



UNIVERSIDAD DE COSTA RICA
ESTUDIOS DE LOS PROCESOS SÍSMICOS Y
VOLCÁNICOS EN EL RINCÓN DE LA VIEJA
(COSTA RICA)

GEÓL. HENRIETTE BAKKAR HINDELEH
TESIS PARA OPTAR POR EL GRADO ACADÉMICO DE
LICENCIATURA EN GEOLOGÍA
CIUDAD UNIVERSITARIA RODRIGO FACIO

JULIO, 2017

UNIVERSIDAD DE COSTA RICA
FACULTAD DE CIENCIAS
ESCUELA CENTROAMERICANA DE
GEOLOGÍA

ESTUDIOS DE LOS PROCESOS SÍSMICOS Y
VOLCÁNICOS EN EL RINCÓN DE LA VIEJA
(COSTA RICA)

Tesis para optar por el grado académico de licenciatura en Geología


Geól. Henriette Bakkar Hindeleh

Ciudad Universitaria Rodrigo Facio

Julio, 2017

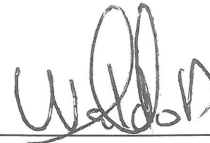
Tesis sometida y aceptada por el tribunal de trabajo final de graduación como requisito para optar por el grado académico de licenciado en geología.

TRIBUNAL EXAMINADOR:



Dr. Mauricio M. Mora F.

Director de tesis



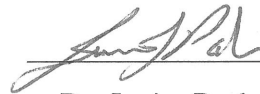
M.Sc. Waldo Taylor C.

Co-director



Dr. Guillermo E. Alvarado I.

Co-director



Dr. Javier Pacheco A.

Lector



Dr. German Vidaurre F.

Vicedecano de la Facultad de
Ciencias



Geól. Henriette Bakkar H.

Candidata

DEDICATORIA

A Dios y a la Santísima Theotokos.

A mi valiente pequeña Sarita y Eladio.

A mis padres y hermanos.

AGRADECIMIENTOS

Definitivamente un agradecimiento a Dios por la oportunidad de vivir, aprender, escuchar, de luchar y de trabajar. A mis padres y mis hermanos por la paciencia, el amor, la educación y la guía. A Eladio por ser un pilar y un apoyo, por la paciencia, el sacrificio, los consejos y el incondicional cariño. A pequeña Sofi, por darme las fuerzas para seguir luchando, por la valentía y el amor.

Un infinito y fuerte agradecimiento a Waldo, un jefe y un papá Tilaranense, un ejemplo no solo profesional, sino humano, y quién me ha guiado y enseñado en esta etapa. A Mauricio Mora, le agradezco de corazón las herramientas, el conocimiento, la guía, la formación que me ha dado, además de la paciencia. A Guillermo Alvarado por los consejos, el apoyo, la paciencia, las correcciones, la guía y el ejemplo a seguir. A Irene, le agradezco enormemente de corazón la ayuda y el apoyo incondicional en estos momentos.

A Chico Arias, Guillermo Vargas y Luis Anchía quienes fueron colaboraron en las campañas de medición de CO₂ difuso y el reconocimiento de fallas en el campo.

Agradecer ampliamente a la universidad Michigan Tech, a Chad Deering, Aurelia Liegler, Sam Fentress y PeiPei Lin por el préstamo del flujómetro de West System, la ayuda con las campañas de campo y por la capacitación en el procesamiento de los datos.

A los compañeros del Área de Conservación de Guanacaste, del Sector Pailas y Santa María por siempre ese cálido recibimiento, apoyo y colaboración en los trabajos dentro del Parque Nacional Rincón de la Vieja.

A María Martínez, a Geoffroy Avard, a Javier Pacheco y Maarten de Moore del OVSICORI por la colaboración con la mejora de las técnicas de monitoreo en el flanco norte del Rincón de la Vieja, las enseñanzas, el entusiasmo y la pasión por los volcanes.

Mis queridos compañeros del ICE, Luis Madrigal, Ricardo Sánchez, Dago Boniche, Marco Naranjo, Guido Calvo, Carlos Trejos, Andrey Rodríguez, quienes han sido una segunda familia, una alegría y son los responsables de mantener la calidad de datos y el funcionamiento adecuado de la red sismológica del OSIVAM, materia prima de este trabajo. Al Instituto Costarricense de Electricidad por la oportunidad del uso de los datos sismológicos como insumo para esta tesis.

A los compañeros del Equipo de Respuesta Inmediata de Pailas: Randall Rojas, Erick Castillo, Gabriel Dávila y Edward Sibaja; a los de geofísica Arturo Ramos, Orlando, Mauricio, Nelson por esa colaboración en condiciones y sitios arduos en la cima del Rincón de la Vieja y por esa actitud siempre entusiasta, alegre y positiva.

RESUMEN

El volcán Rincón de la Vieja es el único volcán activo de la Cordillera Volcánica de Guanacaste (CVG). Después de 13 años de no presentar actividad eruptiva, en setiembre del 2011 tuvo lugar una serie de erupciones freáticas, que a su vez generaron pequeños lahares hacia el flanco norte del Rincón de la Vieja. En los años siguientes, la actividad eruptiva se mantuvo de manera intermitente, pero se intensificó entre el 2014 y el 2016. Históricamente, los periodos eruptivos del Rincón de la Vieja generalmente iniciaron con una fase freática, y luego la actividad evolucionó hacia una fase freatomagmática que, en algunos casos, culminó con una fase magmática. Tal es el caso que ocurrió en 1922.

Este trabajo generó nuevos conocimientos sobre la dinámica eruptiva del volcán Rincón de la Vieja a partir del análisis de la actividad comprendida entre el 2011 y mayo del 2016 y el análisis de su contexto tectónico. Esto con el fin de aportar insumos para una mejor gestión del riesgo volcánico. El abordaje metodológico comprendió un análisis sismotectónico general, complementado con un análisis geoquímico de gas difuso (CO₂), así como también el estudio de las señales sismo-volcánicas asociadas y registradas durante el periodo antes mencionado.

Se propuso un total de 11 nuevas fallas corticales localizadas en el flanco meridional del Rincón de la Vieja a partir de la integración de criterios, tales como: trabajos previos, evidencias geoquímicas, rasgos geomorfológicos, sismicidad y, sobretodo, trabajo de campo. La interacción entre algunas estructuras tectónicas y el sistema magmático-hidrotermal se demostró a partir de los mapas de flujo de CO₂ difuso que se efectuaron en cinco sectores del flanco meridional del volcán. El flujo más alto de CO₂ difuso se identifica en Borinquen y Salitral.

Se propuso una clasificación de las señales sismo-volcánicas para el volcán Rincón de la Vieja. Entre ellas destacan las señales de baja frecuencia tipo tornillo, cuyos cambios en la frecuencia y del factor de calidad Q, de la componente armónica, permitió hacer inferencias sobre los tipos de fluidos que intervendrían en su mecanismo fuente. Asimismo, estos eventos sugieren ser precursores de la actividad eruptiva de mediano plazo (escala de meses). Por otra parte, las señales de baja frecuencia y los sismos volcano-tectónicos son los primeros precursores que se registraron en el 2014, antes de las erupciones freáticas más importantes. A partir de los datos sismo-volcánicos y sismo-tectónicos, se propuso posibles pulsos de ascenso del magma desde el 2009 hasta el 2013. En el 2014, es posible que una pequeña parte de un cuerpo magmático somero interaccionara con el sistema hidrotermal, generando una fase freatomagmática que se intensificó y se mantuvo durante el 2016.

Palabras clave: Rincón de la Vieja, sismología volcánica, sismo-tectónica, medición de CO₂ difuso, fallas, tornillos.

Contenido

Lista de figuras	ix
Listado de cuadros	xv
I. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Justificación del estudio	1
1.2 Objetivos	2
1.3 Método general.....	2
1.4 Características generales del volcán Rincón de la Vieja	4
1.5 Características geológicas	6
1.6 Estado del arte de los estudios sismológicos en el volcán Rincón de la Vieja.....	11
1.7 Datos disponibles	12
II. TECTÓNICA DEL FLANCO MERIDIONAL DEL VOLCÁN RINCÓN DE LA VIEJA	16
2.1 Introducción	16
2.2 Antecedentes	16
2.3 Análisis morfotectónico	24
2.4 Reconocimiento de campo	28
2.5 Análisis de la actividad sísmica superficial desde el 2002 a mayo del 2016	32
2.6 Síntesis de la tectónica del flanco meridional del volcán Rincón de la Vieja.....	51
2.7 Discusión.....	60
2.8 Conclusión.....	62
III. MEDICIÓN DE GASES DIFUSOS CON DETECTORES DE CO ₂	63
3.1 Introducción	63
3.2 Especificaciones del equipo y metodología	64
3.3 Resultados	69
3.4 Conclusiones y discusión	78
IV. ANÁLISIS DE LA ACTIVIDAD SISMO-VOLCÁNICA.....	81
4.1 Introducción	81
4.2 Método de trabajo	83
4.3 Resultados	89
4.4 Análisis y evolución de la actividad sismo-volcánica de baja frecuencia.....	104
4.5 Discusión.....	114

V.	DISCUSIÓN GENERAL.....	121
5.1	¿Cámara magmática en el flanco Pacífico o Caribe del Rincón de la Vieja?	121
5.2	Interacción entre anomalías geoquímicas y termales con la tectónica y sus divergencias.	124
5.3	¿Factor magmático o temporal de la actividad eruptiva en el Rincón de la Vieja para el periodo 2014 a mayo del 2016?.....	126
5.4	Periodos eruptivos y estado actual del Rincón de la Vieja.....	127
VI.	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	129
VI.	REFERENCIAS BIBLOGRÁFICAS	131

Lista de figuras

Figura 1.1. Metodología general de trabajo: análisis de la tectónica con el vulcanismo utilizando diferentes técnicas de vigilancia volcánica para el período 2011- mayo del 2016.....	3
Figura 1.2. Ubicación de la zona de estudio delimitada por el recuadro. Algunos de los 9 cráteres del complejo volcánico Rincón de la Vieja: C- Von Seebach D- Cráter Activo E- Rincón de la Vieja G- Santa María. La base topográfica utilizada para crear el modelo de elevación digital son las curvas digitales 1: 50 000 en coordenadas geográficas. Los poblados se representan en cuadros grises.....	5
Figura 1.3. Distribución de la red sismológica del OSIVAM-ICE para el periodo 2004-mayo del 2016 y del medidor continuo de temperatura (mayo 2015-mayo del 2016). La base topográfica utilizada son las curvas digitales 1: 50 000 en coordenadas geográficas. Los ríos corresponden a las líneas continuas en azul.....	13
Figura 1.4. Disponibilidad de los datos sismológicos continuos de las estaciones BUAI y VORI en el periodo de estudio.....	15
Figura 2.1. Recopilación de estructuras caldéricas reconocidas en el volcán Rincón de la Vieja. Base cartográfica del IGN 1: 50 000 de las hojas Cacao y Curubandé.....	18
Figura 2.2. Recopilación de las fallas hasta ahora reconocidas en el volcán Rincón de la Vieja. Base cartográfica del IGN 1: 50 000 de las hojas Cacao y Curubandé.....	20
Figura 2.3. Recopilación de lineamientos, anomalías termales y rumbo de fracturas medidas en el macizo Rincón de la Vieja. Base cartográfica del IGN 1: 50 000 de las hojas Cacao y Curubandé.....	23
Figura 2.4. Marcadores geomorfológicos reconocidos. Base cartográfica del IGN 1: 50 000 de las hojas Cacao y Curubandé.....	27
Figura 2.5. Rumbo preferencial de las fallas (izquierda). Ángulo de buzamiento de planos de fallas (derecha).....	31
Figura 2.6. Número de sismos en la región de estudio.....	33
Figura 2.7. Distribución anual de la profundidad (superior) y de la magnitud de los sismos para el periodo 2005 - mayo del 2016. Las flechas indican periodos de somerización de la sismicidad en toda la región.....	34
Figura 2.8. Distribución mensual de la sismicidad en el 2005.....	35
Figura 2.9. Distribución mensual de la sismicidad en el 2006.....	36
Figura 2.10. Distribución mensual de la sismicidad en el 2007.....	36
Figura 2.11. Distribución de la sismicidad en los años 2005, 2006 y 2007. Base cartográfica del IGN 1: 50 000 de las hojas Cacao y Curubandé.....	37
Figura 2.12. Distribución mensual de la sismicidad en el 2008.....	38

Figura 2.13. Distribución mensual de la sismicidad en el 2009.....	39
Figura 2.14. Distribución mensual de la sismicidad en el 2010.....	39
Figura 2.15. Distribución de la sismicidad en los años 2008, 2009 y 2010. Base cartográfica del IGN 1: 50 000 de las hojas Cacao y Curubandé.....	40
Figura 2.16. Distribución mensual de la sismicidad en el 2011.....	41
Figura 2.17. Distribución mensual de la sismicidad en el 2012.....	42
Figura 2.18. Distribución mensual de la sismicidad en el 2013.....	42
Figura 2.19. Distribución de la sismicidad en los años 2011, 2012 y 2013. Base cartográfica del IGN 1: 50 000 de las hojas Cacao y Curubandé.....	43
Figura 2.20. Distribución mensual de la sismicidad en el 2014.....	44
Figura 2.21. Distribución mensual de la sismicidad en el 2015.....	44
Figura 2.22. Distribución mensual de la sismicidad en el 2016.....	45
Figura 2.23. Distribución de la sismicidad en los años 2014, 2015 y 2016. Base cartográfica del IGN 1: 50 000 de las hojas Cacao y Curubandé.....	46
Figura 2.24. Distribución de la sismicidad anual por región para el periodo 2005 a mayo del 2016.....	48
Figura 2.25. Mecanismos focales calculados en el área de estudio con el marco tectónico propuesto. Base cartográfica del IGN 1: 50 000 de las hojas Cacao y Curubandé.....	50
Figura 2.26. Mapa tectónico local. Base cartográfica del IGN 1: 50 000 de las hojas Cacao y Curubandé.....	53
Figura 2.27. Diagrama de las familias de los sistemas de falla en la región de estudio.....	57
Figura 3.1. Instrumentación utilizada para la medición del gas difuso. A) flujómetro, B) cámara de acumulación y C) computadora portátil (Modificado de West Systems, 2012).....	64
Figura 3.2. Regiones de muestreo en el flanco septentrional del Rincón de la Vieja.....	70
Figura 3.3. Gráficas de probabilidad acumulativa de flujos de CO ₂ difuso en las campañas de muestreo en Rincón de la Vieja.....	72
Figura 3.4 Mapa de flujo difuso de CO ₂ en el suelo en Pailas mediante el método de Krigging (izq.) y la simulación Gaussiana (der.). Los puntos y símbolo de “+” corresponde con mediciones puntuales en cada área.....	73
Figura 3.5. Mapa de flujo difuso de CO ₂ en el suelo en Pailas Frías mediante el método de Krigging (izq.) y la simulación Gaussiana (der.). Los puntos y símbolo de “+” corresponde con mediciones puntuales en cada área.....	74
Figura 3.6. Mapa de flujo difuso de CO ₂ en el suelo en Santa María mediante el método de Krigging (izq.) y la simulación Gaussiana (der.). Los puntos y símbolo de “+” corresponde con mediciones puntuales en cada área.....	75

Figura 3.7. Mapa de flujo difuso de CO ₂ en el suelo en Borinquen mediante el método de Krigging (izq.) y la simulación Gaussiana (der.). Los puntos y símbolo “+” corresponde con mediciones puntuales en cada área.....	76
Figura 3.8. Mapa de flujo difuso de CO ₂ en el suelo en Salitral mediante el método de Krigging (izq.) y la simulación Gaussiana (der.). Los puntos y símbolo “+” corresponde con mediciones puntuales en cada área.....	77
Figura 4.1. Ejemplo de procesamiento de las señales tipo tornillo con el método autorregresivo tipo Sompi efectuado con el programa <i>SEISMOVOLCANALYSIS</i> de Lesage, 2009. Superior: Forma de onda con deconvolución efectuada. Medio: Espectro de frecuencias a partir de la FFT. Inferior: gráfica de frecuencias complejas.....	86
Figura 4.2. Geometría del <i>crack model</i> , donde L es la longitud, W es el ancho y d es la apertura de la grieta. Modificado de Kumagai et al. (2000).....	87
Figura 4.3. Diagrama de contornos de α/a versus pf/ps asociados a distintos fluidos. A: líneas negras corresponden con valores de Q_r . B: líneas negras corresponden con valores de frecuencia adimensional (ν). Modificado de: Kumagai et al. (2000).....	88
Figura 4.4. Señal volcano-tectónica del volcán Rincón de la Vieja registrada con la estación sismológica VORI en abril del 2016. Arriba: Forma de onda; Medio: Espectrograma de frecuencia con base en método de la Yule-Walker; Abajo: Espectro de frecuencias con el método de <i>Fourier</i> . Figura elaborada a partir del programa de Lesage (2009).....	90
Figura 4.5. Señal LP del volcán Rincón de la Vieja registrada en la estación sismológica VORI en abril de 2015. Arriba: Forma de onda; Medio: Espectrograma de frecuencia con base en método de Burg; Abajo: Espectro de frecuencias con el método de <i>Fourier</i> . Figura elaborada a partir del programa de Lesage (2009).....	91
Figura 4.6. Señal LP tipo Tornillo del volcán Rincón de la Vieja registrada en la estación sismológica VORI en julio del 2015. Arriba: Forma de onda; Medio: Espectrograma de frecuencia con base en método de la Yule-Walker; Abajo: Espectro de frecuencias con el método de <i>Fourier</i> . Figura elaborada a partir del programa de Lesage (2009).....	92
Figura 4.7. Tremor armónico del volcán Rincón de la Vieja registrado en la estación sismológica VORI en febrero del 2015. Arriba: Forma de onda; Medio: Espectrograma de frecuencia con base en método de Yule-Walker; Abajo: Espectro de frecuencias con el método de <i>Fourier</i> . Figura elaborada a partir del programa de Lesage (2009).....	93
Figura 4.8. Tremor armónico esporádico del volcán Rincón de la Vieja registrado en la estación sismológica VORI en agosto del 2016. Arriba: Forma de onda; Medio: Espectrograma de frecuencia con base en método de Yule-Walker; Abajo: Espectro de frecuencias con el método de <i>Fourier</i> . Figura elaborada a partir del programa de Lesage (2009).....	93
Figura 4.9. Tremor espasmódico del volcán Rincón de la Vieja registrado en la estación sismológica VORI en noviembre del 2015. Arriba: Forma de onda; Medio: Espectrograma de frecuencia con base en método de Yule-Walker; Abajo: Espectro de frecuencias con el método de <i>Fourier</i> . Figura elaborada a partir del programa de Lesage (2009).....	94

Figura 4.10. Señal tipo tremor armónico y espasmódico previo (A) y posterior (C) a una erupción (B) del volcán Rincón de la Vieja registrada en la estación sismológica VORI en octubre del año 2014. Arriba: Forma de onda; Medio: Espectrograma de frecuencia con base en método de la <i>Short Time Fourier Transform</i> ; Inferiores: Espectro de frecuencias con el método de Fourier. Figura elaborada a partir del programa de Lesage (2009).....	95
Figura 4.11. Señal tipo erupción volcánica del volcán Rincón de la Vieja registrada en la estación sismológica VORI en octubre del año 2014. Arriba: Forma de onda; Medio: Espectrograma de frecuencia con base en método de Yule-Walker; Abajo: Espectro de frecuencias con el método de Fourier. Figura elaborada a partir del programa de Lesage (2009).....	96
Figura 4.12. Trazado superior (azul): Amplitud espectral máxima diaria con datos de la estación sismológica VORI asociado al tremor volcánico (marzo 2014 a mayo del 2016). La línea verde corresponde con el “umbral de la sismicidad de fondo”. Trazado inferior (negro): <i>Real Seismic Amplitud Measurement</i> (RSEM) para el periodo setiembre del 2012 a mayo del 2016 con las estaciones sismológicas de BUAI y VORI.....	97
Figura 4.13. Frecuencias dominantes y promedio según Carniel (2006) para el periodo 2012 a mayo del 2016.....	98
Figura 4.14. <i>Spectral Seismic Amplitude Measurement</i> (SSAM). Periodo de análisis setiembre del 2012 a mayo del 2016.....	98
Figura 4.15. Rangos de profundidad de la sismicidad de la base de datos del catálogo del OSIVAM para el periodo 2009 a mayo del 2016. Las flechas indican la somerización de eventos volcano-tectónicos.....	100
Figura 4.16. Localización epicentral de los eventos volcano-tectónicos del Rincón de la Vieja en el periodo 2009-2012.....	101
Figura 4.17. Localización epicentral de los eventos volcano-tectónicos del Rincón de la Vieja en el periodo 2013-2016.....	102
Figura 4.18. Distribución temporal de las señales volcano-tectónicas del volcán Rincón de la Vieja en el periodo 2014 a mayo del 2016 a partir de los registros de la estación sismológica VORI. Los triángulos anaranjados corresponden con la ocurrencia de señales sísmicas asociadas a erupciones freáticas o freatomagmáticas	103
Figura 4.19. Enjambres de señales de tipo “LP” (cuadro amarillo) y “VT” (cuadro verde) previo a una erupción del 27 de setiembre del 2014 (cuadro rojo) del volcán Rincón de la Vieja registrada en la estación sismológica VORI.....	104
Figura 4.20. Señal tipo LP previo a una señal sísmica asociada a una erupción del 24 de octubre del 2014 (UTC). Superior: Forma de onda. Medio: Espectrograma de frecuencias por el método de Yule-Walker. Inferior: Espectro de frecuencias calculado mediante la Transformada rápida de Fourier.....	105
Figura 4.21. Localización epicentral de las señales LP en los alrededores del cráter activo...	106

Figura 4.22. Distribución temporal de las señales de eventos de baja frecuencia del volcán Rincón de la Vieja en el periodo 2014 a mayo del 2016 a partir de los registros de la estación sismológica VORI. Los triángulos anaranjados corresponden con la ocurrencia de señales sísmicas asociadas a erupciones freáticas o freatomagmáticas	106
Figura 4.23. Distribución temporal de las señales tipo tornillo del volcán Rincón de la Vieja en el periodo 2014 a mayo del 2016 a partir de los registros de la estación sismológica VORI. Los triángulos anaranjados corresponden con la ocurrencia de señales sísmicas asociadas a erupciones freáticas o freatomagmáticas.	107
Figura 4.24. Distribución temporal de las frecuencias dominantes (verde) y del factor de Q (anaranjado) (A), longitud de la grieta (B), posible tipo de fluido que asciende por la grieta (C) y energía sísmica discreta de las señales tipo tornillo (D) del volcán Rincón de la Vieja en el periodo 2015 a 2016 con los registros sismológicos de la estación VORI.....	109
Figura 4.25. Distribución de la energía de las señales tipo tornillo. El rango más frecuente de la energía de los tornillos se muestra en el cuadro punteado.....	110
Figura 4.26. Cantidad de señales sísmicas asociadas a erupciones freáticas del volcán Rincón de la Vieja en el periodo 2012 a mayo del 2016 con los registros sismológicos de las estaciones BUAI y VORI.....	112
Figura 4.27. Superior: Energía sísmica. Inferior: Energía sísmica acumulada. Periodo de análisis 2014-mayo del 2016 con datos de la estación sismológica VORI.....	112
Figura 4.28. Duración en segundos (puntos anaranjados) y energía sísmica estimada (puntos azules) de las señales sísmicas asociadas con erupciones freáticas o freatomagmáticas registradas en la estación sismológica de VORI entre el 2014 y mayo del 2016. Los rectángulos verdes indican los enjambres eruptivos respectivos.....	113
Figura 4.29. Distribución temporal de las señales volcano-tectónicas (VT) (verde), largo periodo (LP) (morado), tornillo (TOR) (azul), erupciones (ERUP) (anaranjado) y la energía sísmica de las erupciones (gris) del volcán Rincón de la Vieja en el periodo 2014 a mayo del 2016 registradas con la estación sismológica VORI.....	118
Figura 4.30. Distribución espacio temporal de las distintas señales sismo-volcánicas analizadas para los periodos 2014 a 2016. Los cuadros negros corresponden a los procesos eruptivos descritos en el texto.....	120
Figura 5.1. Modelo del sistema magmático e hidrotermal en el volcán Rincón de la Vieja, en donde se incluyen la propuesta de inicio del periodo eruptivo y la posible ubicación de las señales sismovolcánicas. En celeste se muestra el sistema hidrotermal y las líneas café corresponden a las fallas que se activaron en el 2009 y 2010 respectivamente.....	123
Figura 5.2. Mapa integrado de la tectónica del flanco meridional y las anomalías termales y de gas difuso en las áreas de interés. Base cartográfica del IGN 1:50.000 de las hojas Cacao y Curubandé.....	125

Figura 5.3. Temperatura y conductividad eléctrica correlacionada con los periodos eruptivos y la amplitud frecuencial máxima diaria para el periodo de mayo del 2015 a diciembre del 2016.....127

Figura 5.4. Interpretación de los modelos eruptivos históricos del volcán Rincón de la Vieja a partir de una recopilación bibliográfica.....128

Listado de cuadros

Cuadro 1.1. Erupciones históricas del volcán Rincón de la Vieja (Boudon et al., 1996; Soto et al., 2003; Alvarado, 2009; Informes Anuales OVSICORI, 1993, 2009 y 2011, e Informes Anuales RSN, 2011, 2012 y 2013).....	9
Cuadro 1.2. Descripción de las estaciones sismológicas.....	12
Cuadro 2.1. Principales estructuras caldéricas en Rincón de la Vieja.....	17
Cuadro 2.2. Fallas propuestas en el volcán Rincón de la Vieja.....	19
Cuadro 2.3. Rumbos preferenciales de las fracturas por formación geológica.....	21
Cuadro 2.4. Criterios de calidad para el reconocimiento de fallas en el campo.....	28
Cuadro 2.5. Detalle de reconocimiento de fallas en el campo.....	29
Cuadro 2.6 Porcentaje de peso de las fallas reconocidas en el campo.....	31
Cuadro 2.7. Modelo de corteza utilizado en OSIVAM para Pailas y Borinquen.....	32
Cuadro 2.8. Calidad de mecanismos focales.....	33
Cuadro 2.9. Distribución de la sismicidad anual por región en el macizo volcánico Rincón de la Vieja.....	47
Cuadro 2.10. Mecanismos focales en la región de estudio.....	49
Cuadro 2.11. Rubros identificados para la clasificación de estructuras tectónicas reconocidas.....	51
Cuadro 2.12. Matriz de códigos para el cuadro de integración.....	52
Cuadro 2.13. Evidencias de reconocimientos de estructuras tectónicas.....	54
Cuadro 3.1. Detalles de los detectores de gases.....	65
Cuadro 3.2. Características de la cámara de acumulación tipo B.....	65
Cuadro 3.3. Localidades de muestreo de CO ₂ difuso.....	66
Cuadro 3.4. Parámetros utilizados para la realización de la simulación Gaussiana.....	69
Cuadro 3.5. Resultados de mapas de CO ₂ difuso en Rincón de la Vieja.....	71
Cuadro 4.1. Parámetros utilizados para el cálculo de energía sísmica.....	89
Cuadro 4.2. Variaciones más relevantes de la energía sísmica y las frecuencias dominantes para el periodo 2012 a mayo del 2016.....	98
Cuadro 4.3. Número de eventos volcano-tectónicos para el periodo 2009 a mayo del 2016.....	99
Cuadro 4.4. Distribución temporal de las señales sísmicas tipo “LP” en el periodo 2012-2016.....	105

Cuadro 4.5. Cantidad de eventos tipo tornillo en el periodo setiembre del 2012 a mayo del 2016.....	107
Cuadro 4.6. Detalle de señales tipo tornillo más energéticas.....	110
Cuadro 4.7. Distribución temporal de las señales sísmicas asociadas a erupciones volcánicas en el periodo 2012-2016.....	111
Cuadro 4.8. Resumen del comportamiento sismológico para los periodos eruptivos del 2014 al 2016.....	119

I. INTRODUCCIÓN

1.1 Justificación del estudio

El volcán Rincón de la Vieja, único volcán históricamente activo en la cordillera de Guanacaste, ha generado emisiones de gases, así como erupciones freáticas y freatomagmáticas periódicas. Las erupciones más relevantes se han presentado aisladas o bien agrupadas en lapsos entre 5 y 7 años, cada 40 ± 10 años en el último siglo y medio, acompañadas generalmente por lahares calientes, sobre todo hacia la vertiente Caribe (Soto, 2010). La actividad freática-freatomagmática más reciente se inició en agosto de 2011 y se ha mantenido de manera intermitente hasta el presente.

Este trabajo, en primera instancia, pretende conjuntar los datos sismológicos y tectónicos con los que se cuenta, con el fin de poner en contexto la dinámica eruptiva del volcán. Por otra parte, existe la posibilidad de generar nueva información que puede complementar lo anterior y con ello, hacer un análisis más integral, de forma que se pueda extraer conocimiento científico y también proponer futuras líneas de investigación.

El comprender la dinámica eruptiva del volcán se convierte en una herramienta fundamental para la prevención y la alerta temprana ante una eventual actividad volcánica, que es de sumo interés para los poblados y para la Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias (CNE), así como las instituciones de primera respuesta, tales como: Seguridad Pública, Cruz Roja y el Cuerpo de Bomberos. Asimismo, la protección de la infraestructura estratégica de Costa Rica es fundamental por lo que la generación de este conocimiento es de interés particular para el Instituto Costarricense de Electricidad (ICE), que requiere de insumos como los aportados en este estudio una adecuada gestión de riesgo en los proyectos existentes y futuros.

1.2 Objetivos

Objetivo general

Generar conocimientos sobre la dinámica eruptiva del volcán Rincón de la Vieja a partir del análisis de la actividad volcánica reciente (2011- hasta mayo del 2016) y su contexto tectónico, con el fin de aportar insumos para una mejor gestión del riesgo volcánico.

Objetivos específicos

- Estudiar el contexto tectónico regional y local como posible disparador y condicionante de procesos volcánicos.
- Analizar las señales sismo-volcánicas con el fin de caracterizarlas, catalogarlas y extraer patrones de comportamiento que puedan ser puestas en el contexto de la actividad volcánica reciente.
- Investigar la sismicidad local en el macizo volcánico luego de la ocurrencia de sismos de gran magnitud con el fin de establecer patrones de interacción entre ellos y la dinámica eruptiva del volcán.

1.3 Método general

La investigación comprendió 6 etapas, las cuales se interrelacionan de la manera en que se muestra en la figura 1.1. Cada etapa se detalla en los capítulos respectivos.

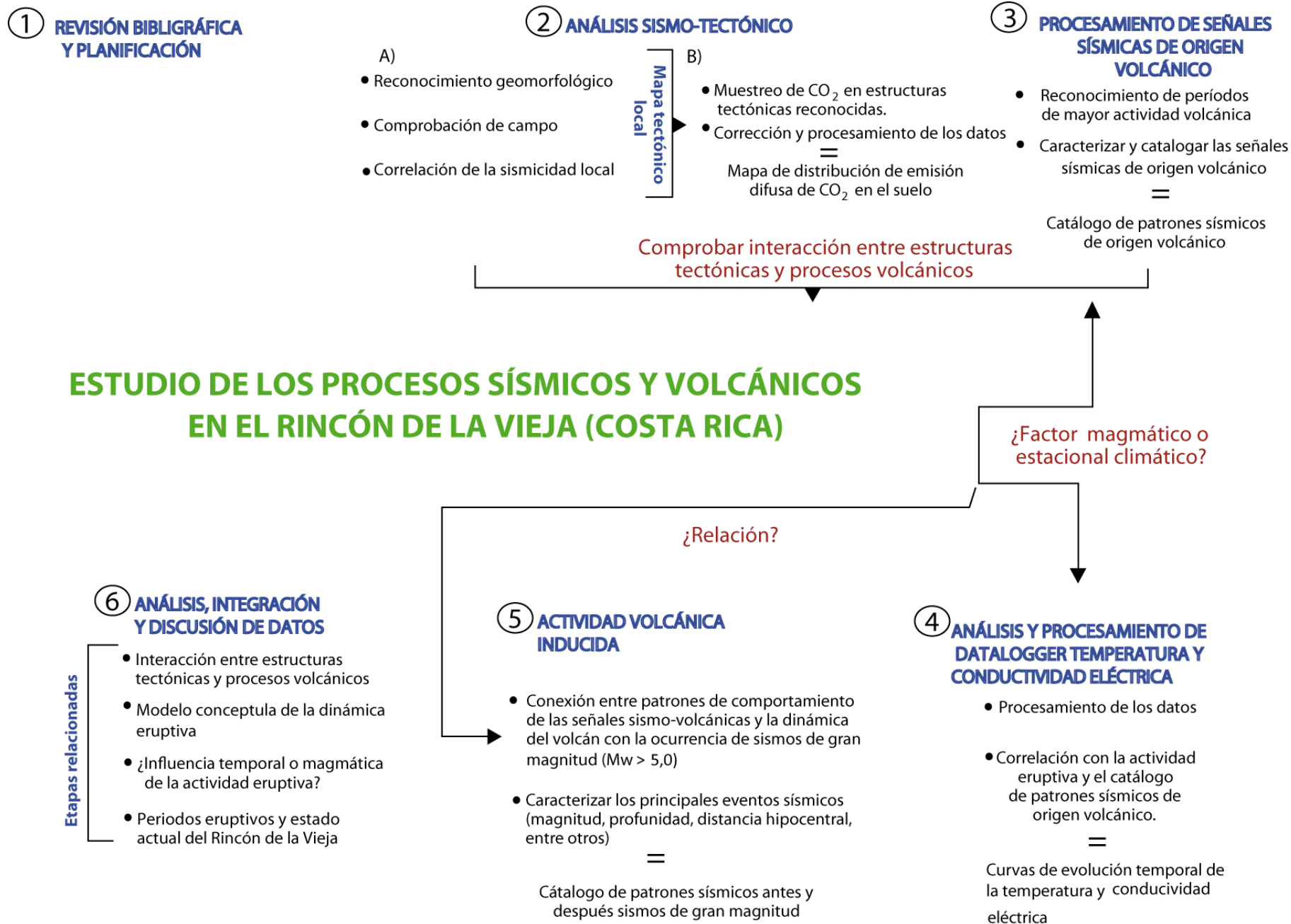


Figura 1.1. Metodología general de trabajo análisis de la tectónica con el vulcanismo utilizando diferentes técnicas de vigilancia volcánica para el período 2011- mayo del 2016.

1.4 Características generales del volcán Rincón de la Vieja

El volcán Rincón de la Vieja, junto con los aparatos volcánicos de Orosí-Cacao, Miravalles y Tenorio, conforman la cordillera volcánica de Guanacaste, la cual se extiende por 75 km, a lo largo de un eje NO-SE. Estos macizos cuaternarios son estratovolcanes complejos, de composición fundamentalmente andesítica y, en el caso del Rincón de la Vieja y Miravalles presentan estructuras caldéricas en sus bases.

El volcán Rincón de la Vieja se ubica en línea recta a 25 km al nor-noreste de Liberia, entre las provincias de Alajuela y Guanacaste, de las cuales comprende parte de Liberia y Upala, respectivamente (figura 2). Abarca parte de las hojas topográficas Curubandé y Cacao (escala 1: 50 000) del instituto Geográfico Nacional (IGN). Asimismo, tiene una extensión de aproximadamente 400 km², una altura máxima de 1916 m s.n.m, y tiene nueve cráteres, alineados E-O y NO-SO. La mayor parte de los focos eruptivos principales son conos compuestos bajos que tienen varias coladas de lava en la secuencia volcánica, y fueron edificados sobre un macizo eruptivo de mayor dimensión y edad (Chiesa *et al.*, 1994). Desde hace algunas décadas, el cráter activo presenta una laguna cratérica termomineral con colores y temperaturas variables, marcada acidez y actividad fumarólica.

El área de estudio específica de este trabajo se circunscribe entre las coordenadas geográficas: 10°44' – 10°52' de latitud y -85°27' – -85°17' de longitud, en el complejo volcánico Rincón de la Vieja (figura 1.2).

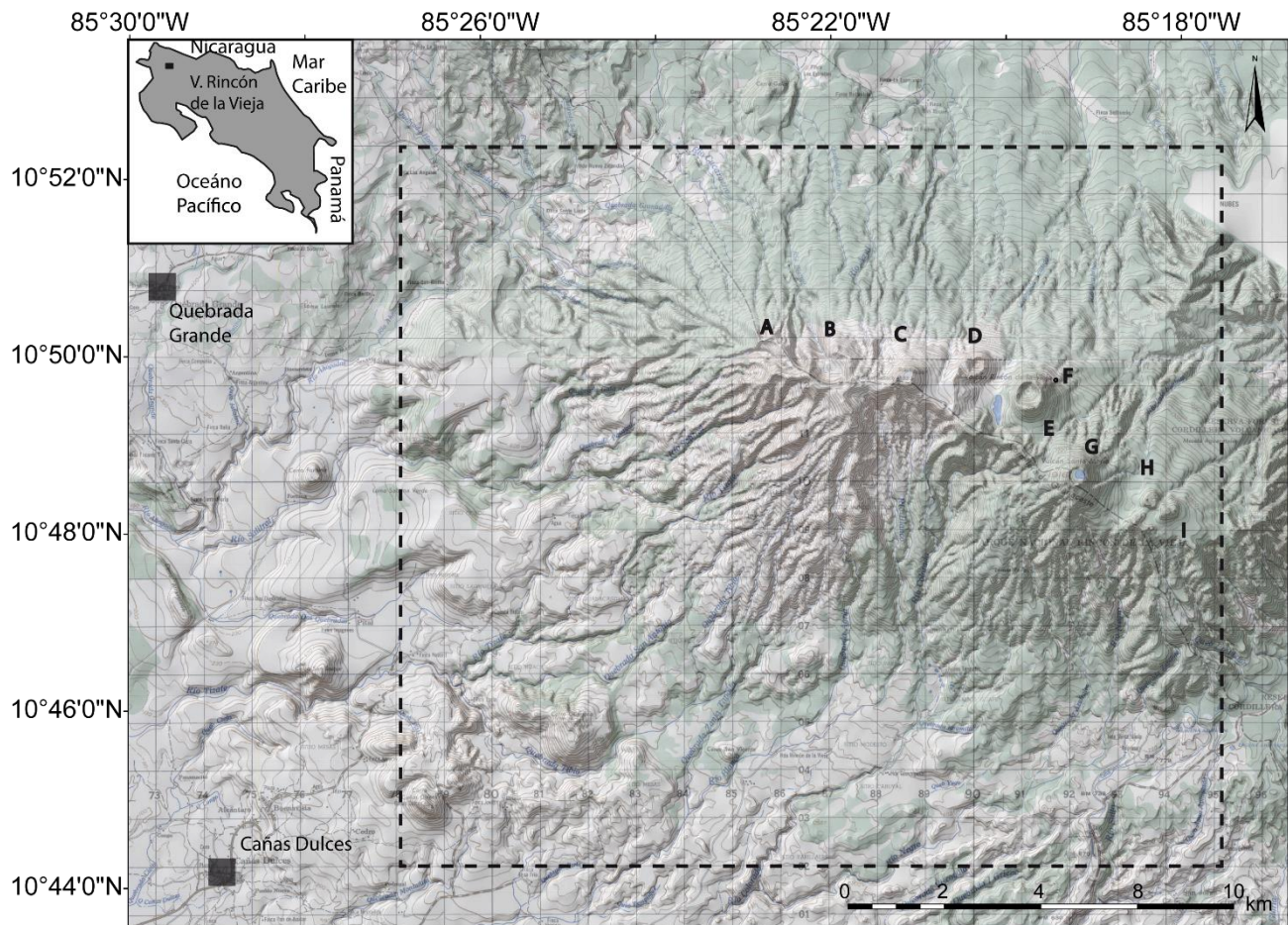


Figura 1.2. Ubicación de la zona de estudio delimitada por el recuadro. Algunos de los nueve cráteres del complejo volcánico Rincón de la Vieja son: C- Von Seebach D- Cráter activo E-Rincón de la Vieja G- Santa María. La base topográfica utilizada para crear el modelo de elevación digital son las curvas digitales 1: 50 000 en coordenadas geográficas. Los poblados se representan en cuadros grises.

1.5 Características geológicas

Contexto tectónico regional

Costa Rica se ubica en el borde oeste de la placa Caribe y la microplaca de Panamá, bajo las cuales se subduce la placa del Coco de forma ligeramente oblicua en una dirección NE a una velocidad de 8 cm/año frente al NO de Costa Rica (DeMets *et al.*, 2010).

La profundidad de la zona de subducción desciende hacia el SE, de tal forma que la zona sísmica sugiere que en el sector NO alcanza hasta 200 km, bajo la parte central del país unos 120 km (Protti *et al.*, 1995) y unos 70 km en el sector SE de Costa Rica (Arroyo, 2001).

Bajo el NO de la península de Nicoya se subduce una litósfera oceánica formada en la dorsal del Pacífico este, con una morfología relativamente suave, y con una edad mínima de 24 Ma. Bajo la costa SO de la península de Nicoya se subduce la corteza oceánica formada en la dorsal entre las placas Coco y Nazca y con una edad aproximada de 22,5 y 22,0 Ma (Barckhausen *et al.*, 2001). Las diferencias entre las cortezas oceánicas anteriormente mencionadas (rugosidad, edad, espesor y dirección de movimiento del bloque) crean una desigualdad en el comportamiento tectónico del sector NO del país. El límite entre el segmento suave y el dominado por la presencia abundante de montes submarinos, es la serranía de Fisher y el monte de Fisher (Barckhausen *et al.*, 2001).

Montero & Denyer (2011) reconocen un arreglo de fallas neotectónicas de la península de Nicoya (desplazamiento dextral de rumbo N-S) y una transrotación que se explica por la indentación del antearco, debido a la colisión de la cordillera del Coco con el margen convergente del centro-sur de Costa Rica.

Dentro de este contexto, el volcán Rincón de la Vieja forma parte del arco interno paralelo a la fosa Mesoamericana, donde las grandes estructuras de rumbo noroeste, como el graben de Nicaragua, la fosa Mesoamericana y la cordillera volcánica de Guanacaste, controlan la tectónica al norte de Costa Rica (Arias, 2002).

Estratigrafía volcánica

La investigación geológica, particularmente tefro-estratigráfica, en el Rincón de la Vieja no ha sido muy amplia. Se encuentran algunos estudios llevados a cabo por Kempter *et al.* (1996) y Kempter (1997) quienes proponen una interpretación de la evolución geológica y petrológica del vulcanismo en este macizo. Soto *et al.* (2003) y Soto (2010) con estudios tefraestratigráficos documentan algunos de los eventos eruptivos históricos y prehistóricos. Zamora *et al.* (2004) realizaron un mapeo geovulcanológico y la

interpretación de la sucesión estratigráfica de los productos volcánicos relacionados con el complejo caldérico al suroeste del volcán Rincón de la Vieja. Molina *et al.* (2014) describen la estructura y la evolución volcánica al pie del flanco del volcán a partir de la revisión de los datos geofísicos y de perforaciones realizados por el ICE desde 1970, reforzado con geología de campo y dataciones radiométricas.

Más recientemente, Alvarado & Gans (2012) & Molina *et al.* (2014) sugieren, mediante la datación de productos volcánicos, el inicio de la formación de Proto-Rincón y la continuación del crecimiento de Paleo- y Neo- Rincón.

A partir de estos estudios, es posible generalizar la secuencia estratigráfica del volcán Rincón de la Vieja, la cual se describe a continuación de lo más antiguo a lo más joven:

Basamento

Está compuesto por rocas volcánicas y sedimentarias del Paleoceno Superior – Mioceno Medio tales como areniscas y lutitas con intensa alteración hidrotermal, brechas volcánicas silicificadas y, en menor cantidad, depósitos piroclásticos (Zamora *et al.*, 2004).

Grupo Aguacate

Sobreyace al basamento de forma discordante, y se caracteriza por tener depósitos piroclásticos y flujos de lava andesítica. Este no aflora en el campo, pero es identificado en las secciones litológicas de los pozos del campo geotérmico de Pailas (Molina *et al.*, 2014).

Formación Bagaces

Conforma la plataforma de ignimbrita de Santa Rosa, de composición dacítica. También comprende coladas de lava andesítico basáltico hasta dacítico (Chiesa *et al.*, 1994). Se divide en la formación Alcántaro y en las siguientes unidades informales: I Griega, Góngora, Viejo, Santa Fe y Curubandé. Se interpreta el período de depositación del Grupo Bagaces entre 8,75 y 2,00 Ma (Alvarado & Gans, 2012).

Formación Río Liberia

Se encuentra distribuida alrededor del flanco suroeste del volcán Rincón de la Vieja. Se trata de una ignimbrita rica en pómez, con clastos redondeados y fragmentos líticos dentro de una matriz abundante de ceniza. Gillot *et al.* (1994) le asignan una edad de $1,6 \pm$

0,2 Ma utilizando el método de datación K/Ar, mientras que Molina *et al.* (2014) con Ar/Ar obtienen una edad de $1,43 \pm 0,09$ Ma.

Chiesa (1991), Kempter (1997), Vogel *et al.* (2004), Deering *et al.* (2007) sugieren que los depósitos de la Formación Liberia son depósitos de una erupción de caldera, mientras que Molina *et al.* (2014) lo asocian a un colapso de caldera.

Depósitos cuaternarios

Como parte de depósitos antecesores al complejo volcánico actual, los productos del Proto-Rincón de la Vieja (espesos campos de lava) datan 1,6 – 0,85 Ma aproximadamente. Las coladas de lava más recientes, tienen edades de 0,56 Ma que sugieren la continuación del crecimiento de Paleo- y Neo-Rincón (Alvarado & Gans, 2012). Carr *et al.* (2007) señala que los depósitos recientes del volcán Rincón de la Vieja corresponden con coladas de lava andesíticas con un espesor mayor a los 200 m y que tienen un rango de edad de $1,14 \pm 0,030$ Ma a la actualidad.

Actualmente, el macizo volcánico del Rincón de la Vieja comprende al menos 9 focos cratéricos cuspidales. En general, los primeros cuatro conos (orientados de oeste a este) presentan una cubierta de tono muy claro, mientras que el resto presentan cobertura boscosa (Alvarado, 2009).

Los productos volcánicos recientes (de los últimos 30 000 años) son predominantemente de composición andesítica con escasas andesitas basálticas y dacitas, siendo las erupciones históricas de carácter andesítico y de las más ricas en sílice (SiO_2 56-60%) en la cordillera de Guanacaste. Kempter *et al.* (1996) enuncia que los productos volcánicos más recientes, de un vulcanismo casi exclusivamente explosivo (≤ 27 000 años), provienen de las cuatro estructuras volcánicas más occidentales. La última colada de lava, al suroeste del cráter activo, parece ser un poco más vieja que 4000 años.

Algunos depósitos piroclásticos y de caída se encuentran en la parte superior de la secuencia, de la cual se obtuvo una edad de 3490 ± 105 años para uno de estos depósitos piroclásticos (Melson, 1988).

Historia eruptiva

Actividad prehistórica

La actividad prehistórica del Rincón de la Vieja es poco conocida. Kempter (1997) nombró al depósito de caída de pómez más reciente del Rincón de la Vieja como “Depósito

de Tefra Río Blanco”. Se distribuye en el sector occidental desde el cráter activo, hasta unos 30 km de distancia. Este corresponde con el depósito de una erupción subpliniana.

Un flujo piroclástico en el flanco norte del Rincón de la Vieja es mencionado tanto por Paniagua *et al.* (1996) como por Kempter (1997) y es cartografiado posteriormente por Soto *et al.* (2003) y Chavarría & Rodríguez (2010). Soto *et al.* (2003) describe que el depósito se compone de flujos de pómez en la base y escorias en el techo. Los troncos carbonizados datados con ¹⁴C, da una edad calibrada de 1520 +80-110 años a.P.

Actividad histórica

Soto (2010) describen que la actividad histórica se caracteriza por emisiones de gases, erupciones freáticas y freatomagmáticas periódicas, aisladas o agrupadas en un lapso de 5-7 años, cada 40 ± 10 años en el último siglo y medio, acompañadas normalmente por lahares calientes, sobre todo hacia la vertiente Caribe del volcán. Una recopilación de las erupciones históricas se muestra en el cuadro 1.1.

Boudon *et al.* (1996) demuestran un carácter freatomágmatco en las erupciones de 1966-1970 y 1991-1992, que son el resultado de la interacción entre un cuerpo magmático somero, el lago cratérico y el sistema hidrotermal activo.

Cuadro 1.1. Erupciones históricas del volcán Rincón de la Vieja (Boudon *et al.*, 1996; Soto *et al.*, 2003; Alvarado, 2009; Informes Anuales OVSICORI, 1993, 2009 y 2011, e Informes Anuales RSN, 2011, 2012 y 2013)

Período eruptivo	Fecha	Tipo de actividad
	1851	Erupciones de vapor y cenizas
1851 – 1863	1860	Actividades esporádicas de vapor y de tefras
	1863	Erupción corta de vapor y cenizas (3 días)
1912	14 de junio	Erupciones freáticas
1920	marzo -abril	Desgacificación intensa
1922	abril y junio	Erupciones grandes (freáticas) Actividad estromboliana
1940-1955		Emisión de vapor y actividad fumarólica intensa
1963 – 1975	1963	Erupciones freáticas

	octubre, 1966 noviembre, 1966 diciembre, 1966	Erupciones de ceniza Hasta dos erupciones diarias Erupciones intermitentes separadas por pocos minutos.
	enero, 1967	Erupción freatomagmática, con oleadas y flujos piroclásticos
	febrero, 1967	Erupciones cada 30 – 45 min
	Marzo-abril y setiembre-octubre, 1969	Erupciones de lodo con vapor, gas, ceniza
	julio y agosto, 1970	
	Abril, 1975	Erupciones de cenizas
1983 – 1987	febrero 6 y 21, 1983	Erupciones freáticas (9) y freatomagmáticas
	marzo, 1984	Actividad freatomagmática
	setiembre, 1985- abril de 1986	Erupciones freáticas no observadas inferidas por la actividad sísmica
	diciembre, 1986	Explosión freática (6 min de duración) precedida por un sismo
	abril, 1987	Erupción freática precedida por un sismo
1991	2 y 8 de mayo, 1991	Erupción freatomagmática. Sismos de baja frecuencia
	mayo 1991 - setiembre, 1992	Disminución de la frecuencia de las explosiones hasta Setiembre de 1992. Microsismos y tremor.
1993	enero	Erupciones freáticas
1995	6 de noviembre de 1995	Erupción freática
	7 y 8 de noviembre de 1995	Erupciones freatomagmáticas (31 explosiones)
1998	16 y 17 de febrero de 1998	Erupciones freáticas
2003	22 de julio	Erupción freática
2011 – 2014	22 de agosto, 9 y 16 de setiembre 2011	Más de 35 erupciones freáticas
	19,20 y 23 de febrero de 2012	
	14 de abril de 2012	Erupciones freáticas
	17 de octubre de 2012	
	10 de julio de 2013	Erupción freática
	17 de setiembre de 2014	
	24 de octubre de 2014	Erupción freática

*2015 y 2016: ver detalles en este documento.

