



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**ESTUDIO DE LA SISMICIDAD DE
2017 – 2018 DEL VOLCÁN DE
TACANÁ**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniero Geofísico

P R E S E N T A

Alarcón Pacheco Alan Yair

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Denis Xavier Francois Legrand



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2022

JURADO

D.R. CARLOS VALDÉS GONZÁLES CENTRO DE ESTUDIOS MEXICANOS DE LA UNAM	PRESIDENTE
DR. DENIS XAVIER FRANCOIS LEGRAND INSTITUTO DE GEOFÍSICA	VOCAL
M.C. JAVIER FRANCISCO LERMO SAMANIEGO INSTITUTO DE INGENIERÍA	SECRETARIO
DR. ARTURO IGLESIAS MENDOZA INSTITUTO DE GEOFÍSICA	1ER. SUPLENTE
M.C. DAVID ESCOBEDO ZENIL FACULTAD DE INGENIERÍA	2DO. SUPLENTE

*Y sé muy bien que no estarás.
No estarás en la calle, en el murmullo que brota de noche
de los postes de alumbrado, ni en el gesto
de elegir el menú, ni en la sonrisa
que alivia los completos de los subtes,
ni en los libros prestados ni en el hasta mañana.*

*No estarás en mis sueños,
en el destino original de mis palabras,
ni en una cifra telefónica estarás
o en el color de un par de guantes o una blusa.*

*Me enojaré amor mío, sin que sea por ti,
y compraré bombones pero no para ti,
me pararé en la esquina a la que no vendrás,
y diré las palabras que se dicen
y comeré las cosas que se comen
y soñaré las cosas que se sueñan
y sé muy bien que no estarás,
ni aquí adentro, la cárcel donde aún te retengo,
ni allí fuera, este río de calles y de puentes.
No estarás para nada, no serás ni recuerdo,
y cuando piense en ti pensaré un pensamiento
que oscuramente trata de acordarse de ti.*

El Futuro, J. Cortázar,

A Mi madre, Jessica Pacheco
Zacarias

A mi hermano, Saúl Emilio
Alarcón Pacheco

A mis abuelos, Emilio Alarcón,
Esther Muñoz y Josefina
Zacarias

Agradecimientos

Gracias a DIOS por darme la fuerza en los momentos complicados y las bendiciones de tener una gran familia.

A mi madre, que en lugar de tomar la decisión de dejar todo, nos elegiste, porque jamás te diste por vencida, porque siempre nos has apoyado, porque además de ser un agradecimiento es una dedicatoria gracias por tanto, te amo má.

Gracias a mi hermano Saúl, por motivarme, apoyarme y enseñarme a compartir, «*porque somos tú y yo contra el mundo*» jamás olvides que eres lo más importante en mi vida, te amo hermano, eres mi inspiración.

A mis abuelos por enseñarme con sus historias la importancia de buscar el ser sabio al momento de tomar decisiones, de ser honesto al momento de hablar, buscar siempre ser honorable en mis luchas y por tanto amor -y café-, los amo con todo mi corazón.

A mi padre y a mis tíos Esther, Eliel, Efrain, Toya y Fer por enseñarme que lo más importante e incondicional que hay en esta vida es la familia, que no importa el '*que*', siempre estaremos para apoyarnos. Fer, esto va por los dos.

Sam, pesé a que esto no lo puedes leer, no sería yo si no tuviera el atrevimiento de ponerte aquí, gracias por estar fielmente todas las noches de desvelo al realizar trabajos, te lo leeré todos los días.

Gracias a mi asesor, el Dr. Denis Legrand por la paciencia, enseñanza, compromiso, confianza, guía y oportunidad que me da, es usted un gran asesor. De igual manera, gracias a mis sinodales: el Dr. Carlos Valdés, al Dr. Arturo Iglesias, al Mto. Javier Lermo, y al Mto. Zenil Escobedo por sus consejos y observaciones en el escrito de este trabajo.

Gracias mi *alma mater*, Universidad Nacional Autónoma de México por no solo darme la enseñanza de lo que me llena de pasión, sino por brindarme la oportunidad de conocer maravillosas personas y haber compartido grandes momentos.

