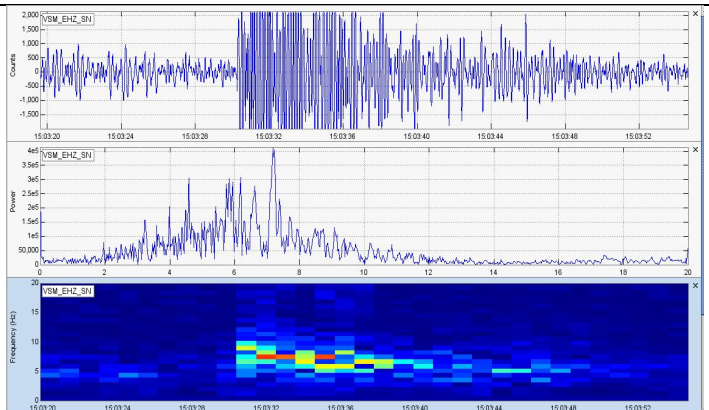
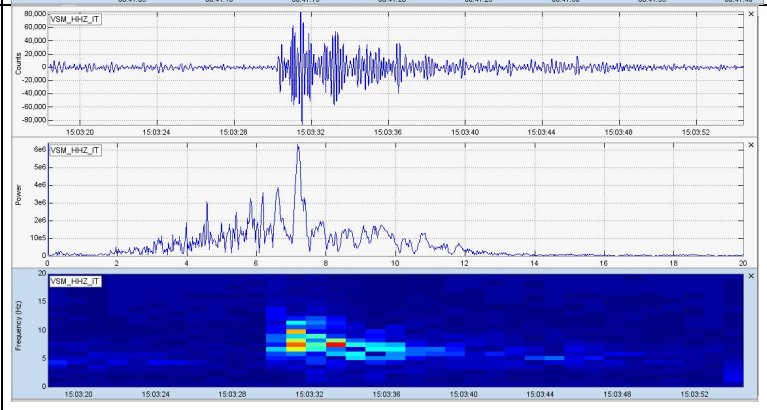
1.63024914	Average of Mi
2.85806226	Average of (Mi²)
4.2582838	Average of Oi*Mi
2.46184687	Average of Oi
3.0625	(Average of Mi)²

La ecuación para calcular b es la siguiente:

$$b = \frac{\text{average Oi} * \text{average Mi} - \text{average Oi Mi}}{\text{average (Mi}^2) - (\text{average Mi})^2}$$

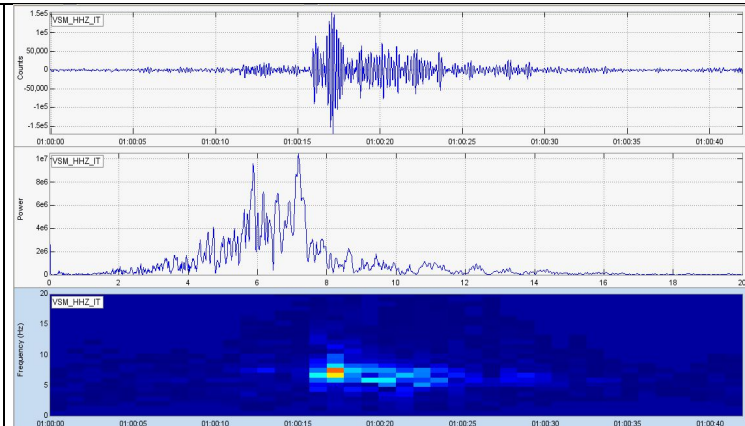
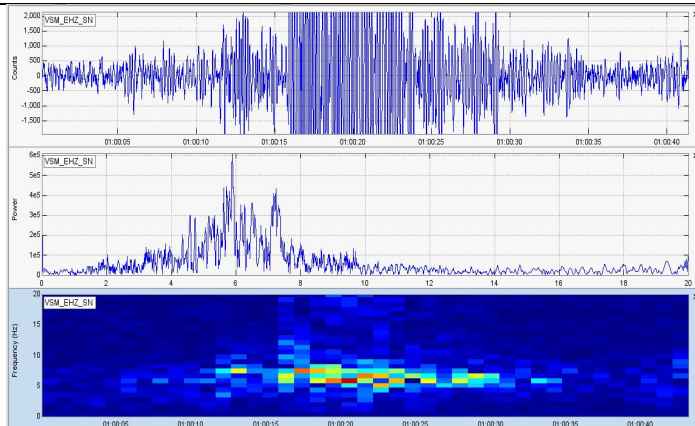
$$b = 1.197$$

Algunas explosiones del volcán de San Miguel - Febrero 2014

Fecha	Hora	Forma de onda Periodo Corto	Forma de onda Banda Ancha
04/02/2014 Explosión	00:41		
09/02/2014 Explosión	15:03		

10/02/2014
Explosión

01:00



10/02/2014
Explosión

06:02