1.6 Estado del arte de los estudios sismológicos en el volcán Rincón de la Vieja

Las primeras estaciones sismológicas se instalaron en el volcán Rincón de la Vieja en 1989. Se trató de instrumentos portátiles que operaron durante tres meses (Quesada, 1989). Seguidamente, luego de la actividad eruptiva que tuvo lugar entre 1991 y 1992, el Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Costa Rica (OVSICORI-UNA) instaló una estación sismológica de periodo corto (1 Hz), 5 km al SO del cráter activo (denominada RIN3), lo cual estableció el punto de partida de observaciones más sistemáticas; esta estación continúa y, a partir del 2011 se instala una estación de banda ancha (RIRI), que más adelante se cambió a VRLE. Este mismo año, el OVSICORI-UNA instaló tres estaciones temporales: Nueva Zelanda (ZERI), Buenos Aires (BARI) y Parque Rincón de la Vieja (RIRI).

Paralelamente, desde el 2002, el Instituto Costarricense de Electricidad (ICE), a través del Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles (OSIVAM), incorporó la auscultación del volcán Rincón de la Vieja en sus objetivos de estudio debido al desarrollo de los proyectos geotérmicos de: Las Pailas, Nuevo Mundo y Borinquen. Por esa razón instaló, en ese mismo año, cuatro estaciones sísmicas, que posteriormente amplió a ocho estaciones en el 2004, todas de periodo corto. En el 2011, el OSIVAM incorporó un primer sensor de banda ancha, que instaló en el sector NNE del cráter activo (el sitio se denominó BUAI) y en marzo de 2014 incorporó un segundo sensor de ese tipo en un sitio a 1,8 km al sur del cráter activo (el sitio se denominó VORI). Esta red de sismómetros se mantiene en operación hasta la actualidad.

El estudio de la sismicidad del volcán Rincón de la Vieja es, hasta ahora, muy incipiente y comprende fundamentalmente las siguientes temáticas:

1. Reconocimiento, caracterización y descripción básica de eventos sísmicos como parte de la auscultación sísmica del volcán (Informes internos ICE, de sismología volcánica de la RSN y el OVSICORI). En el OSIVAM-ICE se implementó, particularmente, una herramienta que se basa en la estimación de la amplitud espectral máxima diaria (Taylor, 2014). Por su parte el OVSICORI-UNA efectúa un conteo diario desde 1993 hasta 1998, de las señales sismo-volcánicas a partir de una estación sismológica a 5 km del cráter.

2. Análisis básicos de la actividad volcano-tectónica, principalmente análisis de la evolución temporal y espacial de esta sismicidad (Informes internos ICE, de sismología volcánica de la RSN y el OVSICORI).

1.7 Datos disponibles

Para este trabajo se cuenta con los datos de la red sísmica del OSIVAM, la cual está compuesta por 10 estaciones sismológicas y un medidor continuo de temperatura y conductividad eléctrica, cuyos detalles se indican en el cuadro 1.2, y su distribución espacial en la figura 1.3.

El medidor continuo de temperatura y conductividad eléctrica (modelo U-24-002-C) fue facilitado por el OVSICORI-UNA y se instala en una naciente termal el 6 de mayo del 2015. Se configura una tasa de muestreo a una medición por hora. El rango de medición para la conductividad es de 100 a 10000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ($\pm 2 \mu\text{S}/\text{cm}$) y el de temperatura es de $-2 \text{ }^\circ\text{C}$ a $36 \text{ }^\circ\text{C}$ ($\pm 0.1 \text{ }^\circ\text{C}$).

Cuadro 1.2. Descripción de las estaciones sismológicas

Estación sismológica	Digitalizador	Tipo de sensor (periodo)	Sensibilidad (V/m/s)	Distancia del cráter activo	Funcionamiento del equipo
BUAI	REF TEK 130-1	Lennartz LE-3D/5s	400	6 km	09/12- presente
VORI	REF TEK 130-1	REF TEK RT-151A (30 s)	2000	1, 79 km	01/03/14–05/11/15
		Nanometrics Trillium (40 s)	1553		5/11/2015– presente
GPS1	REF TEK 130-1	LE-3Dlite MkI (1 s)	400	6,24	01/02–presente
GPS2				8,69	
GPS3				8,96	
POB3				10,04	
GB1A				6,92	
BUEV				8,56	
GBS3				14,09	
LAPC				12,65	

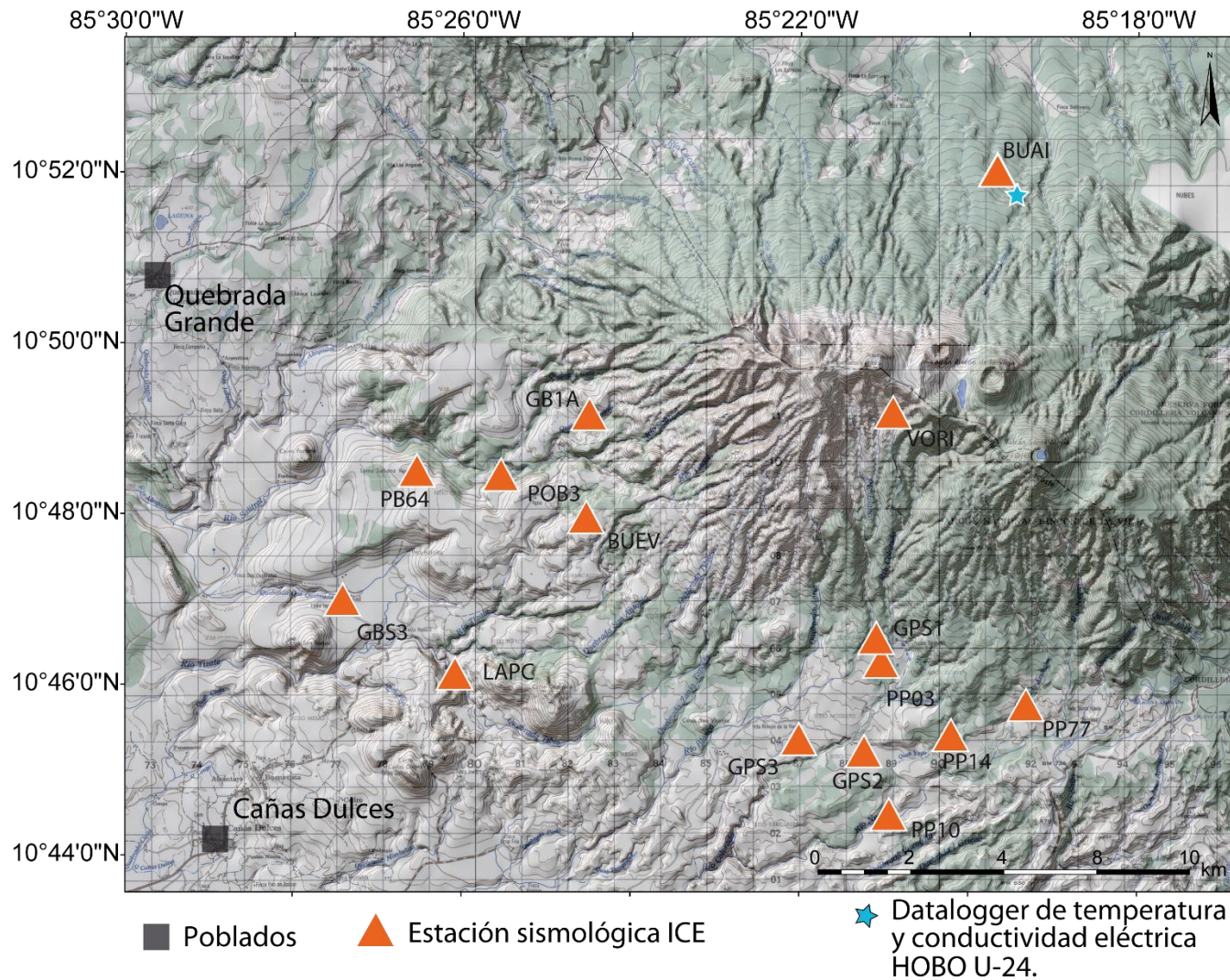


Figura 1.3. Distribución de la red sismológica del OSIVAM-ICE para el periodo 2004-mayo del 2016 y del medidor continuo de temperatura (mayo 2015-mayo del 2016). La base topográfica utilizada son las curvas digitales 1: 50 000 en coordenadas geográficas. Los ríos corresponden a las líneas continuas en azul.

Para el presente estudio se utilizaron dos conjuntos de datos sismológicos:

1. El catálogo de eventos localizados por el OSIVAM-ICE entre el 2008 y mayo de 2016 para efectos de identificar las variaciones en la profundidad y en la localización de los hipocentros de los eventos volcano-tectónicos relacionados a cambios en el periodo de estudio. También para el reconocimiento de patrones precursores de la actividad eruptiva y su relación con los demás eventos sismo-volcánicos.
2. Los registros continuos de las estaciones BUAI y VORI desde setiembre del 2012 y hasta mayo de 2016, con el fin de efectuar los análisis de tiempo-frecuencia para establecer los principales cambios en el periodo de estudio a partir de variaciones en la distribución de la energía y en la ocurrencia temporal de las señales sismos-volcánicas. De forma más específica, reconocer patrones precursores de la actividad eruptiva y la evolución de la actividad sísmica en el periodo de estudio. La disponibilidad de los datos utilizados sismológicos continuos de las dos estaciones se detalla en la figura 1.4.

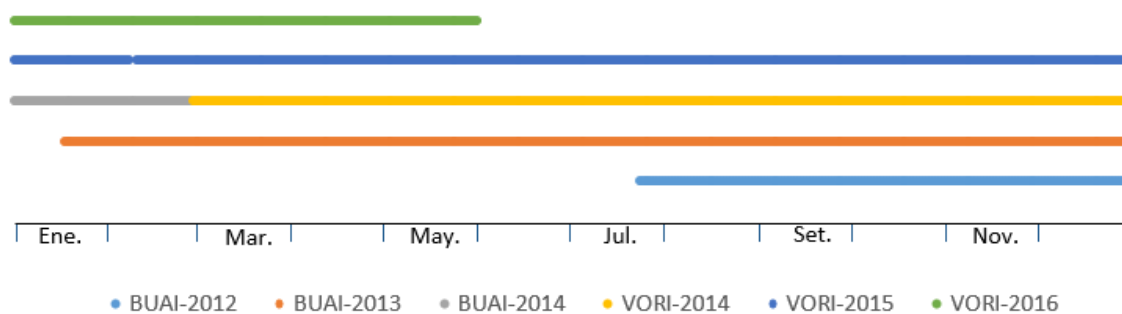


Figura 1.4. Disponibilidad de los datos sismológicos continuos de las estaciones BUAI y VORI en el periodo de estudio.

II. TECTÓNICA DEL FLANCO MERIDIONAL DEL VOLCÁN RINCÓN DE LA VIEJA

2.1 Introducción

Desde 1969, distintos trabajos se han enfocado en el reconocimiento de estructuras tectónicas y volcánicas en el volcán Rincón de la Vieja. Este capítulo tiene como objetivo, avanzar en la comprensión de los procesos tectónicos que han afectado este macizo a partir de la información existente y la interpretación nueva obtenida mediante la combinación de varias metodologías tales como: percepción remota, cartografía de campo y datos sismológicos.

Este capítulo se estructura de la siguiente manera: en primera instancia se sintetizan los estudios sobre la tectónica que se han realizado en el macizo del volcán Rincón de la Vieja y de los cuales se hace énfasis en las principales estructuras reconocidas, las cuales constituyen el punto de partida de este estudio. Seguidamente, se aborda el reconocimiento geomorfológico usando la fotointerpretación y los mapas digitales temáticos obtenidos a partir del procesamiento de un modelo de elevación digital. En la tercera parte del trabajo se analizan los resultados obtenidos del trabajo de campo. La cuarta etapa se hace el análisis sismo-tectónico del área con datos de la red sismológica del OSIVAM para el periodo del 2002 hasta mayo del 2016. Finalmente, se integran los resultados obtenidos en las etapas anteriores con el fin de generar una clasificación de las estructuras tectónicas reconocidas por el grado de confiabilidad de las fallas y con base en ello, proponer un mapa tectónico y un modelo de esfuerzos que afectan la región de estudio.

2.2 Antecedentes

Estructuras volcánicas

Estructuras caldéricas

En el área de estudio se han reconocido varias estructuras caldéricas que representan las fuentes de las principales unidades volcánicas y depositacionales (cuadro 2.1 y figura 2.1.). Kempter (1997) y Zamora *et al.* (2004) proponen dos estructuras caldéricas, las cuales se llaman Cañas Dulces y Guachipelín. Sin embargo, Carr *et al.* (1985), Molina (2000) y Molina *et al.* (2014) difieren de lo anterior y reconocen las calderas de Cañas Dulces y San Vicente. Molina *et al.* (2014) recalcan que la evolución volcano-tectónica de la caldera de Cañas Dulces se desarrolló en el Pleistoceno, y es el resultado de la geodinámica de la placa Caribe, quien es la responsable de la formación de las principales tendencias tectónicas regionales. Estas estructuras son luego aprovechadas para el ascenso y la acumulación de magma en los niveles someros de la corteza.

Cuadro 2.1. Principales estructuras caldéricas en Rincón de la Vieja

Caldera	Formación asociada	Autor	Edad
	-	Healy, (1969)	-
Cañas Dulces (Alcántaro*)	Toba Río Colorado	Kempton (1997)	2,00 – 2,50 Ma?
	Fm. Alcántaro	Zamora <i>et al.</i> (2004)*	1,60 Ma
	Fm. Liberia	Molina <i>et al.</i> (2014)	1,43 Ma
Guachipelín	Fm. Liberia	Kempton (1997)	1,50 Ma ~
	Fm. Liberia	Vogel <i>et al.</i> (2004)	1,47 – 1,31 Ma
	Unidad Guachipelín y Fm. Río Liberia	Zamora <i>et al.</i> (2004)	1,60 Ma
	7 unidades piroclásticas	Deering <i>et al.</i> (2007)	Pleistoceno temprano
San Vicente	-	Carr <i>et al.</i> (1985)	-
	-	Molina (2000)	> 1 Ma

* Zamora *et al.* (2004) refieren la caldera de Cañas Dulces como Alcántaro.

Puntos de emisión recientes

El volcán Rincón de la Vieja es un estratovolcán complejo que consta de al menos nueve cráteres. Cuatro de ellos están alineados E-O e incluyen el cráter Von Seebach y el cráter activo. Los cinco cráteres restantes se alinean NO-SE, como por ejemplo los cráteres Santa María y el Rincón de la Vieja.

Varios autores han propuesto que estos puntos están controlados por estructuras tectónicas (Healy, 1969; ICE-ENEL, 1988; Paniagua *et al.*, 1996). Carr *et al.* (1985) sugieren adicionalmente que podrían estar condicionados por el arco de una caldera parcialmente sepultada.

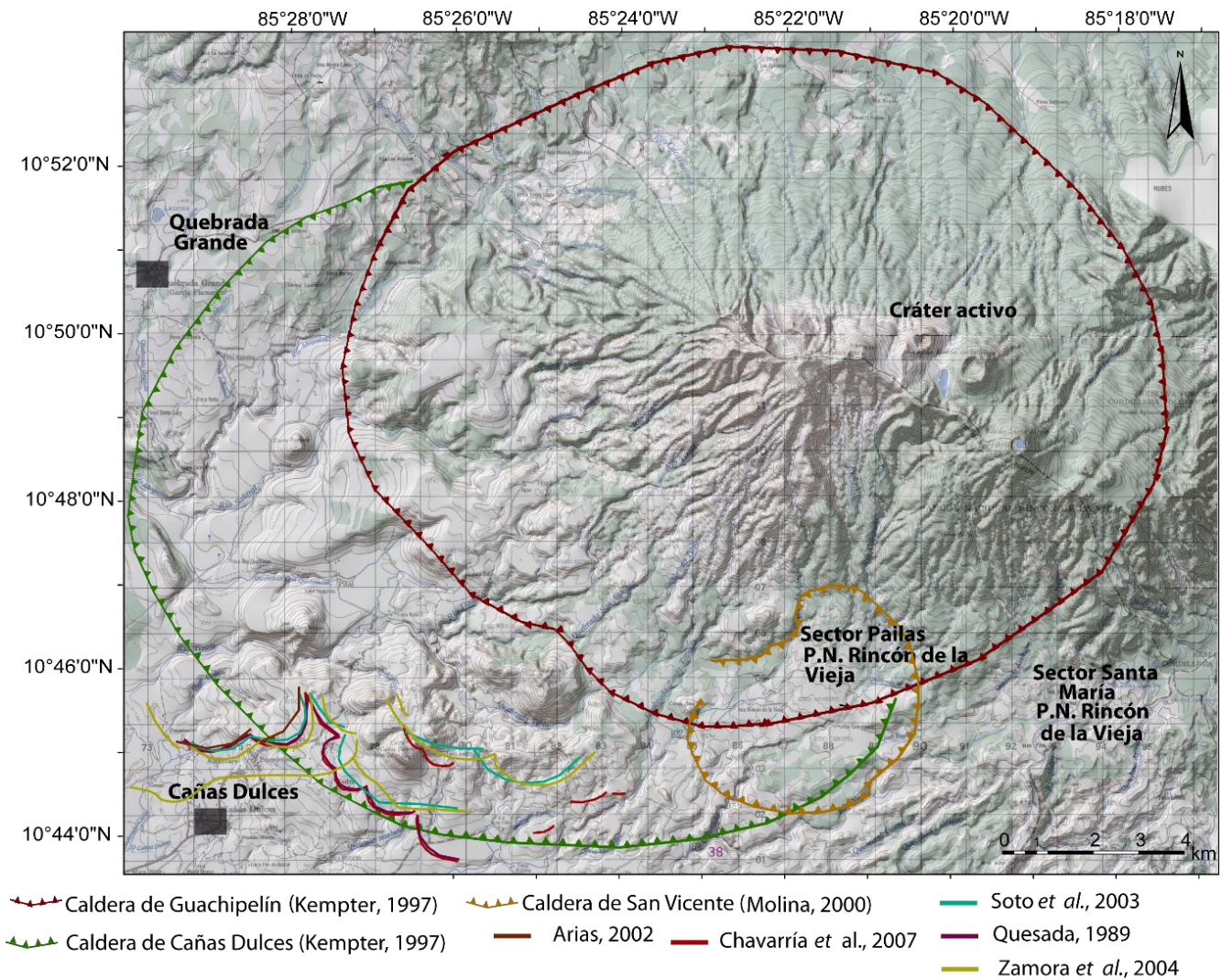


Figura 2.1. Recopilación de estructuras caldéricas reconocidas en el volcán Rincón de la Vieja. Base cartográfica del IGN 1: 50 000 de las hojas Cacao y Curubandé.

Fallas

Las principales fallas que han sido reconocidas hasta ahora en la literatura con sus características se resumen en el cuadro 2.2 y se muestran en la figura 2.2.

Climent *et al.* (2014) sugieren que las fallas Pailas, Borinquen, Guachipelín, Tibio y Cabuyal pueden generar sismos que no superarían magnitudes de $M_w=5,5$. El 29 de setiembre de 1975, por ejemplo, ocurrió un sismo que tuvo una magnitud de 5,1 ML el cual los mismos autores asociaron a la falla Cabuyal.

Cuadro 2.2. Fallas propuestas en el volcán Rincón de la Vieja

Nombre	Autor	Movimiento	Longitud (km)	Rumbo
Coyol-Guape	Quesada (1989)	-	10	NO-SE
Pailas	Arias (2002)	Sinistral	-	NO-SE
Pailas	Climent <i>et al.</i> (2014)	Dextral	11-13	NO-SE
Borinquen	Climent <i>et al.</i> (2014)	Dextral	11-13	NO-SE
Cañas	Arias (2002)	Sinistral	-	NO-SE
Guachipelín	Climent <i>et al.</i> (2014)	Dextral	11-13	NO-SE
Tibio	Barahona <i>et al.</i> (2002)	Dextral		NO-SE
Cabuyal	Climent <i>et al.</i> (2014)	Sinistral	5	N-S a NNE
Copelares	Kempter (1997)	-	12	ONO-ESE

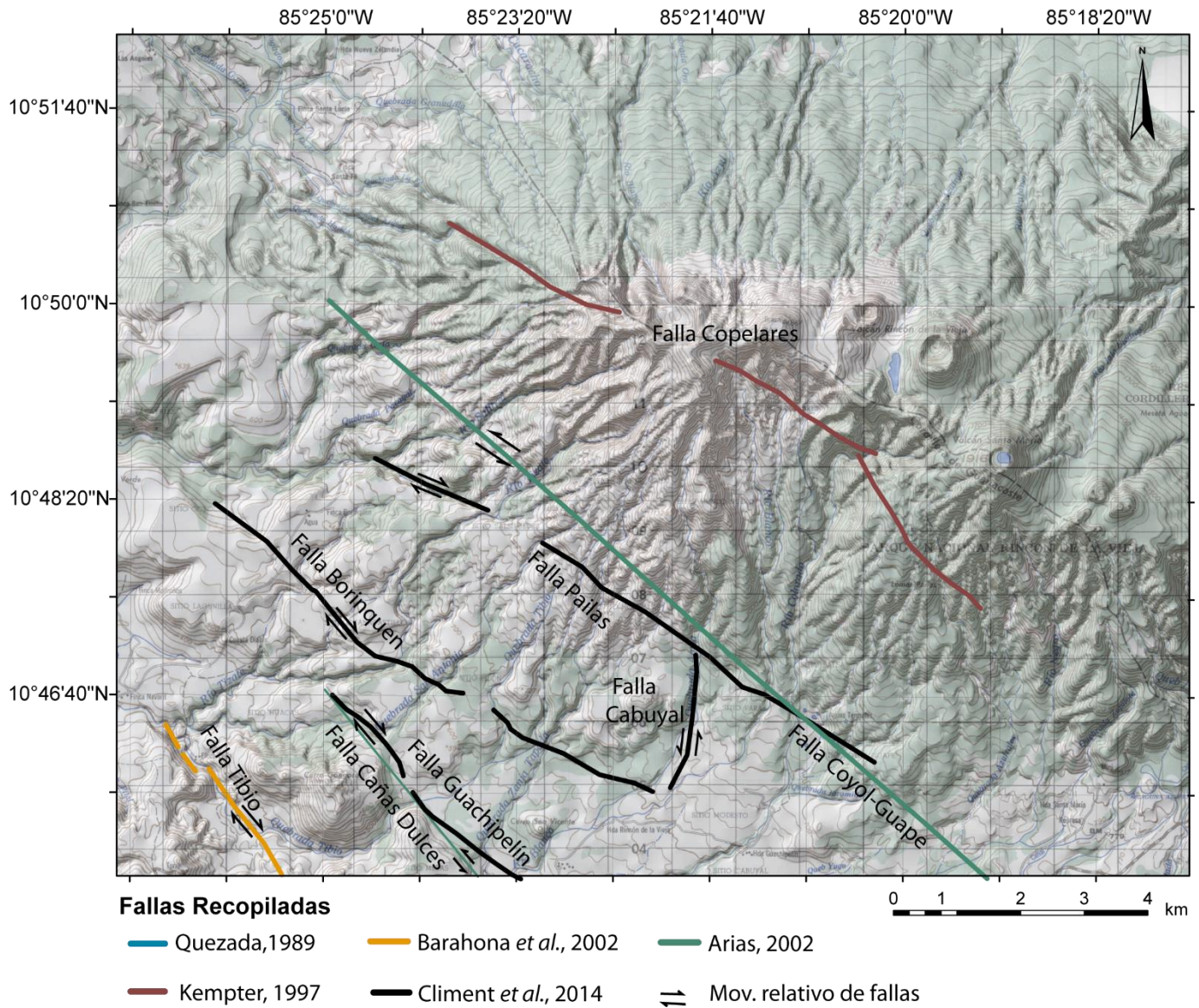


Figura 2.2. Recopilación de las fallas hasta ahora reconocidas en el volcán Rincón de la Vieja. Base cartográfica del IGN 1: 50 000 de las hojas Cacao y Curubandé.

Alineamientos y fracturas

Distintos autores han propuesto alineamientos con base en las manifestaciones termales, patrones de drenaje particulares, rasgos geomorfológicos, entre otros. Esta información se integra con un reconocimiento de las fracturas en las diferentes formaciones geológicas (cuadro 2.3; figura 2.3).

Los alineamientos con rumbo NE-SO se distinguen en el sector SE, O y NO del macizo y se observan fracturas con ese mismo rumbo en las Formaciones Alcántaro, Pital, Liberia y en los domos de Cañas Dulces (Quesada, 1989; Arias, 2002); estas predominan en conglomerados del Holoceno y lavas andesíticas (Molina *et al.*, 2014).

Las fracturas con rumbo N-S se han reconocido en las rocas de la Formación Pital en los ríos Yugo y Colorado, y en la quebrada Tibio (Chavarría *et al.*, 2007 y Molina *et al.*, 2014), mientras que las de rumbo E-O, son identificados al sur de los cerros Góngora, Cañas Dulces, San Roque y el Cerro Atravesado por Paniagua *et al.* (1996), Arias (2002) y Chavarría *et al.* (2007), quienes las distinguen principalmente en flujos piroclásticos y lacustres de la Formación Pital.

Cuadro 2.3. Rumbos preferenciales de las fracturas por formación geológica

Rumbo preferencial	Autor	Formación/tipo de roca	Sitio
NE-SO	Arias (2002)	- Rocas hidrotermalizadas	Entre los ríos Tizate y Salitral Quebrada Escondida y Azufrales
	Chavarría <i>et al.</i> (2007)	En rocas más recientes (conglomerados y lavas andesíticas) Depósitos de flujos piroclásticos y lacustres de la Formación Pital	- -
NO-SE	Arias (2002)	Lavas de la Formación Alcántaro -	Noreste de Pailas Entre los ríos Tizate y Salitral
	Chavarría <i>et al.</i> (2007)	Rocas hidrotermalizadas En rocas más recientes (conglomerados y lavas andesíticas) Depósitos de flujos piroclásticos y lacustres de la Formación Pital*	Quebrada Azufrales -

	Arias (2002)	-	Río Colorado
N-S		Rocas hidrotermalizadas	Quebrada Escondida
		En rocas más recientes (conglomerados y lavas andesíticas)*	
	Chavarría <i>et al.</i> (2007)	Depósitos de flujos piroclásticos y lacustres de la Formación Pital* Piroclastos de la Formación Pital	Quebrada Tibio
	Molina <i>et al.</i> (2014)	Formación Pital	Ríos Yugo y Colorado
E-O	Arias (2002)		Río Colorado
		Depósitos de flujos piroclásticos y lacustres de la Formación Pital	-
	Chavarría <i>et al.</i> (2007)	En rocas más recientes (conglomerados y lavas andesíticas)*	-

Menor proporción*

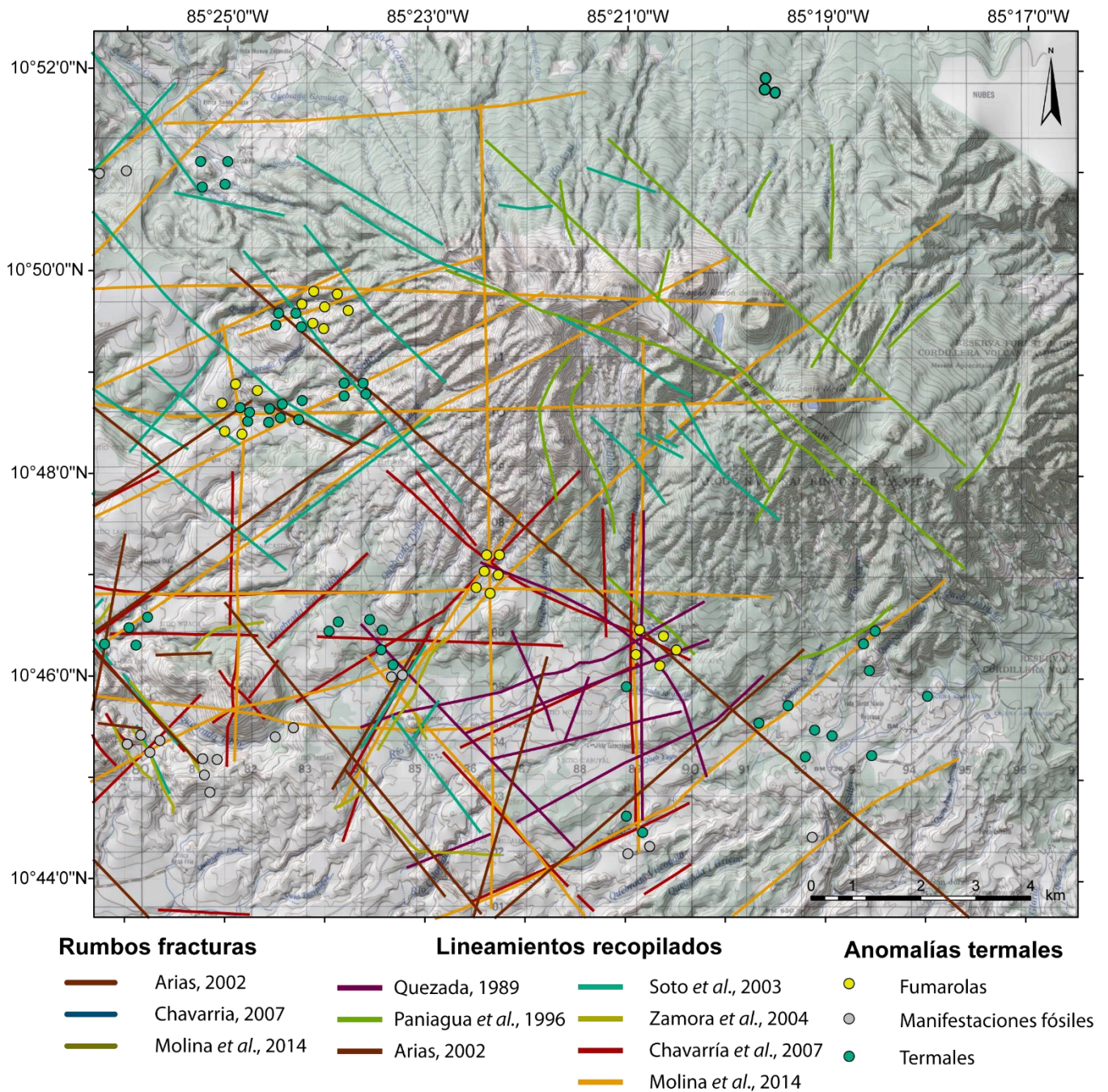


Figura 2.3. Recopilación de lineamientos, anomalías termales y rumbo de fracturas medidas en el macizo Rincón de la Vieja. Base cartográfica del IGN 1: 50 000 de las hojas Cacao y Curubandé.

2.3 Análisis morfotectónico

Método

El análisis morfotectónico resultó de la combinación de dos técnicas de trabajo, la fotointerpretación y el uso de modelos de elevación digital, que finalmente desembocó en un mapa elaborado a escala 1: 50 000 con marcadores geomorfológicos reconocidos a partir de ambas técnicas.

La fotointerpretación se efectuó a partir de cuatro conjuntos de fotografías aéreas obtenidas del Instituto Geográfico Nacional (IGN) para la Cordillera Volcánica de Guanacaste, y que son: 1987 (escala 1: 35 000), 1977 (escala 1: 35 000), 1975 (escala 1: 20 000) y 1961 (escala 1: 50 000). El análisis numérico espacial a partir del sistema de información geográfico se efectuó con la base topográfica digital a escala 1: 50 000 de las hojas Cacao y Curubandé, a partir de las cuales se generó un modelo digital del terreno y, seguidamente, diferentes mapas temáticos tales como: altitud, rugosidad, pendiente, orientación y sombras.

El primer paso para la generación de estos mapas, fue la creación de un modelo de elevación digital a partir de las curvas de nivel de la cartografía topográfica 1: 50 000, para la cual se utilizó la extensión de *3D Analyst* de *Arcgis* con la función de *Create/Modify Tin* a partir de las curvas de nivel de la cartografía topográfica 1: 50 000. Seguidamente, se generó un *raster* de altitud mediante la herramienta de conversión de *3D Analyst/ TIN to Raster*, utilizando el modelo de elevación digital creado en el paso anterior. El tamaño de celda utilizado fue de 10 m, esto a raíz de la base topográfica original. Posteriormente, se creó un *raster* de pendiente que se obtuvo a partir de la herramienta *Slope* del *Surface Analysis* utilizando el *raster* de altitud, en este caso se escoge la opción de grados y tamaño de la celda definido es de 10 m. El mapa de curvatura se crea a partir de la herramienta *curvature* del *Surface Analysis* y finalmente, el *raster* de orientación se genera con la herramienta de *Aspect* dentro del *Spatial Analyst*.

Estos mapas permitieron visualizar patrones que facilitan el reconocimiento de estructuras tectónicas, como por ejemplo, cambios bruscos en orientación de las laderas, diferencias en las pendientes, patrones lineales observados en todos los mapas temáticos y que combinados con la fotointerpretación, genera un mapa preliminar tectónico de la región de estudio.

Marcadores geomorfológicos

A continuación se describen los marcadores geomorfológicos reconocidos en el área usando las técnicas anteriormente detalladas (figura 2.4).

Drenaje desviado (Dd)

Es el marcador geomorfológico más común en el área, se reconoce principalmente en el flanco septentrional occidental. por ejemplo, en el sector de Borinquen y en las Hornillas es frecuente ver una desviación de 90° de los cauces, con desplazamientos aparentemente dextrales, con orientación S55°E y que en algunas ocasiones alcanzan 250 m de desvío. Un comportamiento similar se observa en los sitios el Coyol y el Pílon. Al sur del cráter activo, ciertos drenajes tienen una orientación de N-S en los sitios Lomas Pailas y Copelares, evidencian un desplazamiento aparente sinistral, con desvíos de casi 90°.

Drenaje adaptado (Da)

El único drenaje identificado de este tipo se encuentra al norte del sitio Salsipuedes. Este marcador se observa únicamente con fotografías aéreas, en donde se reconoce un corte transversal de la ladera, el drenaje es interrumpido y adaptado perpendicularmente al original.

Silla de falla (SF)

Estos han sido identificados principalmente en fotografías aéreas y algunos casos se reconocen en el campo, como por ejemplo en la falla Copelares.

Cerro aislado (Ca)

Al sur del sitio las Hornillas se indica este marcador a partir de fotografías aéreas.

Colina desplazada (Cd)

Únicamente se han reconocido colinas desplazadas al este de la falla Copelares. En las fotografías aéreas es posible observar un desplazamiento aparente dextral con orientación S55°E.

Escarpe de falla indiferenciado (EF)

Los escarpes se reconocen en el flanco septentrional occidental. Ejemplos de este indicador son las secciones observadas de la falla Pailas y el Cerro Góngora.

Valle de falla (VF)

Estos indicadores geomorfológicos son comunes en patrones E-O y NE-SO. Ejemplos de estos son: Río Tizate, Quebrada Zanja Tapada, Río Colorado y Quebrada Gata y pueden alcanzar longitudes de 4 km. En ciertos casos, estos drenajes tienen a ser muy rectilíneos, y difieren de la tendencia general del patrón de drenaje (radial).

Pliegue antiformal (Pa)

Una tendencia de pliegues alineados con rumbo NE-SO se distingue al norte de Finca Borinquen. Estos marcadores se determinan mediante observación de campo.

Deslizamiento (De)

Un deslizamiento de amplias proporciones se encuentra al sur del cráter activo, Santa María y el Von Seebach. Su morfología indica que la dirección del flujo fue hacia el sur. La corona tiene una longitud aproximada de 9 km.

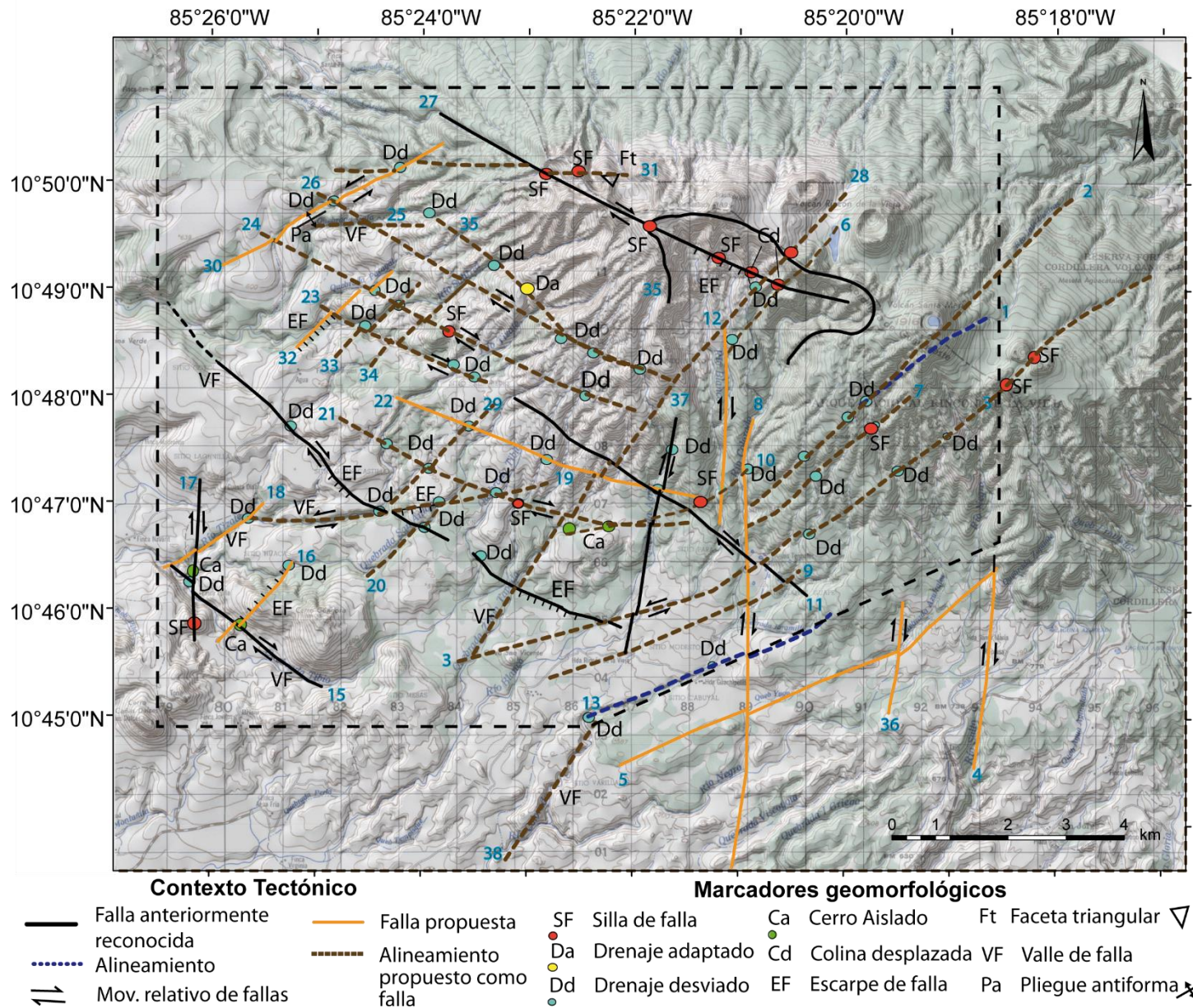


Figura 2.4. Marcadores geomorfológicos reconocidos. Base cartográfica del IGN 1: 50 000 de las hojas Cacao y Curubandé.

2.4 Reconocimiento de campo

Método

El trabajo de campo se enfocó en el flanco pacífico del volcán Rincón de la Vieja, debido principalmente a las condiciones favorables de acceso y considerando el tiempo disponible para esta tesis. En el proceso de toma de datos de las fallas, se aplicó una escala de pesos que permitiera cuantificar el grado de confiabilidad en la identificación de la estructura y su dirección de movimiento (cuadros 2.4 y 2.5). Se efectuó un análisis de los rumbos y buzamientos de las fallas con el fin de establecer las tendencias en el área de estudio mediante el programa WinTensor (Delvaux, 1993). Posteriormente, todos los datos se asociaron con las estructuras propuestas en el mapa tectónico preliminar y se generó la síntesis de la tectónica del flanco meridional del volcán Rincón de la Vieja.

Cuadro 2.4. Criterios de calidad para el reconocimiento de fallas en el campo

Peso	Criterios de campo observados
1	Plano de falla principal reconocible y medible. Estrías medibles. Evidencias inequívocas de la dirección de movimiento de la falla. Otras evidencias de falla (brecha de falla, cizallamiento, planos secundarios, entre otros)
2	Plano de falla principal reconocible y medible. Estrías medibles. Evidencias ambiguas de dirección de movimiento de la falla. Otras evidencias de falla (brecha de falla, cizallamiento, planos secundarios, entre otros)
3	Presencia de otros criterios de reconocimiento (brecha de falla, cizallamiento, planos secundarios, entre otros) Plano de falla poco reconocible y medible. Ausencia de evidencias de movimiento de la falla.
4	Evidencias de falla (brecha de falla, zona de cizalla, entre otros). No se observa el plano principal. No se observan estrías. No se observan evidencias de dirección de movimiento.

Cuadro 2.5. Detalle de reconocimiento de fallas en el campo

	X	Y	Dirección de buzamiento	Buz	Rumbo	Movimiento	Peso	Evidencias de falla	Litología	Localidad
1	378426	305706	255	88	345	-	3	Arcilla de falla	Lavas	Queb. Pital
2	378406	305688	220	85	130	Dextral	2	Estrías, Arcilla de falla	Lavas	Queb. Pital
3	378431	305750	305	85	215	Dextral?	3	Estrías	Lavas	Queb. Pital
4	378081	296997	118	88	28	-	3	Plano claro	Ignimbrita Fm. Liberia	Curubandé
5	376888	304025	112	88	22	Sinestral?	3	Plano claro	Lavas alteradas	-
6	391614	304629	55		35	-	4	Mucha alteración en la zona	Lavas con intensa alteración hidrotermal	Santa María
7	391580	304408	270	85	0	Dextral	1	Plano, estrías y estructuras de riedel	Lavas con intensa alteración hidrotermal	Santa María
8	388530	306950	120	32	30	-	3	Plano muy claro	Lavas alteradas	Río Blanco
9	388500	306990	270	75	180	-	3	Plano claro	Lavas silicificadas	Río Blanco
10	388468	307083	25	75	115	-	3	Brecha de falla	Lavas sanas	Río Blanco
11	388440	307180	270	75	180	Sinestral?	2	Plano muy claro	Lavas alteradas	Río Blanco
12	388453	307193	90	80	0	-	3	Plano muy claro	Lavas alteradas	Río Blanco
13	380750	313973	355	72	265	-	3	Plano	-	Queb. Honda
14	387442	307246	10	88	100	Sinestral?	2	Plano y estrías	Lavas andesíticas	Queb. Agria
15	387442	307246	295	86	205	Sinestral?	2	Plano y estrías	Lavas andesíticas	Queb. Agria

16	379944	304864	310	75	220	-	3	Plano y arcilla de falla	Lavas andesíticas	Queb. Tibio
17	379944	304864	305	85	215	-	3	Plano y arcilla de falla	Lavas andesíticas	Queb. Tibio
18	379402	305655	200	70	290	-	3	Plano	-	Queb. Tibio
19	379402	305655	105	76	15	-	3	Plano	-	Queb. Tibio
20	379436	305677	195	90	285	-	3	Plano	Flujos piroclásticos	Queb. Tibio
21	379436	305677	325	90	235	-	3	Plano	Flujos piroclásticos	Queb. Tibio
22	379383	305938	305	65	215	-	3	Plano	Flujos piroclásticos	Río Tizate
23	379383	305938	155	85	65	-	3	Plano	Flujos piroclásticos	Río Tizate
24	379383	305938	80	75	170	-	3	Plano	Flujos piroclásticos	Río Tizate
25	379383	305938	325	64	235	-	3	Plano	Flujos piroclásticos	Río Tizate
26	380641	311031	140	-	50	-	4	-	Flujos piroclásticos	Queb. Gata
27	380648	311439	140	-	65	-	4	-	Flujos piroclásticos	Queb. Gata
28	382732	311168	285	70	195	-	3	Plano	Tobas blancas	Queb. Pacayal
29	381697	310447	170	85	80	Sinestral	3	Plano	Basaltos lajeados	Queb. Pacayal
30	381730	310417	128	80	38	-	3	Plano	Basaltos lajeados	Queb. Pacayal
31	388910	302389	280	85	190	Dextral	2	Plano, estrías y estructuras de riedel	Ignimbritas con clastos	Río Negro
32	388910	302389	110	85	20	-	3	Plano	Ignimbritas con clastos	Río Negro

Resultados

El reconocimiento de campo permitió definir 31 estructuras y se identificó un 74% de planos de falla con peso 3 (cuadro 2.6). Con la totalidad de los datos, se determina una tendencia preferencial del rumbo de las fallas NE y N-S, seguido de las NO-SE (figura 2.5). Varios subgrupos entre los cuadrantes NE-SO se distinguen (N-N10°E, N30°-40°E y N50°-60°E), mientras que en el cuadrante NO-SE, se reconoce el N60-75°O. La mayoría de los planos son casi verticales (85°-90°), y de movimiento lateral evidencia de un régimen tectónico compresivo.

Cuadro 2.6. Porcentaje de peso de las fallas reconocidas en el campo

Peso	Porcentaje
1	3
2	13
3	74
4	10

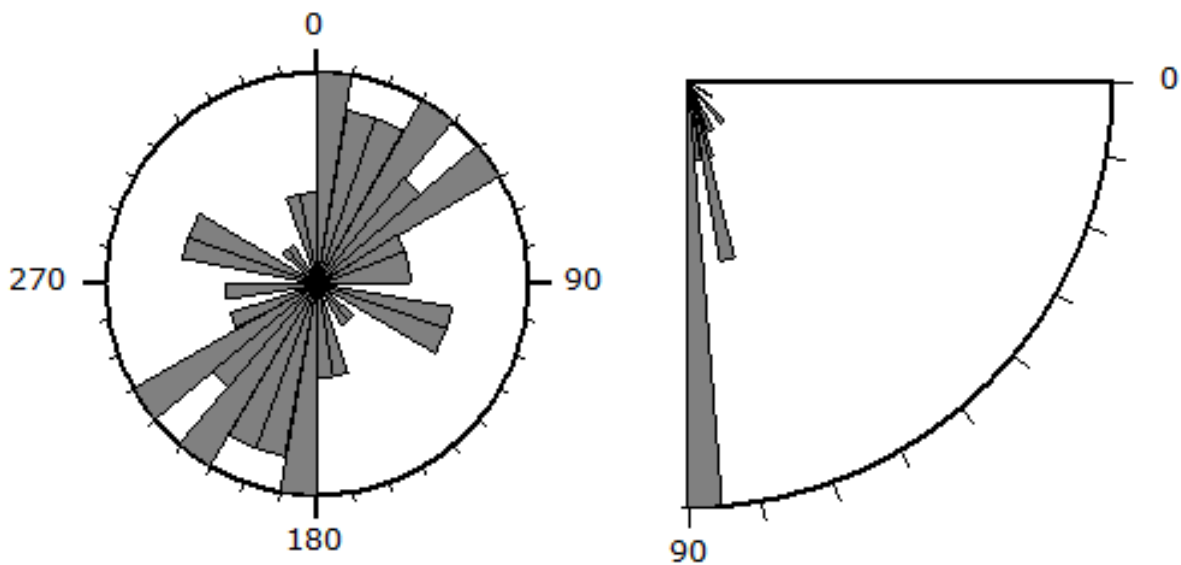


Figura 2.5. Rumbo preferencial de las fallas (izquierda). Ángulo de buzamiento de planos de fallas (derecha).

2.5 Análisis de la actividad sísmica superficial desde el 2002 a mayo del 2016

Método

El análisis de la sismicidad superficial comprende el periodo del 2002 a mayo del 2016. Para ello se utiliza la base de datos del OSIVAM (ICE) la cual se depuró de la sismicidad asociada con los procesos de la explotación y perforación en los campos geotérmicos en Pailas y Borinquen según los informes internos del ICE (Barquero *et al.*, 2003; Taylor, 2009, 2014; Taylor & Soto, 2011, 2012, 2013; Taylor & Bakkar, 2015). Seguidamente se hizo una segunda depuración por efecto de calidad de datos donde se discriminan los eventos con menos de 4 estaciones, un RMS mayor a 0,3 y profundidades mayores a 25 km. No se utilizan métodos de relocalización ya que no cumplen con los requisitos básicos para esto, como por ejemplo, la baja cobertura de estaciones sismológicas en ciertos sectores de difícil acceso.

Para la localización de estos sismos se utiliza el modelo de corteza (W. Taylor, com. pers., 2014), detallado en el cuadro 2.7.

Cuadro 2.7. Modelo de corteza utilizado en OSIVAM para Pailas y Borinquen

Capa	Profundidad (km)	Vp (km/s)
1	-2,0	3,99
2	0,0	4,70
3	2,0	5,00
4	2,9	5,70
5	7,5	6,10
6	16,0	6,60
7	41,0	7,90
8	80,0	8,10
9	154,0	8,20

Con el objetivo de reconocer alguna tendencia o distribución de los enjambres sísmicos asociado a las fallas, estos se agrupan por región y año. El área de cada región y la distribución de la sismicidad por cada una se muestra en las figuras 2.20, 2.21, 2.22 y 2.23. En esta sección se detallará la sismicidad con relación a la tectónica; un detalle de la influencia volcánica se desarrollará en el capítulo IV.

Finalmente, se procesan algunos mecanismos focales con sismos que tengan más de 15 estaciones, RMS menor 0,2 y magnitud coda mayor a 2,8. Este procedimiento se realiza

con el programa FOCMEC de Seisan. Se clasifica la calidad del mecanismo focal en dependencia del GAP (cuadro 2.8).

Cuadro 2.8. Calidad de mecanismos focales

Calidad	GAP	Color
A	< 100	Verde
B	100 – 200	Amarillo
C	200 - 250	Rojo

Resultados

Bajos índices de sismicidad y una distribución aleatoria de estos se observan en los años 2002, 2003, 2004, 2006 y 2007. A partir del año 2006 se denota claramente una tendencia de incremento en la sismicidad con un máximo en el 2012, influenciado por el terremoto del Sámara del 5 de setiembre (figura 2.6). Se reconocen distintos patrones de profundidad de los sismos en los periodos 2005 – 2009, 2009- 2010, 2011 – 2013 y 2014 - 2016. En el 2005 – 2009, la profundidad se concentra principalmente entre los 4 -10 km, en el 2009 – 2010, entre los 3 – 5 km, en el 2011 – 2013, entre los 3 – 12 km y finalmente entre el 2014 y 2016, entre los 0 – 4 km de profundidad. A excepción del 2008, 2010 y el 2011, los valores de magnitud rondan entre 1,0 – 2,5 Mw (figura 2.7).