Gracias, al Instituto de Geofísica y al grupo de análisis del Servicio Sismológico Nacional, en especial al Ing. Daniel González, a la Ing. Adriana González, al Mto. Rafael Maldonado y al Dr. Víctor Hugo por el tiempo, apoyo, enseñanzas, consejos y correcciones.

Gracias a la Universidad de Ciencias y Artes de Chiapas por la disposición para trabajar con los datos de la Red de Tacaná.

Gracias Kaori por esta complicidad de 18 años, por esas llamadas y mensajes de apoyo, por recordarnos la capacidad que tenemos y que siempre *«debemos apuntar a las estrellas»*.

Gracias a ti, “Mi” Luna, por ser parte de esta formación, por darme una de las enseñanzas más importantes en mi vida, por ese amor *«de aquí hasta ti, de ida y vuelta a pasos de tortuga»*, por ese tiempo compartido y permitirme afrontar el único miedo que me quedaba, te deseo lo mejor ayer, hoy, mañana y en cualquier tiempo que se pueda conjugar.

*«Te amo ♥
Gracias por tanto...»*

Gracias a mis amigos Dromundo, Araceli y Andrea, por su lealtad, cariño y presencia en los momentos complicados que me recuerdan que *«la familia no termina en la sangre»*, por las comidas, risas y cansancios compartidos.

Gracias Miss Lety, gracias por darme la oportunidad de encontrar este camino de la Geofísica, por confiar en mí y en mis capacidades para asumir nuevos retos durante aquella época de trabajo, gracias por guiarme a entender que la docencia no se trata de mí y de los títulos que puedo ostentar, sino de trascender en las personas colocando mi granito de arena para marcar la diferencia.

Gracias a mi maestro, amigo, *etrusco* e iconoclasta irreverente Carlos David Martínez C. por haberme dado tantos consejos, pláticas y ese voto de fe cuando más lo necesitaba, descansa en paz *«Sé feliz»*.

Gracias a todos esos *padawans* que me permitieron compartir su tiempo, su espacio, sus aprendizajes y mostrarme que uno aprende más cuando enseña.

ÍNDICE

Contenido

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

1.1 Introducción.....	1
1.2 Planteamiento del problema	1
1.3 Objetivo general	2
1.4 Hipótesis.....	2
1.5 Justificación.....	3

CAPÍTULO II. GEOLOGÍA

2.1 Marco Geológico.....	4
2.2 Marco Tectónico.....	4
2.3 Geomorfología.....	6
2.3.1 Volcán Chichuj.....	6
2.3.2 Volcán Tacaná	6
2.3.3 Volcán San Antonio	7
2.3.4 Domo Plan de las Ardillas.....	7
2.4 Actividad Eruptiva.....	7

CAPÍTULO III. MARCO TEÓRICO

3.1 Ondas sísmicas	9
3.2 Magnitud.....	10
3.2.1 Magnitud de duración.....	10
3.2.2 Magnitud de completitud	11
3.3 Ley de Gutenberg – Richter.....	12
3.4 Sismicidad volcánica	14
3.4.1 Clasificación de señales asociadas a la actividad volcánica.	15

3.4.2 Sismos Volcano-Tectónicos	17
3.5 Localización de un sismo	17
3.5.2 Localización con una sola estación.....	19

CAPÍTULO IV. METODOLOGÍA

4.1 Red Tacaná	21
4.1.1 CIMA.....	22
4.1.2 CHIQ	23
4.1.3 PATR	24
4.1.4 PAVE	24
4.2 Identificación de señales que son asociadas a la actividad volcánica del Tacaná.....	25
4.2.1 SWARM	26
4.3 Cálculo de los parámetros de localización de VTs con el programa <i>SEISAN</i>	27
4.3.1 SEISAN	28
4.4 Cálculo de la Ley Gutenberg – Richter	31

CAPÍTULO V. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1 Actividad en 2017.....	32
5.1.1 Actividad volcánica encontrada	32
5.1.2 Localizaciones.....	33
5.2 Actividad en 2018.....	39
5.2.1 Actividad volcánica encontrada	39
5.2.2 Localizaciones.....	40
5.3 Cálculo de la ley de Gutenberg – Richter	46
5.4 Discusión de resultados	47
5.4.1 Identificación de eventos	47
5.4.2 Localización de eventos.....	49