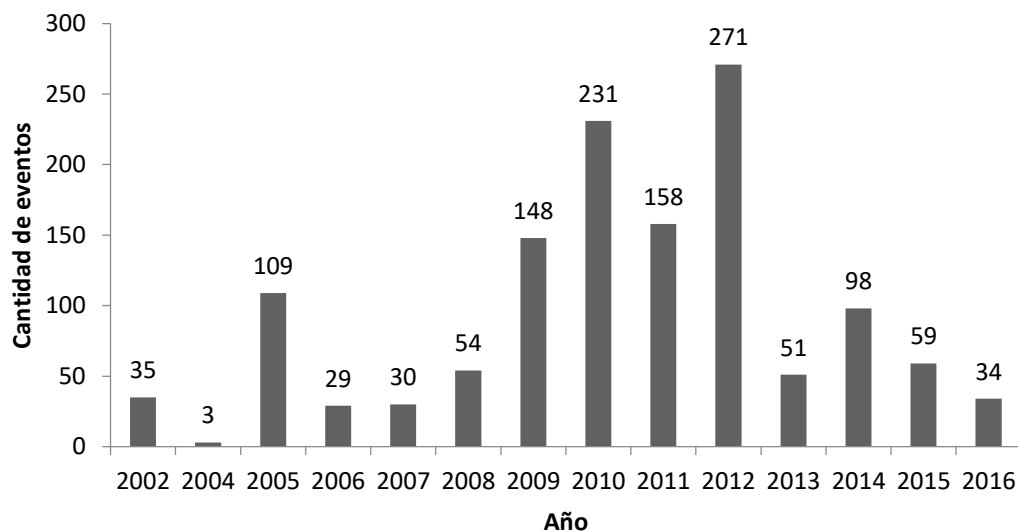


Figura 2.6. Número de sismos en la región de estudio.

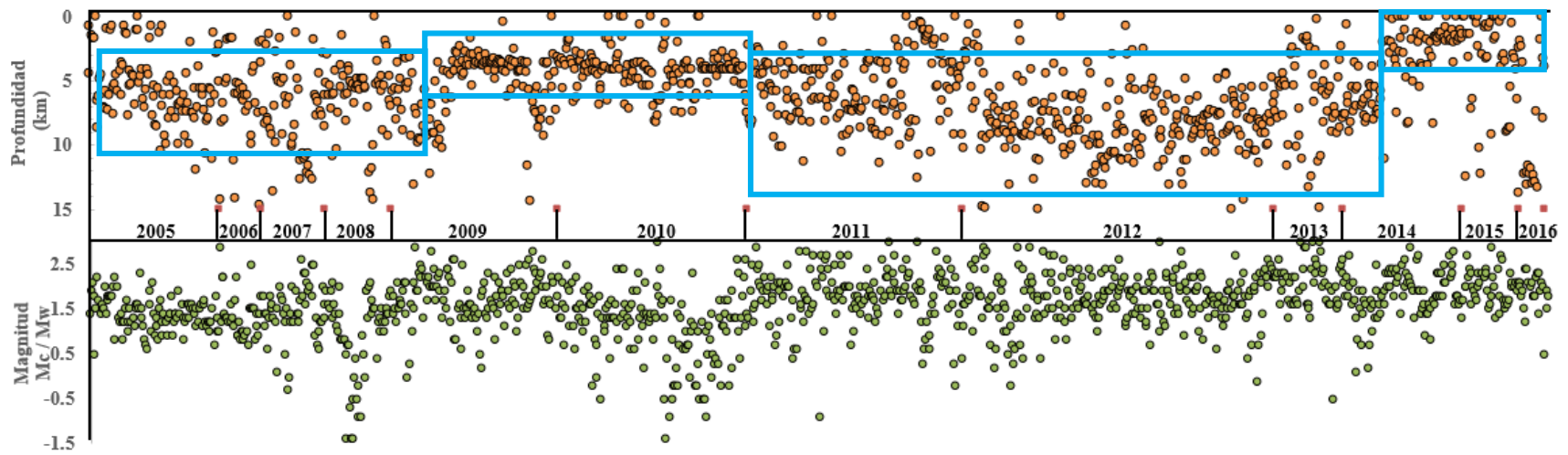


Figura 2.7. Distribución anual de la profundidad (superior) y de la magnitud de los sismos para el periodo 2005 - mayo del 2016. Los cuadros azules indican rangos dominantes de profundidad.

La sismicidad para el periodo de estudio (2002 a mayo del 2016) se agrupa por enjambres sísmicos asociados con procesos tectónicos y volcánicos. Estos han sido recurrentes principalmente en Borinquen, Quebrada Grande, Dos Ríos, falla Pailas (sección oeste), sitio Varillales y en las cercanías del cráter activo (figuras 2.11, 2.15, 2.19 y 2.23). Las principales tendencias observadas a partir de estos enjambres presentan rumbos NE al SE del cráter activo (2009, 2010 y 2014) y en el sitio Varillales (2009) y NO en la falla Pailas (2008). No se observa una alineación clara en los enjambres sísmicos de Quebrada Grande y Dos Ríos, posiblemente porque en estos sectores hay una menor cobertura de la red sísmica.

Sismicidad 2005-2007

En el 2005, esta actividad se concentra en Dos Ríos, Borinquen, al sur del volcán Santa María y en Quebrada Grande. Hay un alineamiento de la sismicidad con rumbo NE al sur del volcán Santa María, y puede estar asociado con la tectónica propuesta en este trabajo. La mayor ocurrencia de estos eventos se da en noviembre en la región de Dos Ríos (figura 2.8 y 2.11).

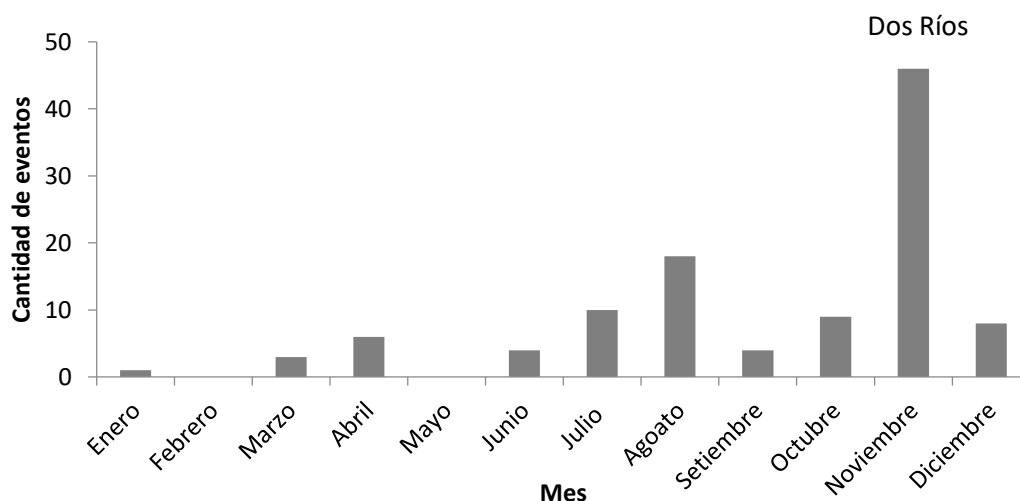


Figura 2.8. Distribución mensual de la sismicidad en el 2005.

En el 2006, se registra poca sismicidad (29 sismos) y los eventos sísmicos se localizan en Quebrada Grande de Liberia y al sur del volcán Santa María (figura 2.9 y 2.11). Los meses de mayor actividad fueron setiembre y octubre.

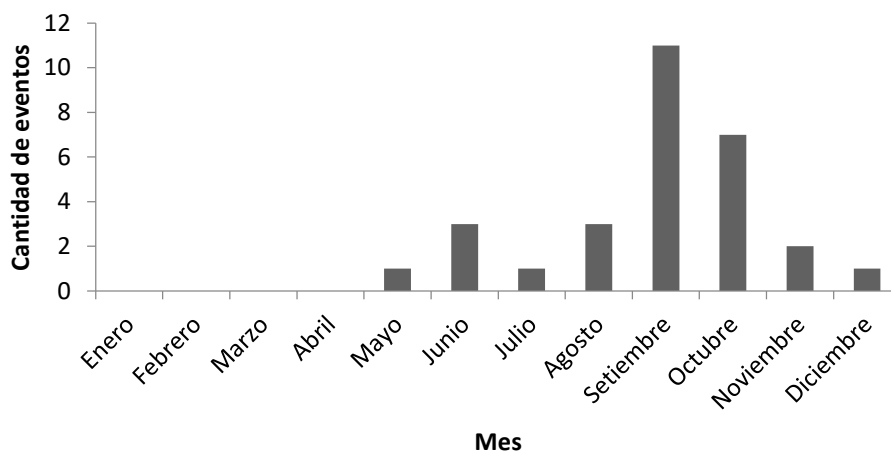


Figura 2.9. Distribución mensual de la sismicidad en el 2006.

Al igual que el 2006, la sismicidad en el 2007 es muy baja (30 sismos) y la mayor concentración se da en el área del volcán (figura 2.10 y 2.11). Sin embargo, la actividad sísmica no parece mostrar un cambio importante durante este año, por lo que se puede afirmar que la cantidad de sismos se mantuvo muy similar.

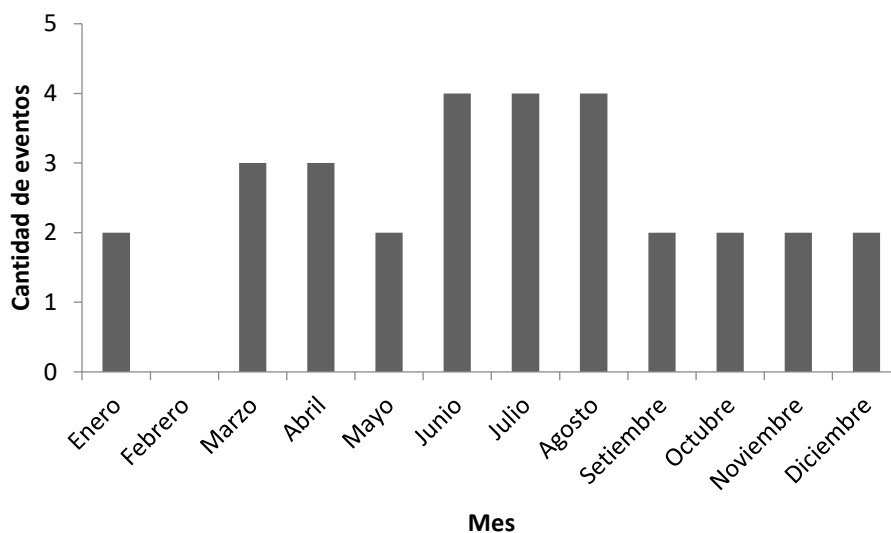
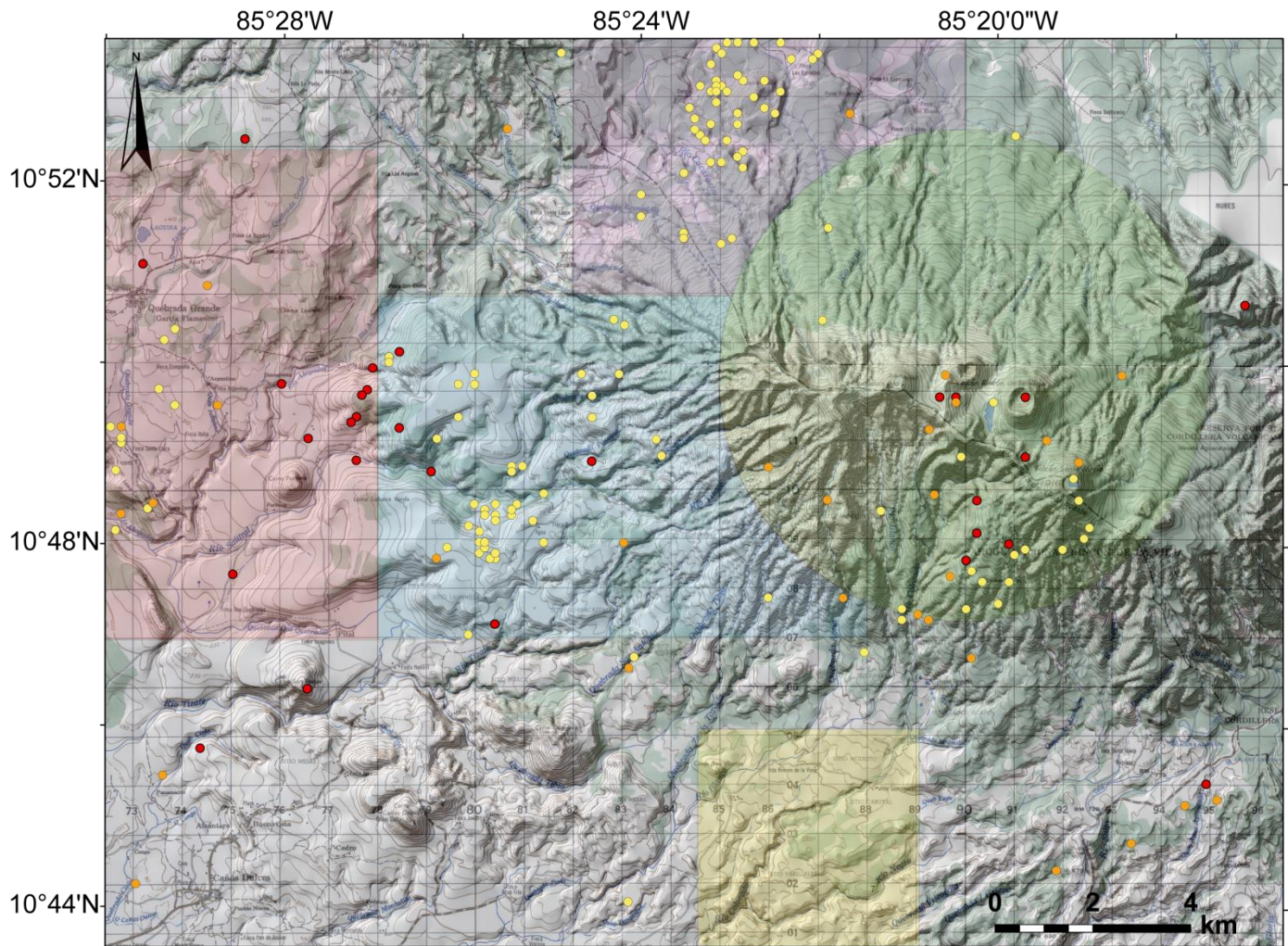


Figura 2.10. Distribución mensual de la sismicidad en el 2007.



Sismicidad

- 2005
- 2006
- 2007

Regiones

- Varillales
- Borinquen
- Volcán
- Dos Ríos
- Quebrada Grande

Figura 2.11. Distribución de la sismicidad en los años 2005, 2006 y 2007. Base cartográfica del IGN 1: 50 000 de las hojas Cacao y Curubandé.

Sismicidad 2008-2010

Durante el 2008, dos sectores mostraron mayor sismicidad; uno se ubica al sur del cráter Santa María (región del volcán) que estuvo activo en el mes de agosto, y el otro en Borinquen, cuya actividad aumentó en junio. (figura 2.12 y 2.15). La sismicidad en ambos casos se mantuvo entre los 4,6 y 6,1 km de profundidad con respecto al nivel del mar.

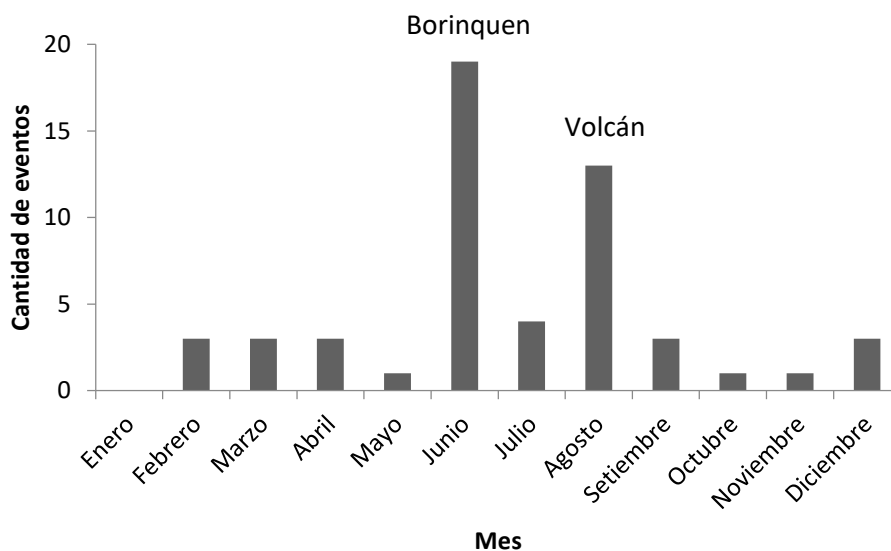


Figura 2.12. Distribución mensual de la sismicidad en el 2008.

En el 2009 se registraron dos enjambres sísmicos; el primero en Varillales y el segundo, 4 km al SE del cráter activo. Ambos enjambres sísmicos se alinean N-S (figura 2.13 y 2.15). La sismicidad en Varillales (Río Colorado) ocurrió en marzo (25 sismos) y sus profundidades varían entre 0,5 – 3,0 km mientras que la del volcán se da en octubre (65 sismos) con profundidades entre 2,2 – 5,7 km con respecto al nivel del mar.

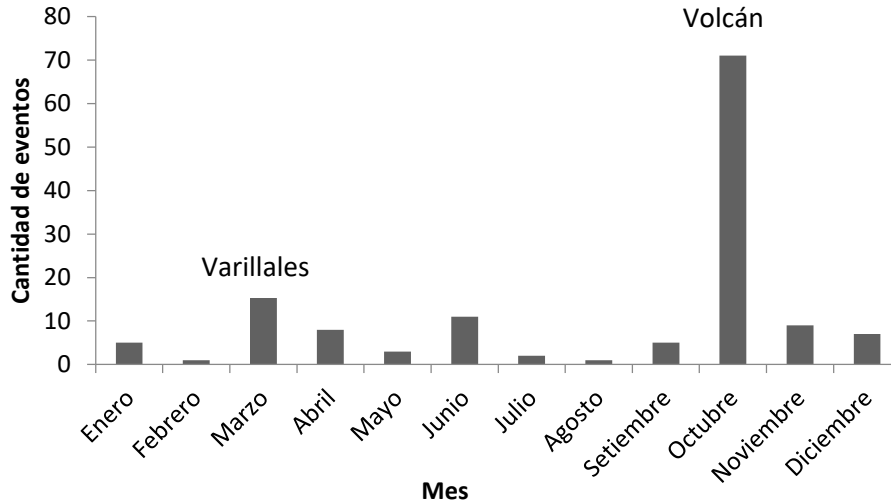


Figura 2.13. Distribución mensual de la sismicidad en el 2009.

En el 2010 la cantidad de sismos se incrementó en comparación con los años anteriores. La sismicidad en Varillales migró hacia el NO con respecto al año anterior y las profundidades se mantuvieron entre los 1,3 y 3,5 km (con respecto al nivel del mar). Esta actividad se produjo en los meses de octubre y noviembre (90 sismos). En diciembre, los sismos del volcán migran hacia el SE y las profundidades se concentran entre los 2,0 y los 5,1 km (con respecto al nivel del mar). También se registra una sismicidad en Borinquen (figura 2.14 y 2.15).

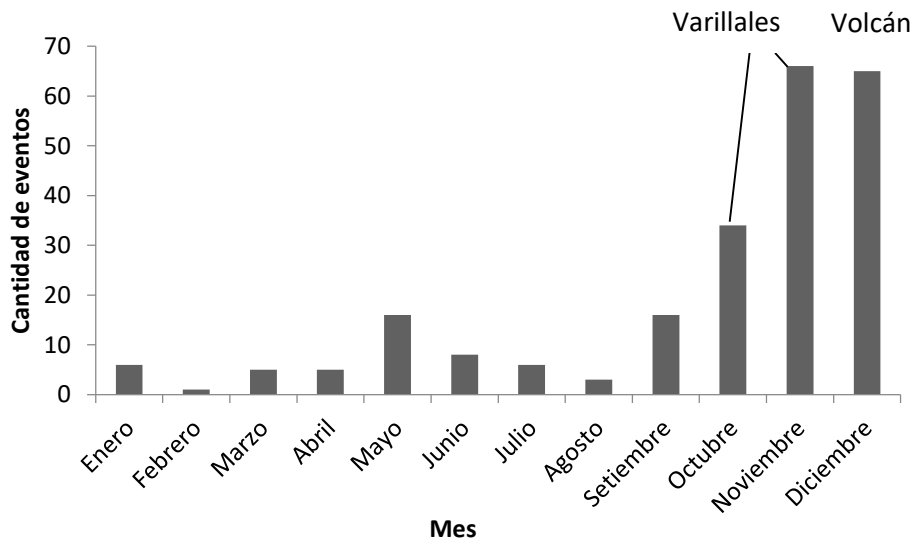


Figura 2.14. Distribución mensual de la sismicidad en el 2010.

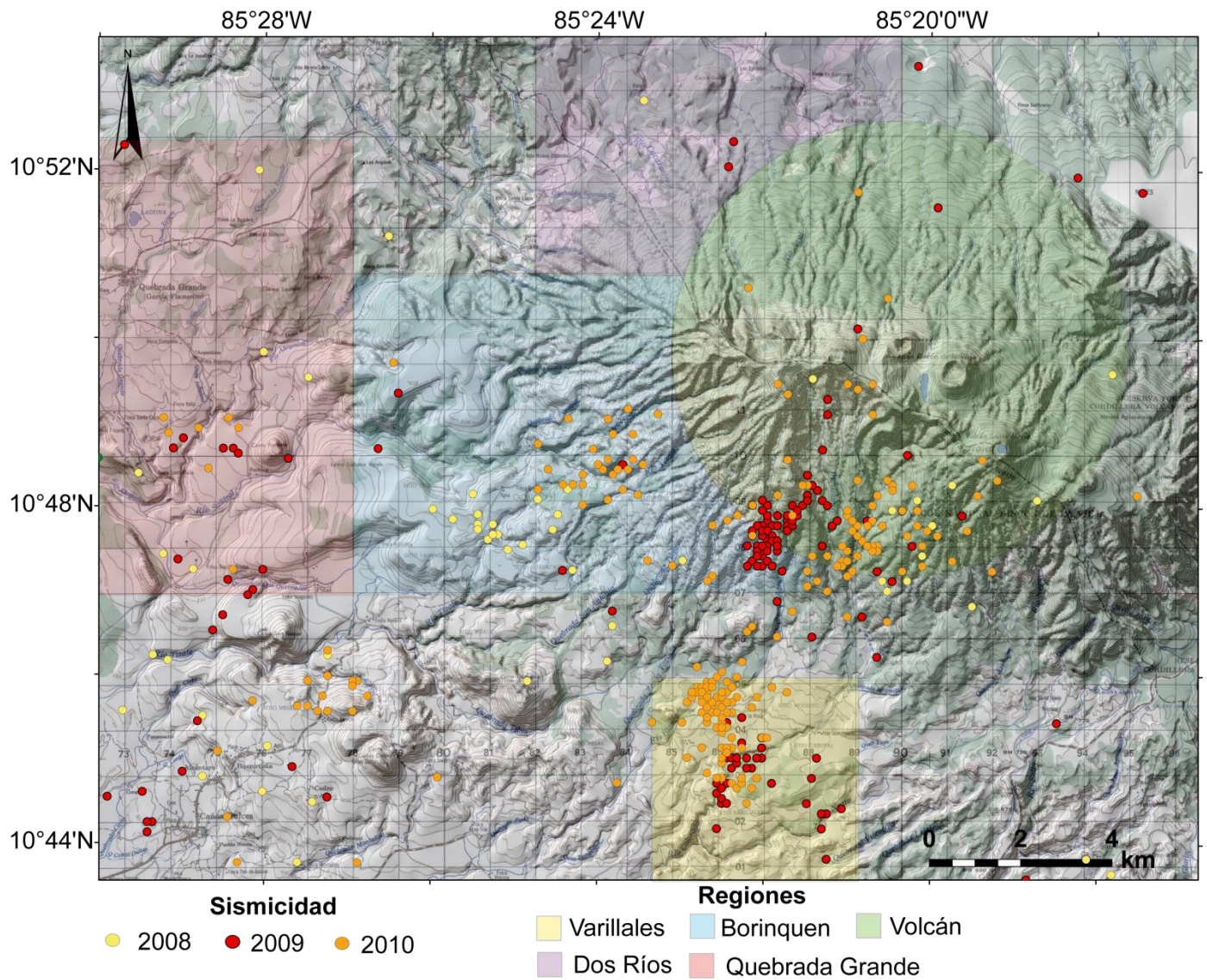


Figura 2.15. Distribución de la sismicidad en los años 2008, 2009 y 2010. Base cartográfica del IGN 1: 50 000 de las hojas Cacao y Curubandé.

Sismicidad 2011

La sismicidad durante la primera mitad del 2011 fue baja en comparación al último trimestre del 2010. Sin embargo, previo a los periodos eruptivos de setiembre del 2011 se da la sismicidad en Dos Ríos aumentó en julio (profundidades con respecto al nivel del mar entre los 0,5 y 3,5 km), y en Pailas (Varillales) aumentó en agosto (profundidades con respecto al nivel del mar entre los 4,0 y 10,5 km). En el sector propiamente del volcán Rincón de la Vieja (cráter activo) se da una sismicidad baja en octubre y noviembre (figura 2.16 y 2.19). Taylor *et al.* (2011) identificó un aumento en la sismicidad local luego del sismo de Las Armenias del 12 de julio del 2011, con magnitud $M_w = 5,3$.

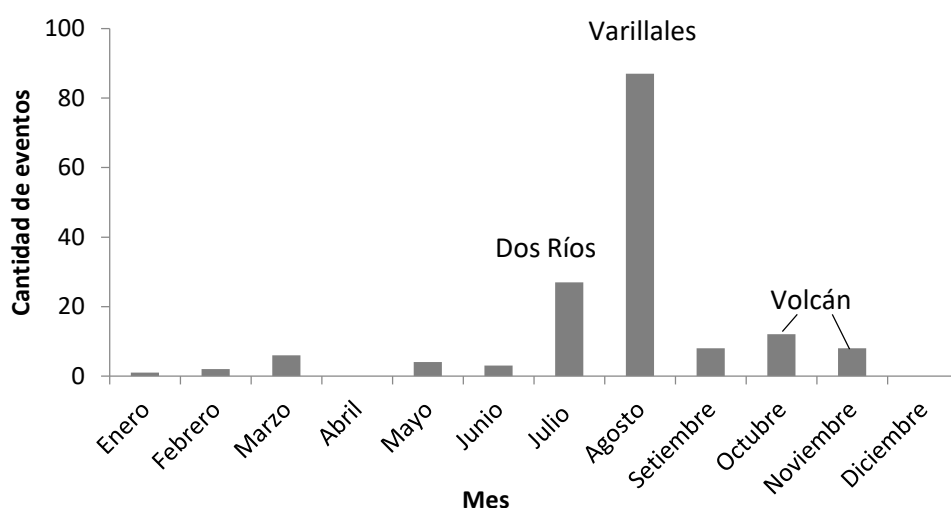


Figura 2.16. Distribución mensual de la sismicidad en el 2011.

Durante el 2012 se registró la mayor cantidad de sismos. Taylor & Soto (2013) asoció esta sismicidad a la activación de un fallamiento local en Quebrada Grande y Dos Ríos relacionado con la transferencia de esfuerzos que generó el terremoto de Sámara del 2012. En Quebrada Grande y en Dos Ríos, los enjambres sísmicos se ubicaron entre los 4 y los 11 km de profundidad (con respecto al nivel del mar). Se registró un total de 218 sismos. Por otra parte, en la región del volcán, la sismicidad que se registró entre mayo y agosto se ubicó entre los 2,0 y 6,6 km de profundidad con respecto al nivel del mar (figura 2.17 y 2.19).

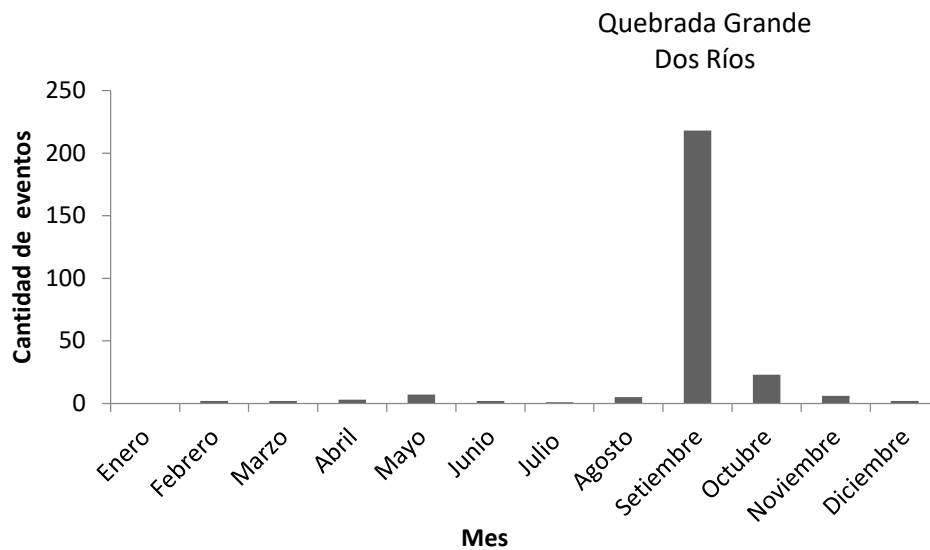


Figura 2.17. Distribución mensual de la sismicidad en el 2012.

La actividad sísmica durante el 2013 fue baja, con excepción de algunos los eventos cercanos al cráter activo (13 sismos) ocurridos en julio (figura 2.18 y 2.19). La profundidad varía entre los 0 y 12 km (con respecto al nivel del mar). Se identifica una somerización de los sismos que comienza a finales del 2012 y culmina en el 2014 (figura 2.7).

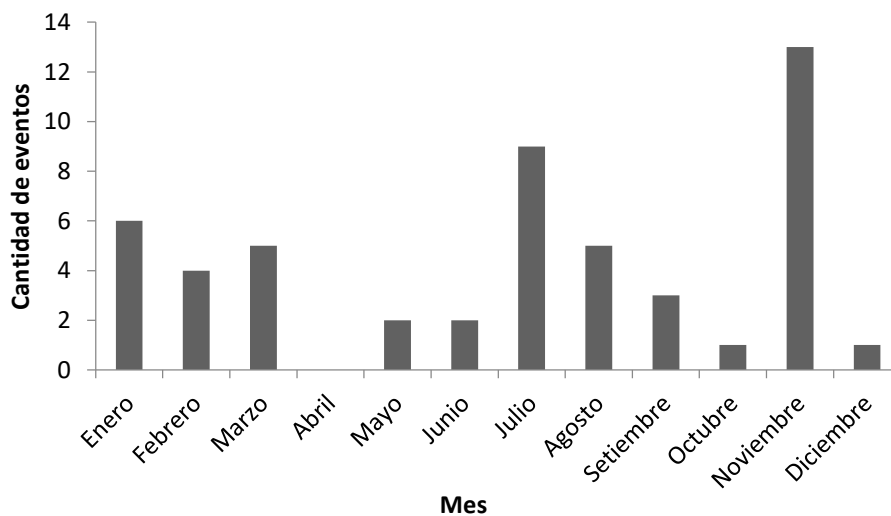


Figura 2.18. Distribución mensual de la sismicidad en el 2013.

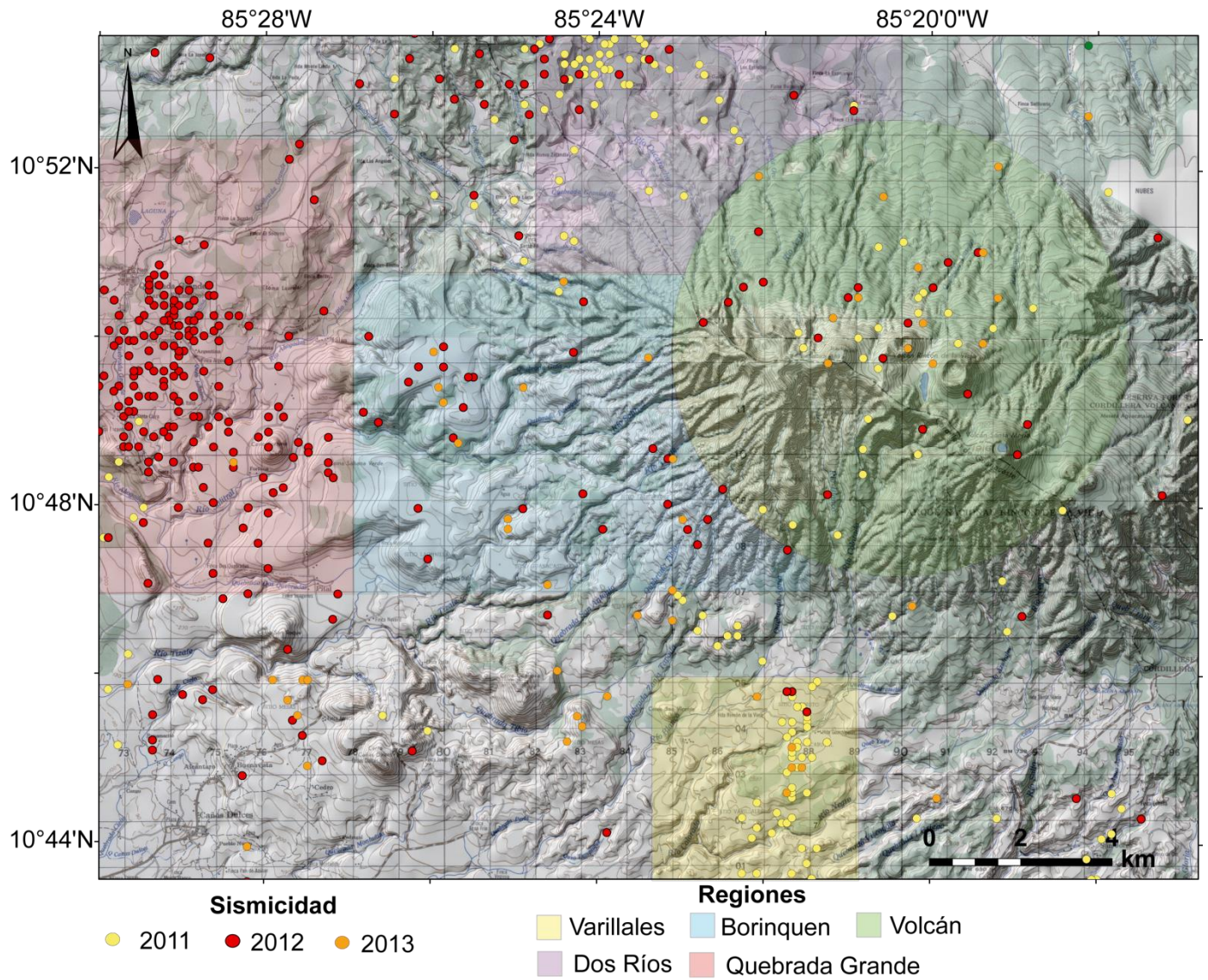


Figura 2.19. Distribución de la sismicidad en los años 2011, 2012 y 2013. Base cartográfica del IGN 1: 50 000 de las hojas Cacao y Curubandé.

Sismicidad 2014-2016

Durante el 2014 tres regiones mostraron un aumento de la sismicidad: el sector de Quebrada Grande (en las cercanías del Cerro Fortuna), con 28 sismos y con profundidades entre los 3,9 y 8,9 km con respecto al nivel del mar; la región del cráter activo del volcán Rincón de la Vieja, en la cual los epicentros se alinearon NO-SE con profundidades entre 1,6 y 5 km; y la región de Varillales (27 sismos) con profundidades de 1,0 y 2,9 km con respecto al nivel del mar (figura 2.20 y 2.23).

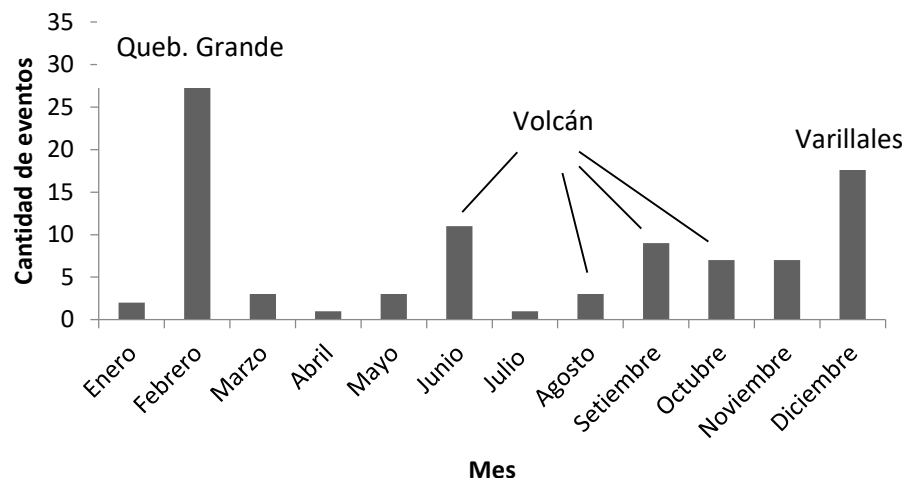


Figura 2.20 Distribución mensual de la sismicidad en el 2014.

El 2015 se caracterizó por una baja sismicidad. Los eventos se localizaron en el cráter activo del volcán Rincón de la Vieja (13 sismos) en los meses de octubre y noviembre, a profundidades entre los 0 y 3 km con respecto al nivel del mar (figura 2.21 y 2.23). No hay ningún alineamiento particular de los eventos.

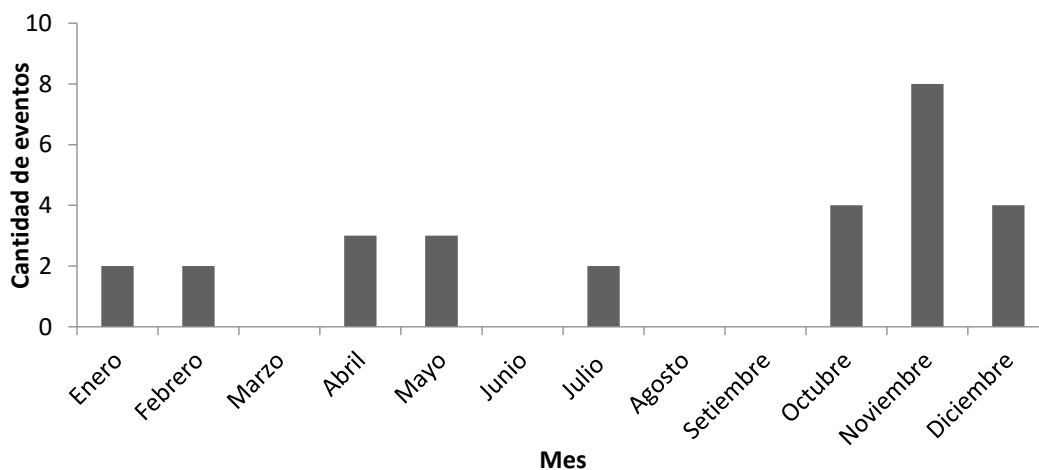


Figura 2.21. Distribución mensual de la sismicidad en el 2015.

La sismicidad en el 2016 (enero a mayo) se localizó mayoritariamente en el volcán Rincón de la Vieja (17 sismos), principalmente en los meses de marzo y abril, con profundidades entre los 1,6 – 3,8 km con respecto al nivel del mar (figura 2.22 y 2.23). Las magnitudes son bajas y se mantienen entre 1,5 y 2,4 Mw.

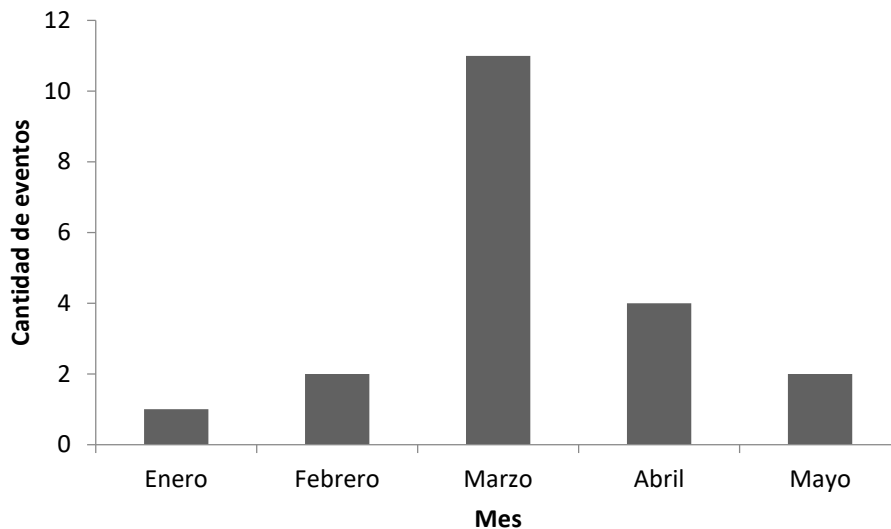


Figura 2.22. Distribución mensual de la sismicidad en el 2016.

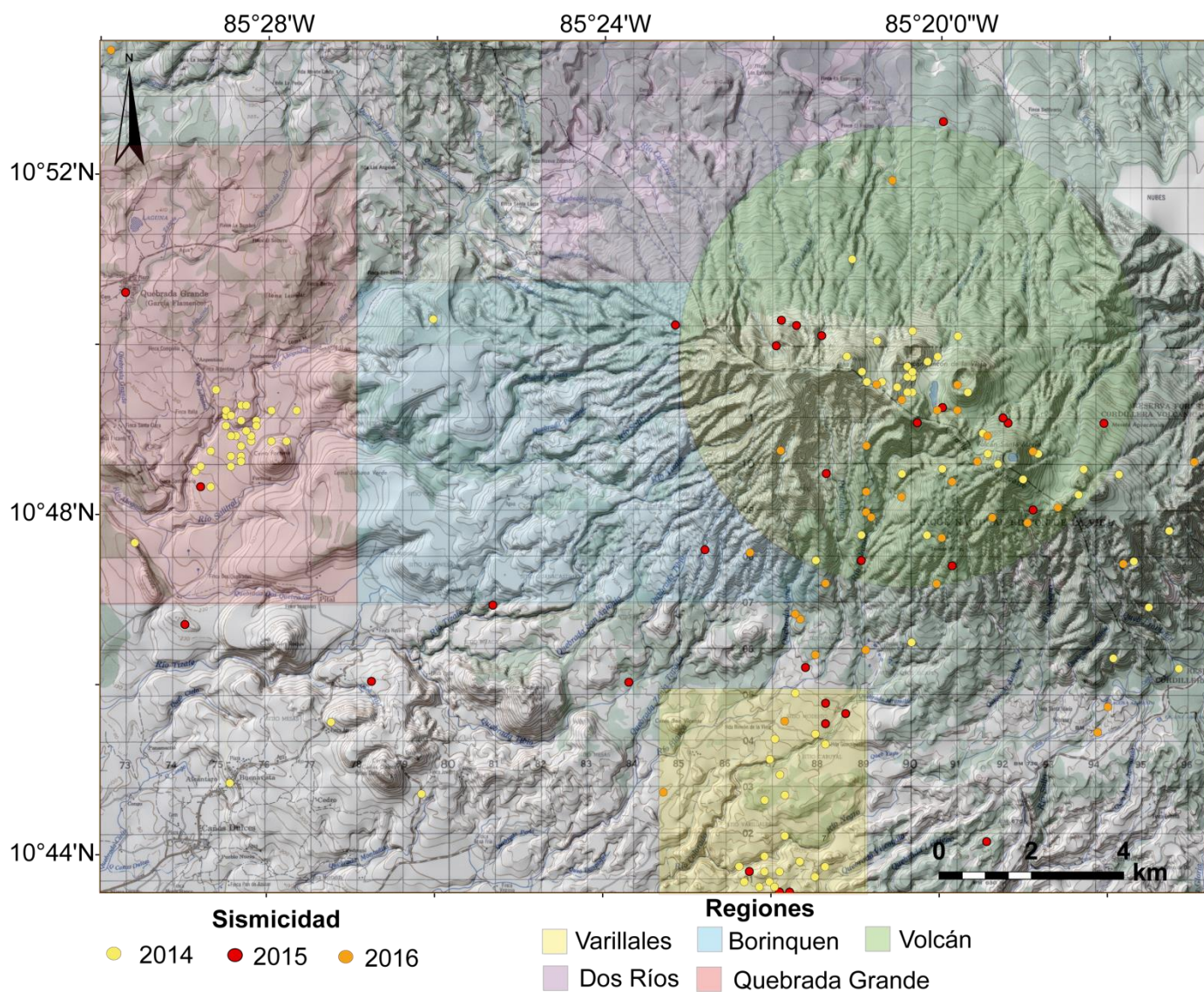


Figura 2.23. Distribución de la sismicidad en los años 2014, 2015 y 2016. Base cartográfica del IGN 1: 50 000 de las hojas Cacao y Curubandé.

La distribución de la sismicidad anual para cada región se desglosa en el cuadro 2.9 y la figura 2.24. El sector con mayor sismicidad es la del cráter activo del Rincón de la Vieja con un total de 288, seguido por Quebrada Grande. El pico más alto de sismicidad ocurrió durante el 2012, en el sector de Quebrada Grande, posterior al terremoto de Sámara que tuvo lugar en setiembre del mismo año. Las regiones de Varillales, Quebrada Grande y Dos Ríos registraron sismicidad en ciertos años únicamente, en cambio, en los sectores del volcán y Borinquen, la actividad sísmica se registra en casi todos los años.

Cuadro 2.9. Distribución de la sismicidad anual por región en el macizo volcánico Rincón de la Vieja

Región	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	Total
Dos Ríos	48	0	1	1	2	0	47	12	0	0	0	0	111
Borinquen	27	5	3	19	30	37	0	27	13	1	2	1	165
Volcán	19	8	12	9	51	66	25	20	13	31	13	21	288
Queb. Grande	10	11	5	6	11	7	6	175	1	27	2	0	261
Aleatoria	5	5	9	20	21	34	36	37	19	10	7	10	213
Varillales	0	0	0	0	33	87	44	0	5	29	4	2	204
Total	109	29	30	55	148	231	158	271	51	98	28	34	1242

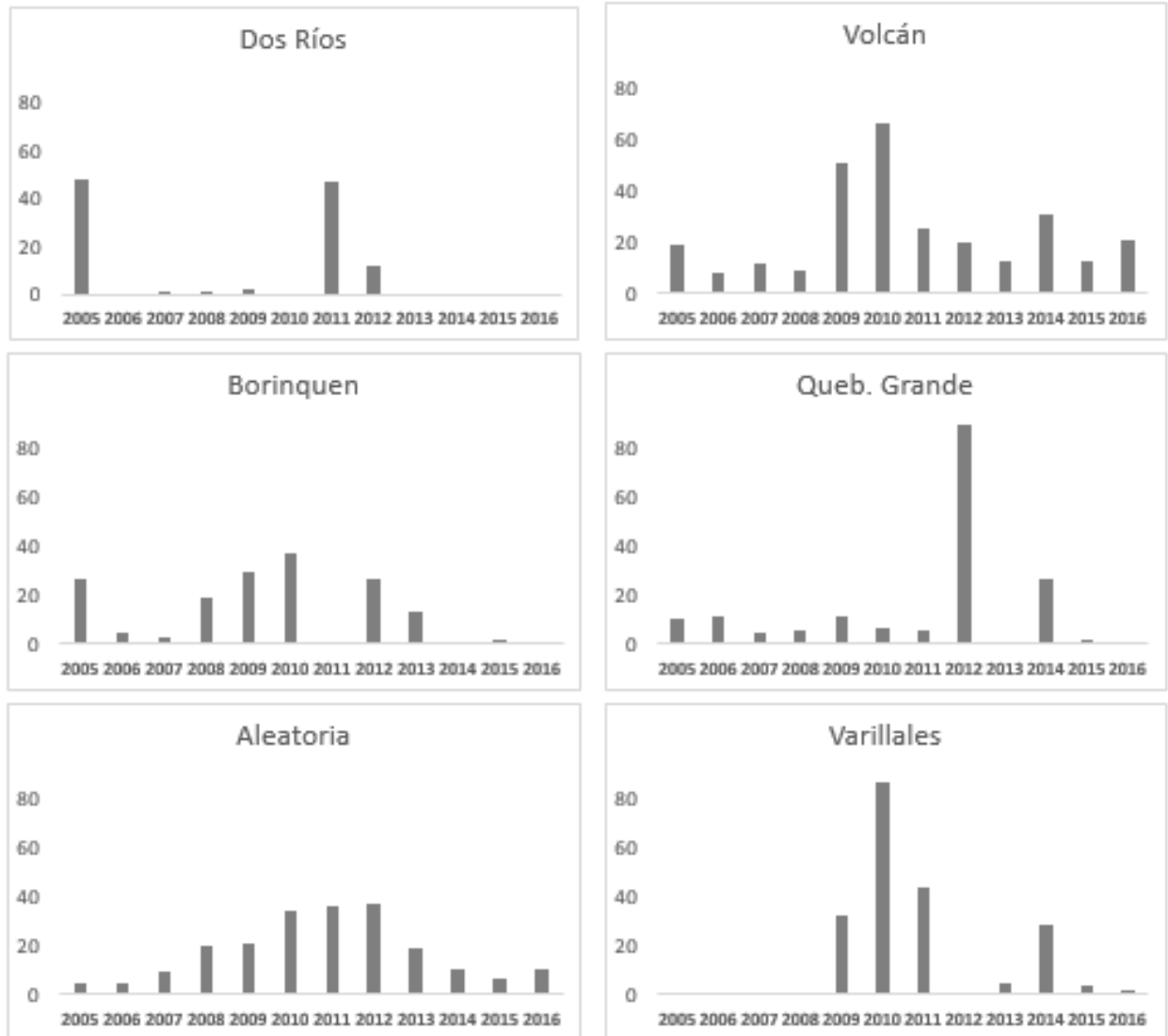


Figura 2.24. Distribución de la sismicidad anual por región para el periodo 2005 a mayo del 2016.