5.4.3 Ley de Gutenberg - Richter 51

CAPÍTULO VI. CONCLUSIÓN

6.2 Conclusiones..... 52

6.1 Recomendaciones 52

REFERENCIAS

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa del volcán Tacaná.	1
Figura 2. Mapa geológico general del complejo volcánico de Tacaná el cual se encuentra enclavado dentro de la caldera de San Rafael de 1 Ma. Se muestran algunos depósitos piroclásticos producidos durante los últimos 50 000 años en el volcán Tacaná y el depósito de flujo piroclástico Mixcum de 1950 años. Tomado de Macías, et. al., (2005).	5
Figura 3. Domos centrales coronando la porción cumbral del CVT su morfología es variable, de cúpula para el del Tacaná, cúpula elipsoidal para el del Chichuj, de cúpula yuxtapuesta asimétrica para San Antonio y de domo-mesa para el Plan de las Ardillas. Tomada de Mendoza Margáin, Carlos Emilio [Tesis para obtener el grado de Licenciatura, UNAM, 2010].	6
Figura 4. Ilustración de la propagación de la onda P de Peter M. Shearer, 2009, tomada y modificada de Introduction to Seismology.....	9
Figura 5. Ilustración de la propagación de la onda S de Peter M. Shearer, 2009, tomada y modificada de Introduction to Seismology.....	10
Figura 6. Representación de la coda de un sismograma.....	11
Figura 7. Ley ideal de Gutenberg Richter con un $b = 1$	12
Figura 8. Resultados de la aplicación de la ley de Gutenberg - Richter para el estudio de la sismicidad de abril a mayo del 2017 del Complejo Volcánico del Salvador. Legrand et. al., 2020.	13
Figura 9. Representación de la fusión parcial generada por la hidratación en el manto a causa de un proceso de subducción de Edward J. Tarbuck y Frederick K. Lutgens, 2005, tomada y modificada de An Introduction to Physical Geology; pp.61.	14
Figura 10. Relación entre las erupciones y sismos de Asama, Honsu, Japón. A, B, y C indican el tiempo de calma pre-eruptiva. S es la frecuencia diaria de explosiones; E representa la energía cinética de la fuerza de las explosiones; y F es la frecuencia diaria de sismos. De Minakami, 1960 tomada de Introduction to Volcanic Seismology; pp.13.	15
Figura 11. Clasificación de señales asociadas a los distintos tipos de actividad sísmica registradas durante el periodo de 1998 - 2011 en el volcán de Colima. Tomada de An Introduction to Volcanic Seismology, pp. 19 (Zobin, 2013).	16

Figura 12. Las tres componentes de un VT registrado en la estación CHIQ el 1ro. de enero del 2017 relacionado con el Volcán Tacaná.	17
Figura 13. Despliegue de las formas de onda en SWARM de las estaciones de la Red Tacaná el 10 de septiembre del 2017. La parte roja de varias señales del registro corresponde a la saturación debido a que el movimiento del sismo es mayor que el rango de movimiento del sismógrafo, estas señales son las réplicas del sismo del 7 de septiembre del 2017 Mw8.2 ocurrido a 200 km en dirección SW del volcán Tacaná.	18
Figura 14. Polaridades de la onda P en las tres componentes, de las cuales se puede obtener el azimut inverso ϕ . ϕ_1 corresponde al primer arribo, el cual fue de dilatación (Z1) en la componente vertical. ϕ_2 a un arribo de compresión (Z2). Havskov & Ottemöller (2010). .	19
Figura 15. Secuencia de la metodología desarrollada.	21
Figura 16. Mapa de la Red de Tacaná.	22
Figura 17. Imagen satelital de la estación CIMA tomada de Google Earth.	23
Figura 18. Imagen satelital de la estación CHIQ tomada de Google Earth.	23
Figura 19. Imagen satelital de la estación PATR tomada de Google Earth.	24
Figura 20. Imagen satelital de la estación PAVE tomada de Google Earth.	24
Figura 21. Despliegue de las estaciones en SWARM para la identificación de eventos. ...	27
Figura 22. Determinar los parámetros de localización y magnitud de duración para un VT del volcán Tacaná desde el programa SEISAN.	30
Figura 23. Localización por azimut y distancia de un VT con una ventana de tiempo de correlación 0.8.	31
Figura 24. Despliegue de las formas de onda en SWARM del 8 de agosto del 2017 con un VT solo visualizable en la estación CHIQ a las 02:53:42.	32
Figura 25. Gráfico de barras de la distribución temporal de la actividad sísmica del Tacaná en el 2017. De color azul son los eventos encontrados que tiene un valor de amplitud pequeño y/o con poca claridad en los arribos de onda P. De color cian son los eventos que se lograron identificar en al menos dos estaciones o con arribos claros de ondas de cuerpo.	33
Figura 26. Diagrama del método generalizado Wadati. T_{pj} y T_{pk} son los tiempos de arribo de la onda P en el número de estación j y k respectivamente. T_{sj} y T_{sk} son los tiempos de arribo de la onda S en el número de estación j y k respectivamente. La pendiente da la relación	

Vp/Vs de 1.73 para el año 2017. La escala describe la densidad de puntos sobre un mismo valor obtenido para las diferentes lecturas de los 309 eventos localizados..... 34

Figura 27. Gráfica de la distribución temporal del 2017 de la sismicidad de Tacaná con sus respectivas magnitudes de duración. 34

Figura 28. Gráfico de la distribución temporal de la energía acumulada de la sismicidad localizada en Tacaná en el 2017 con los 6 sismos de mayor magnitud de duración..... 35

Figura 29. Perfiles en profundidad 2D y 3D de las localizaciones de los VTs para el 2017. (A) Enjambre ocurrido a finales de diciembre del 2017. (B) VTs localizados dentro de la caldera Sibinal. (C) VTs ocurridos entre los volcanes Tacaná y San Antonio. (D) VTs superficiales relacionados al domo Plan las Ardillas y el volcán Tacaná. 36

Figura 30. Mapa de la distribución espacial de la sismicidad encontrada para el 2017..... 37

Figura 31. Gráfico de la distribución temporal de la migración de la profundidad a lo largo del 2017. 38

Figura 32. (a) Histograma del error en dirección NS. (b) Histograma del error en dirección, (c) Histograma del error asociado a la componente vertical. (d) Histograma que representa el número promedio de estaciones utilizadas para la localización. (e) Histograma que representa el gap azimutal de los sismos con respecto a la distribución de las estaciones. (f) Histogramas del RMS de las localizaciones de los sismos..... 39

Figura 33. Gráfico de barras de la distribución temporal de la actividad sísmica del Tacaná en el 2017. De color azul son los eventos encontrados que tiene un valor de amplitud pequeño y/o con poca claridad en los arribos de onda P. De color cian son los eventos que se lograron identificar dos estaciones con arribos claros de ondas de cuerpo..... 40

Figura 34. Diagrama del método generalizado Wadati. T_{pj} y T_{pk} son los tiempos de arribo de la onda P en el número de estación j y k respectivamente. T_{sj} y T_{sk} son los tiempos de arribo de la onda S en el número de estación j y k respectivamente. La pendiente da la relación Vp/Vs de 1.71 para el año 2018. La escala describe la densidad de puntos sobre un mismo valor obtenido para las diferentes lecturas de los 252 eventos localizados..... 41

Figura 35. Gráfica de la distribución temporal del 2018 de la sismicidad de Tacaná con sus respectivas magnitudes de duración. 42

Figura 36. Gráfica de la distribución temporal de la energía acumulada de la sismicidad localizada en Tacaná en el 2018 con el sismo de mayor magnitud de duración. 42