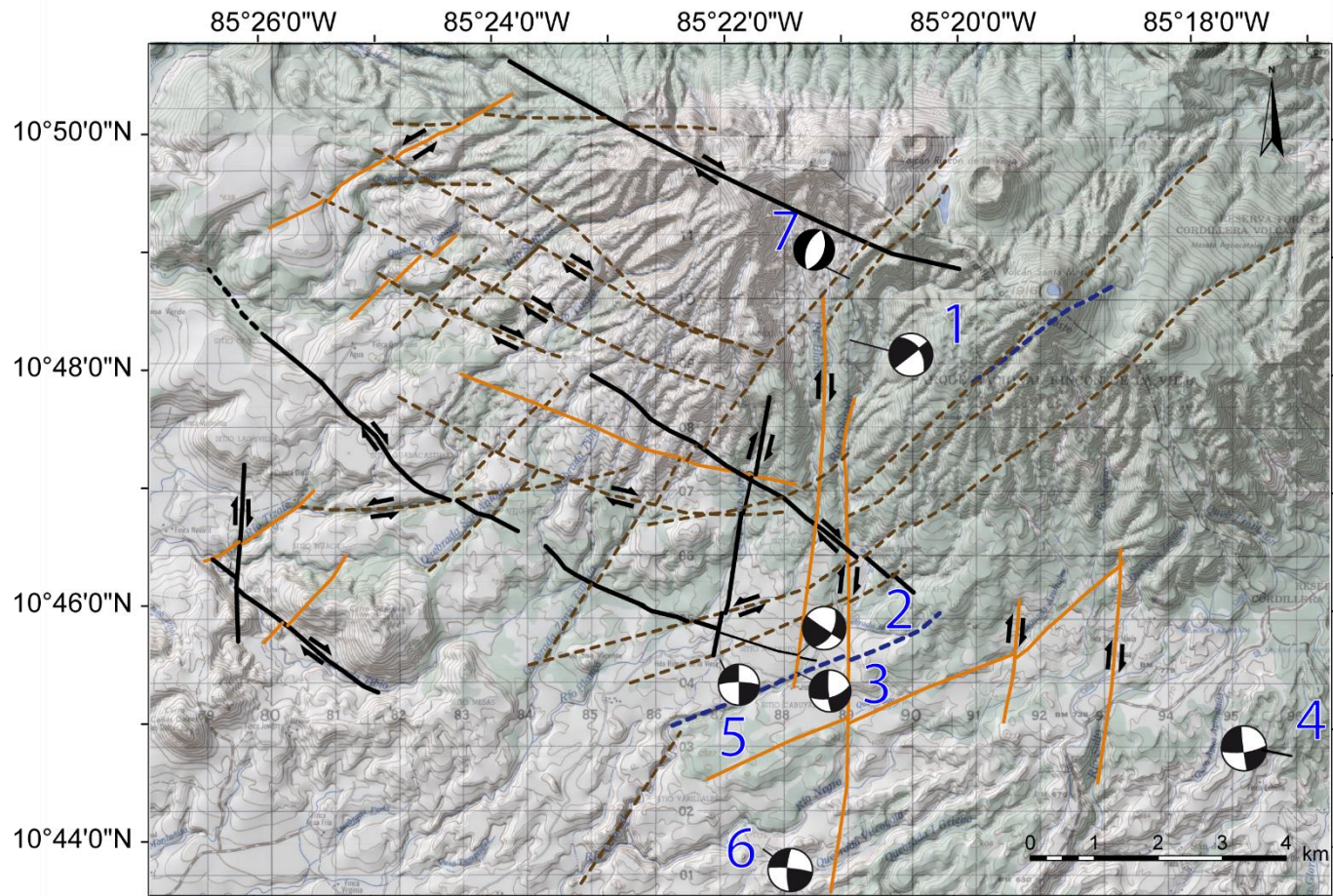
Mecanismos focales

Se calcularon siete mecanismos focales. Los criterios utilizados para la selección del plano de falla fueron: alineamiento de los enjambres sísmicos y la concordancia con las estructuras tectónicas propuestas en el análisis morfotectónico (cuadro 2.10; figura 2.25). Por ejemplo, el mecanismo 1, a pesar de la baja calidad de localización, tiene un enjambre sísmico asociado que se alinea con rumbo NE y concuerda con una de las dos soluciones generadas. En el caso de los mecanismos focales 3 y 6 se asocian con la falla propuesta en el Río Blanco, que tienen un rumbo N-S y un movimiento dextral; el mecanismo 2 se relacionan con el extremo oeste de la falla Pailas y el 5 con la falla N-S de quebrada Agria. El plano seleccionado se representa en el cuadro 2.10 de color gris. Un detalle de los mecanismos focales se muestra en los anexos.

Cuadro 2.10. Mecanismos focales en la región de estudio

N°	Prof. (km)	N° de estaciones	Año	RMS	GAP	Rumbo	Ángulo de buzamiento	<i>Rake</i>	Falla asociada
1	4,3	16	2009	0,1	209	52	90	50	-
						322	40	-180	
2	2,3	16	2011	0,1	79	30	45	-4	Falla Pailas
						124	86	-135	
3	2,1	14	2012	0,1	165	82	70	-3	Rio Blanco
						173	87	-160	
4	2,2	15	2012	0,1	98	75	53	-15	-
						175	77	-142	
						270	75	0	
5	2,6	22	2013	0,2	51	180	90	165	N-S de quebrada Agria
						276	80	18	
6	1,6	15	2014	0,2	78	183	73	170	Rio Blanco
						200	50	-89	
7	3,1	12	2016	0,1	94	20	40	-90	-

*Calidad del mecanismo focal: A=verde, B=amarillo y C=rojo, según cuadro 2.8



Contexto Tectónico

- | | | | |
|-------|--------------------------------|-------|-----------------------------------|
| — | Falla anteriormente reconocida | — | Falla propuesta |
| | Alineamiento | | Alineamiento propuesto como falla |
| ↔ | Mov. relativo de fallas | ⊗ | Mecanismo focal |

Figura 2.25. Mecanismos focales calculados en el área de estudio con el marco tectónico propuesto. Base cartográfica del IGN 1: 50 000 de las hojas Cacao y Curubandé.

2.6 Síntesis de la tectónica del flanco meridional del volcán Rincón de la Vieja

En este apartado se genera una síntesis de las estructuras tectónicas determinadas con los rubros desarrollados anteriormente y se crea un mapa preliminar que incluye la recopilación bibliográfica de fallas, alineamientos y fracturas determinadas por varios autores, además de las nuevas estructuras tectónicas identificadas con los rasgos morfotectónicos identificados mediante las distintas técnicas de percepción remota. Este mapa preliminar es la base para hacer el reconocimiento de las fallas en el campo. Para reforzar la clasificación de las estructuras, se integran los datos sismológicos y los mecanismos focales obtenidos para el periodo 2002- mayo del 2016. Finalmente se realiza una clasificación de las estructuras tectónicas reconocidas, y se determinan cuatro tipos: falla anteriormente reconocida (F), falla propuesta (FP), alineamiento sugerido como falla (APF) y alineamiento (A). El cuadro 2.11 muestra el detalle de los rubros considerados para cada clasificación, en el cual, cada una de estas estructuras va a tener un requisito indispensable para la clasificación de las estructuras (R), mientras que los demás parámetros pasarán a ser puntos a favor (+). El cuadro 2.12 muestra el código asignado para las evidencias del reconocimiento de estructuras tectónicas expuestas en el cuadro 2.13. Esta clasificación es aplicada para cada estructura representada e identificada en el mapa mediante una numeración (figura 2.26). Un resumen de las principales características de cada familia se detalla la figura 2.27.

Clasificación de las estructuras tectónicas

Cuadro 2.11. Rubros identificados para la clasificación de estructuras tectónicas reconocidas

Clasificación	APF	Trabajo de Campo	Geomorfología campo	Mecanismo focal	Sismicidad asociada	Recopilación bibliográfica
F	R	+	+	+	+	+
FP		R	+	+	+	+
APF			R	+	+	+
A				+	+	+

F: falla anteriormente reconocida

FP: falla propuesta

APF: alineamiento sugerido como falla

A: alineamiento

Además, se incluye una asociación de estructuras por el rumbo, movimiento de las fallas y la relación temporal relativa; estas han sido agrupadas en familias estructurales.

Cuadro 2.12. Matriz de códigos para el cuadro de integración

Tipo	Fracturas	Antecedentes	Familia
F: Falla anteriormente reconocida	1: Arias (2002)	1: Quesada (1989)	1:E-O
	2: Chavarría <i>et al.</i> (2007)	2: Paniagua <i>et al.</i> (1996)	2:N45°E
	3: Molina <i>et al.</i> (2014)	3: Arias (2002)	3: N70°O a N45°O
FP: Falla propuesta	E: Extrapoladas	4: Barahona <i>et al.</i> (2002)	4: N70°E a N45°E
		5: Soto <i>et al.</i> 2003	5: N75°O
APF: alineamiento sugeridos como falla		6: Zamora <i>et al.</i> (2004)	6: N-S /N10°E
		7: Chavarría <i>et al.</i> (2007)	
A: Alineamiento		8: Molina <i>et al.</i> (2014)	

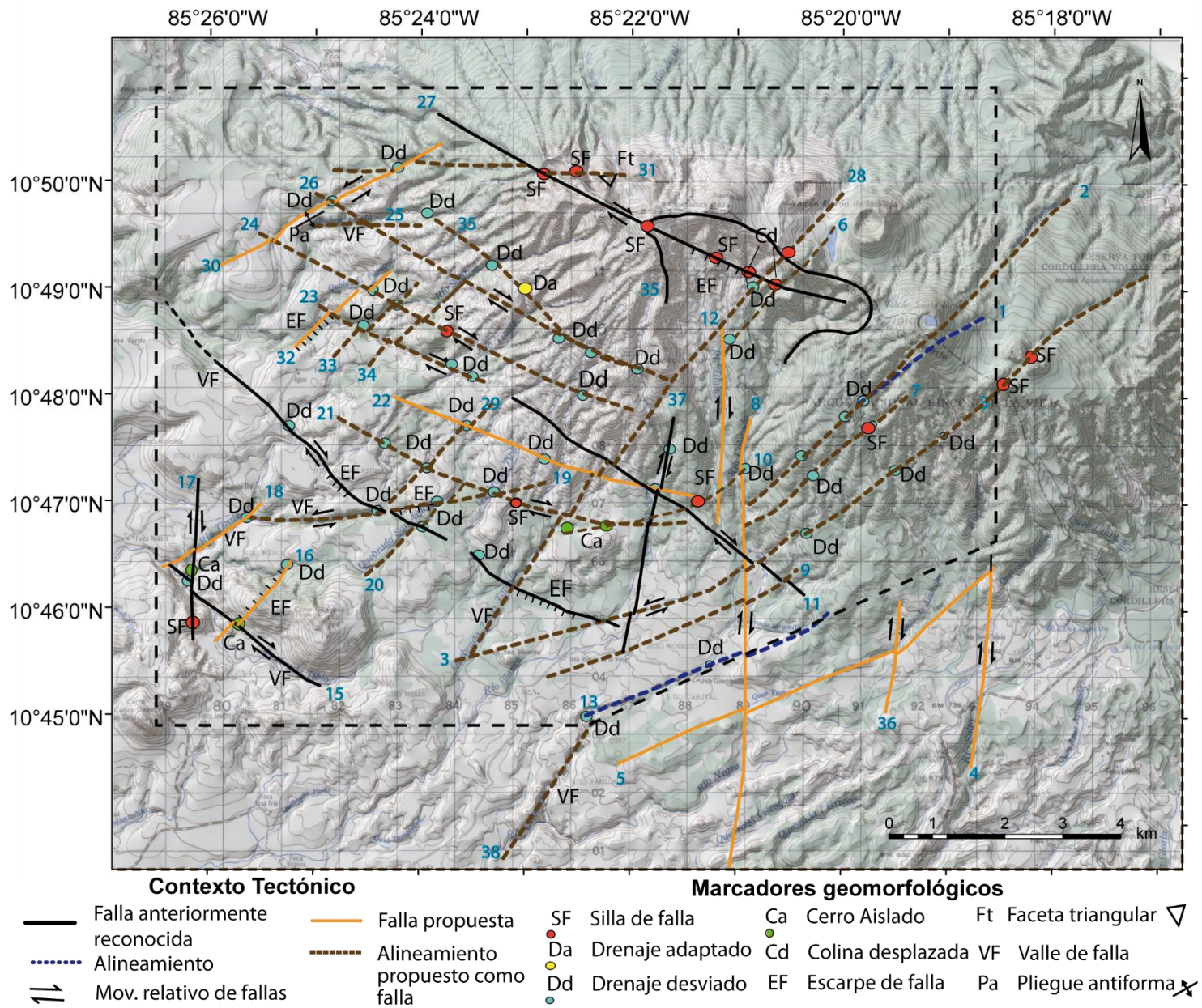


Figura 2.26. Mapa tectónico local. Base cartográfica del IGN 1: 50 000 de las hojas Cacao y Curubandé.

Cuadro 2.13. Evidencias de reconocimientos de estructuras tectónicas

ID	Tipo	Rumbo	Campo	Conocida	Ante.	Frac.	Foc Mec	Morfotectónicas											SIG			
								DR	DNR	Dd	Da	EF	SF	Ca	Ft	VF	De	Cd	Pa	Rug	Ori	Pen
25	APF	E-O						x											x		xali	
31	APF	E-O			8							2			x					x		xali
ID	Tipo	Rumbo	Campo	Conocida	Ante.	Frac.	Foc Mec	Morfotectónicas											SIG			
6	APF	N40°E									x		x							x		
16	FP	N40°E	16,17									x										
18	FP	N60°E	18,21,23,25		3,7	E2		x		x					x					x		xali
20	APF	N45°E			7			x												x		xali
28	APF	N40°E			3-8			x		x					x					x		xali/des
29	APF	N45°E				2,3		x												x		xali
30	FP	N62°E	30,26,27		8			x		x									x	x		xali
32	FP	N45°E	32,3		3,5,7	E3		x				x								x		xali
33	APF	N45°E				E3		x												x		xali
34	APF	N45°E				E3		x												x		xali
38	APF	N35°E						x							x							
ID	Tipo	Rumbo	Campo	Conocida	Ante.	Frac.	Foc Mec	Morfotectónicas											SIG			
11	F	N45-70°O		Pailas	7	2																
14	F	N47-70°O		Borinquen	5					3		2			x							
15	F	N50°O	15,18,20	Tibio	3,4,5,6,7,8	1,2		x						x	x					x		xali

35 APF N70°O,
N45°O,
N50°O Copelares 2 x

ID	Tipo	Rumbo	Campo	Conocida	Ante.	Frac.	Foc Mec	Morfotectónicas										SIG			
								DR	DNR	Dd	Da	EF	SF	Ca	Ft	VF	De	Cd	Pa	Rug	Ori
1	A	N55°E						x	x										x	x	x
2	APF	N45°E			2			x	x	3									x	x	x
3	APF	N45-75°E			5			x		3		2							x	x	x
5	FP	N50-67°E	5,6		2,8	1		x											x		
7	APF	N50-60°E						x		2		x							x		
9	APF	N60-70°E			1,7	E2															
10	APF	N50-80°E			1	E2				x		x	x								
13	A	N70°E			1			x		x									x		xali
19	APF	E-O a N80°E			7,8	3		x		3		x			x				x		xali

ID	Tipo	Rumbo	Campo	Conocida	Ante.	Frac.	Foc Mec	Morfotectónicas										SIG			
								DR	DNR	Dd	Da	EF	SF	Ca	Ft	VF	De	Cd	Pa	Rug	Ori
21	APF	E-O, N60-75°O								3		x	x								
22	FP	N70-80°O	22,1							3											
23	APF	N65°O			5,7					3									x	x	xali

24	APF	N60-70°O									3			x							x	x	
26	APF	N60-70°O									4										xdes	xdes	
27	F	N65-80°O				2,5								x	5			2			x	xali	
ID	Tipo	Rumbo	Campo	Conocida	Ante.	Frac.	Foc Mec	Morfotectónicas										SIG					
								DR	DNR	Dd	Da	EF	SF	Ca	Ft	VF	De	Cd	Pa	Rug	Ori	Pen	
4	FP	N04°E							x		x										x	x	x
8	FP	N-S	8,31,32		1, 7, 8	E2			x								x				x	x	
12	FP	N0-06°E	12,9,11,12			2	3,6		x								x				x	x	
17	FP	N03°E	17,19,24		3	2					x			x	x						x	x	
36	FP	N05°E	36,7																				
37	F	N11°E	37,14,15	Cabuyal	2,5	1	5	x			3			x							x		ali

*Familia de fallas: 1=amarillo, 2=morado, 3=verde, 4=rosado, 5=rojo y 6=celeste.

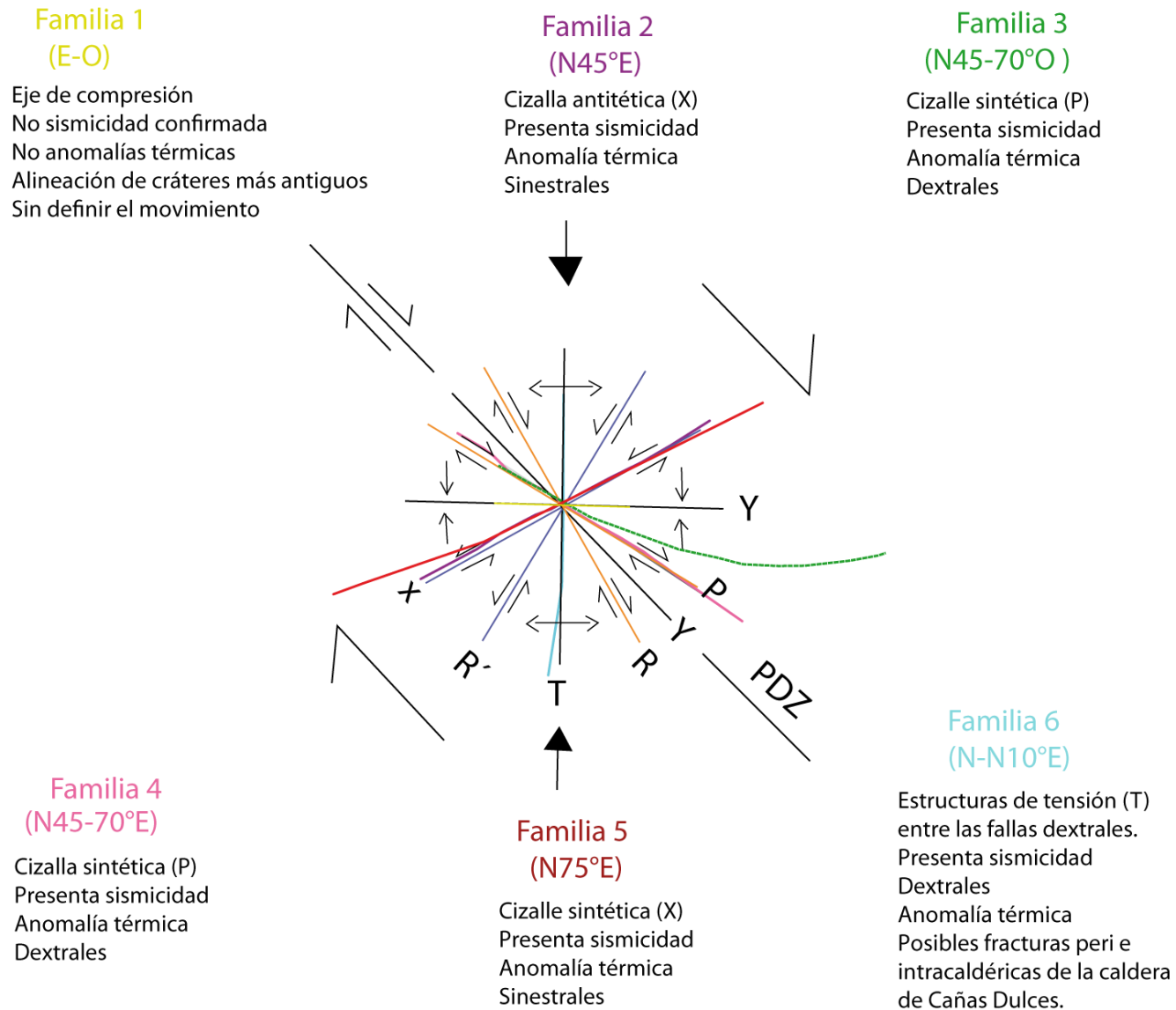


Figura 2.27. Diagrama de las familias de los sistemas de falla en la región de estudio.

2.7 Discusión

Se resalta la importancia de combinar distintas metodologías como las geofísicas, geoquímicas, de percepción remota y de reconocimiento de campo en regiones volcánicas activas, donde se muestra la clara relación entre los sistemas magmáticos-hidrotermales, los sistemas de fallas y la sismicidad, manifestado también en la geomorfología. Estudios de este tipo son de interés geotérmico, para monitoreo volcánico y neotectónica.

Las fallas anteriormente reconocidas como Pailas, Borinquen y Tibio mencionadas por autores como Quesada (1989), Arias (2002) y Climent *et al.* (2014) son confirmadas en este trabajo por medio de evidencias geoquímicas (anomalías termales), por criterios morfotectónicos, por sismicidad asociada y por la comprobación en el campo de planos de falla. Se está de acuerdo con que son fallas con un movimiento dextral asignado, referido por los autores Quesada (1989) y Climent *et al.* (2014), y en desacuerdo con Arias (2002), quien le asigna un movimiento sinistral, mediante la comprobación a partir de planos de falla medidos en la quebrada Tibio, un mecanismo focal de tipo dextral asociado a la falla Pailas y por desplazamientos aparentemente dextral determinados por geomorfología a las estructuras tectónicas N45°O.

Se verificó el trazado de la falla Cabuyal que indicaron los autores Climent *et al.* (2014), sin embargo, en este trabajo se propone que la estructura se extiende hacia el norte por las evidencias de los planos de falla encontrados en la quebrada Agria. Esta falla es propuesta por los autores como sinistral, pero a partir de un mecanismo focal determinado en el 2013 aunado a las indicaciones cinemáticas de un plano de falla asociado a esta indican que es de movimiento dextral.

Con respecto a la falla Copelares reconocida por Kempter (1997), se extiende la longitud del trazado usando como base los indicadores morfotectónicos.

Se proponen además once nuevas fallas, usando para ello la mención de alineamiento que hacen distintos autores, por evidencias geoquímicas, por rasgos geomorfológicos, por enjambres sísmicos asociados, pero principalmente por la corroboración en el campo de planos de falla. Cinco de ellas se asocian a los sistemas N-S y NNE con movimiento dextral (confirmado por indicadores cinemáticos y mecanismos focales; ID: 4, 8, 12, 17 y 36 de la figura 2.25). Algunas de estas estructuras tienen evidencia de ser fallas activas, como, por ejemplo, la falla de Río Blanco y la falla Cabuyal. El sistema de fallas N45°E con rumbo sinistral son las estructuras más antiguas con respecto a los otros sistemas de fallas. Se proponen cuatro estructuras (ID: 16,18, 30 y 32 de la figura 2.25), que usando el análisis morfotectónico, sugiere un desplazamiento aparente de estas en la intersección con otras fallas.

Hay un conjunto de alineamientos sugeridos como fallas por distintas evidencias, pero a falta de una comprobación del plano de falla, no se clasifica como tal. Algunos alineamientos sugeridos como fallas con rumbo N45°O han presentado enjambres sísmicos en los años 2008 y 2009, cuya orientación concuerda con la traza de la estructura, como por ejemplo la 28 y 38 (figura 2.26).

Por la morfología y por la presencia de distintas familias tectónicas en el flanco meridional del volcán Rincón de la Vieja, se reconocen dos bloques estructurales principales afectados por el clima (erosión más intensa en el bloque A), la edad y los distintos procesos volcánicos a lo largo de la historia. El límite al sur del cráter activo, está definido por fallas de rumbo N-S y de movimiento dextral. Se propone este límite como la continuación del borde de la caldera de Cañas Dulces, la cual a su vez separa los dos bloques definidos

Bloque A: Incluyen las seis familias estructurales y representa el bloque más antiguo. La erosión y los depósitos de caída por la dirección preferencial del viento hacia el oeste, marcan una diferencia en la morfología de las laderas con respecto a la ladera pacífica oriental. Además, hay una meteorización de menor intensidad en comparación con el flanco norte del macizo por las diferencias climáticas de las dos vertientes. Los productos volcánicos históricos emitidos del cráter activo se han depositado hacia el flanco norte del volcán.

- Familia 1: E-O
- Familia 2: N45°E
- Familia 3: N45-70°O
- Familia 4: N45-70°E
- Familia 5: N75°O
- Familia 6: N0-10°E

Bloque B: Engloban tres familias estructurales, en la que domina la familia 2. La densidad de las fallas es menor a la del bloque A. Este sector es más reciente y ha habido mayor erosión y depositación de productos volcánicos recientes (flujos piroclásticos, coladas de lava, lahares).

- Familia 2: N45°E
- Familia 4: N45-70°E
- Familia 6: N0-10°E

Las seis familias estructurales, se enlistan a continuación en orden cronológico (de lo más antiguo a lo más reciente), y se propone un rumbo de esfuerzo máximo (Φ_1) N-S.

Se recomienda reforzar este trabajo y generar estudios complementarios, como, por ejemplo, la comprobación de los alineamientos sugeridos como fallas con el

reconocimiento de estructuras tectónicas en el campo, principalmente en la región norte, que por falta de tiempo no se pudo realizar, pero que ha presentado enjambres sísmicos importantes en el periodo de estudio. Adicionalmente es necesario realizar un análisis de las fallas con la tefrastratigrafía combinado con dataciones para un modelo tectónico-temporal más certero. También se propone afinar el trazado de las fallas mediante la correlación estas estructuras con modelos geofísicos que se han realizado en la región.

Para las fallas que mayor sismicidad han presentado, se recomienda realizar trincheras para estudios neotectónicos principalmente en las Fallas Pailas, Borinquen, Tibio, Colorado y la Zanja Tapada.

2.8 Conclusión

En capítulo se propone una tectónica para el flanco meridional del Rincón de la Vieja a partir de la integración de distintas metodologías, en donde se comparan las fallas propuestas por Quesada (1989), Kempter (1997), Barahona *et al.* (2002), Arias (2002) y Climent *et al.* (2014); y se plantean nuevas estructuras tectónicas a partir de criterios morfotectónicos, datos sismológicos de la región, mecanismos focales calculados, comprobación de campo de los planos de falla y finalmente la integración de estos.

Los principales criterios morfotectónicos reconocidos en la región de estudio son drenajes desplazados, sillas de falla, valles de falla, entre otros. Estos rasgos se determinan mayoritariamente en el flanco occidental-meridional del volcán, donde se proponen el mayor porcentaje de estructuras tectónicas.

El análisis de la sismicidad refleja para el periodo de estudio (2002 – mayo del 2016) un incremento en la sismicidad desde el 2006 al 2012; los años siguientes, la actividad sísmica disminuye. La mayor cantidad de sismos registrados se da en los años 2010 y 2012 (influenciado por el terremoto de Sámara).

La ocurrencia de enjambres sísmicos principalmente en las localidades de Quebrada Grande, Dos Ríos, Borinquen, Sitio Varillales y en los alrededores del cráter activo son indicadores de trazos de fallas y la actividad reciente de estas, como por ejemplo: la sección oeste de Falla Pailas (enjambre del 2008), los alineamientos propuestos como falla de las estructuras en quebrada Zanja Tapada (ID: 28) y en Varillales (Rio Colorado; ID: 38) en el 2009 y la sección sur de la falla propuesta de Rio Blanco (ID:12) en el 2011. De igual forma, los mecanismos focales calculados confirman un movimiento dextral de la falla Rio Blanco (mecanismos focales 2,3 y 6; ID: 12) y de la falla Cabuyal (Mecanismo focal 5; ID: 37).

III. MEDICIÓN DE GASES DIFUSOS CON DETECTORES DE CO₂

3.1 Introducción

El CO₂ es uno de los gases más abundantes y también uno de los primeros gases en exsolverse a partir del magma por su baja solubilidad en fundidos silícios en condiciones de baja a moderada presión. Las manifestaciones superficiales de gases y volátiles son usualmente controladas por factores tectónicos e hidrológicos del sistema volcánico.

El estudio de la desgasificación difusa en ambientes volcánicos, particularmente del CO₂, ha cobrado importancia como método de auscultación en los volcanes dado que es la especie de gas de mayor abundancia disuelto en el magma (Stolper & Holloway, 1988). Por otra parte, este método puede ser utilizado para detectar zonas específicas que pueden poner en evidencia estructuras tectónicas, tales como fallas (Werner & Cardellini, 2006).

A una escala más amplia, la cuantificación de los flujos de volátiles derivados del manto es importante para entender la relación entre la desgasificación del magma, la actividad volcánica, la presión del gas y los procesos sismogénicos. Asimismo, el seguimiento de las concentraciones de CO₂ en el suelo y en los flujos de CO₂, pueden revelar incrementos anómalos que pueden ser precursores de erupciones volcánicas (Mori *et al.*, 2001; Bruno *et al.*, 2001; Granieri *et al.*, 2003).

En Costa Rica, hay casos específicos de estudio en los cuales se ha aplicado la técnica de medición de la concentración y del flujo difuso de CO₂, específicamente en el volcán Poás, los cuales se realizaron entre el 2000 y el 2003 (Melián, *et al.*, 2010), los resultados revelaron una correlación positiva con los principales rasgos estructurales del volcán.

Baubron *et al.* (1997), comparó la emanación de gas difuso (radón y helio) en el suelo y la actividad explosiva del Rincón de la Vieja. Esta campaña se realizó en unas fumarolas situadas al SO del cráter activo. Los resultados revelaron una correlación entre el incremento en esos gases y la actividad freática durante noviembre de 1993. Además, concluyeron que hasta 1992 se da una relajación de la presión de desgasificación proveniente del reservorio después de la erupción de 1991 y una nueva desestabilización en 1993, la cual precede a las erupciones freatomagmáticas de 1995.

En el campo geotérmico Las Pailas en 2001 y 2002, Rodríguez *et al.* (2008) efectuaron mediciones de radón que dieron como resultado una buena correlación entre las anomalías de los gases y la ubicación de las intersecciones entre las fallas. Concluyen, además, que las intersecciones entre estas estructuras generan zonas de mayor permeabilidad que facilitan el mayor flujo de radón.

En este apartado se aborda el análisis de las mediciones de gas difuso efectuadas durante la época seca del 2015, con cinco campañas de medición de CO₂ difuso que se llevaron a cabo con el apoyo de *Michigan Technological University*, quienes facilitaron el equipo y también dieron soporte en el procesamiento de los datos. Este trabajo está enfocado a la identificación de estructuras tectónicas que coadyuve en el proceso de interpretación de la tectónica local del Rincón de la Vieja.

3.2 Especificaciones del equipo y metodología

Un detalle de las partes del equipo de la casa West Systems se muestra en la figura 3.1 y se describe a continuación:

- Una computadora donde se encuentra integrado el programa para la adquisición de datos Fluxmanager.
- El flujómetro con dos detectores de gases: dióxido de carbono (analizador infrarrojo tipo LICOR 820) y sulfuro de hidrógeno (analizador electroquímico tipo TOX-05). Las especificaciones de los detectores de gases se muestran en el cuadro 3.1.
- Una cámara de acumulación tipo B, que incluye un mezclador de aire con una velocidad de 80 RPM (revoluciones por minutos). Las características de la cámara de acumulación se describen en el cuadro 3.2.
- Un termómetro con precisión $\pm 0,01$ °C.
- Un medidor de la temperatura del aire, la humedad relativa y la velocidad del viento.
- Un GPS Garmin.

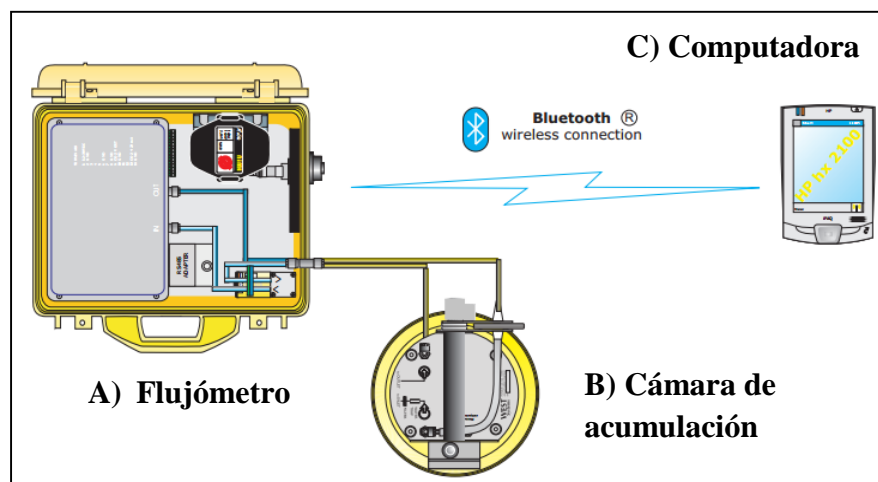


Figura 3.1. Instrumentación utilizada para la medición del gas difuso. A) flujómetro, B) cámara de acumulación y C) computadora portátil (Modificado de West Systems, 2012).

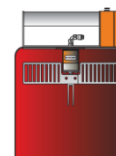
Cuadro 3.1. Detalles de los detectores de gases

Detector de gas	Rango de medición ($\frac{moles}{m^2 \cdot día}$)	Precisión* ($\frac{moles}{m^2 \cdot día}$)	
Sulfuro de hidrógeno	0,0025 – 0,5	0,005 – 0,5	10%
		0,5 – 1,0	15%
Dióxido de carbono	0 – 600	1 – 150	10%
		150 – 300	10%
		300 – 600	20%

*Precisión en dependencia del flujo medido.

Cuadro 3.2. Características de la cámara de acumulación tipo B

Diámetro interno	0,2 m	Volumen Neto:	6,1
Altura interna	0,198 m	Área Basal	$3,14 \times 10^{-2} m^2$
Volumen interno	$6,231 \times 10^{-3} m^3$	Masa (con la batería)	2,15 kg
Volumen muerto	$4,498 \times 10^{-3} m^3$	*Con la cámara de acumulación tipo B se puede medir valores superiores a 10000 g $m^{-2} día^{-1}$	



Type B

Procedimiento de medición en el campo

Se seleccionaron cinco localidades en las cuales había fallas de fácil acceso y reconocibles en el campo, de esta manera, poder establecer si presentaban anomalías de gases difusos, en función del acceso y facilidad de desplazamiento en el terreno.

Se diseñaron pequeñas cuadrículas de muestreo compuestas de 27 a 206 puntos de medición separados entre 15 y 50 m. Adicionalmente, se midió la temperatura del suelo y del aire, la velocidad del viento, la humedad relativa y la presión barométrica para la corrección de las mediciones (cuadro 3.3).

En cada medición, la cámara de acumulación se coloca en el suelo y se previene que no haya ingreso de gases atmosféricos. La bomba transporta el gas hacia los analizadores

en donde se mide la concentración de los gases en función tiempo, lo recomendado es esperar entre 2 a 4 minutos para elegir la línea de mejor ajuste a la pendiente para calcular el flujo del gas en partes por millón (p.p.m.). El equipo realiza, de manera automática, las mediciones de presión barométrica y la temperatura del aire.

Cuadro 3.3. Localidades de muestreo de CO₂ difuso

Sitio de muestreo	Separación min-máx entre puntos (m)	Área (m ²)	Velocidad viento min-máx. (km/h)	Temperatura min-máx suelo (°C)	Temperatura min-máx aire (°C)	Humedad relativa min-máx	Número de mediciones
Pailas	20 - 70	110195	0 - 20	24 - 98	24 - 40	34 - 85	134
Pailas Frías	12 - 20	7007	0 - 5	21 - 28	23 - 28	68 - 86	27
Santa María	12 - 30	15057	0 - 10	22 - 34	21 - 31	50 - 80	49
Borinquen	10 - 50	344722	0 - 26	22 - 70	22 - 34	43 - 78	185
Salitral	38 - 70	264249	0 - 25	23 - 35	24 - 34	51 - 99	114

Cálculo de la concentración del gas objetivo

Cada medición representa gráficamente la variación de la concentración del gas objetivo versus el tiempo. La parte inferior de la curva corresponde con la concentración límite de CO₂ en el aire (350 p.p.m.) y los procesos de estabilización de las mangueras hasta llegar a un límite de saturación del CO₂ en el suelo. Cuando la concentración de gas se acerca a la concentración de suelo, la pendiente de la curva decrece.

La línea de mejor ajuste a la curva del flujo es procesada, para calcular el coeficiente *a* con la siguiente fórmula:

$$a = \frac{\sum x \cdot y - \frac{\sum x \sum y}{n}}{\sum x^2 - \frac{(\sum x)^2}{n}} \quad (1)$$

Donde *x* es el tiempo en segundos y *y* es la concentración expresada en p.p.m. y *n* es el número de puntos utilizado para el cálculo del flujo. El coeficiente *a* es la pendiente de la regresión lineal de la curva del flujo en p.p.m.

El **ErrQ** es el factor de calidad de la línea de regresión procesada como sigue:

$$\text{ErrQ} = \frac{\left(\sum x \cdot y - \frac{\sum x \sum y}{n} \right)^2}{\left[\sum x^2 - \frac{(\sum x)^2}{n} \right] \left[\sum y^2 - \frac{(\sum y)^2}{n} \right]} \quad (2)$$

El *ErrQ* varía de 0 a 1, donde los valores cercanos a 0,9 indican que la regresión es buena y que la curva de la línea se ajusta muy bien a la curva del flujo.

Cuantificación del flujo

El flujo (p.p.m./s) es proporcional al incremento de la tasa de concentración. Para la conversión del flujo de CO₂ g/m²/día es necesario calcular el factor de proporcionalidad K. Este factor depende del volumen, y de la superficie de la cámara, así como de la presión barométrica y de la temperatura del aire en la cámara de acumulación. La fórmula para cálculo de K es la siguiente:

$$K = \frac{86400 \cdot P \cdot V}{10^6 \cdot R \cdot T_K \cdot A} \quad (3)$$

Donde:

P es la presión barométrica expresada en Mbar (HPa).

R es la constante del gas 0,08314510 bar l K⁻¹ mol⁻¹.

T_k es la temperatura del aire en grados Kelvin.

V es el volumen neto de la cámara en metros cúbicos.

A es el área de apertura de la cámara en metros cuadrados.

El flujo en p.p.m./s es multiplicado por el factor de proporcionalidad K para obtener el flujo en moles/m²/día, y finalmente se obtiene el flujo en g/m²/día al multiplicar por el peso molecular del CO₂ que es de 44,01 g/mol.

El cálculo del flujo total de CO₂ por área se realiza multiplicando el valor de flujo para cada celda por el área que representa y posteriormente sumando los mismos. Para obtener el área que representa por punto se utiliza el área total entre la cantidad de muestreos realizados.

Análisis estadístico y la simulación secuencial Gaussiana

El siguiente paso es realizar un análisis estadístico de los datos para obtener correlaciones y distribuciones del flujo del dióxido de carbono para determinar si hay una distribución bimodal o polimodal de los datos y así reconocer diferentes poblaciones de flujos de CO₂, para lo que se utiliza el gráfico de probabilidad acumulativa (*cumulative probability distribution* o CPD por sus siglas en inglés), según Sinclair (1974). A partir de este método, se distinguen las diferentes poblaciones por los puntos de inflexión, donde la curva de probabilidad acumulativa cambia su concavidad en una distribución log-normal.

Para comprender y modelar la variabilidad espacial, se utilizan herramientas determinísticas y estadísticas con el fin de interpolar los lugares no muestreados con base en esos lugares muestreados. Además, se utilizan dos funciones estadísticas para cada región de muestreo.

La primera herramienta utilizada es *Radial Basis Function* a partir del programa Surfer 10, el cuál utiliza para esta función el método *Multiquadric* y la *función tipo Kernel*, construyendo un mapa detallado de flujos y además facilitando el cálculo del flujo total. Según las ecuaciones siguientes:

$$B(h) = \sqrt{h^2 + R^2} \quad (4)$$

$$R^2 = \frac{\text{longitud diagonal de la extensión de datos}^2}{25 \cdot \text{numero de mediciones}} \quad (5)$$

Donde h es la distancia relativa desde el punto al nodo y R^2 es el parámetro de suavizado que se calcula en dependencia de la longitud de la extensión de los datos y el número de mediciones según Carlson & Foley (1991a). Las funciones tipo Kernel definen el conjunto óptimo de pesos para aplicar a los puntos de datos al interpolar un nodo de la grilla.

La segunda herramienta es la simulación secuencial Gaussiana. Los pasos que se necesitan para completar esta simulación son los siguientes y se realizan mediante el software GSLIB. Los parámetros utilizados para realizar la simulación se muestran en el cuadro 3.4. El detalle de la transformación efectuada por el programa GSLIB se explica ampliamente en Deutsch y Journel (1998).

1. *Decluster*: es la función utilizada para eliminar el efecto de agrupamiento de los datos. A medida que la separación entre muestras no es constante, la zona con más puntos de la muestra tendría más peso que los que tienen menos puntos de muestra, lo que es llamado efecto del agrupamiento.
2. *Normal score*: es la función que se utiliza para transferir los datos a una distribución normal, debido a que el análisis posterior de los datos requiere una distribución normal o gaussiana.
3. *Cálculo del variograma y modelado*: variograma es el gráfico que indica la dependencia espacial de las muestras. Se prueban diferentes modelos para encontrar el mejor ajuste del modelo al variograma real.
4. *Simulación secuencial Gaussiana*: Esto se basa en el variograma y la correlación espacial entre las muestras para calcular el valor de los puntos muestreados.
5. *Pos-procesamiento*: Creación del mapa de flujo.

Cuadro 3.4. Parámetros utilizados para la realización de la simulación Gaussiana

Sitio	Variograma empírico		Variograma modelo			Simulación Gaussiana	
	Distancia (lag)	Tolerancia del lag	Nugget	Rango (m)	Tipo de variograma	Número de simulaciones	Espaciamiento grilla
Pailas	25	13	0,40	30 – 45	Esférico	1000	1
Pailas Frías	10	5	0,40	20 – 30	Gaussiano	1000	1
Santa María	12	6	0,35	15 – 30	Gaussiano	1000	1
Borinquen	7	3	0,55	20 - 30	Gaussiano	1000	5
Salitral	20	10	0,30	60 – 70	Gaussiano	1000	5

3.3 Resultados

A continuación, se presentan los resultados para cada localidad, con detalles sobre el área de muestreo, el flujo diario y el flujo máximo. A partir de las gráficas de probabilidad acumulativa del flujo del CO₂ para las cinco zonas de muestreo se definen tres poblaciones, que se asocian al valor de fondo o base, la transición y la anomalía. En el cuadro 3.5 se muestran una comparación de las cinco localidades. Los mapas de flujo de CO₂ difuso se superponen al mapa tectónico local propuesto en el capítulo II (figura 3.2 y 3.3).

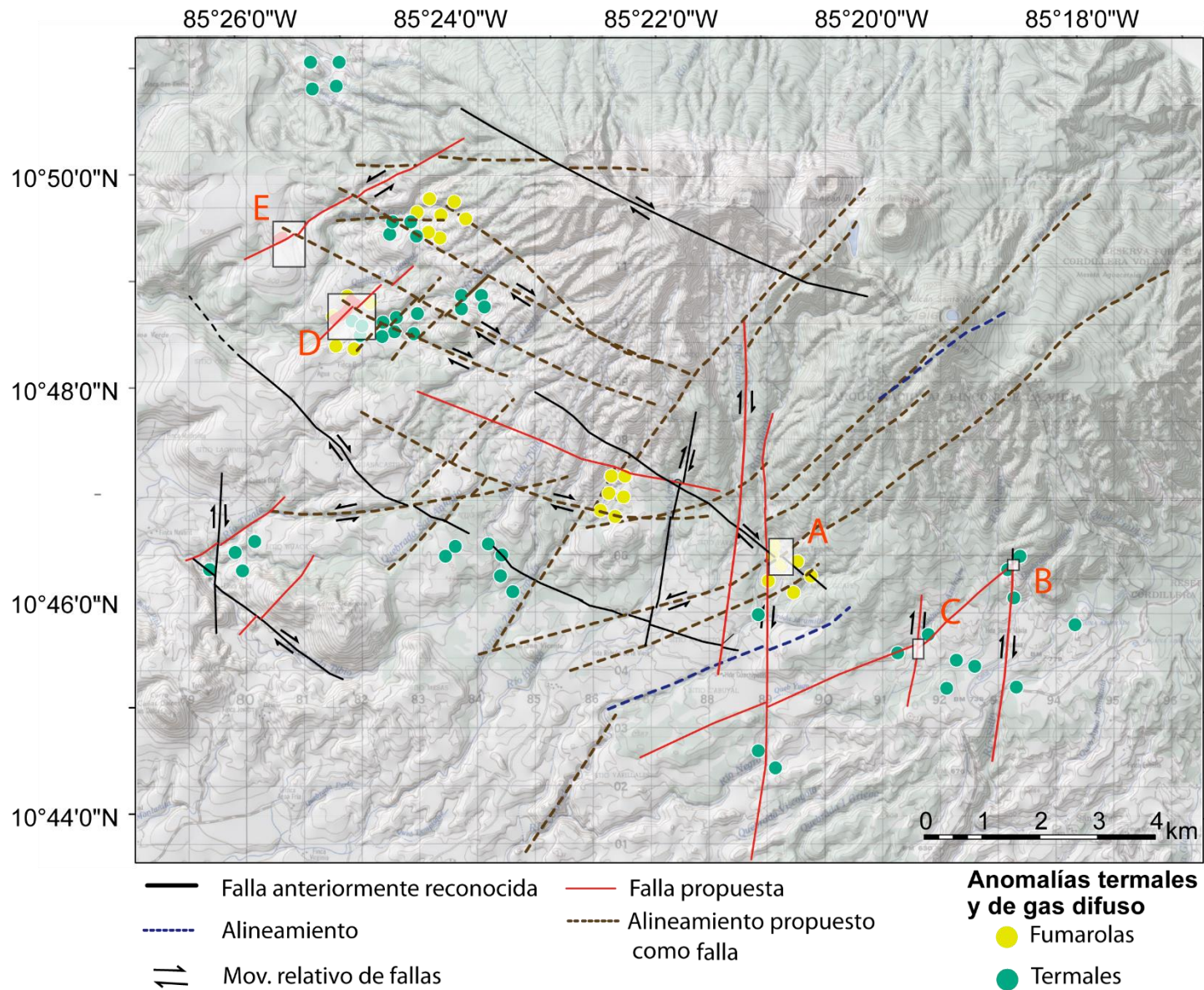


Figura 3.2. Regiones de muestreo en el flanco septentrional del Rincón de la Vieja. A-Pailas, B-Pailas Frías, C-Santa María, D-Borinquen y E-Salitril.

Localidad Pailas

Presenta desgasificación, manifestaciones hidrotermales (agua y materiales lodosos), intensa alteración hidrotermal y las temperaturas de los hervideros alcanzan hasta 92 °C (figura 3.4).

Localidad Pailas Frías

Esta región se caracteriza por una intensa alteración hidrotermal, desgasificación y anomalías térmicas de las rocas (figura 3.5).

Localidad Santa María

Santa María se caracteriza por ser una zona de intensa alteración hidrotermal, y presenta manifestaciones de nacientes termales. Además, se puede realizar la comprobación en campo de dos estructuras tectónicas (figura 3.6).

Localidad Borinquen

Las fuentes termales de 89 °C y fumarolas son las manifestaciones hidrotermales que se presentan en Borinquen. Es la región con mayor flujo de CO₂ difuso en comparación con el resto de los sitios muestreados (figura 3.7).

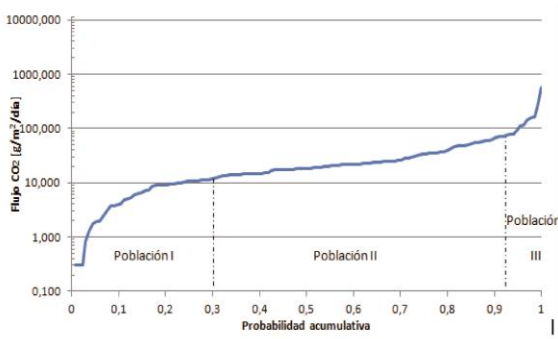
Localidad Salitral

En Salitral no se observan fumarolas, ni anomalías termales, pero si se presenta una serie de rasgos geomorfológicos asociados a estructuras tectónicas, siendo la segunda región con mayor flujo de CO₂ difuso en comparación con el resto de los sitios muestreados (figura 3.8).

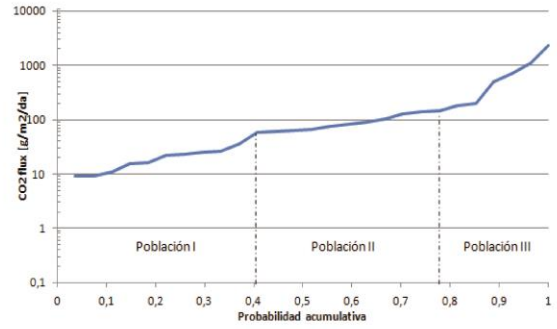
Las características definidas para las tres poblaciones de cada localidad se resumen en el cuadro 3.5, mientras que las curvas de probabilidad acumulativa del flujo de CO₂ para cada localidad y para cada población se muestra en la figura 3.3.

Cuadro 3.5. Resultados de mapas de CO₂ difuso en Rincón de la Vieja

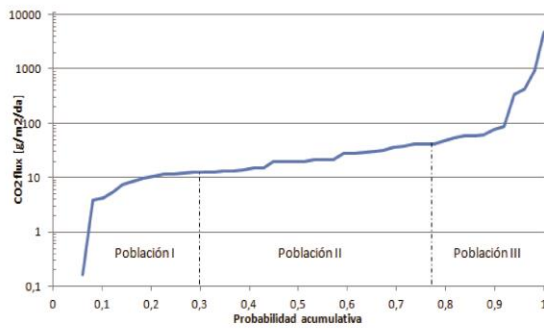
Localidades	Área (km ²)	Población						Flujo (t/día)	Flujo máximo (g /m ² /día)
		I		II		III			
		Promedio (g /m ² /día)	%	Promedio (g /m ² /día)	%	Promedio (g /m ² /día)	%		
Pailas	0,110	6,50	29	28,80	63	177,00	9	3,65	568,97
Pailas Frías	0,007	22,85	41	95,45	37	825,04	22	1,60	2301,00
Santa María	0,015	7,33	30	24,77	47	628,14	22	2,33	930,00
Borinquen	0,344	13,40	25	25,76	70	133,95	5	12,62	191,67
Salitral	0,264	17,15	27	36,28	59	72,77	14	9,56	206,00



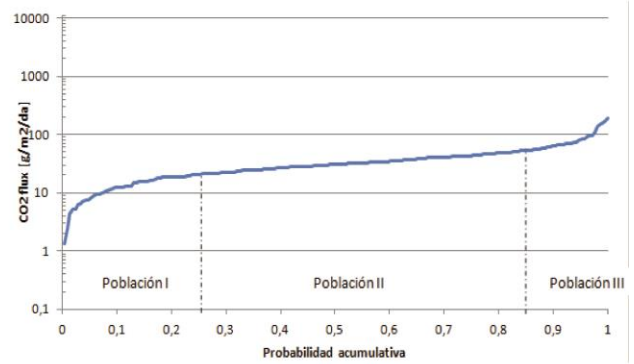
Pailas



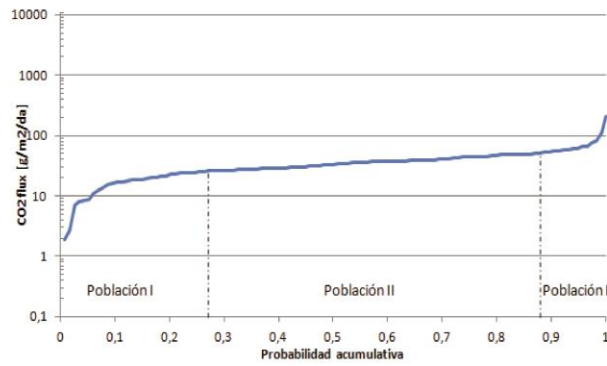
Pailas Frías



Santa María



Borinquen



Salitral

Figura 3.3. Gráficas de probabilidad acumulativa de flujos de CO₂ difuso en las campañas de muestreo en Rincón de la Vieja.