Figura 37. Perfiles en profundidad 2D y 3D de las localizaciones de los VTs para el 2018. (A) VTs asociados a las estructuras del Volcán de San Antonio, el Domo del Plan de las Ardillas y el Volcán Tacaná. (B) VTs localizados en el flanco NE del volcán Tacaná, en la caldera Sibinal.	43
Figura 38. Mapa de la distribución espacial de la sismicidad encontrada para el 2018.....	44
Figura 39. Gráfico de la distribución temporal de la migración de la profundidad a lo largo del 2018.	45
Figura 40. (a) Histograma del error en dirección NS. (b) Histograma del error en dirección, (c) Histograma del error asociado a la componente vertical. (d) Histograma que representa el número promedio de estaciones utilizadas para la localización. (e) Histograma que representa el gap azimutal de los sismos con respecto a la distribución de las estaciones. (f) Histogramas del RMS de las localizaciones de los sismos.....	46
Figura 41. Ley de Gutenberg – Richter acumulada (puntos negros) y no acumulada (puntos blancos) para los años 2017 y 2018 con un b value de 2.4.....	47
Figura 42. Registros continuos de 24 horas de la estación CHIQ (izquierda) y la estación PAVE (derecha). La señal encerrada en el rectángulo rojo es la señal asociada a los telesismos: 6.5 a las 05:39 hrs., 6.8 a las 06:16 hrs. y 06:22 hrs. (UTC) a 214 km, 202 km y 227 km al SW del puerto Hardy, Canadá respectivamente. Los recuadros verdes muestran la actividad registrada únicamente por la estación CHIQ que se especula que es de origen antropogénico.	48
Figura 43. Mapa de la zona de estudio con las localizaciones de la sismicidad encontrada en el 2017 y 2018 con las estaciones.....	48
Figura 44. Perfiles de profundidad 2D (derecha) y 3D (izquierda) de la sismicidad en el 2017 - 2018. En rojo de muestra las profundidades de los VTs del 2017 mientras que la localización de los VTs del 2018 está representada por círculos negros.	50

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Coordenadas de las estaciones de la Red de Tacaná.	21
Tabla 2. Relación de la disponibilidad de datos para los años 2017 y 2018.	25
Tabla 3. Modelo de velocidad cortical para la onda P tomado de Jiménez et. al., (1999) con un valor $V_p/V_s=1.73$	29

ABREVIATURAS

CENAPRED: Centro Nacional de Prevención de Desastres.

CHIQ: Estación sísmica ubicada en Chiquihuites.

CIMA: Estación sísmica ubicada en la cima del volcán Tacaná.

CVT: Complejo Volcánico de Tacaná.

EXP: Explosion.

HYB: Hybrid.

IG: Instituto de Geofísica.

LAH: Lahar.

LP: Long Period.

ME: Microearthquakes Effusive.

PAVE: Estación sísmica ubicada en Pavencul.

PATR: Estación sísmica ubicada en La Patria.

PF: Piroclastic Flow.

SSN: Servicio Sismológico Nacional.

TR: Tremor.

UPS: Uninterruptible Power Supply

USGS: United States Geological Survey.

UNICACH: Universidad de Ciencias y Artes de Chiapas.

VEI: Volcanic Explosivity Index.

VSC: Vulcano Science Center.

VT: Volcano-Tectonic.

ABSTRACT

The Tacana volcano is one of the volcanoes with the greatest risk and danger for Mexico and Guatemala, due to its explosive activity due to its andesitic composition. This volcano had several phreatic explosions in the last 40,000 years. In February 1986, the most recent explosion occurred (VEI=1), to which an important precursor seismic activity is associated from December 1985 to May 8th, 1986. The September 7th, 2017, a Mw8.2 thrust subduction earthquake occurred in the region located 200 km SW of the Tacana volcano.

Throughout this work, it was possible to confirm a change in the seismic activity of the Tacana after this subduction earthquake, in order to know the internal stress state of the volcano. For this identify the volcano-tectonic earthquakes (VTs) nearby the volcano, with a difference of $t_s - t_p$ between 1 s and 6 s. A total of 13,291 VTs were detected with a manual analysis of 2-minute windows. Among which only 559 earthquakes were located, which yielded a b value of 2.4

RESUMEN

El volcán Tacaná es uno de los volcanes de mayor riesgo y peligro para México y Guatemala debido a su actividad explosiva por su composición andesítica. Este volcán tuvo varias explosiones freáticas en los últimos 40.000 años. En febrero de 1986 ocurrió la explosión más reciente (VEI=1), a la que se asocia una importante actividad sísmica precursora desde diciembre de 1985 hasta el 8 de mayo de 1986. El 7 de septiembre de 2017 se presentó en la región un sismo de cabalgamiento de subducción de Mw8.2 ubicado a 200 km al SW del volcán Tacaná.

A lo largo de este trabajo se logró confirmar un cambio en la actividad sísmica del Tacaná después de este terremoto de subducción, con el fin de conocer el estado tensional interno del volcán. Para ello, se identificaron los sismos volcano-tectónicos (VTs) cercanos al volcán, con una diferencia de $t_s - t_p$ entre 1 s y 6 s; con un análisis manual de ventanas de 2 minutos. Se detectaron un total de 13,291 VT, entre los cuales solo se ubicaron 559 sismos, lo que arrojó un b -value de 2.4.

Capítulo I. INTRODUCCIÓN

1.1 Introducción

El volcán Tacaná pertenece al Complejo Volcánico Tacaná (CVT) y se encuentra en la frontera de México (estado de Chiapas) y Guatemala (Departamento de San Marcos) sobre la Sierra de Chiapas con coordenadas geográficas $15^{\circ}08'$ latitud Norte, $92^{\circ}09'$ longitud Oeste con una altura de 4060 m (**Figura 1**). Es el segundo volcán más grande de América Central y joven de la región con una edad aproximada de 36 000 años.

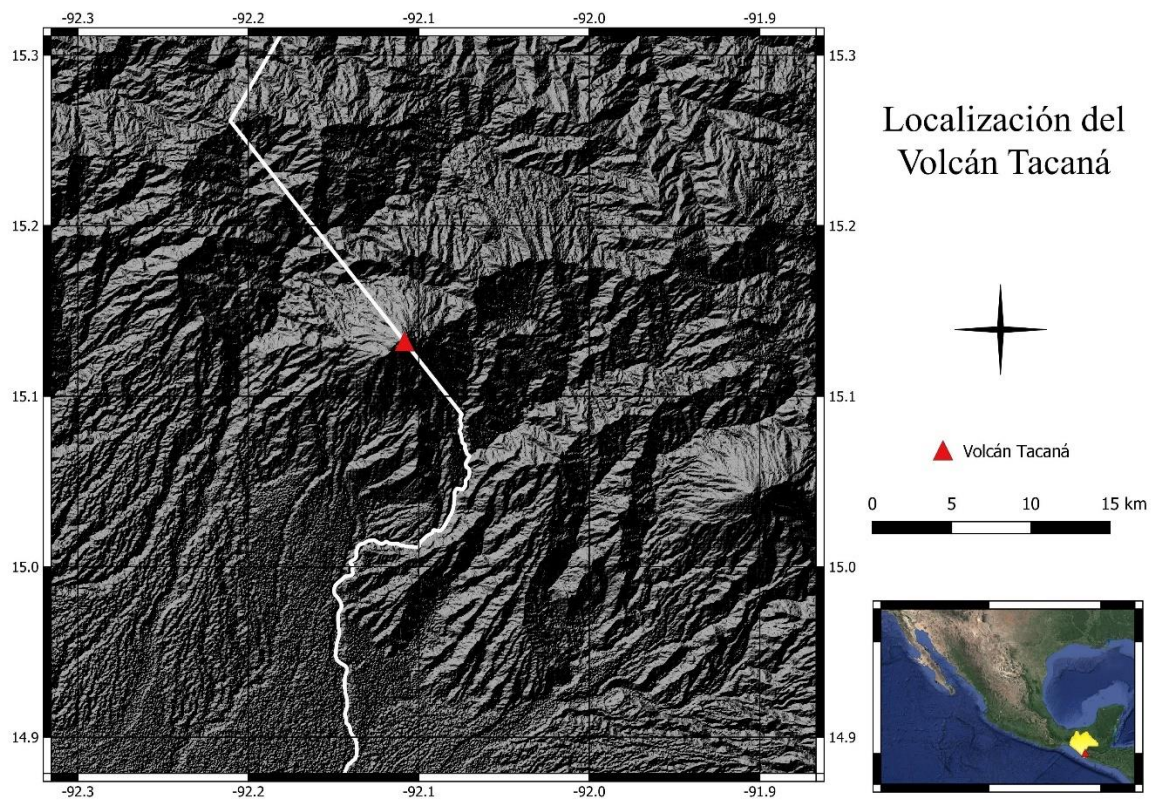


Figura 1. Mapa del volcán Tacaná.