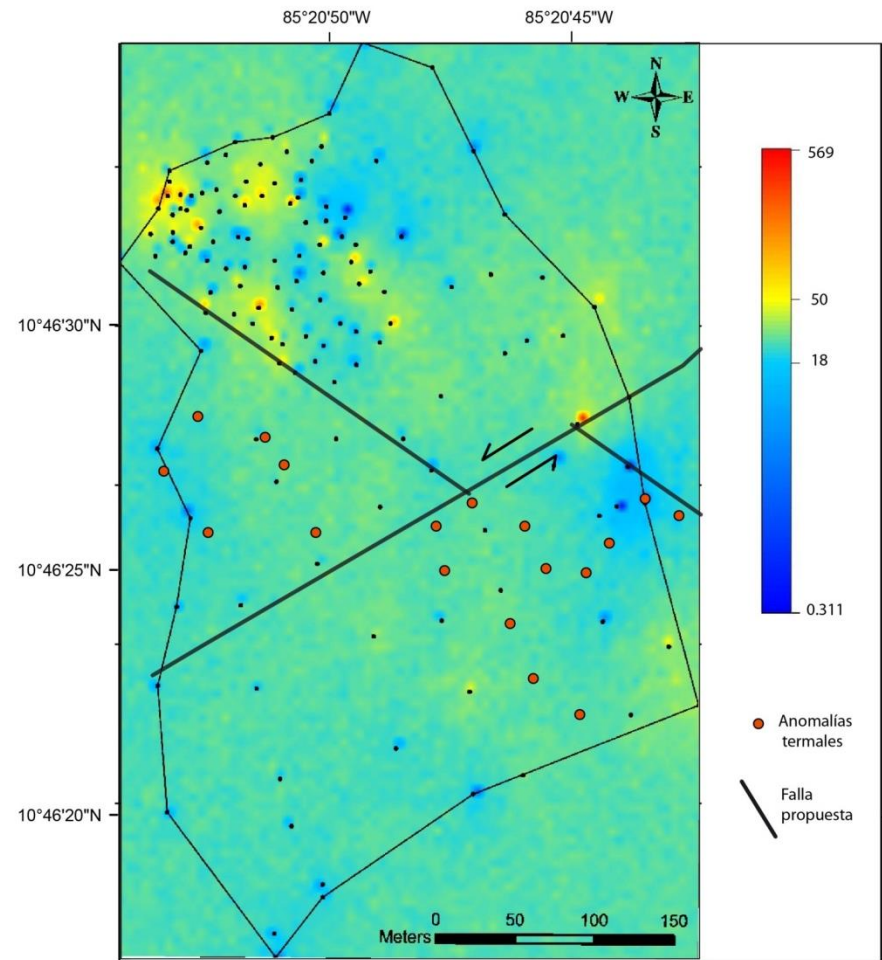
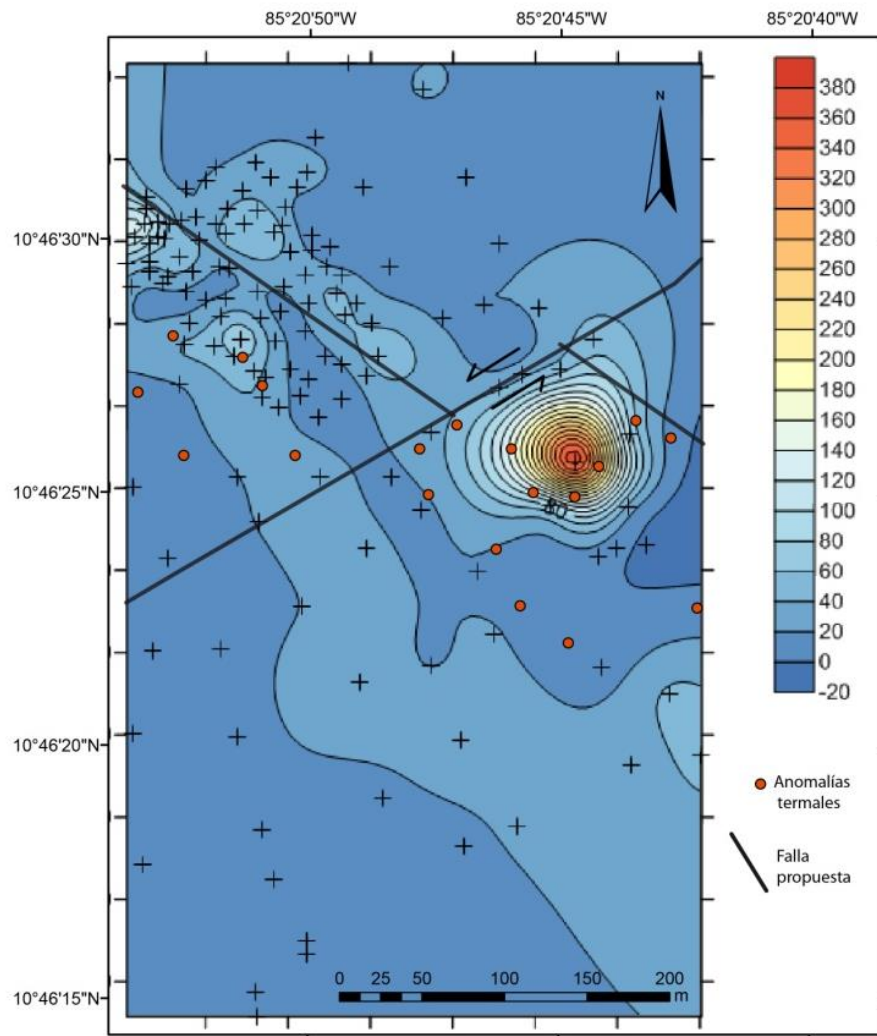


Figura 3.4. Mapa de flujo difuso de CO₂ en el suelo en Pailas mediante el método de Krigging (izq.) y la simulación Gaussiana (der.). Los puntos y símbolo de “+” corresponde con mediciones puntuales en cada área.

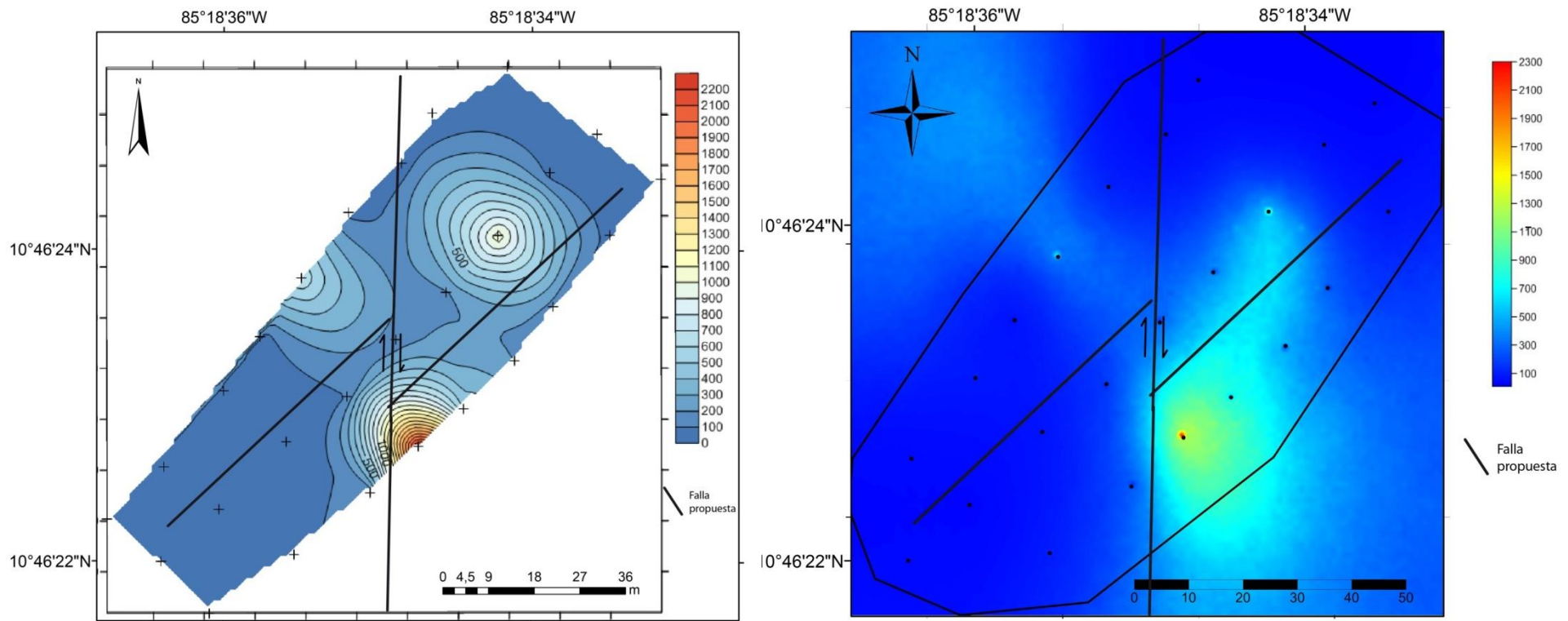


Figura 3.5. Mapa de flujo difuso de CO₂ en el suelo en Pailas Frías mediante el método de Krigging (izq.) y la simulación Gaussiana (der.). Los puntos y símbolo de “+” corresponde con mediciones puntuales en cada área.

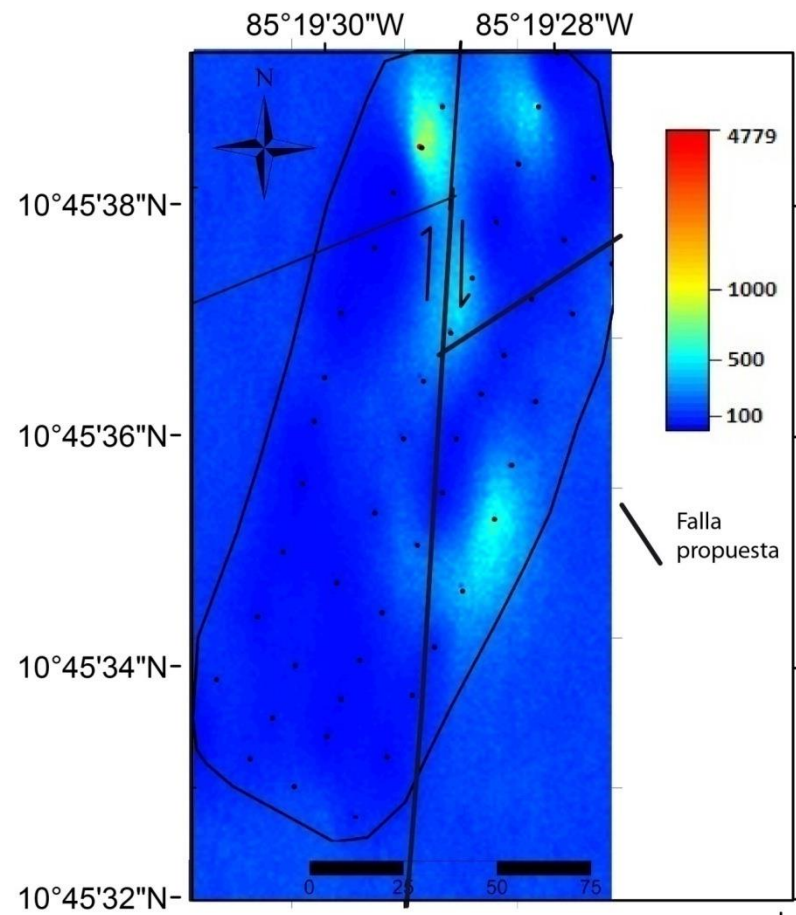
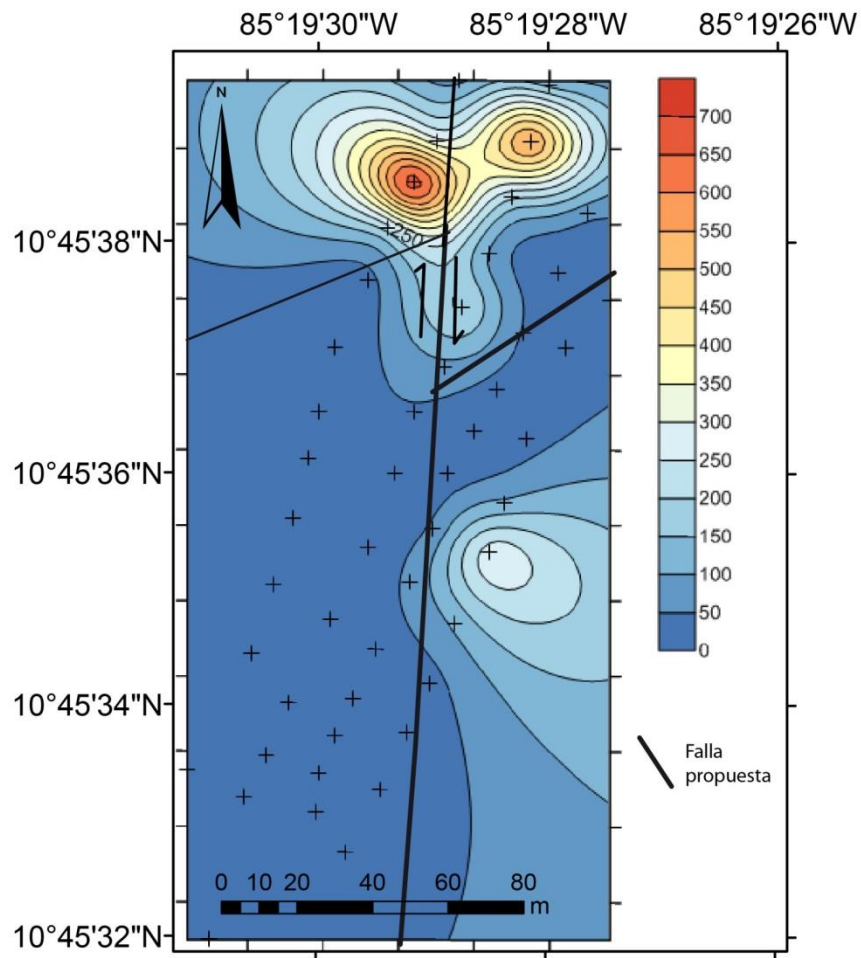


Figura 3.6. Mapa de flujo difuso de CO₂ en el suelo en Santa María mediante el método de Krigging (izq.) y la simulación Gaussiana (der.). Los puntos y símbolo de “+” corresponde con mediciones puntuales en cada área.

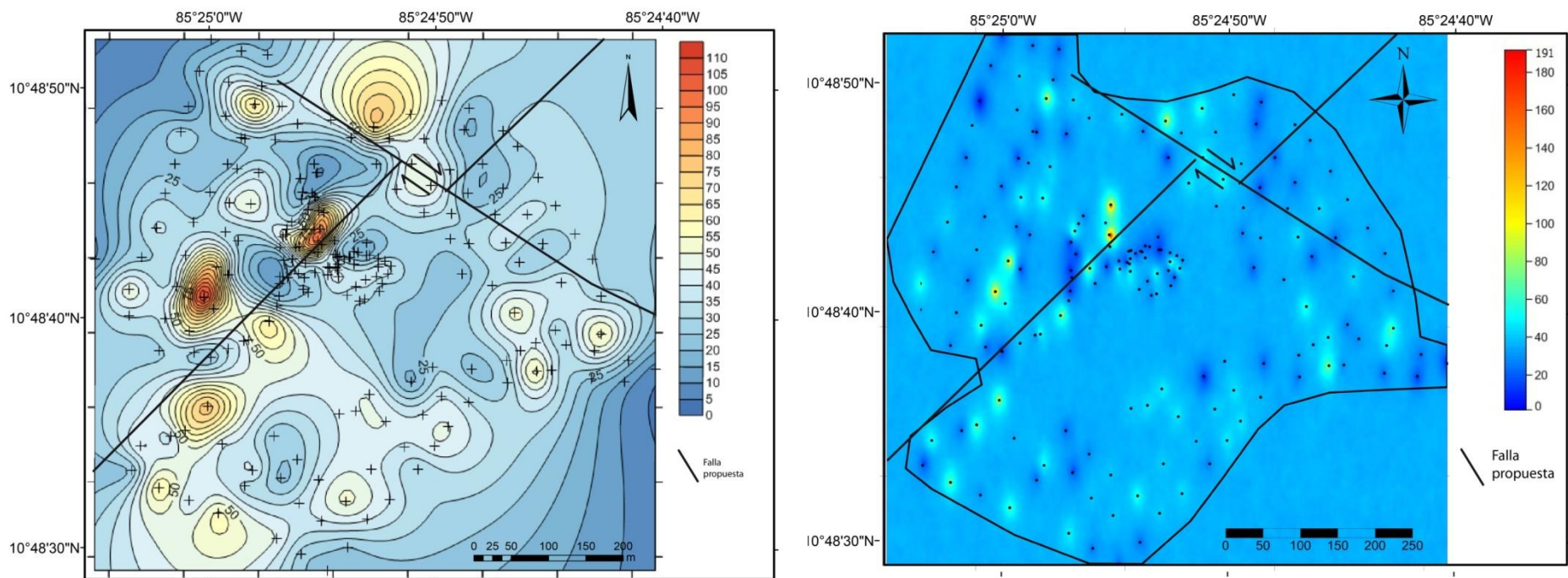


Figura 3.7. Mapa de flujo difuso de CO₂ en el suelo en Borinquen mediante el método de Krigging (izq.) y la simulación Gaussiana (der.). Los puntos y símbolo de “+” corresponde con mediciones puntuales en cada área.

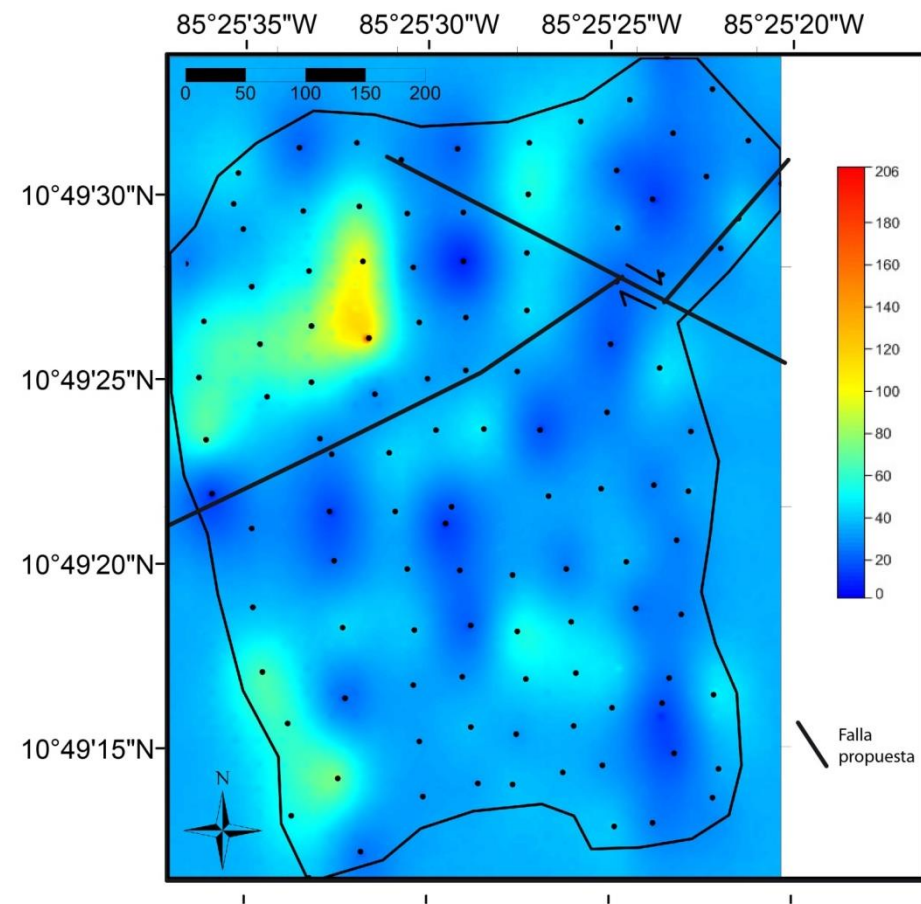
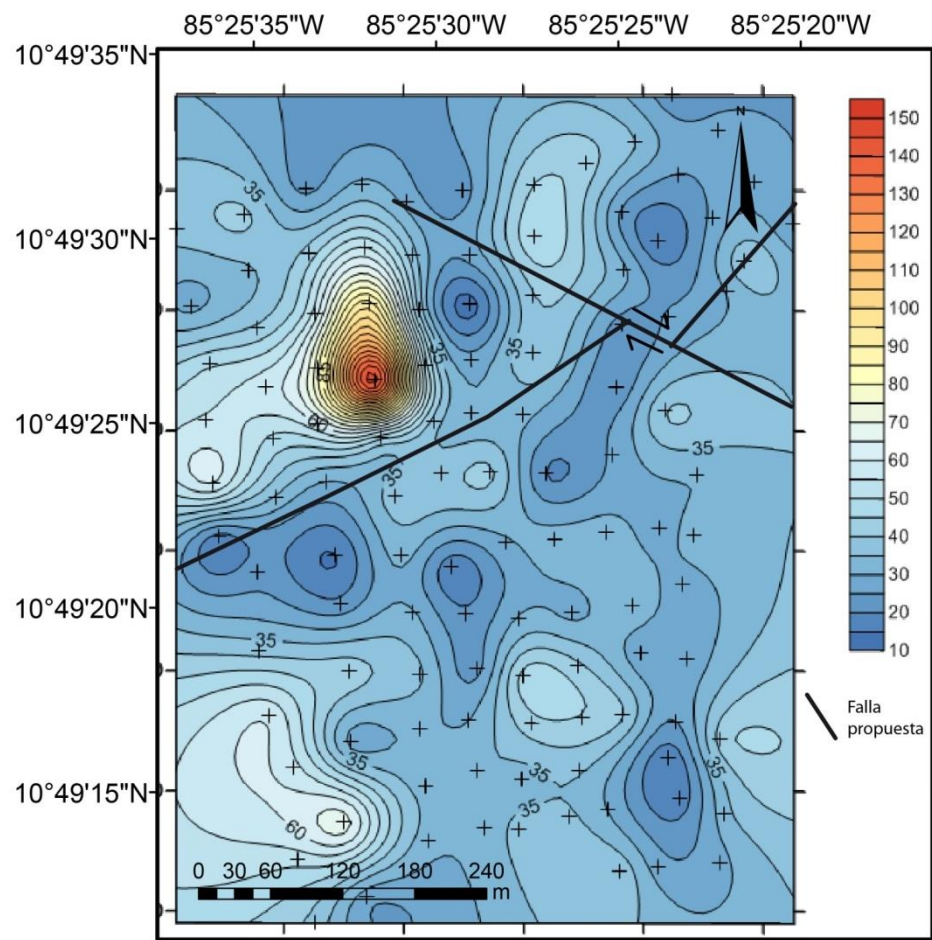


Figura 3.8. Mapa de flujo difuso de CO₂ en el suelo en Salitral mediante el método de Krigging (izq.) y la simulación Gaussiana (der.). Los puntos y símbolo de “+” corresponde con mediciones puntuales en cada área.

3.4 Conclusiones y discusión

Los mapas de CO₂ difuso resultantes para cada localidad fueron sobrepuestos al mapa tectónico local definido en el capítulo II. En la mayoría de los casos, los altos valores de flujo de CO₂ difuso concordaron con las regiones compresivas entre varias fallas tectónicas. Se determinó las diferencias en los valores de flujos diarios y de patrones de difusión en dependencia de los sectores estudiados por los distintos porcentajes representativos de las tres poblaciones: I- valor de fondo, II- transición, III- anomalías.

En la localidad de Pailas se muestra una tendencia de desgasificación, que concuerda con las anomalías termales en sentido NO-SE. Con base en CO₂, se propone un desplazamiento aparente de esta anomalía de gas y agua termal por una falla sinistral con rumbo NE-SO (figura 3.4). La intersección de los planos de falla genera una mayor permeabilidad entre estos que favorece los altos flujos de CO₂ difuso.

En las Paila Frías se presentan tres sectores anómalos, concordantes con trazos de falla. El flujo más alto se da cercano a la interacción de dos fallas: N-S y NE-SO (figura 3.5). Esta región se caracteriza por presentar intensa alteración hidrotermal, desgasificación y anomalías térmicas de las rocas.

Santa María se caracteriza por ser una zona de intensa alteración hidrotermal, y presenta manifestaciones de nacientes termales. Tiene tres sectores con valores anómalos, concordantes con trazos de falla. El flujo más alto se da cercano a la interacción de dos fallas: N-S y NE-SO (figura 3.6).

Las fuentes termales de 89 °C y las fumarolas son las manifestaciones hidrotermales que se presentan en Borinquen. Los patrones de mayor flujo de gas difuso se dan cercanos en la interacción de dos fallas: NE-SO y NO-SE (figura 3.7). El sector de Borinquen es la región con mayor flujo de CO₂ difuso en comparación con el resto de los sitios muestreados.

En Salitral no se observan fumarolas, ni anomalías termales, pero si se presenta una serie de rasgos geomorfológicos asociados a estructuras tectónicas. Al igual que en Borinquen estas anomalías se dan en el sector oeste de la intersección de las fallas NE-SO y NO-SE (figura 3.8).

Se identifica la siguiente conjugación de familias de fallas determinadas en el capítulo anterior en cada sector muestreado:

- Pailas: 3 (N45-70°O) y 4 (N45-70°E)
- Pailas Frías y Santa María: 5 (N75°O) y 6 (N0-10°E)
- Borinquen y Salitral: 2 (N45°E) y 3 (N45-70°O)

Los flujos más altos de CO₂ se dan en el sector oeste del volcán, esto se asocia a una mayor densidad de fracturas y fallas en comparación con las otras localidades, igualmente se ve reflejado en altos valores de la población II, que podría indicar una mayor dispersión de los gases. Estos altos valores también se asocian a la influencia de dos cámaras magmáticas: 1- una cámara magmática remanente en proceso de enfriamiento (caldera de Cañas Dulces; Molina *et al.*, 2014) y 2- la cámara magmática somera del cráter activo del Rincón de la Vieja. En Pailas Frías y Santa María, se presentan los porcentajes más altos de la población III, asociados a las anomalías; lo que podría indicar una menor dispersión de los gases por estas estructuras tectónicas.

Rodríguez *et al.* (2008) en una campaña de medición de gas radón en la región de las Pailas, reconocen que las anomalías de radón se asocian con estructuras N-S y NNO-SSE, y determinan una mayor desgasificación en la intersección entre las estructuras tectónicas. En comparación con las mediciones realizadas en este trabajo, las anomalías N-S de CO₂ se distinguen en el sector de Pailas Frías y Santa María; de igual forma se confirma altos valores de flujo de gas difuso entre las intersecciones de las fallas.

Los flujos obtenidos en los 5 sectores en Rincón de la Vieja son muy bajos en comparación con otros sistemas geotermales en el mundo, como por ejemplo en la Zona Volcánica de Taupo (Nueva Zelanda), Nysirios (Grecia), Hakano (Japón), en donde los flujos diarios superan las 1000 t d⁻¹ (Morner & Etiope, 2002); mientras que en Rincón no sobrepasan los 20 t d⁻¹.

De las dos metodologías utilizadas para modelar la variabilidad espacial del muestreo estadístico se confirma que ambos han generado resultados similares, a excepción de las localidades donde el espaciamiento del muestreo no fue muy homogéneo. Para muestreos homogéneos y de baja densidad de datos (< 50) los resultados fueron congruentes con las fallas tectónicas cartografiadas, mientras que para regiones con mayor densidad de datos y varianza en el espaciamiento del muestreo (Borinquen y Pailas) genera mapas puntales que no daban gran información, esto a partir del método de simulación secuencial gaussiana. El método de *Radial Basis Function* da una mejor interpolación de este último grupo de datos que son corroborados con mediciones de estructuras tectónicas en el campo.

Dentro de los limitantes de las mediciones difusas de gases están la humedad que se presenta en el suelo, dado que no es recomendable muestrear en condiciones de alta humedad, ya que pueden generar una sobreestimación de CO₂ a causa del vapor de agua. Para disminuir este efecto, se recomienda utilizar disecante en las mangueras de la cámara de acumulación del equipo. Para solventar estas limitantes se realizó la campaña de muestreo en época seca.

- Familia 1: E-O

- Familia 2: N45°E
- Familia 3: N45-70°O
- Familia 4: N45-70°E
- Familia 5: N75°O
- Familia 6: N0-10°E

IV. ANÁLISIS DE LA ACTIVIDAD SISMO-VOLCÁNICA

4.1 Introducción

La Sismología Volcánica es un área de la geofísica que estudia las señales sísmicas asociadas con los procesos generados por la circulación de los fluidos y su interacción de con la roca dentro de los edificios volcánicos, con el fin de entender la dinámica interna y eruptiva. Uno de los propósitos principales, además del conocimiento científico de los procesos volcánicos *per se*, es el de establecer criterios adecuados para el pronóstico de las erupciones volcánicas y, con ello, sistemas de alerta temprana para informar a la población (Kawakatsu & Yamamoto, 2007).

Este capítulo tiene como objetivo analizar las señales sismo-volcánicas del volcán Rincón de la Vieja en el dominio del tiempo, del espacio y de la frecuencia. El interés fundamental, en primera instancia es la evolución general de la sismicidad por medio de técnicas de análisis de tiempo-frecuencia que permiten observar las variaciones de la distribución de la energía a lo largo del tiempo, con el fin de establecer los principales cambios que han ocurrido durante el periodo de estudio y, que al relacionarlos con la actividad eruptiva, nos permite derivar conclusiones generales acerca de la dinámica del volcán. Otro aspecto importante de abordar son los patrones de sismicidad que podrían ser precursores de actividad eruptiva de manera que se pueda contar con insumos para establecer eventuales alertas durante las labores de auscultación sismológica. Se pretende abordar también aspectos específicos tales como el análisis de señales sismo-volcánicas en particular, aquellas con una fuerte firma armónica, como es el caso de las señales de tipo “tornillo”. En ellas interesa las características del fenómeno de resonancia que las origina, tales como la frecuencia y el factor de calidad (Q) asociado. En este trabajo se aborda también el análisis de las señales sísmicas asociadas con las erupciones con el fin de establecer una comparación cuantitativa que permita también coadyuvar en la interpretación de la evolución de la actividad durante el periodo de estudio.

En el plano metodológico se combinarán diversas técnicas de tratamiento de señal que se basan en la Transformada Rápida de Fourier (FFT) y la modelización autorregresiva. Esta última es particularmente adaptada para obtener los parámetros de frecuencia y factor de calidad (Q) en las señales de fuerte componente armónica. Nakano *et al.* (1998), Kumagai & Chouet (1999, 2000) mostraron la utilidad de estos métodos con el fin de determinar las propiedades acústicas de los fluidos volcánicos. Asimismo, la variación temporal del factor Q permite estudiar la evolución de estas características y con ello comprender la evolución de la dinámica eruptiva. La aplicación de estas técnicas a señales continuas permite derivar espectrogramas que muestran la evolución de la distribución de la energía en diferentes bandas de frecuencia a través del tiempo. En el ámbito temporal se

utiliza el promedio del cuadrado de la amplitud sísmica del registro continuo, el cual permite establecer los periodos en donde habría mayor energía sísmica. Para el análisis particular de las explosiones se recurre principalmente a la estimación de la energía, con base en la integral en función del tiempo de la señal. Además, se integra al análisis los aspectos generales de la actividad volcano-tectónica observada.

Las características de las señales sismo-volcánicas del Rincón de la Vieja son poco conocidas. Asimismo, las observaciones no han sido sistemáticas y se carece de una curva de sismicidad base con una estación de referencia que permita ver con claridad las variaciones de la actividad con parámetros instrumentales comparables. Los estudios realizados por el OVSICORI (2011, 2012, 2013, 2014, 2015), por la RSN-ICE (2011, 2012, 2013, 2014, 2015) abordan aspectos muy generales y meramente descriptivos. Desde la óptica instrumental, en el caso particular del OSIVAM-ICE, la estación de referencia y el tipo de sensor se cambió al menos una vez. Asimismo, la instalación de los sensores no había sido la más apropiada al menos hasta el 21 de abril del 2016. En consecuencia, el nivel de ruido en general en la mayoría del periodo de estudio es considerablemente elevado lo que limita la banda de frecuencia del análisis.

Por lo anterior, este trabajo es fundamentalmente exploratorio y descriptivo en virtud de que el periodo de observación es limitado, así como también la cantidad y calidad de la información. Se trata, por lo tanto, de buscar patrones básicos de comportamiento de las señales sismo-volcánicas, caracterizarlos y, con ello, sacar conclusiones generales en torno a la dinámica del volcán Rincón de la Vieja. Esto servirá de base para mejorar los sistemas de auscultación y también para investigaciones futuras con un alcance científico más profundo.

Luego de que transcurrieran trece años sin actividad reportada, en setiembre del 2011 ocurrieron nuevas erupciones. Soto *et al.* (2003) interpretaron que el sistema volcánico del Rincón de la Vieja estaría constituido por un cuerpo magmático somero (menos de 1 km bajo el cráter), el cual se rellena periódicamente, y que interacciona explosivamente con el entorno de manera freática. Un modelo de un conducto abierto con diferentes “bolsas” de magma, de los cuales, los más profundos se encuentran a unos 9 km aproximadamente, entre los 6 y 8 km, entre los 3 y 5 km, bajo el nivel del mar, basados en la distribución de la sismicidad volcano-tectónica que tuvo lugar en octubre del 2011 (Taylor & Soto, 2011). Además, se sugiere que el disparo de la actividad freática habría sido el sismo del 12 de julio del 2011, conocido como el sismo de Armenias con magnitud $M_w = 5,3$. Taylor & Soto (2013) también reportó incrementos de la actividad sísmica de baja frecuencia y de la actividad volcano-tectónica en el Rincón de la Vieja, posterior a los sismos del 15 de junio del 2013 en Nicaragua de magnitud $M_w = 6,3$ y del 23 de junio del 2013 $M_w = 5,2$ M_w en Nicoya.

4.2 Método de trabajo

En este trabajo, el procesamiento de las señales sismo-volcánicas está enfocado en dos aspectos: el primero la clasificación y caracterización de las señales y el segundo, en la evolución temporal de las características de esas señales a través del tiempo. Para ello se aplicaron un conjunto de técnicas de tratamiento de señal en el ámbito del tiempo y la frecuencia tanto a nivel discreto como temporal. Las técnicas utilizadas son:

Amplitud máxima espectral diaria

Fue implementado por Taylor (2014), para obtener un valor diario aproximado de la amplitud espectral máxima del tremor que permita comparar entre valores de sismicidad de fondo y los valores que reflejan los cambios producidos por la actividad volcánica.

Se procesaron los registros continuos de la estación sismológica VORI utilizando el programa COMPASS (Refraction Technology, 2009), para transformarlas del dominio del tiempo al dominio de la frecuencia mediante la Transformada Rápida de *Fourier* (FFT). Previamente la señal se filtra mediante un filtro pasabanda de 1 a 6 Hz, que corresponde con el rango de frecuencias en el cual domina el tremor volcánico en Rincón de la Vieja, tal y como se indicó anteriormente.

Se estableció un nivel de amplitud de referencia, el cual se considera como el umbral de la sismicidad de fondo y por encima del cual se considera que hay cambios significativos en el comportamiento del volcán. Este nivel se ajusta según el tipo de sismómetro utilizado, de esta forma, el nivel de amplitud de referencia equivalente a $2,4 \times 10^7$ (m/s) se utilizó para el periodo de registro con el sensor de 30 s, mientras que ese nivel se cambió a 4×10^7 (m/s) para el periodo registrado con el sensor de 40 s. Durante el procesamiento se eliminan los eventos sísmicos con magnitudes mayores a 4 Mw para que no interfieran con el valor de la amplitud máxima espectral calculada.

Medida del nivel de energía sísmica basado en el RSEM o “*Real time seismic energy measurement*”

El RSEM (por sus siglas en inglés) o medición en tiempo real de energía sísmica, es un cálculo de la energía sísmica por unidad de tiempo (Ec. 6), primeramente, implementada en el volcán Colima (De la Cruz-Reyna & Reyes-Dávila, 2001) y que está en dependencia de la amplitud de la señal sísmica continua, según la siguiente fórmula:

$$RSEM = \sqrt{\frac{\text{promedio } A^2}{\text{unidad de tiempo}}} \quad (6)$$

donde A es la amplitud sísmica en cuentas.

Para el cálculo se utilizó una ventana de 10 minutos, con un filtro pasabanda de 1-10 Hz, de orden 4 y de tipo *Buttherworth*. Seguidamente, se aplica un promedio móvil diario para suavizar la curva.

Medida del nivel de amplitud espectral basado en el SSAM o “*Seismic Spectral Amplitude Measurement*”

El SSAM (por sus siglas en inglés) o medición en tiempo real de la amplitud espectral sísmica, es un algoritmo que permite observar la señal continua en el ámbito de la frecuencia. La primera implementación de esta técnica para el monitoreo en tiempo real se dio en el volcán Redoubt, Alaska (Rogers & Stephens, 1995).

La señal continua es fraccionada en ventanas de una duración determinada. Para cada ventana se calcula el espectro de frecuencias, que es dividido a su vez en bandas de un ancho determinado y se calcula el promedio de la amplitud espectral de cada banda. Los datos de cada banda y para cada ventana se almacenan y luego se despliegan en un gráfico tiempo-frecuencia o espectrograma. La base del análisis es la transformada de *Fourier* pero esta puede ser sustituida por otros análisis tales como los autorregresivos. En este caso se utilizó el método autorregresivo tipo *Yule-Walker* (Rogers & Stephens, 1995).

Para el cálculo del espectrograma se utilizó una ventana temporal de 10 minutos, cada una filtrada entre 0,03 y 10,0 Hz con un filtro tipo *Butterworth* de orden 4. Para cada ventana se calculó el espectro con base en el método *Yule-Walker* con 100 polos, ventana de 2048 puntos (20,48 s), traslape de 1024 puntos (10,24 s). El espectro se dividió en “*bins*” o bandas de 0,25 Hz entre 0,03 y 10,0 Hz.

Método de la frecuencia dominante a partir de la técnica *Singular Spectrum Analysis* (SSA) de Carniel, (2006)

Este método examina el grado de acoplamiento entre valores singulares, en este caso la frecuencia dominante del tremor, en un paquete de datos sísmicos.

El SSA consiste de cuatro pasos:

Los primeros dos pasos constituyen la etapa de la descomposición del SSA. El primer paso (*embedding*), consiste en un mapeo que transfiere series de tiempo unidimensionales a series multidimensionales. El resultado de este paso es la matriz de trayectoria. En el segundo paso (*Singular value decomposition*, SVD, por sus siglas en inglés), la matriz de trayectoria se descompone en una suma de matrices ortogonales de rango uno. Los siguientes dos pasos conforman la etapa de la reconstrucción. En el tercer y cuarto paso, los componentes se agrupan y las serie temporales asociadas con los grupos se reconstruyen (Mineva & Popivanov, 1996; Carniel, 2006).

Para el cálculo de las frecuencias dominantes se utilizó una ventana temporal de 60 segundos, cada una filtrada entre 0,05 y 10,0 Hz con un filtro tipo *Butterworth* de orden 4. El espectro se dividió en “bins” o bandas de 0,25 Hz entre 0,5 y 10,0 Hz. Se calculó en la banda de 0,5 – 10,0 Hz dividida en "bins" de 0,25 Hz de ancho.

Método Sompi

Este método se basa en una ecuación autorregresiva homogénea para obtener características de decaimiento y de oscilación de las frecuencias en el dominio de frecuencias complejas. Es un método muy útil para cuantificar las propiedades espectrales de señales armónicas.

Kumagai & Chouet (2000) definen la frecuencia compleja como $f_c = f - ig$, donde f es la frecuencia, g es la tasa de crecimiento y $i: \sqrt{-1}$. Para cuantificar la inelasticidad, utilizan el factor de calidad, Q , definidos en términos de frecuencia compleja como se indica en la ecuación 8, que corresponde a la pérdida fraccional de energía elástica en cada ciclo de oscilación en una frecuencia f . Un Q pequeño implica mayor atenuación.

$$f_c = f - ig \quad (7)$$

$$Q^{-1} = \frac{-2g}{f} \quad (8)$$

La señal se deconvoluciona en una combinación de oscilaciones coherentes con amplitudes en descomposición llamadas “*wave elements*” y ruido. Las frecuencias complejas se grafican en un plano bidimensional de la frecuencia y la tasa de crecimiento. Los puntos dispersos corresponden con ruido, mientras que los elementos densamente poblados en las líneas teóricas de frecuencia son considerados los componentes dominantes espectrales de la señal (Hori *et al.*, 1989). En este cálculo se elimina la parte no homogénea de la señal.

Este método fue implementado por Lesage (2009), en el programa *SEISMOVOLCANALYSIS*. Este permite obtener los parámetros del filtro autorregresivo, polos y ceros, que permiten eliminar la componente armónica de la señal y poner en evidencia la función de excitación. Asimismo, se obtienen los valores de Q y la frecuencia asociada. El proceso puede ser manual, en el cual se escogen los polos de la frecuencia de interés o bien automático, en el cual el programa modela la totalidad de los polos (figura 4.1).

Para este método se escoge solamente la coda armónica de la señal discreta, en este caso el evento tipo tornillo, y se deja por fuera la parte de la señal que corresponde con la función de excitación. En algunos casos la señal se filtra o también es posible decimarla (submuestrearla) para eliminar ruido de fondo y acercarse a la frecuencia de interés.

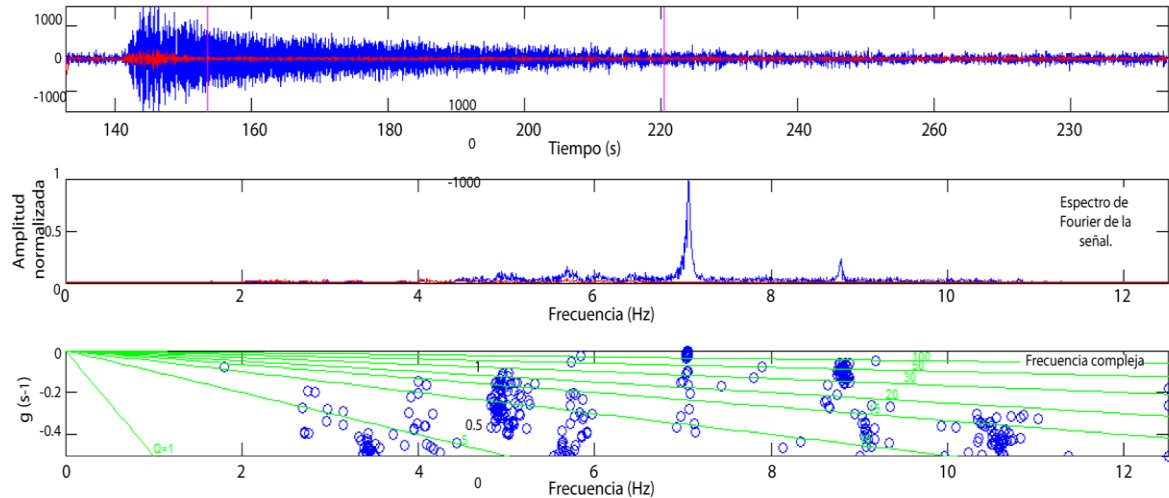


Figura 4.1. Ejemplo de procesamiento de las señales tipo tornillo con el método autorregresivo tipo Sompri efectuado con el programa *SEISMOVOLCANALYSIS* de Lesage, 2009. Superior: Forma de onda con deconvolución efectuada. Medio: Espectro de frecuencias a partir de la FFT. Inferior: gráfica de frecuencias complejas.

Frecuencias complejas de señales tipo tornillo para diferentes tipos de fluidos

Con el fin de estimar las propiedades acústicas de una fuente que contiene fluidos magmáticos o hidrotermales a partir de los eventos tipo tornillo, se asume que la estructura donde se genera la resonancia es una grieta o cavidad. A partir de una simulación de excitación de una grieta, Kumagai & Chouet (2000), generan un diagrama de contornos de Q_r y de frecuencia adimensional ν en función de α/a y pf/ps para varios fluidos calculados con formas de ondas sintéticas. Con este diagrama se puede discriminar entre varias mezclas de gas, líquido y sólido (figura 4.2 y 4.3).

donde:

α : velocidad de la onda P de la roca matriz

a : velocidad acústica del fluido

pf : densidad del fluido

ps : densidad del sólido

L : Longitud de la cavidad

ν : fL/α

En este trabajo se asume que la velocidad de la onda P es de 4000 m/s asociada a rocas volcánicas y una densidad de 2650 kg/m³, con una presión de 10 MPa según propiedades de la roca caja (Iyer, 1992; Benz *et al.*, 1996; Tsutsui *et al.*, 1996). Los valores de α/a y pf/ps se determinan a partir del valor de Q . Luego, con estos parámetros, se estima la frecuencia adimensional y la longitud de la cavidad.

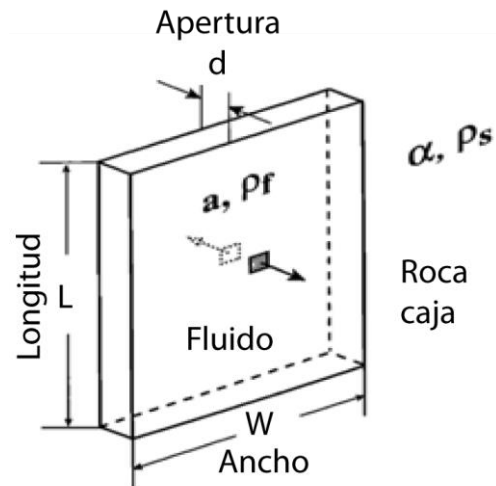
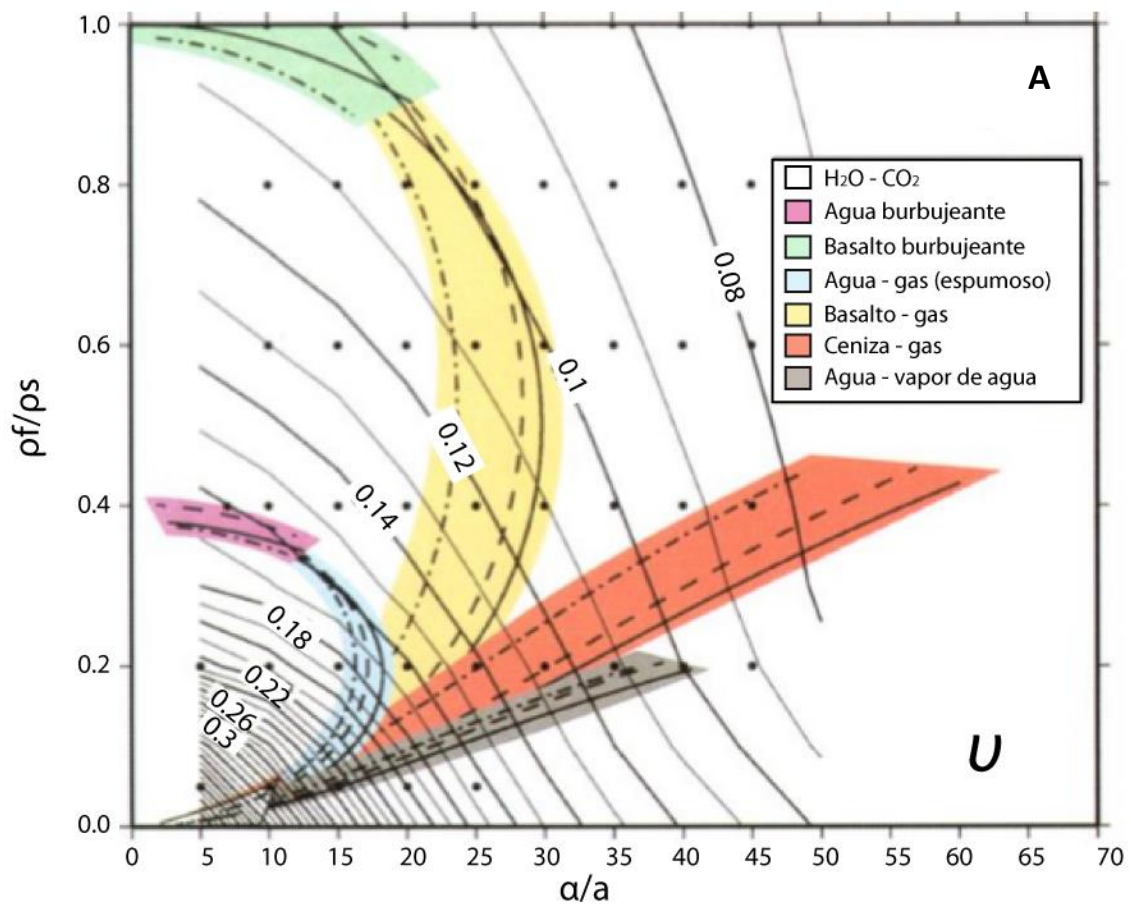


Figura 4.2. Geometría del *crack model*, donde L es la longitud, W es el ancho y d es la apertura de la grieta. Modificado de Kumagai & Chouet (2000).



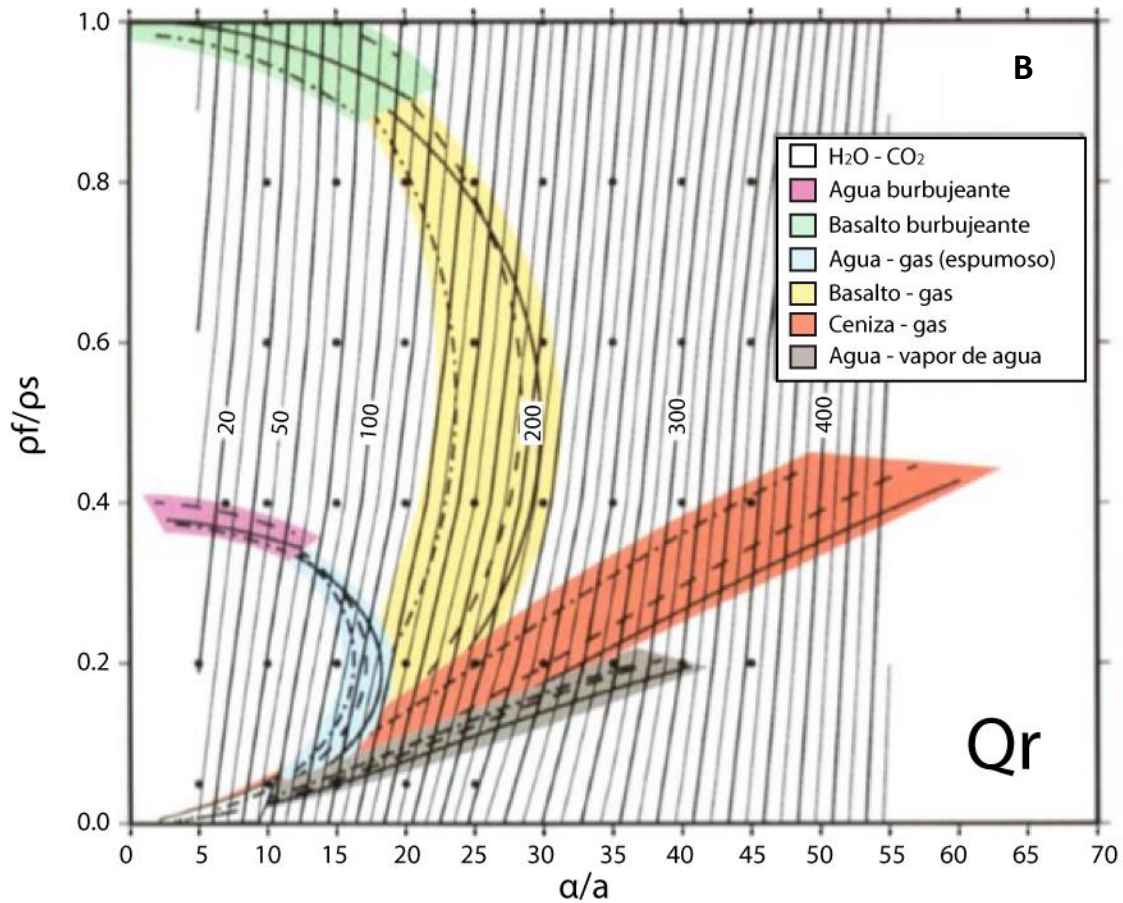


Figura 4.3. Diagrama de contornos de α/a versus $\rho f/ps$ asociados a distintos fluidos. A: líneas negras corresponden con valores de Q_r . B: líneas negras corresponden con valores de frecuencia adimensional (ν). Modificado de: Kumagai & Chouet (2000).