1.2 Planteamiento del problema

El volcán Tacaná es uno de los seis volcanes más peligrosos y con mayor riesgo de México, esto debido a que es un volcán activo de origen andesítico. Este volcán ha presentado erupciones explosivas y freáticas importantes en los últimos 40 000 años, posiblemente acompañadas de una actividad sísmica precursora que puede indicar una variación en el sistema de esfuerzos por el incremento de la presión y/o el movimiento del magma dentro de

la cámara magmática. En 2019, la institución a cargo del monitoreo de este volcán (CENAPRED) incrementó el semáforo de Alerta Volcánica a amarillo fase uno debido al incremento de la actividad del volcán Tacaná en los años 2017 y 2018. A consecuencia de esto, es necesario determinar la madurez del volcán Tacaná a partir de la estimación del *b-value* que indique una variación en el sistema de esfuerzos que pudo ser afectado por el sismo del 7 de septiembre del 2017 con una magnitud $M_w 8.2$ en el Golfo de Tehuantepec aproximadamente a 200 km del volcán Tacaná.

1.3 Objetivo general

Cuantificar el estado de estrés interno del volcán Tacaná. Para esto, se verificará si hay un incremento de la sismicidad a partir del sismo de subducción del 7 de septiembre del 2017 de magnitud $M_w 8.2$ ocurrido en el centro del Golfo de Tehuantepec. Para esto, se tomará una ventana de análisis de los registros sísmicos de la Red de Tacaná desde el 1ro. de enero del 2017 al 31 de diciembre del 2018, esto debido a que comprende un periodo de 9 meses previos al sismo y una cantidad similar posterior al sismo.

Los objetivos específicos de este trabajo son:

1. Identificar manualmente los sismos volcano-tectónicos (VTs) con el programa *SWARM* de los registros de las estaciones CHIQ, PATR y PAVE pertenecientes a la Red de Tacaná.
2. Elaborar un catálogo de VTs para el periodo de enero del 2017 a diciembre del 2018 de la actividad sísmica registrada por la Red de Tacaná.
3. Obtener la localización y magnitud de duración de los VTs más grandes encontrados.
4. Determinar el *b-value* de la ley Gutenberg – Richter para el Volcán Tacaná a partir de los VTs en el periodo 2017 – 2018 obtenidos en el punto 3.

1.4 Hipótesis

Si el volcán Tacaná tiene un estado de estrés cercano a tener una erupción, este debería cambiar su tasa de sismicidad antes y después del terremoto de subducción del 7 de septiembre del 2017. Dicho cambio (que puede ser un incremento) de la actividad sísmica del volcán Tacaná registrada a finales del 2017 y a lo largo del 2018, misma que es probable que este estrechamente relacionada a una variación del sistema de esfuerzos del volcán,

provocada por el sismo ocurrido a 200 km al SW del volcán Tacaná el 7 de septiembre del 2017 de Mw8.2.

1.5 Justificación

A lo largo de las últimas décadas, en varios volcanes del mundo, se ha encontrado una relación entre la actividad sísmica cerca de un volcán y su actividad eruptiva; fue el caso del volcán Tacaná antes de la erupción del 8 de mayo de 1986. Previo a esta erupción, el volcán presento actividad sísmica desde diciembre de 1985 hasta el mes de mayo de 1986, teniendo 5 sismos de magnitud no calculada pero más grande de lo normal en el sector NE entre 15 km y 25 km del cráter. Posterior a esto, el 8 de mayo de 1986 ocurrió una erupción freática en el flanco noroeste del volcán Tacaná siendo esta la erupción más reciente. Esta erupción fue pequeña con un VEI=1. Existe un riesgo de una nueva erupción que puede tener consecuencias severas para las actividades económicas y la demografía en la región de Chiapas y Guatemala. Por esta razón es de suma importancia el análisis de la sismicidad en continuo y de los sistemas de esfuerzos a partir del análisis del cálculo del *b-value* de la ley de Gutenberg - Richter, misma que puede indicar una actividad sísmica precursora de una erupción, así como los movimientos relacionados con gases o fluidos hidromagmáticos. En marzo del 2010 el Instituto de Geofísica, el Servicio Sismológico Nacional y el Centro Nacional de prevención de Desastres instalaron una red de cuatro estaciones sísmicas que permiten identificar y conocer la distribución de la sismicidad asociada al volcán.