Cálculo de energía sísmica de eventos sismo-volcánicos

Primeramente, se extraen los eventos a analizar con un pre y post-evento para la selección adecuada del cálculo del evento. Luego, se procede a remover la respuesta instrumental mediante la conversión de las formas de onda a desplazamiento con la herramienta *Wavetool* de Seisan y con los archivos de calibración (respuesta) de todos los sensores utilizados en el tiempo de registro. Para eliminar el ruido sísmico generado por los cambios en la temperatura, se filtran las señales de 0,5 – 45,0 Hz y se transforman a formato SAC. Seguidamente, se analizan las señales sísmicas en un script para el cálculo energético en Matlab, en donde se utilizan los parámetros detallados en el cuadro 4.1 para el volcán Rincón de la Vieja. Las señales son filtradas nuevamente entre 1,0 y 10,0 Hz con un filtro tipo *Butterworth* de orden 4. En este trabajo se utiliza el *script* para el cálculo de energía desarrollado por Mauricio Mora, pero este trabajo aún no se ha publicado. La fórmula utilizada para el cálculo de energía según Lesage (2009) es la siguiente:

$$\text{Energía} = \sum((SS \cdot 1e^{-9})^2) \cdot d^2 \cdot \rho \cdot V_s \cdot \pi \cdot pas \cdot 2 \quad (9)$$

donde:

SS: señal sísmica seleccionada
d: distancia del cráter activo
 ρ : densidad del medio
 V_s : Velocidad de la onda S
pas: paso de muestreo

Cuadro 4.1. Parámetros utilizados para el cálculo de energía sísmica

Distancia del cráter activo	1,81 km
Densidad del medio*	2,6 Mg/m ³
Velocidad de la onda S	1,5 km/s
Filtro pasabanda	1 – 10 Hz, orden 4
Tipo de filtro	Butterworth
Atenuación	1

*Densidad del medio según Lücke *et al.* (2010) para 0 a 3 km de profundidad bajo los volcanes Irazú y Poás.

4.3 Resultados

Clasificación de las señales sísmicas registradas en el volcán Rincón de la Vieja

Existen diversas propuestas de clasificación de sismos volcánicos, entre ellas: Minakami (1974), Latter (1979, 1981), Ibáñez (1997), Ibáñez *et al.* (2000), McNutt (2005). Todas coinciden, de forma general, en que se reconocen 4 tipos de eventos básicos por sus características en el ámbito del tiempo y la frecuencia. Estos tipos son: volcano-tectónicos (VT), eventos de baja frecuencia o largo periodo (LP), tremores volcánicos que pueden ser armónicos o espasmódicos, señales asociadas con erupciones y explosiones. De estos grupos generales pueden derivarse señales particulares según la actividad de cada volcán. A continuación, se exponen la clasificación de señales utilizada para el volcán Rincón de la Vieja:

1. Sismos tipo A o volcano-tectónicos: Son eventos originados por movimientos de fallas corticales dentro del edificio volcánico, en un ámbito entre los alrededores de la cámara magmática hasta las cercanías del cráter activo. Las magnitudes son generalmente inferiores a $M_w = 6,0$. Por su naturaleza las fases P y S de las ondas sísmicas son claramente definidas y pueden ser procesados por técnicas sismológicas convencionales

que permiten estimar los parámetros focales (figura 4.4). En el caso del Rincón, las magnitudes son generalmente $\leq 3,0$ Mw.

White (2016) afirma que los sismos tipo A son usualmente el primer precursor sísmico reportado para erupciones en volcanes dormidos por décadas y que preceden a erupciones con todos los tipos de magma y con explosividades desde VEI 0 hasta VEI 6. También indica que la sismicidad VT se origina en localizaciones distales en estructuras de fallas activas ubicadas a distancias de unos cuantos kilómetros lateralmente del cráter activo. La sismicidad distal se puede asociar con procesos de movimientos de magma profundos, en tanto que la sismicidad proximal se asocia con el movimiento de magma dentro del conducto bajo el cráter activo. Tanto la sismicidad distal (a 5 km del cráter activo), como la proximal (bajo el conducto volcánico) son identificados en el Rincón de la Vieja, con distintos patrones de profundidad a lo largo del tiempo.

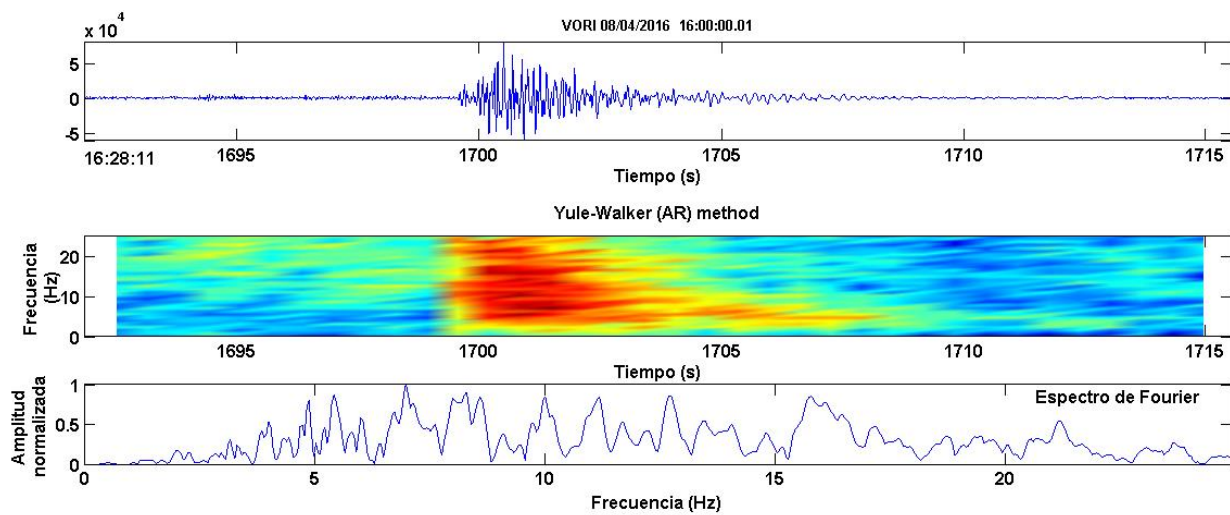


Figura 4.4. Señal volcano-tectónica del volcán Rincón de la Vieja registrada con la estación sismológica VORI en abril del 2016. Arriba: Forma de onda; Medio: Espectrograma de frecuencia con base en método de la Yule-Walker; Abajo: Espectro de frecuencias con el método de Fourier. Figura elaborada a partir del programa de Lesage (2009).

2. Tipo B o largo periodo: Son eventos de largo periodo o baja frecuencia (LP “long period” o LF “low frequency”) en las que dominan las ondas superficiales (Chouet, 2003). En general, su contenido espectral es muy estrecho en las bandas de frecuencias (0,5 a 5,0 Hz) y el comienzo de este tipo de señal generalmente es emergente. Estos eventos usualmente son muy superficiales (< 2 km) bajo el cráter activo, sin embargo, hay casos, como el del volcán Kilauea (Hawaii) en donde se localizan eventos de tipo LP entre los 4 y 6 km de profundidad (McNutt, 2005). Se interpreta, de forma general, que estos sismos son producidos por movimientos transitorios de fluidos (agua, gas, magma, o combinaciones) dentro de cavidades o fisuras.

En el caso del Rincón de la Vieja, estas señales se caracterizan por un contenido de frecuencias (en su banda más energética) entre 1 – 5 Hz (figura 4.5). Este tipo de señales son la segunda más frecuente reconocida en el catálogo de las señales sísmicas para el periodo de análisis. Generalmente su duración es menor a un minuto.

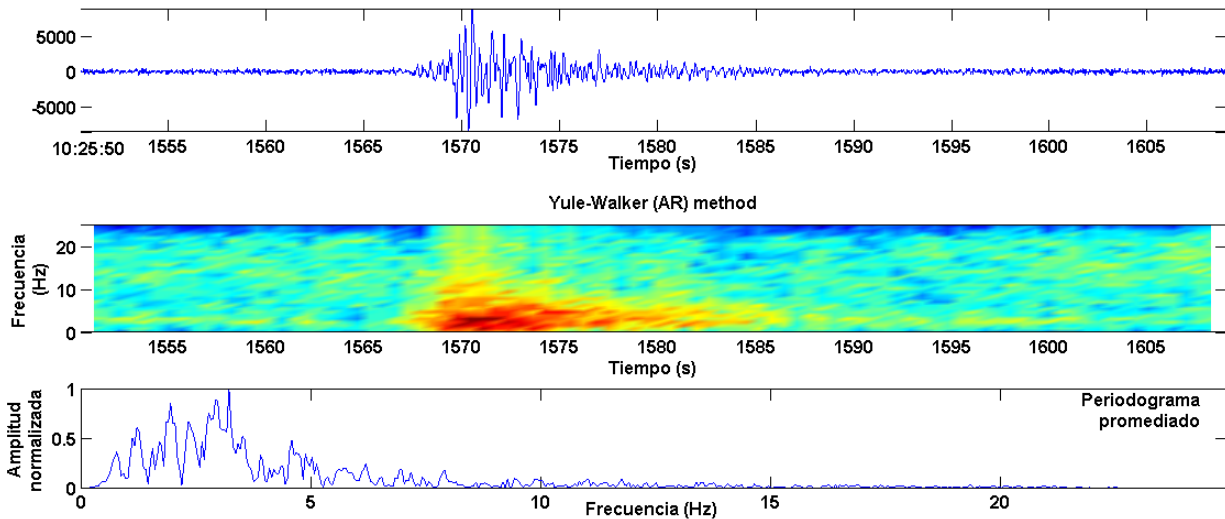


Figura 4.5. Señal LP del volcán Rincón de la Vieja registrada en la estación sismológica VORI en abril de 2015. Arriba: Forma de onda; Medio: Espectrograma de frecuencia con base en método de Burg; Abajo: Espectro de frecuencias con el método de Fourier. Figura elaborada a partir del programa de Lesage (2009).

2.1 Tornillo: Dentro del tipo de señales LP o LF, puede haber una amplia gama de señales según la actividad particular de cada volcán. Este es el caso de las señales tipo tornillo que se ha observado frecuentemente en el volcán Rincón de la Vieja (figura 4.6). Este tipo de señal se caracteriza por tener una forma de onda con una distribución homogénea de las frecuencias, una coda larga que dura hasta varios minutos, una pequeña amplitud en comparación con la duración, un lento decaimiento de la coda. La fuente de este tipo de señal está asociada con procesos de resonancia (Gómez & Torres, 1997; Narváez *et al.*, 1997).

En el Rincón de la Vieja estas señales se caracterizan por un contenido de frecuencias de la componente armónica con picos espectrales desde los 3,44 Hz hasta 10,86 Hz. La mayor parte de los tornillos, son monocromáticos, pero se han observado casos con dos, tres y hasta cuatro picos espectrales. La parte heterogénea de la señal, que corresponde al proceso de excitación al inicio de la señal, generalmente abarca un rango de 1 – 8 Hz. Estas señales varían en duración, desde los 15 y 240 segundos.

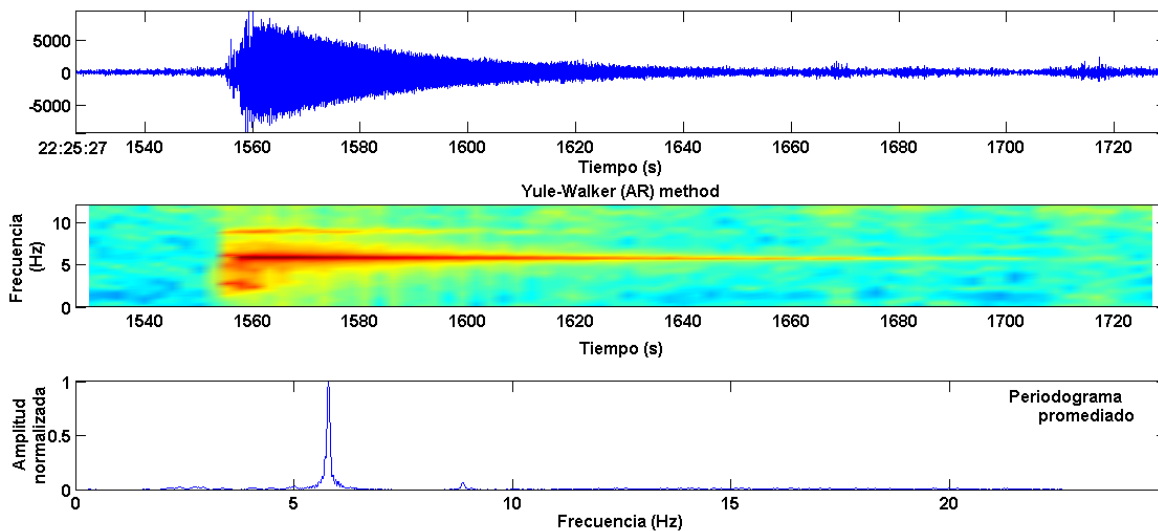


Figura 4.6. Señal LP tipo Tornillo del volcán Rincón de la Vieja registrada en la estación sismológica VORI en julio del 2015. Arriba: Forma de onda; Medio: Espectrograma de frecuencia con base en método de la Yule-Walker; Abajo: Espectro de frecuencias con el método de Fourier. Figura elaborada a partir del programa de Lesage (2009).

3. Tremor volcánico: Se caracteriza por ser un registro continuo de vibraciones monotónicas (armónicas o no armónicas) que presentan periodos de ocurrencia de minutos a meses. Esta señal sísmica se caracteriza por ser sostenida en el tiempo, desde varios minutos hasta días. Las diferencias entre las señales de tremor y eventos tipo B se pueden atribuir a diferencias en la duración de la excitación, que es sostenido para el primero y discreta en los segundos. A continuación, se describen los tipos de tremor identificados en Rincón de la Vieja a partir de una clasificación por Ryall & Ryall (1983) y McNutt (1992).

3.1 Tremor armónico: señal caracterizada por la sucesión de ondas monocromáticas o cuasi monocromáticas en una banda de frecuencia muy estrecha. Mantiene una amplitud casi uniforme. En el Rincón de la Vieja es el tremor más común en el periodo de análisis, puede llegar a registrarse desde horas hasta semanas (figura 4.7). La frecuencia dominante se encuentra entre los 2,1 – 2,4 Hz.

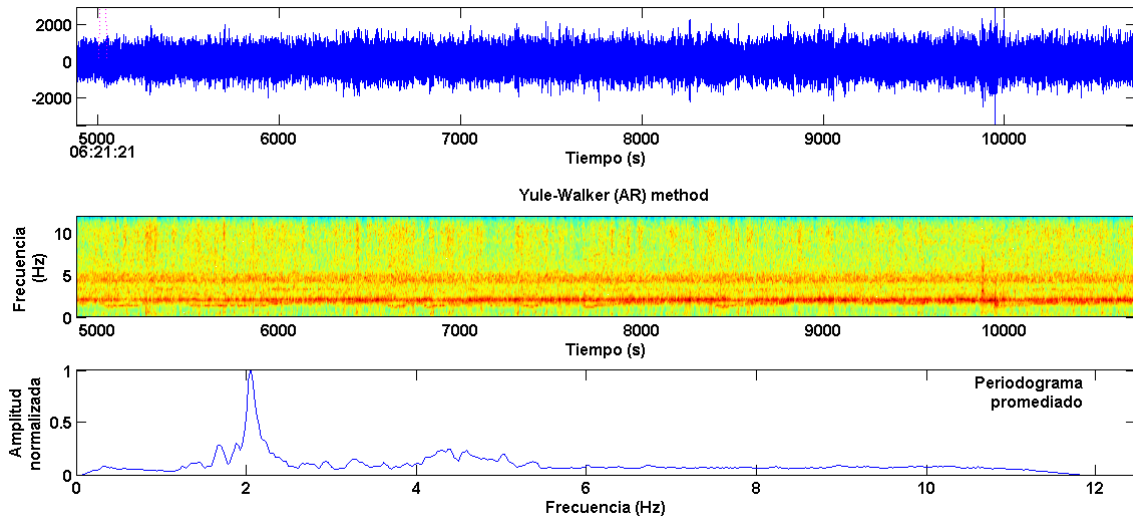


Figura 4.7. Tremor armónico del volcán Rincón de la Vieja registrado en la estación sismológica VORI en febrero del 2015. Arriba: Forma de onda; Medio: Espectrograma de frecuencia con base en método de Yule-Walker; Abajo: Espectro de frecuencias con el método de Fourier. Figura elaborada a partir del programa de Lesage (2009).

También se distingue un tremor armónico de forma esporádica, cuyo pico espectral varió entre los 5 y 7 Hz. Estas señales presentan una duración menor a 60 s (figura 4.8).

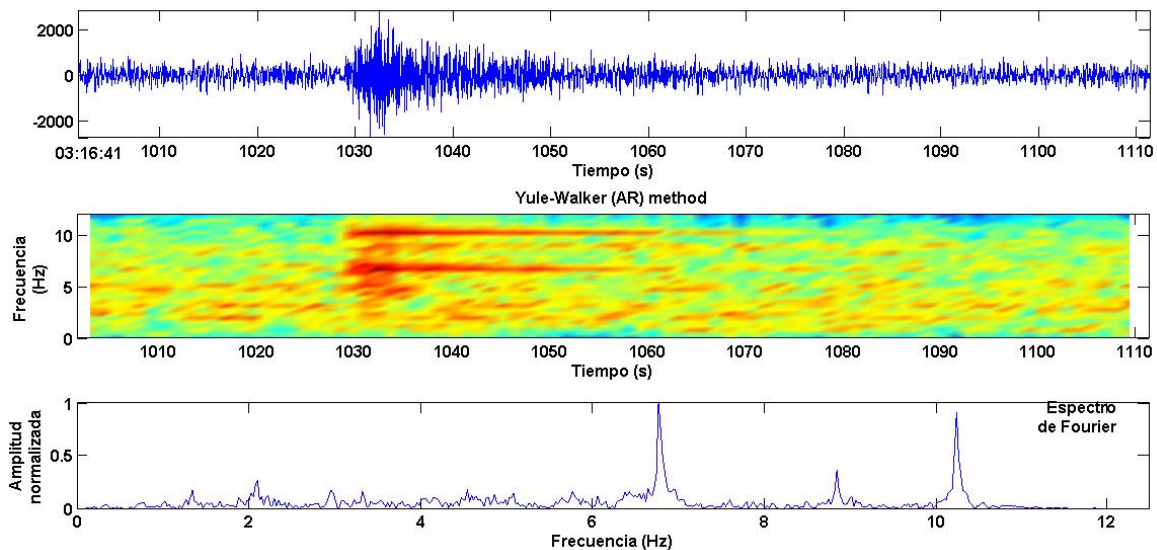


Figura 4.8. Tremor armónico esporádico del volcán Rincón de la Vieja registrado en la estación sismológica VORI en agosto del 2016. Arriba: Forma de onda; Medio: Espectrograma de frecuencia con base en método de Yule-Walker; Abajo: Espectro de frecuencias con el método de Fourier. Figura elaborada a partir del programa de Lesage (2009).

3.2 Tremor espasmódico: señal donde la amplitud y la frecuencia varía significativamente. No muestra frecuencias dominantes ya que su banda de frecuencias es más amplia en comparación que con los armónicos. En el Rincón de la Vieja, este tipo de señal precede comúnmente a las señales asociadas a erupciones volcánicas (figura 4.94). Su banda espectral se restringe a una frecuencia de 1,2 a 5,5 Hz. La duración de estos eventos varía entre horas a días.

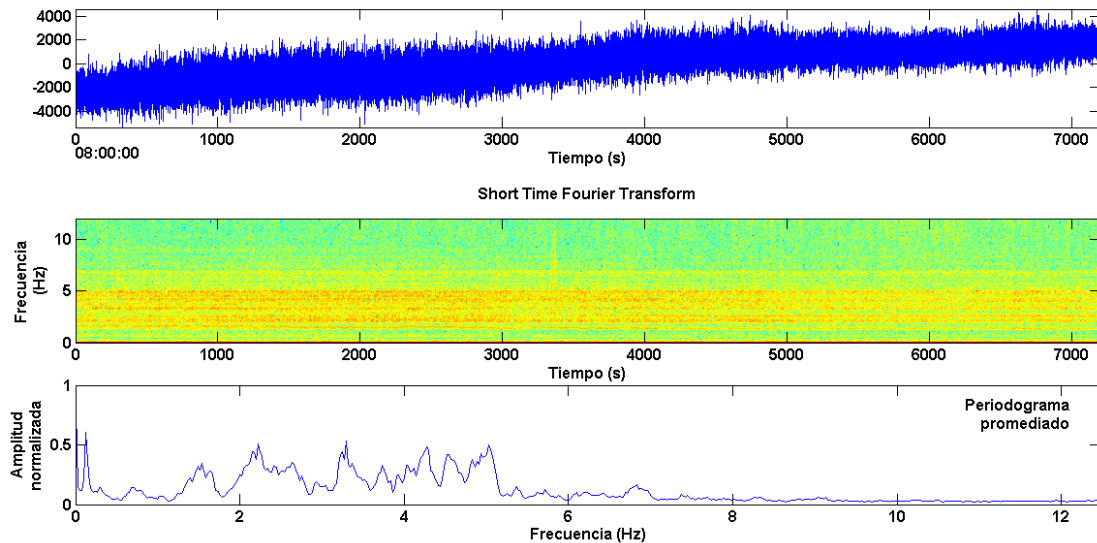


Figura 4.9. Tremor espasmódico del volcán Rincón de la Vieja registrado en la estación sismológica VORI en noviembre del 2015. Arriba: Forma de onda; Medio: Espectrograma de frecuencia con base en método de Yule-Walker; Abajo: Espectro de frecuencias con el método de Fourier. Figura elaborada a partir del programa de Lesage (2009).

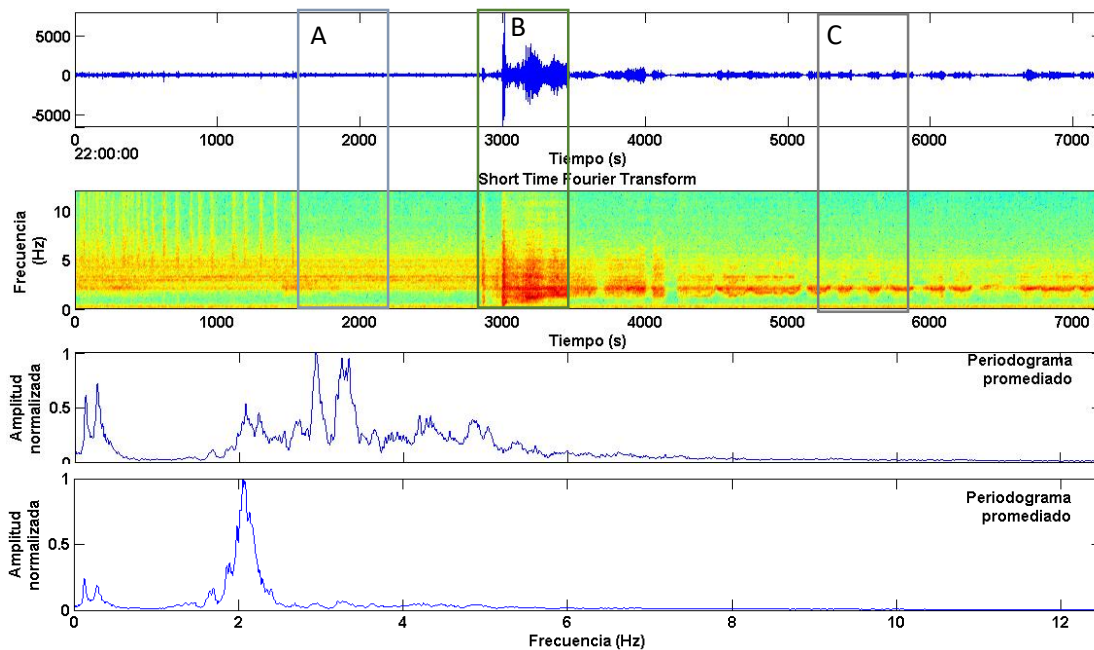


Figura 4.10. Señal tipo tremor armónico y espasmódico previo (A) y posterior (C) a una erupción (B) del volcán Rincón de la Vieja registrada en la estación sismológica VORI en octubre del año 2014. Arriba: Forma de onda; Medio: Espectrograma de frecuencia con base en método de la *Short Time Fourier Transform*; Inferiores: Espectro de frecuencias con el método de Fourier. Figura elaborada a partir del programa de Lesage (2009).

4. Erupciones volcánicas: Son las señales sísmicas que acompañan a las erupciones volcánicas (figura 4.11). El movimiento inicial es “*push*” (de empuje en todas las direcciones). Los hipocentros están ubicados justamente debajo de los cráteres activos (Zobin, 2012). Las profundidades de la explosión pueden ser tan superficiales como unos pocos cientos de metros; sin embargo, los estudios en el volcán Sakurajima han mostrado una señal que se origina a una profundidad de 2 km que inmediatamente precede y probablemente se acopla a la parte del proceso que produce la explosión en la superficie (McNutt, 2005).

En el volcán Rincón de la Vieja estas señales tienen las siguientes características:

- La banda de frecuencias osciló entre 1 y 16 Hz, pero generalmente las frecuencias eran dominantes entre 1 y 6 Hz.
- La duración de estas señales fluctuó desde los 20 segundos hasta los 20 minutos en algunos casos.

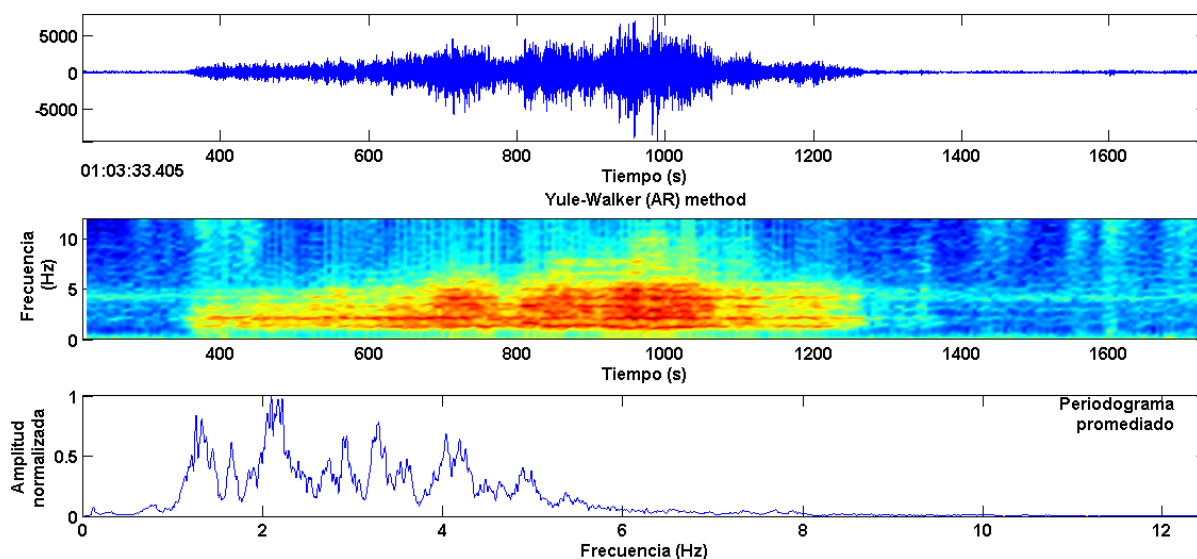


Figura 4.11. Señal tipo erupción volcánica del volcán Rincón de la Vieja registrada en la estación sismológica VORI en octubre del año 2014. Arriba: Forma de onda; Medio: Espectrograma de frecuencia con base en método de Yule-Walker; Abajo: Espectro de frecuencias con el método de Fourier. Figura elaborada a partir del programa de Lesage (2009).

Análisis y evolución de la energía sísmica y de frecuencias dominantes a largo plazo

Para identificar las variaciones en la distribución de la energía a lo largo del tiempo y los cambios temporales en las frecuencias dominantes, se utilizan cuatro técnicas de tratamiento de señal en el ámbito del tiempo y la frecuencia: 1-el RSEM, 2- frecuencias dominantes a partir de la técnica *Singular Spectrum Analysis* (SSA) de Carniel, (2006), 3-el SSAM y 4-cálculo de la amplitud espectral máxima diaria. Las primeras tres técnicas se analizan con los datos de septiembre del 2012 a mayo del 2016 con las estaciones sismológicas BUAI y VORI, mientras que la última se realiza con los registros continuos de marzo del 2014 a mayo del 2016 con la estación VORI. Se considera que el tremor es la señal más representativa de la energía sísmica calculada, al ser la señal más constante y frecuente en el periodo de análisis, sin embargo, hay influencia de los otros tipos de señales de baja frecuencia.

En forma general, se observa un aumento en la energía sísmica, principalmente de 2014 al 2016, que se refleja de una mejor forma en el trazo azul de la figura 4.12, ya que no incluye el ruido por sismicidad tectónica. Los periodos de mayor energía sísmica reconocidos se reflejan en la figura 4.12 y en el cuadro 4.2.

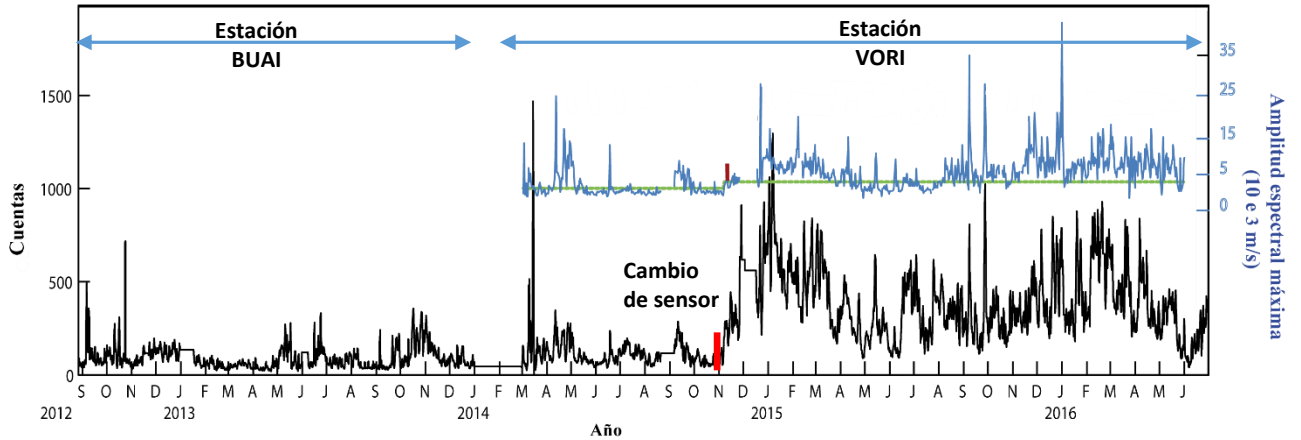


Figura 4.12. Trazado superior (azul): Amplitud espectral máxima diaria con datos de la estación sismológica VORI asociado al tremor volcánico (marzo 2014 a mayo del 2016). La línea verde corresponde con el “umbral de la sismicidad de fondo”. Trazado inferior (negro): *Real Seismic Amplitud Measurement* (RSEM) para el periodo setiembre del 2012 a mayo del 2016 con las estaciones sismológicas de BUAI y VORI.

Durante el periodo en el que se utilizó la estación BUAI como referencia, las frecuencias dominantes se ubicaron entre los 0,75 y 2,0 Hz. A partir del 2014, se utilizó la estación VORI como referencia y de mayor cercanía al cráter. Desde los nuevos registros se observó más energía en un rango de frecuencias entre 1,0 – 5,0 Hz. Sin embargo, se confirmó que la frecuencia dominante está entre los 2,0 y 3,0 Hz (figuras 4.13 y 4.14). Las más relevantes de la energía sísmica y de las frecuencias dominantes se indican en el cuadro 4.2.

Cuadro 4.2. Variaciones más relevantes de la energía sísmica y las frecuencias dominantes para el periodo 2012 a mayo del 2016

Año	Periodo	RSEM máx. (cuentas)	Frecuencias dominantes(Hz)
2012	Setiembre	500	2,0 -2,5
	Octubre	750	
2013	Mayo	200	1,0 - 3,0
	Junio	250	
	Finales de set., oct. e inicios de nov.	250	
2014	Abril	200	2,0 - 2,5
	Junio	225	
	Setiembre	225	3,0 - 3,5
2015	Diciembre a mediados de abril	1250	2,0 - 4,0
	Agosto a inicios de octubre	1100	
	Noviembre y diciembre	900	
2016	Febrero a mayo	950	2,0 - 2,5

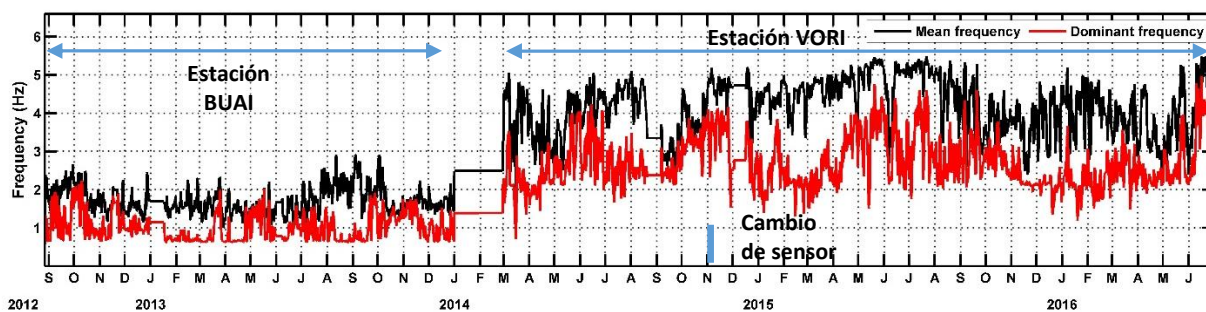


Figura 4.13. Frecuencias dominantes y promedio según Carniel (2006) para el periodo 2012 a mayo del 2016.

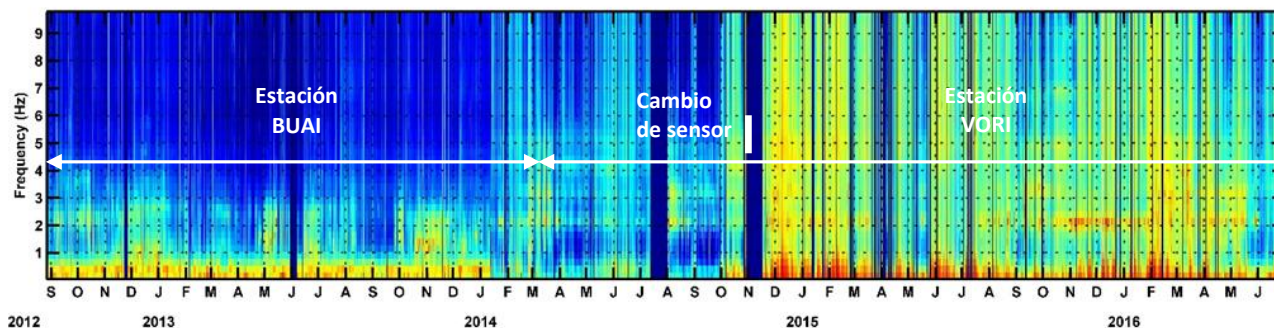


Figura 4.14. Spectral Seismic Amplitude Measurement (SSAM). Periodo de análisis setiembre del 2012 a mayo del 2016.

Análisis de la sismicidad volcano-tectónica (VT)

En este trabajo se utilizaron los eventos ubicados a cuatro kilómetros de radio desde el cráter activo y una profundidad máxima de 15 km con respecto al nivel del mar. También se incluyen en el análisis los eventos registrados entre el 2014 y mayo del 2016 que se identificaron en los registros continuos de la estación sismológica VORI pero que no pudieron ser localizados por falta de datos de más estaciones.

Si bien el OSIVAM-ICE cuenta con nueve estaciones sísmicas, estas no proporcionan una cobertura adecuada, lo cual hace que la calidad de las localizaciones de los sismos tectónicos y volcano-tectónicos dentro del Rincón de la Vieja no sea óptima. La cobertura instrumental tanto del OVSICORI-UNA como de la Red Sismológica Nacional (RSN: UCR-ICE) es también muy limitada lo que no permitió mejorar la calidad de las localizaciones. Por lo tanto, la mayoría de los eventos se localizaron con tres estaciones sismológicas. En consecuencia, el análisis efectuado en este trabajo debe considerarse preliminar.

Para la localización de estos sismos se utilizó el modelo de corteza detallado en el cuadro 2.7 del capítulo II.

Cuadro 4.3. Número de eventos volcano-tectónicos para el periodo 2009 a mayo del 2016

Año	VT a partir del catálogo sismológico OSIVAM	VT a partir de los registros continuos de VORI
2009	59	-
2010	26	-
2011	52	-
2012	20	-
2013	27	-
2014	37	112
2015	19	66
2016	15	43

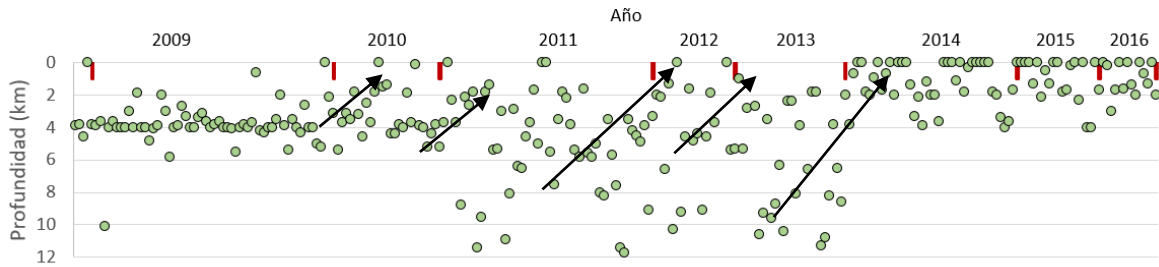


Figura 4.15. Rangos de profundidad de la sismicidad de la base de datos del catálogo del OSIVAM para el periodo 2009 a mayo del 2016. Las flechas indican la somerización de eventos volcano-tectónicos.

A partir del análisis de la sismicidad volcano-tectónica se determina que los años de mayor ocurrencia de estos eventos son el 2009, 2011 y 2014, respectivamente (cuadro 4.3). Los cambios en la profundidad de los sismos se dan a lo largo del periodo con una tendencia general a la somerización de los eventos (figura 4.15), como por ejemplo, en el 2010 al 2014 se observan claramente cinco pulsos de somerización de los eventos (indicados con flechas). Estos pulsos de somerización se da a partir de los 11 km (en el 2011 y en el 2013 a 2014) y desde los 4 km (en el 2010 a 2011 y del 2011 a 2012). Entre el 2009 y parte del 2010 los sismos se concentran entre los 3 y 4 km de profundidad, mientras que en el 2014 hasta el 2016 la sismicidad se concentra entre los 0 y 2 km. La distribución epicentral se concentra en los alrededores del volcán, en donde la mayor densidad de estos eventos cercanos al cráter se da en los años 2011 y 2014. La excepción a esta distribución es el año 2009, en donde los sismos se ubican a 4 km SE del volcán con una tendencia NE – SO (figura 4.16 y 4.17).

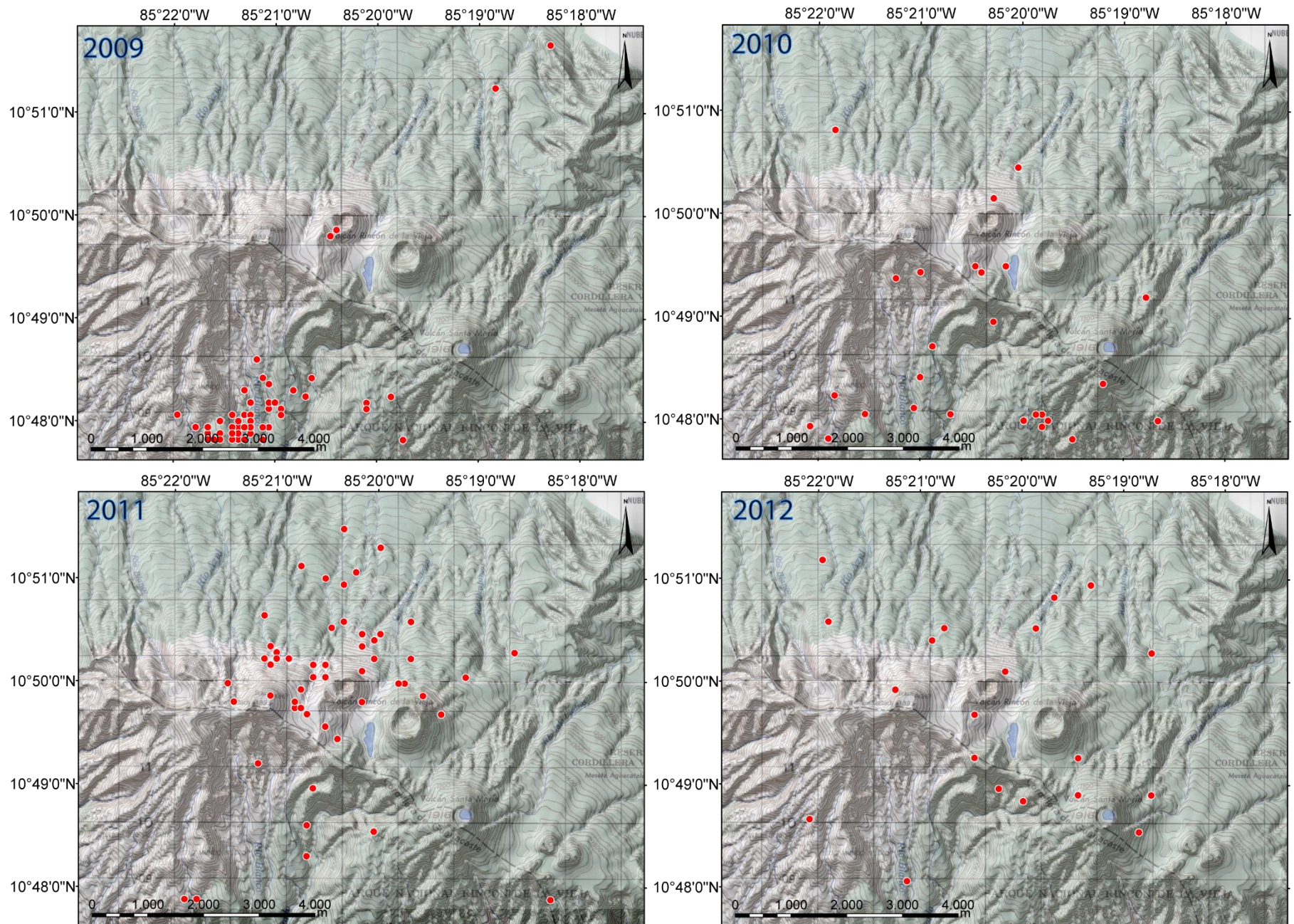


Figura 4.16. Localización epicentral de los eventos volcano-tectónicos del Rincón de la Vieja en el periodo 2009-2012.

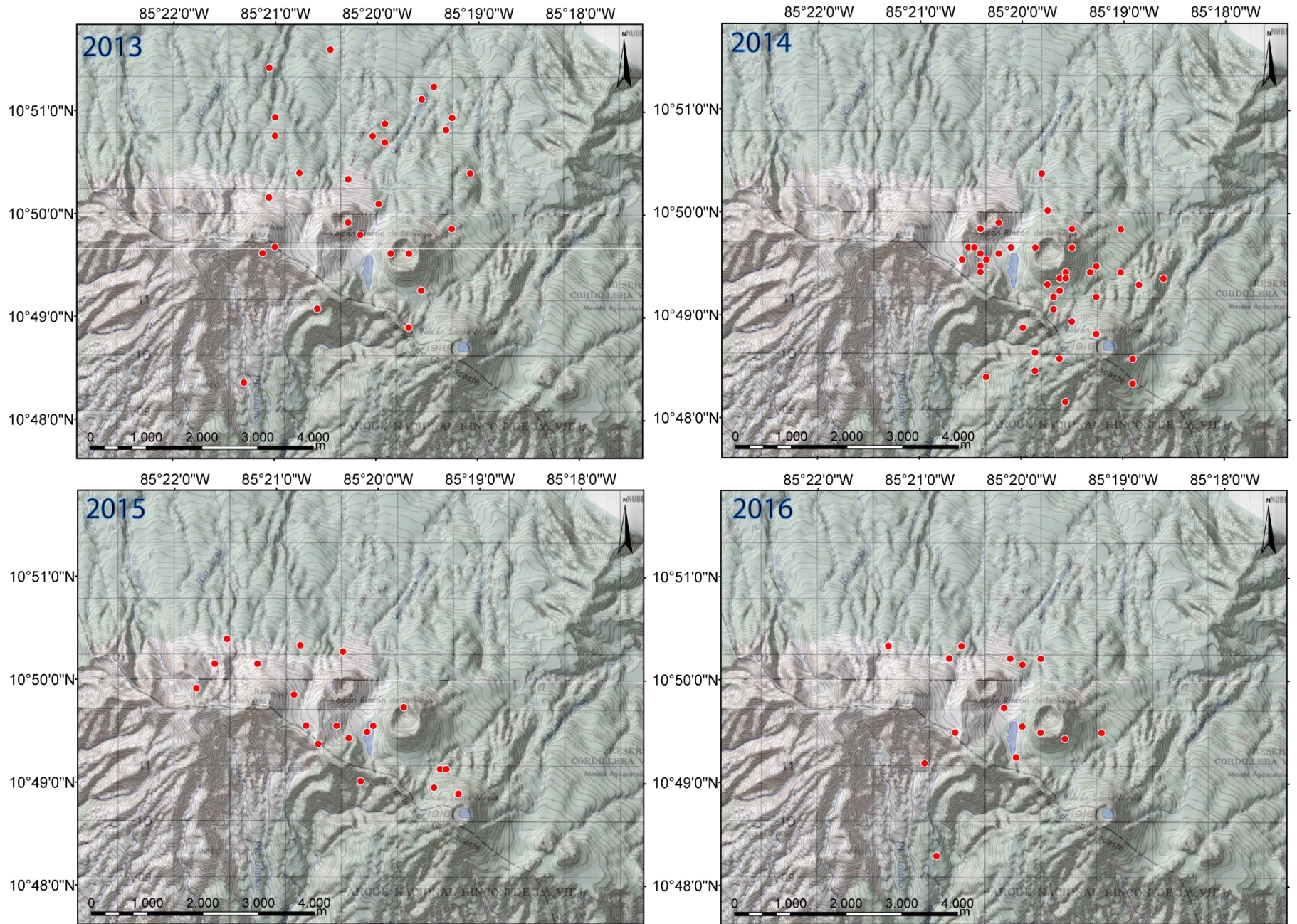


Figura 4.17. Localización epicentral de los eventos volcano-tectónicos del Rincón de la Vieja en el periodo 2013-2016.

En algunos casos, se observa que existe una correlación temporal entre las erupciones (freáticas o freatomagmáticas) y la actividad volcano-tectónica, como por ejemplo en setiembre y octubre del 2014, octubre y noviembre del 2015 y abril del 2016. La figura 4.18 muestra que la sismicidad promedio diaria no supera los 10 eventos diarios, a excepción de unos enjambres volcano-tectónicos en setiembre del 2014.

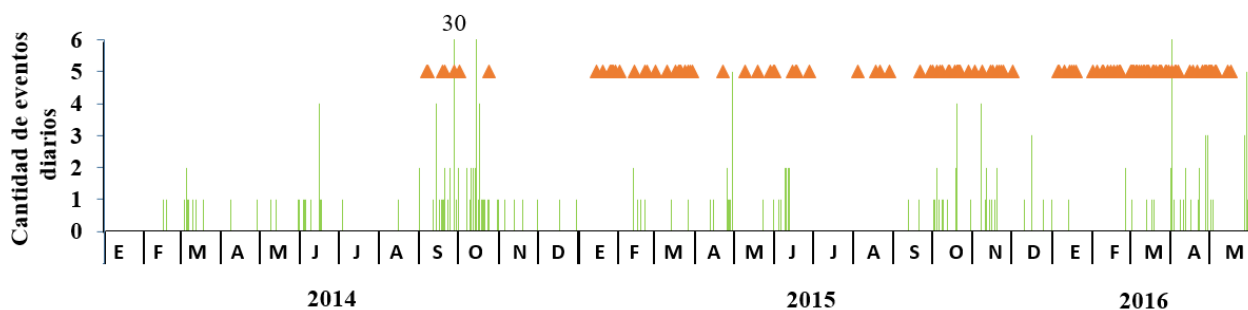


Figura 4.18. Distribución temporal de las señales volcano-tectónicas del volcán Rincón de la Vieja en el periodo 2014 a mayo del 2016 a partir de los registros de la estación sismológica VORI. Los triángulos anaranjados corresponden con la ocurrencia de señales sísmicas asociadas a erupciones freáticas o freatomagmáticas.

En algunos casos, la sismicidad volcano-tectónica es un precursor a corto plazo de erupciones freáticas o freatomagmáticas (horas antes), como, por ejemplo, la erupción del 27 de setiembre del 2014, que es precedida por un enjambre de 31 VT dos horas antes (figura 4.19).

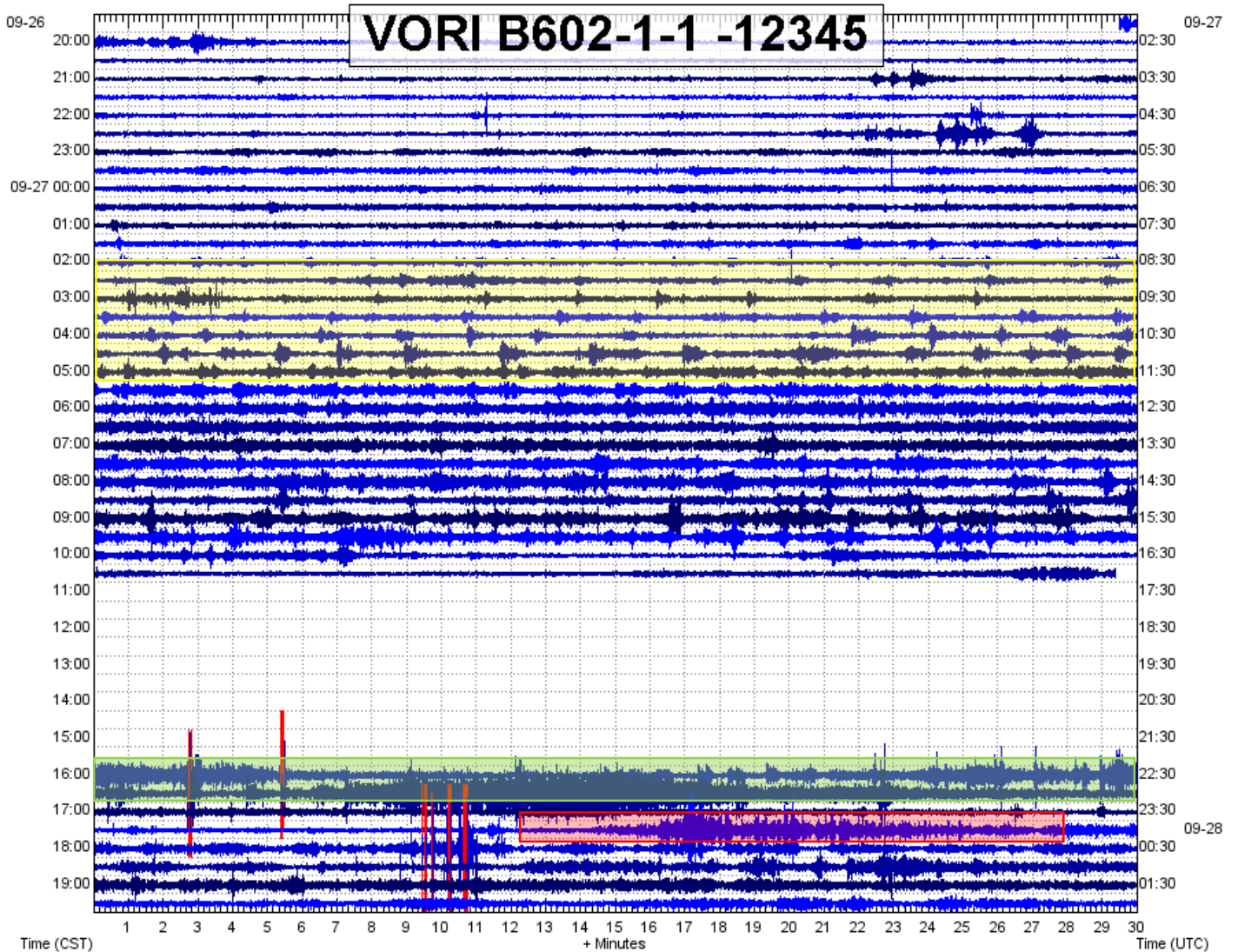


Figura 4.19. Enjambres de señales de tipo “LP” (cuadro amarillo) y “VT” (cuadro verde) previo a una erupción del 27 de setiembre del 2014 (cuadro rojo) del volcán Rincón de la Vieja registrada en la estación sismológica VORI.

4.4 Análisis y evolución de la actividad sismo-volcánica de baja frecuencia

Señales de largo periodo (LP)

Este tipo de señales son las más frecuentes reconocidas en el catálogo de las señales sísmicas para el periodo de análisis. Generalmente su duración es menor a un minuto, y la banda de frecuencias más energética se da principalmente entre 1 y 5 Hz. Se han identificado señales de tipo LP en enjambres antes de eventos eruptivos (figura 4.19), al inicio de una erupción freática o freatomagmática en algunos casos (figura 4.20), y en forma de eventos aislados que se presentan esporádicamente. En total se contabilizan 966

señales de este tipo. El año de mayor ocurrencia de estos eventos corresponde con el 2015, con una distribución relativamente homogénea a lo largo del año (cuadro 4.4).

Cuadro 4.4. Distribución temporal de las señales sísmicas tipo “LP” en el periodo 2012-2016

Año	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Agos.	Sept.	Oct.	Nov.	Dic.	Total
2012	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2013	1	2	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4
2014	0	0	2	9	4	10	1	0	70	145	12	53	306
2015	78	49	59	54	70	57	33	36	30	25	30	5	526
2016	6	9	17	24	9	12	5	8	7	10	3	1	130

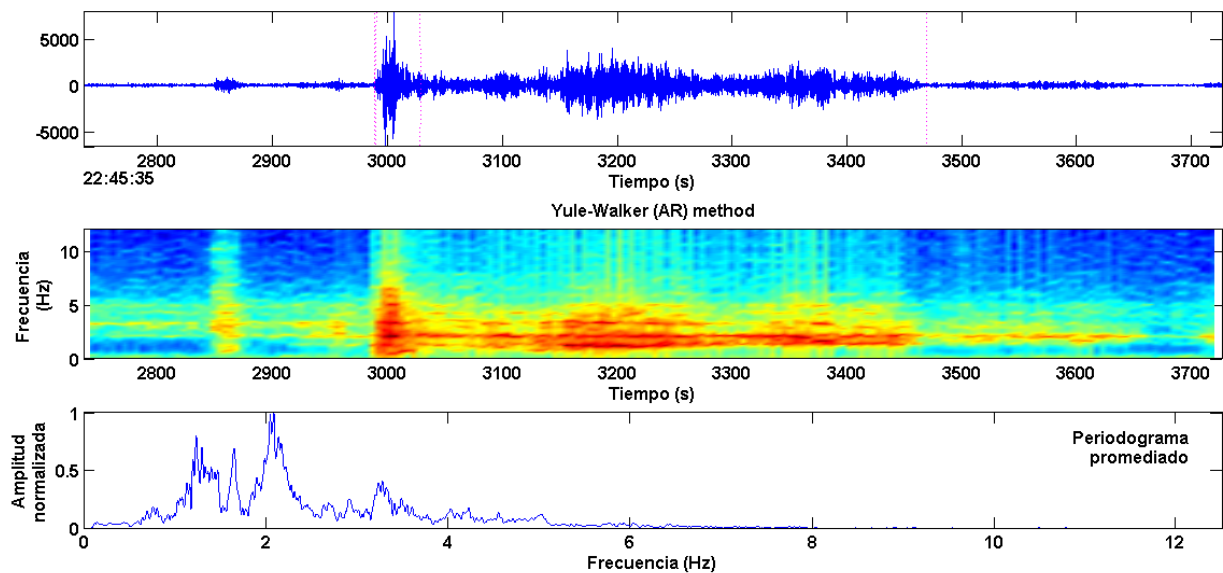


Figura 4.20. Señal tipo LP previo a una señal sísmica asociada a una erupción del 24 de octubre del 2014 (UTC). Superior: Forma de onda. Medio: Espectrograma de frecuencias por el método de Yule-Walker. Inferior: Espectro de frecuencias calculado mediante la Transformada rápida de Fourier.

Algunas de estas señales se registran en 3 o más estaciones y tienen un inicio suficientemente claro, lo que permite su localización epicentral. Sin embargo, no es posible obtener la profundidad por carecer de tiempos de arribo de la onda S para este tipo de señales (figura 4.21).

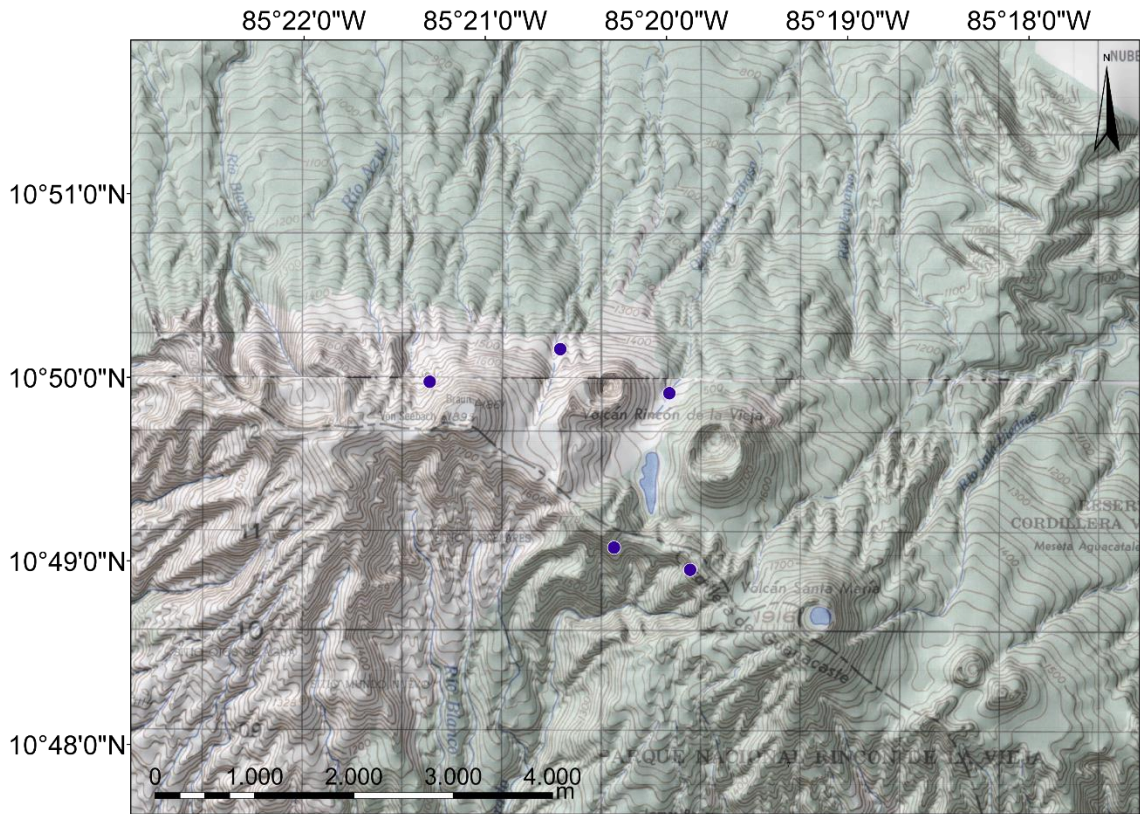


Figura 4.21. Localización epicentral de las señales LP en los alrededores del cráter activo.

Este tipo de señales aparecen prácticamente todo el año a partir de setiembre del 2014. Los valores más altos de la ocurrencia de eventos LP se dan en los meses de setiembre y octubre del 2014, en enjambres diarios, uno de ellos previo a la erupción del 27 de setiembre. También se observa una disminución progresiva de señales de largo periodo diaria desde el 2014 al 2016 (figura 4.22).

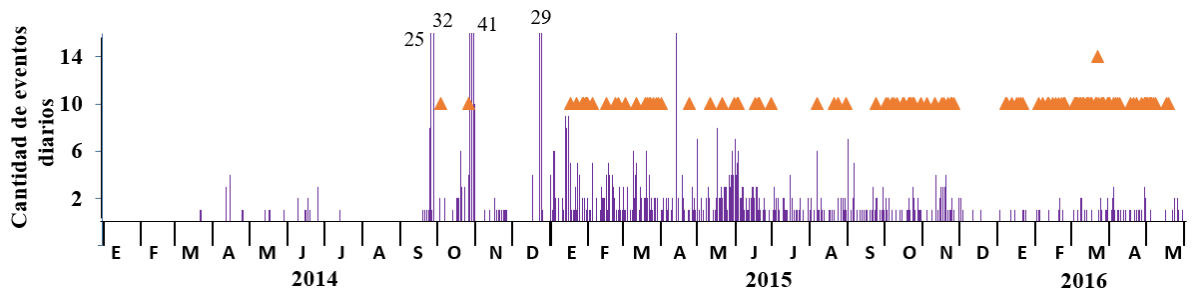


Figura 4.22. Distribución temporal de las señales de eventos de baja frecuencia del volcán Rincón de la Vieja en el periodo 2014 a mayo del 2016 a partir de los registros de la estación sísmológica VORI. Los triángulos anaranjados corresponden con la ocurrencia de señales sísmicas asociadas a erupciones freáticas o freatomagmáticas.

Señales tipo tornillo

Las señales de largo periodo de tipo “tornillo” son comunes en el catálogo sísmológico del Rincón de la Vieja (2014 al mayo del 2016), con la mayor cantidad de estos eventos en el año 2015. Se omite el análisis de señales que son muy ruidosas y pequeñas para el procesamiento de estas. Para este tipo de señales se realiza un cálculo de energía sísmica y la determinación de las frecuencias complejas a partir un método autorregresivo tipo Sompi. Finalmente, se asocian los posibles fluidos que rellenan las cavidades a partir del diagrama de contornos de Kumagai & Chouet (2000), asumiendo un modelo de grieta (“*crack model*”) en donde se generan procesos de resonancia entre las paredes de la cavidad y los fluidos.

El año 2015 se registró la mayor cantidad de eventos tipo tornillo, principalmente en los meses de junio - agosto. Este tipo de señal se identifica esporádicamente, durante todo el periodo de estudio. En general, la mayor ocurrencia de eventos de este tipo precede meses antes a una actividad eruptiva tipo freática o freatomagmática (figura 4.23 y cuadro 4.5).

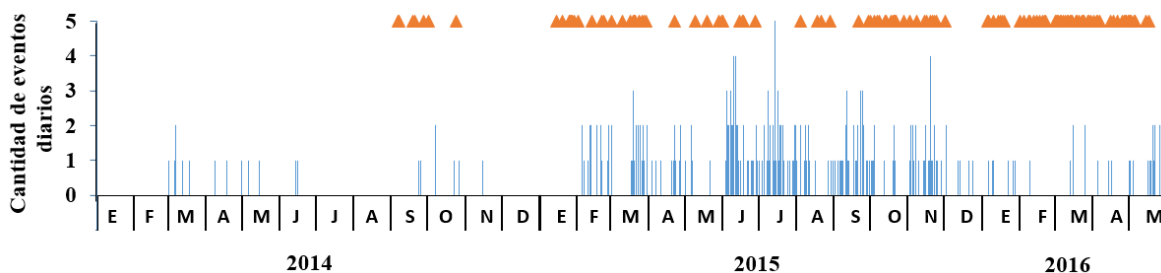


Figura 4.23. Distribución temporal de las señales tipo tornillo del volcán Rincón de la Vieja en el periodo 2014 a mayo del 2016 a partir de los registros de la estación sísmológica VORI. Los triángulos anaranjados corresponden con la ocurrencia de señales sísmicas asociadas a erupciones freáticas o freatomagmáticas.

Cuadro 4.5. Cantidad de eventos tipo tornillo en el periodo setiembre del 2012 a mayo del 2016

Año	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Agos.	Sept.	Oct.	Nov.	Dic.	Total
2012	-	-	-	-	-	-	-	-	0	0	0	0	0
2013	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2014	0	0	6	3	2	2	0	0	2	4	1	0	20
2015	0	16	20	11	5	39	39	14	30	10	26	6	216
2016	5	1	5	3	22	-	-	-	-	-	-	-	36

Análisis autorregresivo de señales tipo tornillo

Se analizaron 151 señales de un total de 272. El rango característico de la frecuencia dominante de la componente armónica en la coda de estos eventos varía entre los 3,44 Hz y 10,86 Hz. La duración, por otra parte, varía entre los 15 y 240 segundos.

Con el fin de estimar las propiedades acústicas de una fuente que contiene fluidos magmáticos o hidrotermales a partir de los eventos tipo tornillo, se asume que la estructura donde se genera la resonancia es una grieta o cavidad. A partir del diagrama de contornos de Kumagai & Chouet (2000) con los valores de Q_r y de la frecuencia adimensional (ν) se asocian los eventos tornillos a los fluidos hidrotermales y magmáticos.

Además, se estima un aproximado de la longitud de la cavidad obtenido a partir de la frecuencia adimensional (ν) en el diagrama de contornos de Kumagai & Chouet, 2000. Estadísticamente, el valor promedio de esta dimensión es de 100 m.

Se identificó temporalmente los principales cambios del factor de Q y de las frecuencias. Estas se muestran mediante cuadros punteados en la figura 4.24, que incluye además la longitud de la grieta, el fluido asociado que asciende por la cavidad y la energía sísmica de cada evento tipo tornillo. Los cuadros continuos de color anaranjado corresponden con lo que se propone como un colapso de la grieta en mayo y octubre del 2015.

Se observó dos patrones en los cuales se presentan variaciones significativas, el primero, en donde la frecuencia disminuye y el factor de Q se incrementa temporalmente (junio a noviembre del 2015) y el segundo, en el que la frecuencia se incrementa y el factor de Q disminuye (marzo a abril del 2016). De junio hasta mediados de noviembre, se observó cuatro pulsos en los que disminuye la frecuencia e incrementa el factor de Q y de forma grosera, la energía sísmica de las señales (cuadro negro en la figura 4.24). Los fluidos asociados predominantes corresponden con “ceniza + gas”, y en menor proporción los fluidos hidrotermales.

El patrón inverso se reconoce en marzo - abril de 2016 resaltado con el cuadro azul en la figura 4.24. Los valores de Q se asocian tanto a fluidos de tipo “ceniza + gas” como a fluidos hidrotermales.

Los valores más bajos de la longitud de la grieta se distinguen a finales de mayo y e inicios de octubre del 2015. Ambos decrecimientos en la longitud se interpretan como un posible colapso de la grieta, luego del paso de fluidos hidrotermales y magmáticos. De junio a inicios de agosto y en noviembre, la tendencia general de la longitud de la grieta es de crecimiento; concordantemente, en este periodo hay una alta ocurrencia de eventos tipo tornillo, predominantemente de composición “ceniza + gas”, lo que explicaría la expansión de la grieta.

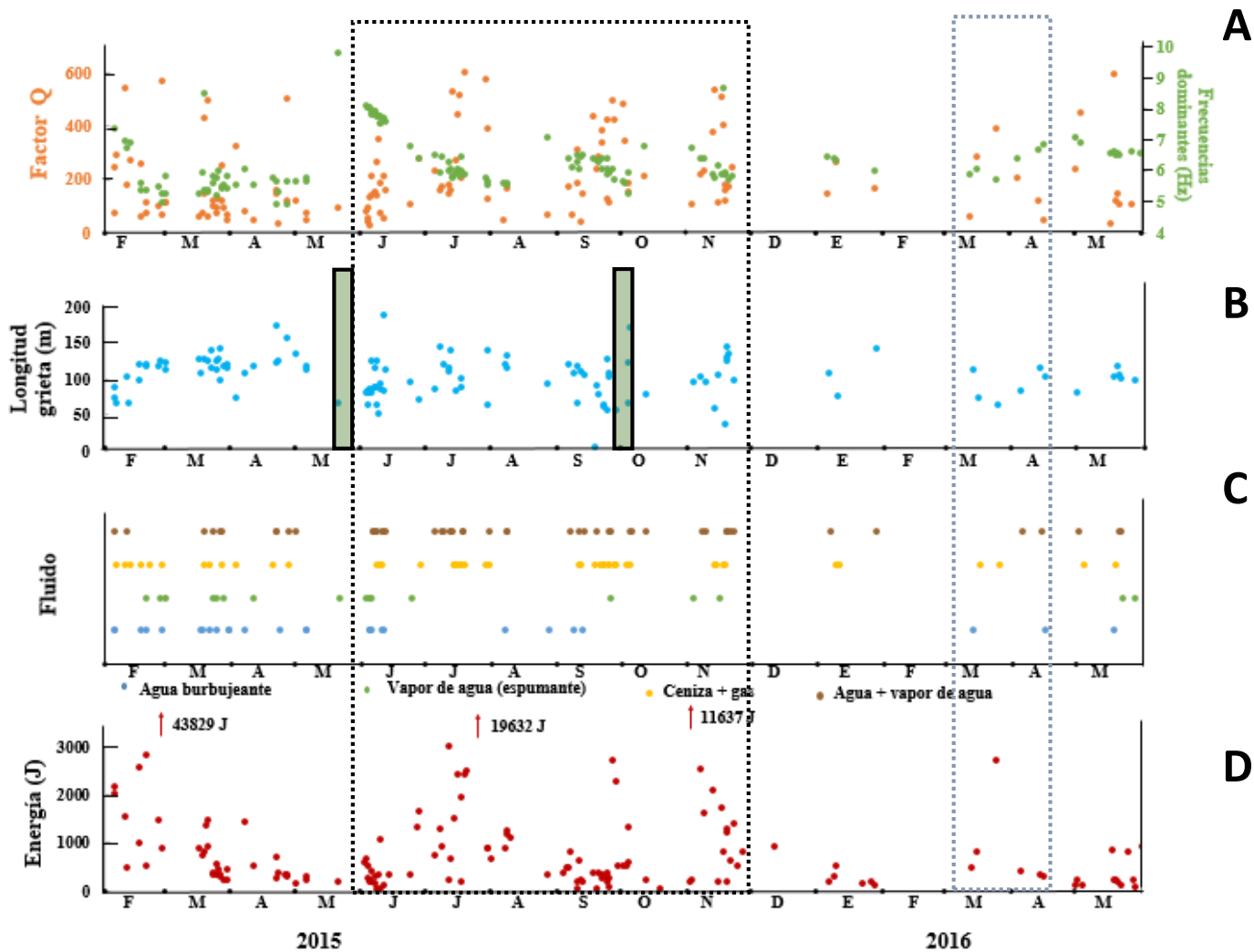


Figura 4.24. Distribución temporal de las frecuencias dominantes (verde) y del factor de Q (anaranjado) (A), longitud de la grieta (B), posible tipo de fluido que asciende por la grieta (C) y energía sísmica discreta de las señales tipo tornillo (D) del volcán Rincón de la Vieja en el periodo 2015 a 2016 con los registros sísmológicos de la estación VORI.

A partir de un cálculo de la energía sísmica de los tornillos se determina que los eventos más energéticos se dan en febrero, julio, noviembre y setiembre del 2015, respectivamente (cuadro 4.6). Como se observa en la figura 4.24, los picos de energía más altos generan valores de Q mayores a 500, asociados al ascenso de ceniza y gas por la grieta. Los rangos promedio de la energía sísmica de los tornillos varían entre 100 – 1000 J (figura 4.25).

Cuadro 4.6. Detalle de señales tipo tornillo más energéticas

Evento	Energía (J)	Factor Q	f (Hz)	Fluido <i>asociado</i>	Duración (s)
27 de febrero del 2015	43829	570,1	4,941	Ceniza y gas	72
29 de julio del 2015	11637	575,7	5,732		140
14 de noviembre del 2015	19362	537,4	5,753		127

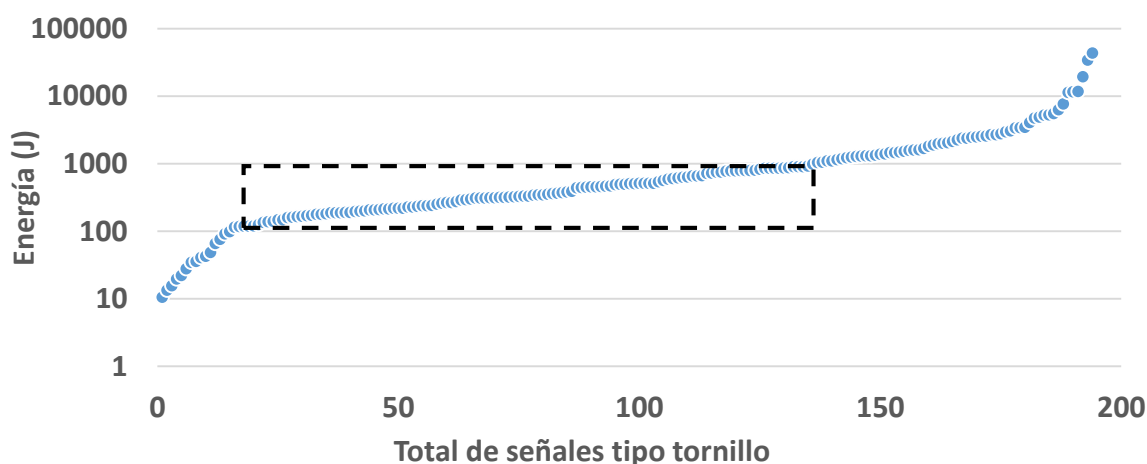


Figura 4.25. Distribución de la energía de las señales tipo tornillo. El rango más frecuente de la energía de los tornillos se muestra en el cuadro punteado.

Señales sísmicas asociadas a erupciones volcánicas (2012-2016)

Solo pocas señales sísmicas se corroboraron por observación visual, por motivos de que las condiciones climáticas no eran favorables en la mayor parte del año, el difícil acceso al cráter y que posiblemente muchas de ellas no se manifiestan fuera del cráter activo; sin embargo, por la similitud a las señales sísmicas corroboradas es que se asocian estas como posibles erupciones.

El conteo diario de las señales asociadas con erupciones se realizó a partir de los datos de las estaciones sismológicas BUAI (de setiembre del 2012 a marzo del 2014) y VORI (de marzo del 2014 a junio del 2016), siendo la última, la estación más cercana al cráter y la cual ha registrado mayor cantidad de señales sismo-volcánicas. El cálculo de energía sísmica para este tipo de señales se realiza únicamente con la estación (VORI) para el periodo de marzo del 2014 a mayo del 2016 por ser la más cercana al cráter.

Para el periodo de análisis se reconocieron 390 señales sísmicas que estarían asociadas con erupciones volcánicas. El desglose por año se muestra en el cuadro 4.7. La duración de estos eventos es variable, desde los 20 segundos hasta los 20 minutos en algunos casos. La banda de frecuencias osciló entre 1 y 16 Hz, pero generalmente las frecuencias eran dominantes entre 1 y 6 Hz. Para este periodo, estas señales se asocian a erupciones que generan emanación de gases magmáticos e hidrotermales, sedimentos de múltiples tamaños del fondo del lago y una componente líquida que puede alcanzar varios cientos de metros. Estos eventos son generalmente poco violentos y su alcance en altura es variable. La mayor parte de los sedimentos son depositados en el borde norte del cráter activo, sin embargo, en algunas ocasiones parte de los depósitos finos se depositan en el sector sur del macizo favorecido por el viento y la direccionalidad de las erupciones.

Cuadro 4.7. Distribución temporal de las señales sísmicas asociadas a erupciones volcánicas en el periodo 2012-2016

Año	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Agos.	Sept.	Oct.	Nov.	Dic.	Total
2012											3		3
2013					2	6					1		9
2014									6	2		1	9
2015	12	4	10	1	4	5		4	2	43	10	1	96
2016	7	16	220	14	8								268
Total	19	20	230	15	14	11	0	4	8	45	14	2	

El año con mayor ocurrencia de señales asociadas a erupciones volcánicas fue el 2016, sin embargo, los eventos discretos más energéticos se dan en febrero y octubre del 2015 (cuadro 4.7; figuras 4.26 y 4.27).

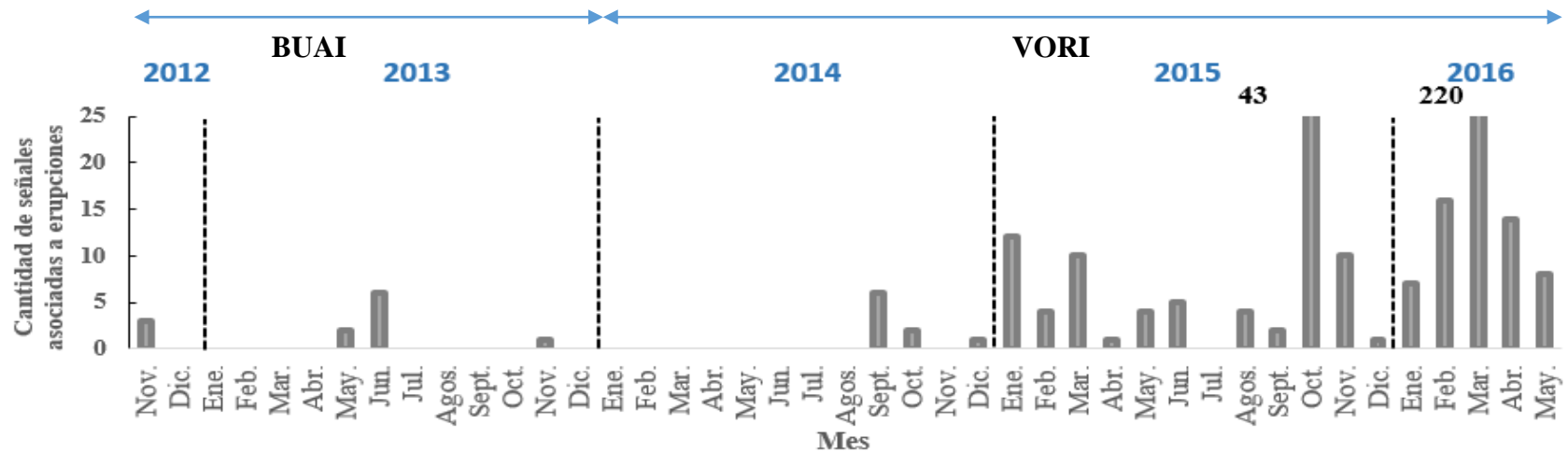


Figura 4.26. Cantidad de señales sísmicas asociadas a erupciones del volcán Rincón de la Vieja en el periodo 2012 a mayo del 2016 con los registros sísmológicos de las estaciones BUAI y VORI.

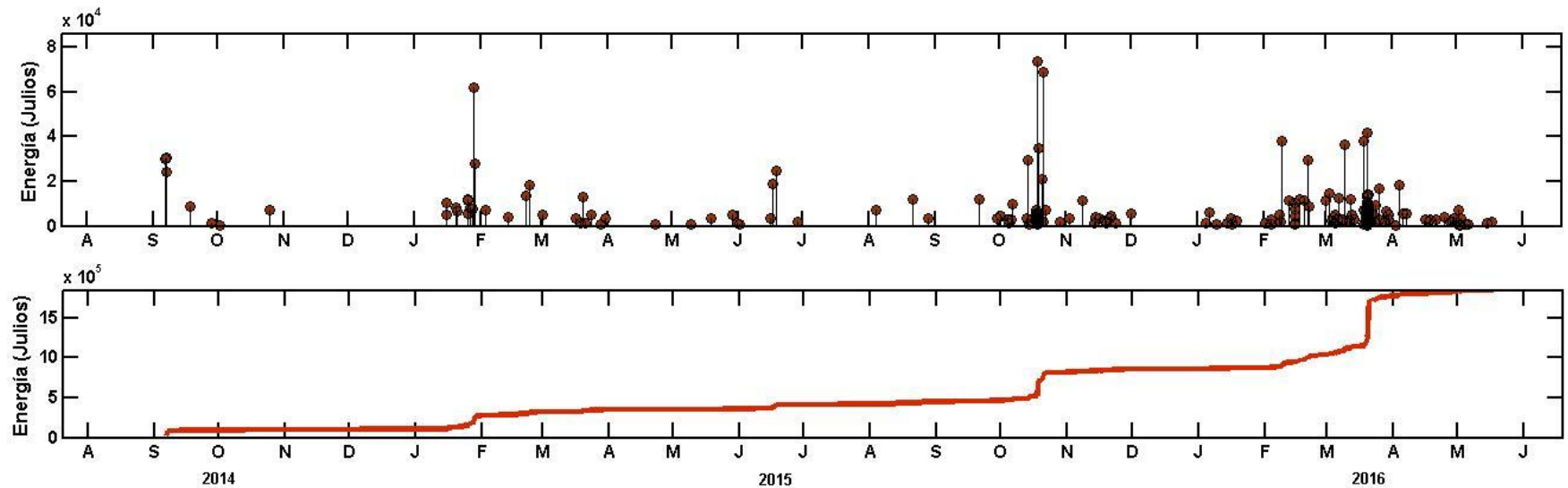


Figura 4.27. Superior: Energía sísmica. Inferior: Energía sísmica acumulada. Periodo de análisis 2014-mayo del 2016 con datos de la estación sísmológica VORI.

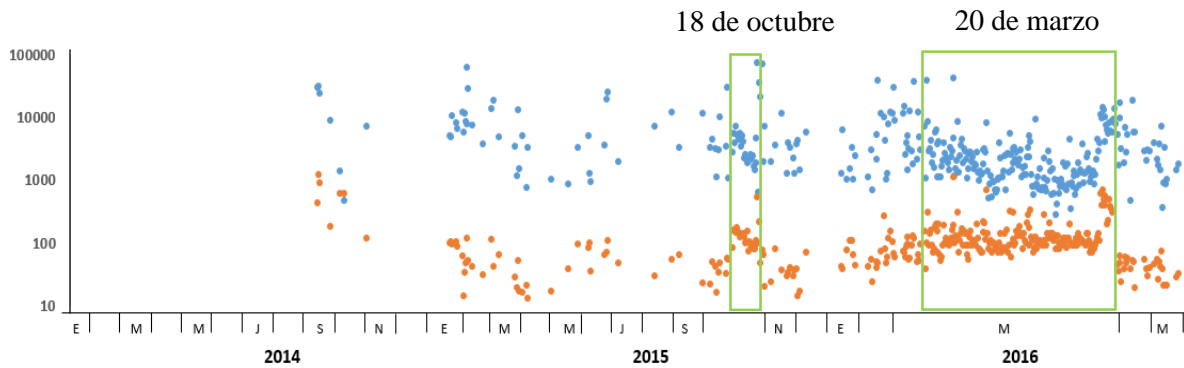


Figura 4.28. Duración en segundos (puntos anaranjados) y energía sísmica estimada (puntos azules) de las señales sísmicas asociadas con erupciones freáticas o freatomagmáticas registradas en la estación sismológica de VORI entre el 2014 y mayo del 2016. Los rectángulos verdes indican los enjambres eruptivos respectivos.

Enjambres eruptivos del periodo 2015-2016

Una actividad particular reconocida en el Rincón de la Vieja fue la ocurrencia de pequeños pulsos eruptivos, muy consecutivos y en un corto tiempo (entre uno y dos días), en este trabajo se le reconoce como enjambres eruptivos. Estos se indican en la figura 4.28 con los rectángulos verdes.

Erupciones 18 de octubre del 2015

Dos semanas antes del inicio del enjambre eruptivo de octubre del 2015, se incrementa la energía y la duración de las erupciones. Durante ese enjambre la energía y duración comienza a descender hasta que poco antes de culminar el enjambre se dan los eventos de mayor energía (figura 4.28).

Erupciones del 20 de marzo del 2016

La energía y duración de las erupciones del día 20 de marzo tienden a ser muy estables hasta que culmina con eventos de mayor energía. Los siguientes meses, la energía de las siguientes erupciones disminuye paulatinamente (figura 4.28).

4.5 Discusión

En el catálogo sísmico del Rincón de la Vieja para el periodo 2012 al 2016 se reconocen 4 tipos de señales sismo-volcánicas: volcano-tectónicas, largo periodo (dentro de estas, las señales tipo tornillo), tremor y erupciones (freáticas o freatomagmáticas).

La mayor ocurrencia de eventos volcano-tectónicos se da en 2009, 2011 y 2014. Se identificó una somerización general de los eventos volcano-tectónicos del 2009 al 2016, los cuáles se asocian a procesos de migración de fluidos magmáticos. Los enjambres sísmicos del 2009 y 2010 se interpretan como una sismicidad distal de fallas al sur del cráter activo, que posiblemente se activaron por el ascenso de fluidos y gases magmáticos. Se observó una correspondencia temporal entre la actividad eruptiva y las señales de alta frecuencia; esto se interpretó como los procesos de ruptura que se acompañan por el ascenso de fluidos y volátiles magmáticos o hidrotermales que aumentan la presión y disparan las erupciones freáticas y freatomagmáticas. Únicamente se reconoce un enjambre de eventos volcano-tectónicos una hora antes de la erupción, por lo que se considera en este caso, la señal sísmica de alta frecuencia como un precursor a corto plazo.

Los eventos de largo periodo (LP) han sido las señales discretas más comunes en el catálogo sismológico en una variedad de formas de expresión. Solo se reconoció un claro precursor a corto plazo durante la erupción del 2014, en donde un enjambre de señales de largo periodo se registró horas antes la erupción. En algunos casos, se observó una señal LP minutos antes de la erupción, la cual es fue precedida por tremor. Esto se interpreta como una posible interacción entre fluidos con el sistema hidrotermal (LP) que genera un desequilibrio en el sistema (sistema hidrotermal-conducto-lago cráterico) que desencadena una erupción. Además, se observó que cuando hay una disminución de los eventos LP, hay un incremento de las señales tipo tornillo.

Los eventos tipo tornillo se consideran como precursores de mediano plazo (meses antes) de las erupciones en el volcán Rincón de la Vieja. Las diferencias en las frecuencias y los valores de Q de estas señales en el periodo 2015 a mayo del 2016 son identificados. Estas divergencias se han asociado en otros volcanes a cambios en la composición del fluido dentro del sistema de bombeo, en la geometría de la grieta y en la actividad eruptiva, con sus variaciones en el rango de las frecuencias dominantes y la energía sísmica (Kumagai *et al.* 2002). En el año 2015 se reconocieron cuatro pulsos de transición de los fluidos hidrotermales a magmáticos que rellenaron cavidades y que se ve reflejado en la disminución paulatina de la frecuencia y el incremento respectivo del valor de Q . Estos pulsos se dan en junio, de julio a agosto, de setiembre a octubre y en noviembre. En los periodos de marzo a abril del 2016, los fluidos que rellenan las cavidades son principalmente hidrotermales (agua burbujeante, vapor de agua (espumante), agua+vapor de agua), manifestado mediante el aumento de las frecuencias y el descenso del factor de Q .

La señal sísmica tipo tremor se manifiesta previo, durante y posterior a periodos eruptivos, con sus variaciones en el rango de las frecuencias dominantes y la energía sísmica.

El aumento en la amplitud del tremor espasmódico principalmente en la banda de frecuencias de 2,0-5,0 Hz es un claro precursor a corto plazo (días a horas) de los eventos eruptivos de mayor energía. El tremor espasmódico y armónico se registró durante los siguientes periodos eruptivos: en setiembre del 2014 (2,0-3,5 Hz), enero-marzo de 2015 (2,0-5,0 Hz), agosto-noviembre del 2015 (2,0-2,2 Hz) y de enero a mayo del 2016 (2,0-2,2 Hz). El comportamiento del tremor posterior al evento eruptivo es variable, y se han reconocido casos en donde el tremor incrementa su amplitud en la banda de frecuencias de 2,0 a 5,0 Hz luego de la erupción, tal es el caso de la erupción del 22 de febrero del 2016 a las 14:04 UTC. También se dan casos en donde un tremor armónico en 2,2 Hz se registra posterior a una señal sísmica asociado a una erupción y que además era precedido por un tremor de 2,0-5,0 Hz (29 de marzo del 2016 a las 3:09 UTC). Además, se observó tremor volcánico (frecuencia dominante de 2,0-3,5 Hz) posterior a los enjambres de eventos volcano-tectónicos de febrero-marzo y abril-junio del 2014. Este comportamiento se asocia con la ruptura y el ascenso de los fluidos hidrotermales o magmáticos con una fuente de excitación continua en las cavidades o conductos del volcán.

La señal sísmica asociada a las erupciones ha presentado distintos patrones de comportamiento como el ser precedida minutos antes (≤ 3 minutos) por una señal tipo "LP". Por ejemplo, la erupción freática del 24 de octubre del 2014 (figura 4.20). De igual forma, son precedidas en horas y días por señales de tipo tremor. Estas varían en rango de frecuencias, duración y continuidad. Por ejemplo, la erupción del 24 de octubre del 2014. En algunas ocasiones, estas señales son precedidas alta de las señales tipo tornillos. Esta etapa se considera como la das por enjambres volcano-tectónicos o de señales de "LP" (generalmente el mismo día). Ej. Erupción freática del 27 de septiembre del 2014.

Análisis espacio-temporal de las señales sismo volcánicas para el periodo 2014 a mayo del 2016

A continuación, se realiza una integración de las señales anteriormente analizadas temporalmente y descritas para los años 2014, 2015 y 2016. Esta distribución se presenta en las figuras 4.29 y 4.30 y se resume en el cuadro 4.8.

En el año 2014, además de la somerización de los sismos volcano-tectónicos entre los 0 y 2 km de profundidad (en comparación al periodo 2009-2013), se registró la mayor cantidad de eventos de tipo LP y VT en setiembre y octubre; esto se interpretó como el ascenso de un cuerpo magmático que en comparación con el 2011, se encuentra más cercano al sistema hidrotermal y marca el inicio de las erupciones más energéticas y frecuentes en el presente periodo eruptivo. La actividad durante el año se caracterizó por:

- 1- Procesos de movilización de fluidos posiblemente hidrotermales o magmáticos se dieron de febrero a junio, (inferido por la presencia de señales tipo VT, tornillos y un tremor de 2,0 a 2,5 Hz) que inducen presión en las fracturas y generan rupturas. La amplitud del tremor se incrementa en abril y junio.
- 2- Durante el periodo eruptivo de setiembre-octubre, también se dan procesos de ruptura y movilización de fluidos; esto se concluye a partir de la ocurrencia de eventos volcano-tectónicos, tornillos y un tremor de 2,0 a 3,5 Hz en setiembre. Un incremento de los eventos volcano-tectónicos y los LP se dan posterior a las erupciones freáticas más energéticas de este año. La energía sísmica en el mes de setiembre es la más alta en el 2014.

El año 2015 corresponde al de mayor actividad volcánica y de energía sísmica eruptiva en el periodo de estudio:

- 1- Etapa eruptiva de enero a marzo del 2015: Es la segunda más energética de todo el año y fue precedida por eventos LP y por un tremor de 2,0 a 4,0 Hz en diciembre del 2014; este mismo rango de frecuencias del tremor continua durante todo el periodo, pero de menor amplitud en comparación con diciembre del 2014. En enero se da la mayor cantidad y energía de las erupciones. En febrero, marzo y abril, hay procesos de ruptura (VT), erupciones freáticas y de inyección de fluidos magmáticos e hidrotermales (señales tipo tornillo). Previo a la aparición de tornillos en febrero, se dio la ocurrencia de señales LP en enero. Las señales tipo tornillo mantienen valores de frecuencias dominantes en la coda de la señal entre 5,0 y 6,0 Hz; los posibles fluidos asociados que pasan por las grietas son tanto magmáticos (ceniza + gas) como hidrotermales.
- 2- Entre mayo y principios de agosto se observó una disminución de la actividad eruptiva en Rincón de la Vieja. No se observa tremor en este periodo, sin embargo, predominaron los eventos de tipo LP y tornillos. A partir de estas señales, se sugiere una transición del fluido que rellena las fracturas de hidrotermales a magmáticos en dos pulsos y son los precursores de los eventos más energéticos desde el 2014 a mayo 2016.
- 3- Esta etapa (agosto a noviembre) corresponde a la más energética del periodo, donde predominan procesos de ruptura y continúa la inyección de fluidos hidrotermales con transición a fluidos magmáticos previo (junio a agosto) y durante (setiembre-octubre y noviembre) la actividad eruptiva de este año. Previo a las erupciones más energéticas (agosto a inicios de octubre), el tremor incrementa la amplitud de la banda de frecuencias entre los 2,0 y 3,0 Hz. Durante el resto del periodo predomina el tremor en 2,0 a 2,5 Hz, y los eventos volcano-tectónicos.

El 2016 se caracteriza por la continuación de erupciones freáticas y freatomagmáticas, con mayor frecuencia que en los años anteriores, principalmente en

marzo. Luego de las erupciones más energéticas, se dan eventos volcánico-tectónicos. Los tornillos indican que los fluidos que rellenan las fracturas son principalmente de composición hidrotermal.

En general, se observan procesos de somerización y migración de fluidos magmáticos e hidrotermales, que marcan un inicio desde el 2009 y una intensificación en el 2011 y 2014. Estos cambios también se reflejan en la composición química del lago, y un enriquecimiento en especies químicas provenientes del magma y de la roca, que dieron indicios de una mayor interacción entre gas magmático, agua, y roca desde el 2010 al 2015, según el OVSICORI (2015). Temporalmente, se observó que los pulsos de migración de fluidos y rupturas son más frecuentes entre sí, al igual que las erupciones. El análisis realizado a partir de los eventos tipo tornillo refleja pulsos de ascenso de fluidos magmáticos, previo a etapas eruptivas energéticas.

Los cambios en la composición de los fluidos hacia componentes más magmáticos (ceniza y gas) genera una presión en la grieta que incrementa paulatinamente el tamaño de estas. Una vez disminuido el ascenso de este tipo de fluidos, hay un colapso de la grieta (disminución de la longitud de la grieta); estos procesos de colapso y crecimiento de la grieta se identificaron para el periodo de 2015.

También, se interpreta que posiblemente al final del 2015, el volcán se encuentra en la transición de episodios freáticos a freatomagmáticos, que van incrementando en energía, ocurrencia y un menor espaciado entre los periodos eruptivos, esto concuerda con el porcentaje de material juvenil (vidrio volcánico sano y olivinos) que se encontró en los sedimentos de los lahares en el flanco norte de volcán como producto de las erupciones del 2016 (G. Avard, com. pers., 2017).

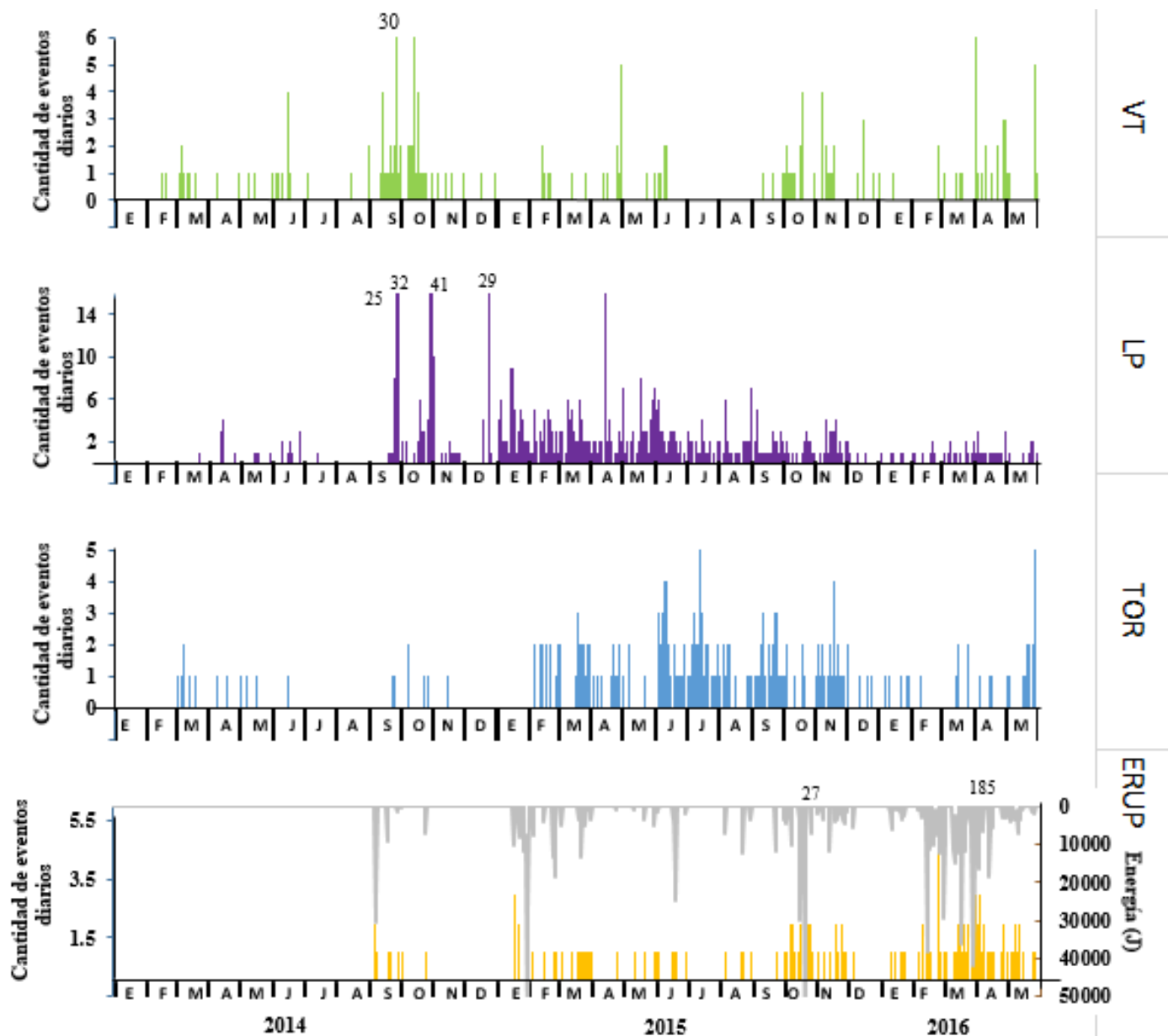


Figura 4.29. Distribución temporal de las señales volcano-tectónicas (VT) (verde), largo periodo (LP) (morado), tornillo (TOR) (azul), erupciones (ERUP) (anaranjado) y la energía sísmica de las erupciones (gris) del volcán Rincón de la Vieja en el periodo 2014 a mayo del 2016 registradas con la estación sismológica VORI.

Cuadro 4.8. Resumen del comportamiento sísmológico para los periodos eruptivos del 2014 al 2016

Año	Periodo eruptivo	Características generales	Mes	Tremor (Hz)	VT	TOR	RSEM
2014	Setiembre- Octubre	Eventos VT antes y durante el periodo eruptivo. Tremor en marzo y en julio-agosto.	Febrero		x	-	
			Marzo	2,0-3,5	x	-	
			Abril-Junio		x	x	
			Julio-Agosto	2,0-3,5	-	-	
			Setiembre		x	-	Más alto del periodo eruptivo
Año	Periodo eruptivo	Características generales	Mes	Tremor	VT	TOR	RSEM
2015	Enero- Marzo	Tremor de 2,0-4,0 Hz. Precursor: tremor de 2,0-4,0 Hz, un mes antes (diciembre).	Enero		-	-	Más alto del periodo eruptivo
			Febrero	2,0-4,0	x	x	
			Marzo		-	x	
	Abril- Junio	No hay tremor. Precursor: Eventos TOR desde marzo a mayo.	Abril		x	x	
			Mayo	-	-	-	
			Junio		x	x	
			Agos.		-	x	
	Agos.- Nov.	Tremor de 2,0-3,0 Hz. Precursor: Eventos TOR desde junio – agosto.	Set.	2,0-3,0	-	x	Más alto del periodo eruptivo
			Oct.		x	x	
			Nov.		x	x	
Dic.			2,0-2,5	x	-		
Año	Periodo eruptivo	Características generales	Mes	Tremor	VT	TOR	RSEM
2016	Enero- Mayo	Tremor desde octubre del 2015 hasta mayo del 2016. Frecuencia dominante 2,0-2,2 Hz.	Enero	2,0-2,2	-	x	
			Febrero	2,0-4,5	-	-	Más alto del periodo eruptivo
			Marzo	2,0-4,5	-	-	Más alto del periodo eruptivo
			Abril	2,0-2,2	x	x	
			Mayo	2,0-2,2	x	-	

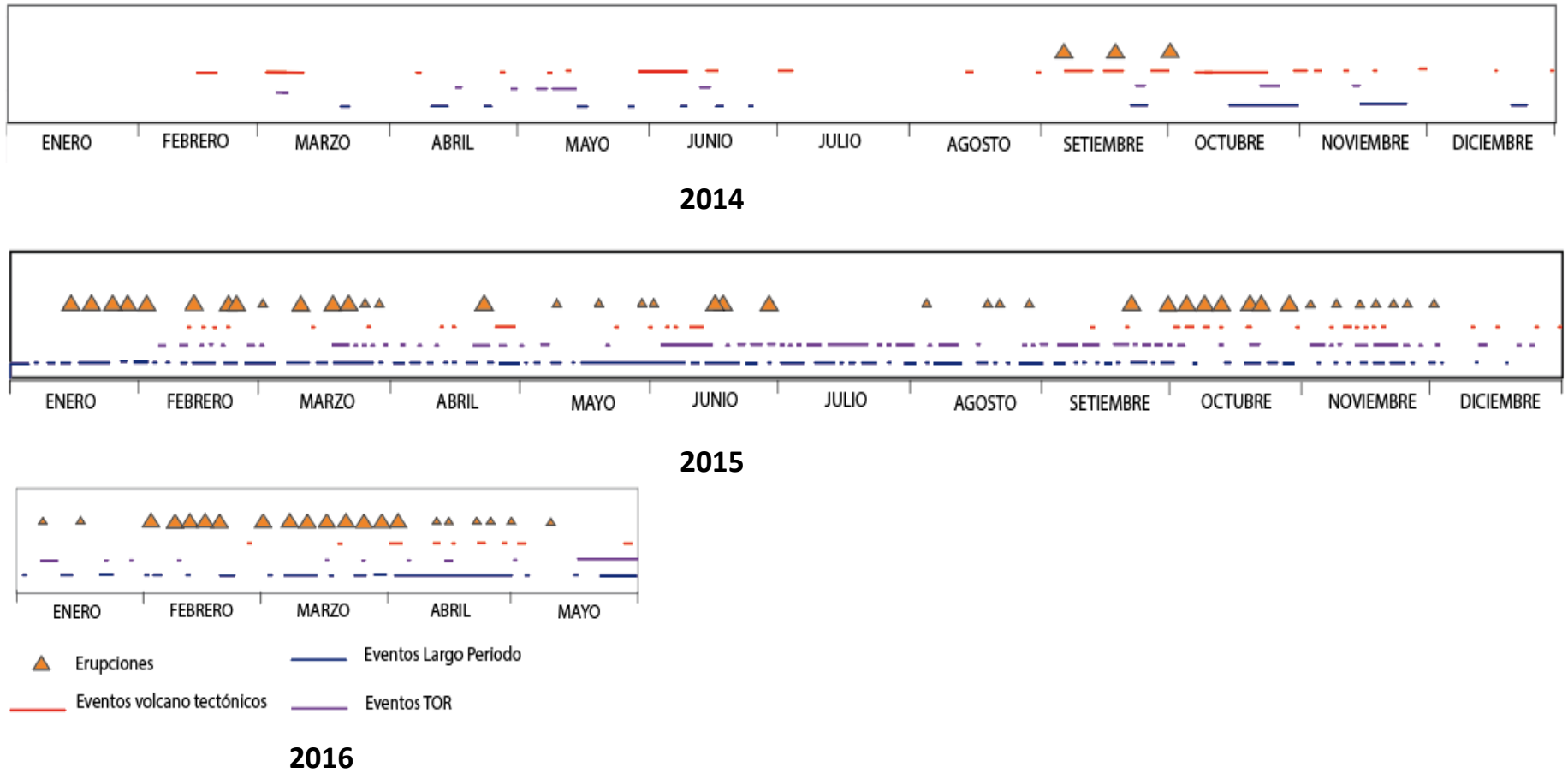


Figura 4.30. Distribución espacio temporal de las distintas señales sismo-volcánicas analizadas para los periodos 2014 a 2016. Los cuadros negros corresponden a los procesos eruptivos descritos en el texto.

V. DISCUSIÓN GENERAL

Este apartado tiene la finalidad de discutir la integración de los datos a partir de los capítulos de *tectónica del flanco meridional del volcán Rincón de la Vieja* (II), *de la medición difusa de gases con detectores de CO₂* (III) y *el análisis de la actividad sismo-volcánica* (IV), con el fin de comprender la interacción entre estructuras tectónicas y procesos volcánicos, mediante evidencias sismológicas, tectónicas y geoquímicas y así comprender la situación eruptiva del volcán Rincón de la Vieja.

5.1 ¿Cámara magmática en el flanco Pacífico o Caribe del Rincón de la Vieja?

La distribución de los eventos volcano-tectónicos a determinada profundidad son indicativos de los procesos relacionados con la dinámica de una o varias cámaras magmáticas a distintos niveles. Ejemplos de esos procesos se han observado en: la reactivación del volcán Teide, España, en el 2004 (Almendros *et al.*, 2007), en el Complejo Volcánico Laguna del Maule (2011-2014) en Chile, relacionados con la dinámica de una cámara magmática, que genera una migración de esfuerzos (Cardona *et al.*, 2015), y en la península de Izu, Japón, donde los enjambres sísmicos se asociaron a los procesos de intrusión magma y fluidos en diques (Ukawa & Tsukahara, 1996), entre muchos casos más.

Dos posibles modelos del sistema volcánico del Rincón de la Vieja fueron propuestos por Molina (2000), en donde define una cámara magmática en enfriamiento bajo la caldera de San Vicente y en la cual la parte superior de la cámara se ubica a unos 4 km de profundidad con respecto al nivel del mar. El otro modelo asume que la actividad hidrotermal se relaciona a una fuente de calor bajo el volcán Rincón de la Vieja a una profundidad de unos 5 km.

Linkimer *et al.* (2010) concluyen que en el antearco y el arco volcánico (mediante evidencias de Vp/Vs, el registro de magmatismo voluminoso silicio, las velocidades sísmicas de las ondas y el espesor de la corteza) han sido profundamente modificados por el emplazamiento de fundidos silícios. De igual forma, Lücke (2012) mediante un estudio de gravimetría en América Central, indica que la parte nor-occidental de Costa Rica, en las regiones del arco y antearco, muestran estar engrosadas por procesos magmáticos.

Luego de 14 años de inactividad del volcán Rincón de la Vieja (desde 1998 al 2011), se interpreta que la presión inicial por el ascenso del magma genera actividad a lo largo del conducto en los años 2009 y 2010 e induce una presión en el flanco pacífico activando dos fallas con rumbo NE, que se ubican 4 km al sur del cráter. En el 2011, siguen los procesos de ascensos de magma hasta generar un desequilibrio en el sistema hidrotermal, generando las primeras erupciones que marcan el inicio del periodo eruptivo del 2011.

Se excluyen los enjambres sísmicos de julio del 2011 en Dos Ríos y de setiembre del 2012 en Quebrada Grande de Liberia en el análisis con respecto a la dinámica de la migración magmática, ya que se asocian a una actividad tectónica inducida por el terremoto de Armenias (5,5 Mw) del 2011 en junio y el terremoto de Sámara (7,6 Mw) en setiembre del 2012 (Taylor, 2011; Alpizar *et al.*, 2014).

En el 2012 y el 2013 el volcán se mantiene con una baja actividad sísmica, dominada por señales de tremor, eventos volcano-tectónicos y leves erupciones freáticas. El año siguiente, manifiesta una somerización de los eventos volcano-tectónicos y el incremento de la actividad eruptiva hasta el presente (figura 5.1). Se proponen cuatro pulsos de ascensos de material magmático (2009-2010, 2010- 2011, 2011-2012 y 2012-2013) inferido por la sismicidad volcano-tectónica. Los procesos de inyección de fluidos magmáticos que desestabilizan al sistema hidrotermal se intensifican a partir del 2014.

En este estudio se comparte el modelo propuesto por Molina (2000) con respecto a la profundidad de la cámara magmática somera (entre 4 y 5 km de profundidad). De igual forma, se propone que esta cámara se ubica en el flanco Pacífico, y que el conducto volcánico tiene una inclinación hasta el lago cratérico, tanto por las evidencias sismológicas anteriormente mencionadas, como por la mayor densidad de anomalías termales que interactúan con la tectónica de la región en este flanco. También esta inclinación hacia el norte puede ser la responsable de los depósitos históricos del Rincón de la Vieja en el flanco norte del cráter activo.

La interpretación de Soto *et al.* (2003) sobre el sistema volcánico del Rincón de la Vieja por la actividad histórica, es de un cuerpo magmático somero (a menos de 1 km bajo el cráter) que se rellena periódicamente interaccionando con el entorno. En este trabajo se propone que la profundidad del cuerpo magmático somero, en el actual periodo eruptivo, se encuentra bajo el sistema hidrotermal, cercano al nivel del mar por evidencias volcano-tectónicas registradas en el periodo 2014 – 2016, sin embargo, se necesitan más evidencias para afirmar esto.

Taylor & Soto (2011), interpretan por actividad volcano-tectónica en el 2011, un conducto abierto con parches de magma a profundidades entre los 9 km, 6 y 8 km y 3 y 5 km; en este caso se considera que la cámara magmática somera se ubica entre los 6 y 4 km de profundidad y que un cuerpo magmático ha venido en ascenso desde el 2009.

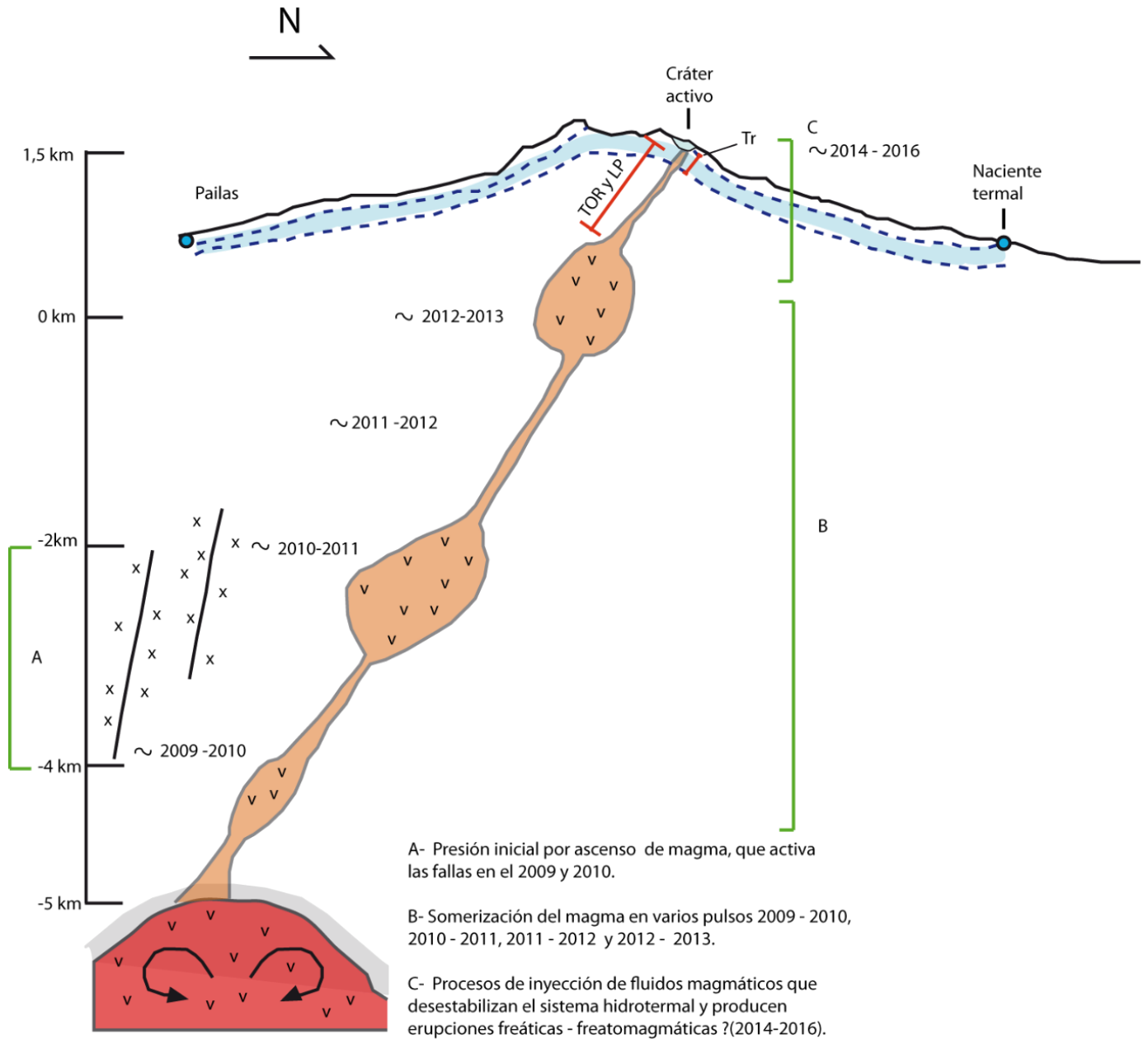


Figura 5.1. Modelo del sistema magmático e hidrotermal en el volcán Rincón de la Vieja, en donde se incluyen la propuesta de inicio del periodo eruptivo y la posible ubicación de las señales sismovolcánicas. En celeste se muestra el sistema hidrotermal y las líneas café corresponden a las fallas que se activaron en el 2009 y 2010 respectivamente.

5. 2 Interacción entre anomalías geoquímicas y termales con la tectónica y sus divergencias.

La manifestación superficial de gases y volátiles están usualmente controlada por factores volcano-tectónicos e hidrológicos del sistema volcánico, liberado mayoritariamente a través de fallas y fracturas. El seguimiento de las concentraciones de CO₂ en el suelo y los flujos de CO₂ pueden revelar aumentos anómalos como los primeros signos de una erupción inminente (Mori *et al.*, 2001; Bruno *et al.*, 2001; Granieri *et al.*, 2003). Esta congruencia entre las manifestaciones termales y las anomalías de gas difuso en los sectores de estudio con la tectónica propuesta se muestra en la figura 5.2. Los flujos diarios más altos de CO₂ y la mayor tendencia a manifestaciones termales se observan en Borinquen y Salitral. Estas diferencias se asocian a que, según el modelo propuesto en este trabajo, la cámara magmática somera se encuentra más cercana al sector Borinquen (en el sentido de profundidad) en comparación con Las Pailas y Santa María. Además, se identifica la presencia de una mayor densidad de fallas y fracturas en el sector meridional occidental del macizo con respecto al sector oriental, esto sumando a que se interpreta la ubicación de la cámara magmática somera y cuerpos magmáticos en el flanco Pacífico del macizo volcánico. De igual forma, no se descarta que estos altos valores también se asocian a la influencia de dos cámaras magmáticas: 1- una cámara magmática remanente en proceso de enfriamiento (caldera de Cañas Dulces; Molina *et al.*, 2014) y 2- la cámara magmática somera del cráter activo del Rincón de la Vieja.

Rodríguez *et al.* (2008), interpretan que la emanación de gases y fluidos termales en Las Pailas no es por litologías permeables, sino por un factor secundario asociado a la tectónica de la región. Liegler (2016) afirma que el flujo difuso de CO₂ en el suelo en Las Pailas es por expresiones superficiales del sistema hidrotermal, además que, en comparación con áreas volcánicas similares, los flujos diarios en Pailas son bajos. Estos flujos de CO₂ difuso bajos se restringen por el control estructural demostrado en las campañas de medición en las distintas áreas del Rincón de la Vieja.

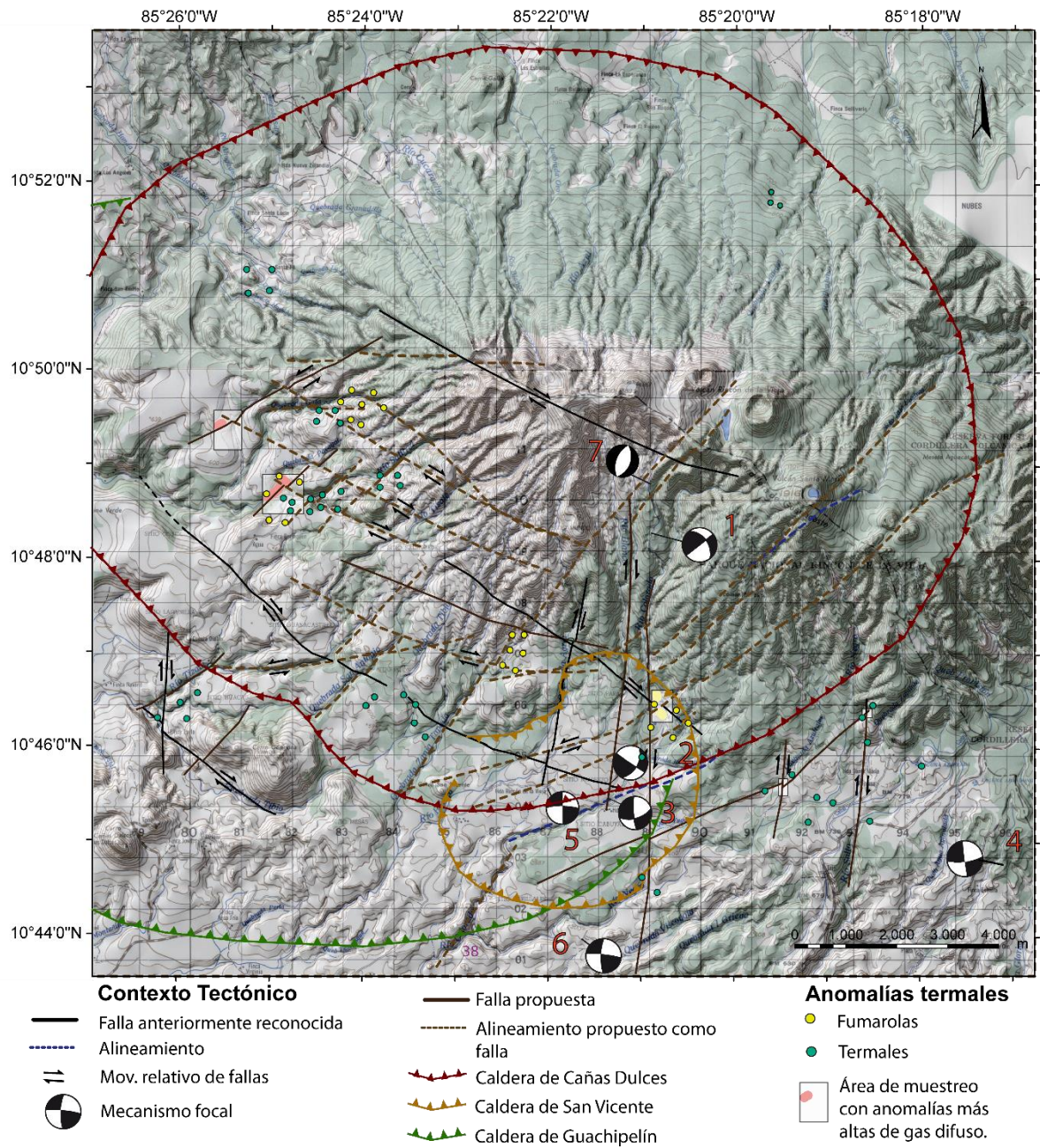


Figura 5.2. Mapa integrado de la tectónica del flanco meridional y las anomalías termales y de gas difuso en las áreas de interés. Base cartográfica del IGN 1:50.000 de las hojas Cacao y Curubandé.

5.3 ¿Factor magmático o temporal de la actividad eruptiva en el Rincón de la Vieja para el periodo 2014 a mayo del 2016?

Los cambios en las frecuencias y en los valores del factor de calidad son consistentes con la resonancia de una cavidad rellena de fluidos hidrotermales o magmáticos (ceniza y gas), en dependencia del valor de Q , según Kumagai & Chouet (2000). Ejemplos de un descenso en las frecuencias y un incremento en el factor de Q se ha asociado a procesos de emisión de cenizas y gas por un ascenso de magma bajo el cráter, como, por ejemplo, los casos de los volcanes Cotopaxi en Ecuador, del volcán Galeras y el volcán Puracé en Colombia y Vulcano en Italia (Molina *et al.*, 2008; Gómez *et al.*, 1999; Pérez, 2014) en algunos casos, son precursores de erupciones volcánicas, mientras que en otros, genera únicamente una interacción con el sistema hidrotermal, reflejado en la desgasificación de las fumarolas. Por otro lado, un incremento en las frecuencias y un descenso en el factor de calidad Q se ha relacionado con el secado del sistema hidrotermal asociado a fenómenos meteorológicos. Un ejemplo de esto se dio en el volcán Kusatsu-Shirane en Japón (Nakano & Kumagai, 2005), donde las variaciones iniciaron entre julio y noviembre de 1989 y 1992 asociado a influencias estacionales.

En el caso de Rincón de la Vieja se determinan varios periodos en donde los valores del factor de Q incrementan y las frecuencias tienden a disminuir (febrero 2015, junio a diciembre del 2015 y en mayo del 2016). Los valores del factor de Q obtenidos presentan un rango entre 200-800, consistentes con la resonancia de una cavidad rocosa (basalto o andesita) rellena por fluidos de origen magmático (ceniza y gas). En la mayoría de los casos estos eventos son precursores de una actividad eruptiva de tipo freática y freatomagmática.

Los cambios en el sistema volcánico por la migración de fluidos pueden asociarse en tres periodos descritos seguidamente.

Febrero a mayo 2015: Se da un incremento de factor de calidad Q (de 50 a 650) y un descenso en las frecuencias en febrero, mientras que, de marzo a abril, los valores de Q (menores a 80, asociado a fluidos hidrotermales) son muy estables al igual que las frecuencias. Esto se interpreta como una emisión de fluidos magmáticos en febrero que interaccionan con el sistema hidrotermal, y generan la resonancia en cavidades rellenas por fluidos hidrotermales (marzo-mayo) que producen erupciones menos energéticas de tipo freáticas con respecto a enero y febrero.

Junio-diciembre del 2015: Ocurren pulsos de emisión de fluidos magmáticos en junio, julio y setiembre, que son precursores del periodo eruptivo más energético (octubre); estos gases posiblemente interactuaron con el sistema hidrotermal. Este ascenso de partículas y gases magmáticos generaron cambios en el sistema hidrotermal y esto se ve reflejado en el incremento de la temperatura y la conductividad de la naciente entre julio e inicios de

octubre, monitoreada al norte del Rincón de la Vieja. Esta naciente presenta una conectividad hidráulica con el cráter Activo según Kempter & Rowe, 2000.

Enero-mayo del 2016: Se presentan dos pulsos de emisión de fluidos magmáticos se dan en noviembre y enero, previo a las erupciones más energéticas de este periodo. Sin embargo, se cree que hay una influencia estacional climática que se refleja en el periodo de enero a mayo, identificado en los registros continuos de la temperatura y la conductividad en la naciente al norte de Rincón de la Vieja, y que se observa también en el bajo nivel del lago cratérico (figura 5.3). Se plantea la posible influencia por la sequía provocada por el fenómeno de El Niño en el periodo 2014-2015 (considerada la peor desde 1930 en Costa Rica) según el Instituto Meteorológico Nacional (IMN).

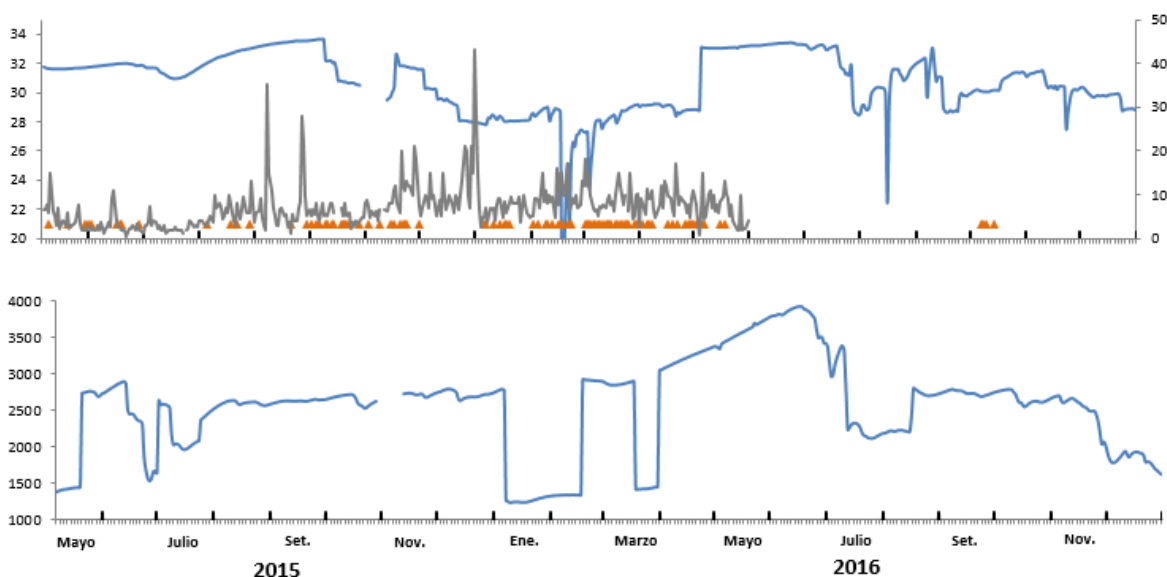


Figura 5.3. Temperatura y conductividad eléctrica correlacionada con los periodos eruptivos y la amplitud frecuencial máxima diaria para el periodo de mayo del 2015 a diciembre del 2016.

5.4 Periodos eruptivos y estado actual del Rincón de la Vieja

Soto (2010) interpreta que la actividad del volcán se ha caracterizado por emisiones de gases y erupciones freáticas y freatomagmáticas periódicas (aisladas o agrupadas en un lapso de 5-7 años, cada 40 ± 10 años en el último siglo y medio).

En este trabajo se propone que los periodos eruptivos del Rincón de la Vieja generalmente se han caracterizado por un periodo precursor generalmente freático, uno

freatomagmático y un periodo posterior (figura 5.4). El periodo precursor se caracteriza por erupciones freáticas e históricamente su duración ha sido desde los 15 hasta 3 años. El periodo posterior puede culminar con la actividad freatomagmática o evolucionar a erupciones estrombolianas, como en el caso de del periodo 1912-1922.

Se propone que actualmente el volcán se encuentra en una transición hacia un periodo freatomágmatico en donde hay un incremento en la actividad volcánica asociada a procesos ascensos de fluidos magmáticos que interactuarán con el sistema hidrotermal y generan erupciones freáticas. Las erupciones del 2016 ya presentan indicios de erupciones freatomagmáticas a partir de material fresco (vidrio volcánico y olivinos sanos) hallados en las muestras de los sedimentos de lahares en el flanco norte del volcán (G. Avard, com. pers., 2017). Este periodo empieza en el 2009 con la migración de los fluidos magmáticos y se mantiene en la actualidad. Estos cambios ya se venían dando también desde el 2010 al 2015 en la composición química del lago, al darse un enriquecimiento en especies químicas provenientes del magma y de la roca, que dieron indicios de una mayor interacción entre gas magmático, agua, y roca, según el OVSICORI (2015).

1851-1863	49 años	1912-1922	18 años	1940-1955	8 años	1963-1969	5 años	1975-1987	4 años	1991-1998	13 años	2011-mayo 2016	PERIODO ERUPTIVO
1851		1912		1940		1963		1975		? a		2011	PERIODO PRECESOR
9 años		10 años		15 años		4 años		9 años		3 años		?	
1860		1922				1967		1984		1991 a			PERIODO FREATOMAG.
3 años						3 años		3 años		1995 b			
										3 años			
1863		?				1969		1987		1998			PERIODO POSTERIOR

Figura 5.4. Interpretación de la recurrencia histórica del volcán Rincón de la Vieja a partir de una recopilación histórica.

VI. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El volcán Rincón de la Vieja, único volcán activo en la cordillera de Guanacaste, ha generado emisiones de gases, así como erupciones freáticas y freatomagmáticas periódicas. Estas erupciones generalmente han generado lahares calientes, sobre todo hacia la vertiente del Caribe.

La comprensión de la dinámica eruptiva de un volcán es fundamental para la prevención y alerta ante una eventual erupción con el fin de establecer planes de gestión de riesgo volcánico adecuados. Desde la perspectiva de la protección de infraestructura estratégica de Costa Rica, la generación de estos conocimientos es de interés para el ICE, debido al amplio desarrollo geotérmico en el área cercana al volcán Rincón de la Vieja. Esto se logra a través de un mejor conocimiento de la actividad histórica y prehistórica del volcán y de su marco tectónico en el que se interrelacionan el sistema volcánico y los fallamientos corticales que lo atraviesan. También es fundamental el análisis de la información geológica y geofísica que nos muestran la dinámica del volcán.

En este trabajo se efectuó un estudio estructural general que en primera instancia, produjo una caracterización y clasificación de las estructuras tectónicas reconocidas y, con base en ello, se proponen tanto un mapa tectónico como un modelo de esfuerzos. Se determinó que la ocurrencia de los enjambres sísmicos, principalmente en las localidades de: Quebrada Grande, Dos Ríos, Borinquen, Sitio Varillales y en los alrededores del cráter activo, muestran relación con los trazos de fallas y la actividad reciente de estas, como por ejemplo: la sección oeste de Falla Pailas, los alineamientos propuestos como falla de las estructuras en quebrada Zanja Tapada y en Varillales y la sección sur de la falla propuesta de Río Blanco. De igual forma, los mecanismos focales calculados confirman un movimiento dextral de la falla Río Blanco y de la Cabuyal. Se corrobora y extiende el trazado de las fallas Cabuyal y Copelares reconocidas por Climent *et al.* (2014) y Kempter (1997) respectivamente. Además, se proponen once nuevas fallas asociadas a los sistemas N-S y NNE con movimiento dextral. Finalmente, se generó un mapa tectónico para el flanco meridional del Rincón de la Vieja a partir de la integración de distintas metodologías, en donde se reconocen y clasifican seis familias estructurales. A partir de este modelo se propone un rumbo de esfuerzo máximo (Φ_1) N-S.

Se recomienda complementar el trabajo de campo para el reconocimiento de las fallas e incluir el flanco septentrional del macizo.

El estudio geoquímico de CO₂ difuso aplicado en 5 localidades estratégicas reveló que las anomalías de ese gas tienen una alta correlación con la posición de las fallas cartografiadas, por lo que los valores más altos de flujo son una herramienta para su reconocimiento. Desde la óptica volcanológica se observó que la cámara magmática somera se encuentra más cercana al sector Borinquen (en el sentido de profundidad) en comparación con Las Pailas y Santa María.

El análisis de la actividad sismo-volcánica durante el periodo setiembre 2012 a mayo del 2016 a partir de los datos sismológicos continuos de las estaciones sismológicas del OSIVAM-ICE más cercanas al cráter activo del volcán Rincón de la Vieja, pone en evidencia un nuevo periodo eruptivo, que comenzó en el 2009, con el ascenso de cuerpo magmático que perturbó el campo de esfuerzos regional. Dos años después, luego del ascenso del magma a profundidades más someras, se produjeron las primeras erupciones freáticas. Se constató también la interacción de fluidos magmáticos (ceniza y gas) con el sistema hidrotermal, y se descarta una relación de la actividad freática con los cambios climáticos estacionales con base en el monitoreo de una naciente al norte del Rincón de la Vieja. Actualmente, la actividad volcánica sigue incrementando en frecuencia y los fluidos magmáticos continúan en un proceso de migración con base en la somerización de los sismos y el incremento en la cantidad de las erupciones.

Se recomienda densificar la red sísmica en los alrededores del macizo volcánico para precisar la ubicación de los eventos volcano-tectónicos. De igual forma, para determinar de una forma más certera la distribución de eventos sismo-volcánicos, como los LP, los tornillos, las erupciones o el tremor se recomienda hacer arreglos sísmicos, ya que en este tipo de eventos no se distingue la onda S para su localización. Es importante la adecuada manipulación de los datos sismológicos y mejorar la calidad del registro de la información sismológica.

Estudios complementarios recomendados para el enriquecimiento de la auscultación del Rincón de la Vieja son el monitoreo continuo, mediante equipos geoquímicos permanentes en las fumarolas del cráter activo y una red de GPS alrededor del macizo volcánico. También, se recomienda realizar un estudio tectónico en el flanco septentrional del macizo volcánico para completar el análisis efectuado en este trabajo.

VI. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMENDROS, J., IBÁÑEZ, J.M., CARMONA, E. & ZANDOMENEGHI, D., 2007: Array analyses of volcanic earthquakes and tremor recorded at Las Cañadas caldera (Tenerife Island, Spain) during the 2004 seismic activation of Teide volcano.- *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 160: 285-299.
- ALVARADO, G.E., 2009: Los volcanes de Costa Rica: geología, historia, riqueza natural y su gente. – 386 págs. 3 ed. EUNED, San José, Costa Rica.
- ALVARADO, G.E. & GANS, P., 2012: Geochronological synthesis of magmatism, metamorphism and metallogeny of Costa Rica, Central America. –*Rev. Geol. Amér. Central*, 46: 7-122.
- ARIAS, O., 2002: Tectocaldera Cañas Dulces-Guachipelín, Costa Rica.- 47 págs. Instituto Costarricense de Electricidad, Costa Rica. [Inf. interno].
- ARROYO, I., 2001: Sismicidad y neotectónica en la región de influencia del proyecto Boruca. Hacia una mejor definición sismogénica del sureste de Costa Rica.- 162 págs. Universidad de Costa Rica [Tesis Lic.].
- BARAHONA, P., BONILLA, E., CORTÉS R., GUZMÁN, G., HERRERA, P., HIDALGO, P., MARTENS, U., MÉNDEZ, J., PÉREZ, K., REYES, K., SJOBOHM, L., VARGAS, C. & ZAMORA, N., 2001: Geología - vulcanología del campo geotérmico Borinquen – Las Pailas.- 162 págs. Universidad de Costa Rica [Tesis Bach.].
- BARCKHAUSEN, U., RANERO, C.R., VON HUENE, R., CANDE, S.C. & ROESER, H., 2001: Revised tectonic boundaries in the Cocos Plate off Costa Rica: Implications for the segmentation of the convergent margin and the plate tectonic models. –*Jour. Geophys. Res.*, 106: 19207-19220.
- BARQUERO, R., CLIMENT, A., TAYLOR, W. & SOTO, G., 2003: Proyecto Pailas: estudio sismológico y de amenaza sísmica. - 25 págs. Instituto Costarricense de Electricidad, Costa Rica. [Inf. interno].

- BENZ, H. M., CHOUET, B.A., DAWSON, P. B., LAHR, J. C., PAGE, R. A. & HOLE, J. A., 1996: Three-dimensional P and S wave velocity structure of Redoubt Volcano, Alaska. – Jour. Geophys. Res., 101: 8111-8128.
- BOUDON, G., RANÇON, J.-P., KIEFFER, G., SOTO, G.J., TRINEAU, H. & ROSSIGNOL, J.-C., 1996: Les éruptions de 1966-70 et 1991-92 du volcan Rincón de la Vieja, Costa Rica: exemple d'activité récurrente d'un système hydromagmatique. - C.R. Acad. Sci. Paris, 322, IIa: 101-108.
- BRUNO, N., CALTABIANO, T., GIAMMANCO, S. & ROMANO, R., 2001: Degassing of SO₂ and CO₂ at Mount Etna (Sicily) as an indicator of pre-eruptive ascent and shallow emplacement of magma. – J. Volcanol. Geotherm. Res., 110: 137-
- CARDONA, C., TASSARA, A., LARA, L.E., CLIFFORD, T., GIL, F. & MORALES, S., 2015: Actividad sísmica del Complejo Volcánico Laguna del Maule (Chile).- XIII Congreso Geológico Chileno. La Serena.
- CARNIEL, R., BARAZZA, F., TÁRRAGA, M. & ORTÍZ, R., 2006: On the singular values decoupling in the Singular Spectrum Analysis of volcanic tremor at Stromboli. –Nat. Hazards Earth Syst. Sci, 6:903-909.
- CARR, M., PATINO, L., FEIGENSON, MD., BUNDSCHUH, J. & ALVARADO, G.E. 2007: Petrology and geochemistry of lavas. -565-590. Editor: London Taylor & Francis.
- CARR, M., CHENSER, C. & GEMMELL, J., 1985: New analyses of lavas and bombs from Rincón de la Vieja volcano, Costa Rica. - Bulletin of Volcanology 15: 23–30.
- CHAVARRIA, L. & RODRIGUEZ, A., 2010: Geothermal Reconnaissance of the Caribbean Flank of the Rincón de la Vieja Volcano, Costa Rica.- Proceedings World Geothermal Congress, Balí: 25-29.
- CHIESA, S., 1991: El flujo de pómez biotítica del Río Liberia (Guanacaste), Costa Rica. - Rev. Geol. Amér. Central, 12:73-83.

- CHIESA, S., ALVARADO G.E., PECCHIO M., CORELLA M. & ZANCHI A., 1994: Contributions to petrological and stratigraphical understanding of the cordillera de Guanacaste lava flows, Costa Rica. – *Rev. Geol. Amér. Central* 17: 19-43.
- CLIMENT, A., ALVARADO, G.E., TAYLOR, W. & VARGAS, A., 2014: P.G. Las Pailas II Estudio de amenaza sísmica. - 42 págs. Instituto Costarricense de Electricidad, Costa Rica. [Inf. interno].
- DE LA CRUZ-REYNA, S. & REYES-DAVILA, G., 2001: A model to describe precursory material-failure phenomena: applications to short term forecasting at Colima Volcan. – *Bull. Volcanol.* 63: 297 - 308.
- DEERING, CH; VOGEL, T., PATINO, L & ALVARADO, G.E. 2007: Origin of distinct silicic magma types from the Guachipelín caldera, NW Costa Rica: Evidence for magma mixing and protracted subvolcanic residence.- *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 165: 103-126
- DELVAUX, D., 1993: The TENSOR program for paleostress reconstruction: examples from the east African and the Baikal rift zones.-*Terra Abstracts, Terra Nova*: 5: 216.
- DeMETS, C., GORDON, R. & ARGUS, D., 2010: Geologically current plate motions. –*Geophys. Journ. International*, 181: 1-80.
- DEUTSCH, C.V. & JOURNAL, A.G., 1998: *GSLIB: Geostatistical software library and user's guide*, Oxford University Press.
- GILLIOT, P.-Y, CHIESA, S. & ALVARADO, G.E., 1994: Chronostratigraphy of the Upper Miocene-Quaternary volcanism in northern Costa Rica. –*Rev. Geol. Amér. Central*, 17: 45-53.
- GÓMEZ, D. & TORRES, R., 1997: Unusual low-frequency volcanic seismic events with slowly decaying coda waves observed at Galeras and other volcanoes.- *Jour.Volcanol. Geotherm. Res.*, 77: 173 -193.
- GÓMEZ, D.M., TORRES, R.A., SEIDL, D., HELLWEG, M. & RADEMACHER, H., 1999: Tornillo seismic events at Galeras volcano, Colombia: a summary and new information from broadband three-component measurements.- *Annali di geofísica*, 42: 365-378.

- GRANIERI, D., CHIODINI, G., MARZOCCHI, W. & AVINO, R., 2003: Continuous monitoring of CO₂ soil diffuse degassing at Phlegraean Fields (Italy): influence of environmental and volcanic parameters. –Earth and Planetary Science Letters, 212(1-2): 167-179.
- HEALY, J., 1969: Notas sobre los volcanes de la sierra volcánica de Guanacaste, Costa Rica.- Inf. Sem. IGN, 1969 (15): 37-47.
- HORI, S., FUKAO, Y., KUMAZAWA, M., FURUMOTO, M. & YAMAMOTO, A., 1989: A new method of spectral analysis and its application to the Earth's free oscillations: The "Sompi" method.- Journal of Geophysical Research, 94: 7535-7533.
- IBÁÑEZ, J.M., DEL PEZZO, E., ALMENDROS, J., LA ROCCA, M., ALGUACIL, G., ORTIZ, R. & GARCÍA, A., 2000: Seismovolcanic signals at Deception Island volcano, Antarctica: wave field analysis and source modeling. –Journ. Geophys. Res, 105 (B6): 13905–13931.
- ICE-ENEL, 1988: Estudio de reconocimiento y prefactibilidad geotérmica en la República de Costa Rica, Fase I. - 337 págs. Ente Nazionale per l'Energia Eléctrica - ICE [Informe interno].
- IYER, H. M., 1992: Seismological detection and delineation of magma chambers: Present status with emphasis on the western USA, in Volcanic Seismology. –Springer. 299-338
- KAWAKATSU, H. & YAMAMOTO, M., 2007: Volcano Seismology – Treatise on Geophysics 4: 389 – 420.
- KEMPTER, K., 1997: Geologic evolution of the Rincón de la Vieja Complex, NW Costa Rica. – 192 págs. Univ. Texas [Tesis Ph.D].
- KEMPTER, K., BENNET S.G. & WILLIAMS S.N., 1996: Rincón de la Vieja volcano, Guanacaste province, Costa Rica: geology of the southwestern flank and hazards implications. – J. Volcanol. Geotherm, Res. 71: 109 – 127.
- KUMAGAI, H. & CHOUET, B., 1999: The complex frequencies of long-period seismic events as probes of fluid composition beneath volcanoes. –Geophys. J. Int, 138, F7 – F13.

- KUMAGAI, H. & CHOUET, B., 2000: Acoustic properties of crack containing magmatic or hydrothermal fluids. -Journal of Geophysical Research, 105: 493-512.
- KUMAGAI, H., CHOUET, B. & MASARU, N., 2002: Temporal evolution of a hydrothermal system in Kusatsu-Shirane Volcano, Japan, inferred from the complex frequencies of long-period events. - Jour. Geophys. Res., 107: B10, 2236.
- LESAGE, P., 2009: Interactive Matlab software for the analysis of seismic volcanic signals, Comput. Geosci., 35: 2137–2144.
- LIEGLER, A., 2016: Difusse CO₂ degassing and the origin of volcanic gas variability from Rincón de la Vieja, Miravalles and Tenorio volcanoes, Guanacaste Province, Costa Rica. - 68 págs. Michigan Technological University, EEUU [Tesis M.Sc.].
- LINKIMER, L., BECK, S.L., SCHWARTZ, S., ZANDT, G. & LEVIN, V., 2010: Nature of crustal terranes and the Moho in northern Costa Rica from receiver function analysis. - Geochem. Geophys. Geosyst., 11: 1-24.
- LÜCKE, O.H., 2012: Moho structure of Central America based on three-dimensional lithospheric density modelling of satellite-derived gravity data. Int. J. Earth Sci., 103: 1733-1745.
- LÜCKE, O., GÖTZE, H. & ALVARADO, G. E., 2010: A constrained 3D density model of the upper crust from gravity data interpretation for central Costa Rica. - International Journal of Geophysics, 1–9.
- MCNUTT, S., 2005: Volcano Seismology. –Annu. Rev. Earth Planet. Sci, 32: 461 – 491.
- MELIÁN, G., PÉREZ, N.M., HERNÁNDEZ, P.A., NOLASCO, D., MARRERO, R., FERNÁNDEZ, M., RAMÍREZ, C., MORA, R. & ALVARADO, G.E., 2010: Emisión difusa de CO₂ y actividad volcánica en el volcán Poás, Costa Rica. – Rev. Geol. Amér. Central, 43: 147-169.
- MELSON, W. G., 1988: Major explosive eruptions of Costa Rica volcanoes. - Update for Costa Rica Volcanism Workshop Mapas, Costa Rica Volcanism, Washington 14-18, Nov., 1988, 6 págs. [inédito].

- MINAKAMI, T., 1974: Seismology of volcanoes in Japan. – En: Civetta, L., Gasparini, P., Luongo, G. & Rapolla A. (ed.): *Developments in Solid Earth Geophysics. –Physical Volcanology*, 6:1–27.
- MINEVA, A. & POPIVANOV, D., 1996: Method for single-trial readiness potential identification, based on singular spectrum analysis. – *Journal of Neuroscience Method*, 68: 91–99.
- MOLINA, F., 2000: Las Pailas Geothermal Field Area Rincón de la Vieja Volcano, Costa Rica. - Geothermal Training Programme, Reykjavík, 13.
- MOLINA, I., KUMAGAI, H., GARCIA-ARISTIBAL, A., NAKANO, M. & MOTHESS, P., 2008: Source process of very-long period events accompanying long-period signals at Cotopaxi Volcano, Ecuador.- *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 176: 119-133.
- MOLINA, F., MARTÍ, J., AGUIRRE, G., VEGA, E. & CHAVARRIA, L., 2014: Stratigraphy and structure of the Cañas Dulces caldera (Costa Rica). –*Geological Society of America Bulletin*, 3012.1: 1:17.
- MORI, T., HERNÁNDEZ, P.A., SALAZAR, J.M.L., PÉREZ, N.M. & NOTSU, K., 2001: An in situ method for measuring CO₂ flux from volcanic-hydrothermal fumaroles. –*Chemical Geology*, 177(1–2): 85-99.
- MORNER, N.A. & ETIOPE, G., 2002: Carbon degassing from the lithosphere.- *Global Planet Change* 33 (1–2): 185–203.
- NAKANO, M., KUMAGAI, H., KUMAZAWA, M., YAMAOKA, K. & CHOUET, BA., 1998: The excitation and characteristic frequency of long-period volcanic event: An approach based on an inhomogeneous autoregressive model of a linear dynamic system.- *J. Geophys. Res.* 10: 31-46.
- NAKANO, M. & KUMAGAI, H., 2005: Response of a hydrothermal system to magmatic heat inferred from temporal variations in the complex frequencies of long-period events at Kusatsu-Shirane Volcano, Japan. - *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 147: 233-244.

- NARVÁEZ, L., TORRES, R., GÓMEZ, D., CORTÉS, G., CEPEDA, H. & STIX, J., 1997: "Tornillo" –type seismic signals at Galeras volcano, Colombia, 1992-1993- J. Volcanol. Geotherm. Res.,77: 159-171.
- PANIAGUA, S., SALAZAR, L.G., KUSSMAUL, S., MONGE, A. & OBANDO, L.G., 1996: Síntesis de la amenaza volcánica y estimación básica del riesgo del volcán Rincón de la Vieja, Cordillera de Guanacaste, Costa Rica.- 64 págs. Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica [Informe interno].
- PÉREZ, N.D., 2014: Caracterización de fuentes sísmicas de eventos tipo tornillo en el volcán Puracé mediante el análisis de frecuencias complejas. - 60 págs. Universidad Nacional de Colombia, Bogotá [Tesis M.Sc.].
- PROTTI, M., GUENDEL, F. & MCNALLY, K., 1995: Correlation between the age of the subducting Cocos plate and the geometry of the Wadati-Benioff zone under Nicaragua-Costa Rica. –Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 295: 309-326.
- QUESADA, T., 1989: Estudio geológico y geofísico del campo geotérmico Las Pailas, parque nacional Rincón de La Vieja, Guanacaste, Costa Rica. -67 págs. Univ. De Costa Rica, San José [Tesis Lic.].
- RODRÍGUEZ, A., TORRES, Y., CHAVARRÍA L. & MOLINA, F., 2008: Soil gas radon measurements as a tool to identify permeable zones at Las Pailas Geothermal Area, Costa Rica. -Geothermal Training Programme, ONU, Reykjavík. 30: 1-7.
- ROGERS, J.A. & STEPHENS, C.D., 1995: SSAM: Real-Time Seismic Spectral Amplitude Measurement on a PC and its application to volcano monitoring. – Bulletin of the Seismological Society of America 85: 632 – 639.
- RYALL, A.S. & RYALL, F., 1983: Spasmodic tremor and possible magma injection in Long Valley Caldera, eastern California. - Science. 219: 1432 – 1433.
- SOTO, G., 2010: Volcanidad, peligro volcánico del Rincón de la Vieja y su perspectiva en el impacto ambiental del Proyecto Geotérmico Mundo Nuevo. – Instituto Costarricense de

Electricidad, Área de Amenazas y Auscultación Sísmica y Volcánica, 31 págs. [Informe interno].

SOTO, G. J., ALVARADO, G.E. & GOOLD, S., 2003: Erupciones < 3800 a.P del volcán Rincón de la Vieja, Costa Rica – Rev. Geól. Amér. Central, 29: 67–86.

STOLPER, E. M. & HOLLOWAY, J. R., 1988: Experimental determination of the solubility of carbon dioxide in molten basalt at low pressure. –Earth and Planetary Science Letters, 81: 397-408.

TAYLOR, W., 2009: Informe de la sismicidad durante el 2009 en Borinquen y Las Pailas. - 5 págs. Instituto Costarricense de Electricidad, Costa Rica. [Inf. interno].

TAYLOR, W. & SOTO, G., 2011: Informe de la sismicidad durante el año 2011 en los proyectos geotérmicos Borinquen y Las Pailas, y en el volcán Rincón de la Vieja, Guanacaste, Costa Rica. - 23 págs. Instituto Costarricense de Electricidad, Costa Rica. [Inf. interno].

TAYLOR, W. & SOTO, G., 2013: Informe de la sismicidad durante el año 2013 en los proyectos geotérmicos Borinquen y Las Pailas, y en el volcán Rincón de la Vieja, Guanacaste, Costa Rica. - 23 págs. Instituto Costarricense de Electricidad, Costa Rica. [Inf. interno].

TAYLOR, W. & SOTO, G., 2012: Informe de la sismicidad durante el año 2012 en los proyectos geotérmicos Borinquen y Las Pailas, y en el volcán Rincón de la Vieja, Guanacaste, Costa Rica. - 23 págs. Instituto Costarricense de Electricidad, Costa Rica. [Inf. interno].

TAYLOR, W., 2014: Informe de la sismicidad durante el año 2014 en los proyectos geotérmicos Borinquen y Las Pailas, y en el volcán Rincón de la Vieja, Guanacaste, Costa Rica. - 23 págs. Instituto Costarricense de Electricidad, Costa Rica. [Inf. interno].

TAYLOR, W. & BAKKAR, H., 2015: Informe de la sismicidad durante el año 2015 en los proyectos geotérmicos Borinquen y Las Pailas, y en el volcán Rincón de la Vieja, Guanacaste, Costa Rica. - 23 págs. Instituto Costarricense de Electricidad, Costa Rica. [Inf. interno].

TSUTSUI, T., KAGIYAMA, T., MIKADA, H., MORITA, Y., MATSUSHIMA, T., IGUCHI, M., OIKAWA, J., YAMAOKA, K., KUMAGAI, H. & NISHIMURA, Y., 1996: Seismic

velocity structure beneath Kirishima Volcanoes with differential analysis of explosion experiment. –Bull. Volcanol. Soc. Japan., 41: 227-241.

UKAWA, M. & TSUKAHARA, H., 1996: Earthquake swarms and dike intrusions off the east coast of Izu Peninsula, central Japan.- Tectonophysics, 253: 285-303.

VOGEL, T., PATIÑO, L.C., ALVARADO, G.E. & GANS, P.B., 2004: Silicic ignimbrites within the Costa Rican volcanic front: Evidence for the formation of continental crust. –Earth and Planetary Science Letters, 226: 149-159.

WERNER, C. & CARDELLINI, C., 2006: Comparison of the carbon dioxide emissions with fluid upflow, chemistry, and geologic structures at the Rotorua geothermal system, New Zealand. –Geothermics, 35: 221-238.

WEST, M., SANCHEZ, J.J. & MCNUTT, S., 2005: Periodically triggered seismicity at Mount Wrangell, Alaska, after the Sumatra earthquake. -Science, 308: 1144 – 1146.

WHITE, R. & MCCAUSLAND, W., 2016: Volcano-tectonic earthquakes: A new tool for estimating intrusive volumes and forecasting eruptions. - J. Volcanol. Geotherm. Res., 309: 139-155.

ZAMORA, N., MÉNDEZ, J., BARAHONA, M. & SJÖBOHM, L., 2004: Volcano-estratigrafía asociada al campo de domos de Cañas Dulces, Guanacaste, Costa Rica. –Rev. Geol. Amér. Central, 30:41-58.

ZOBIN, V., 2012: Introduction to Volcanic Seismology.- 501 págs. Elsevier, Londres.