Capítulo II. GEOLOGÍA

2.1 Marco Geológico

El volcán Tacaná es un estratovolcán poligenético andesítico que pertenece al Complejo Volcánico Tacaná (CVT). El CVT tiene un origen que data de dos fases de intrusión, la primera con una edad entre los 29 y 35 Ma mientras que la segunda ocurrió entre los 13 y 20 Ma. Ambas fases se estiman por el fechamiento de granitos, granodioritas y tonalitas (Mujica-Mondragón, 1987; García-Palomo y Hernández, 1986). Posteriormente, el CVT se emplazó dentro de la caldera San Rafael hace aproximadamente 100,000 años (Macías J. L., 2005).

Inicialmente, los registros estratigráficos del Complejo Volcánico Tacaná indican que la génesis del volcán Tacaná surgió hace aproximadamente 36,000 años con la emisión de flujos de lava basáltica-andesítica, así como cúpulas andesíticas y dacíticas que produjeron grandes flujos y cenizas.

2.2 Marco Tectónico

El Complejo Volcánico Tacaná (CVT) se encuentra cerca del punto triple de las placas tectónicas de Norteamérica, Caribe y Cocos (Burkart y Self, 1985) dentro del bloque cortical de Chortis (Ortega Gutiérrez, *et al.*, 2004). El contacto que existe de la placa Caribe con la placa Norteamericana es de tipo transcurrente, evidenciada por la formación de fallas de rumbo Polochic-Montagua, mientras que el movimiento que existe entre la placa de Cocos y Caribe es convergente, lo cual, se traduce por una importante sismicidad de tipo fallas inversas.

El Complejo Volcánico Tacaná está compuesto por cuatro estructuras independientes alineadas en una dirección NE-SW (García-Palomo, *et al.*, 2006). Estas cuatro estructuras (**Figura 2 y 3**) se proponen como una migración de la actividad volcánica comenzando en el extremo NE con el volcán Chichuj, el domo Las Ardillas, el mismo Tacaná y terminando en el extremo SW con el Volcán San Antonio (Macías *et al.*, 2000; García-Palomo *et al.*, 2006).

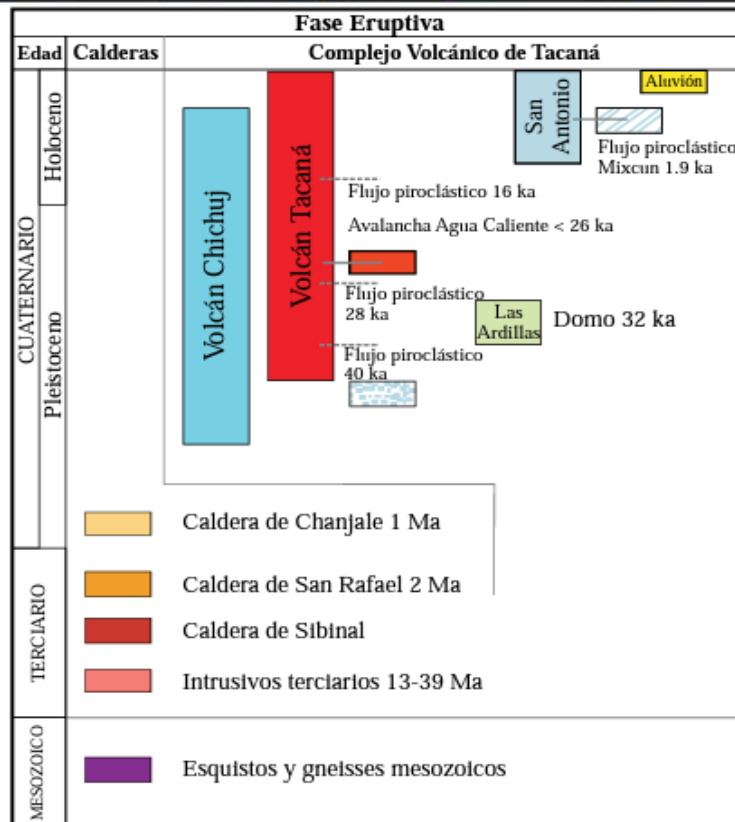
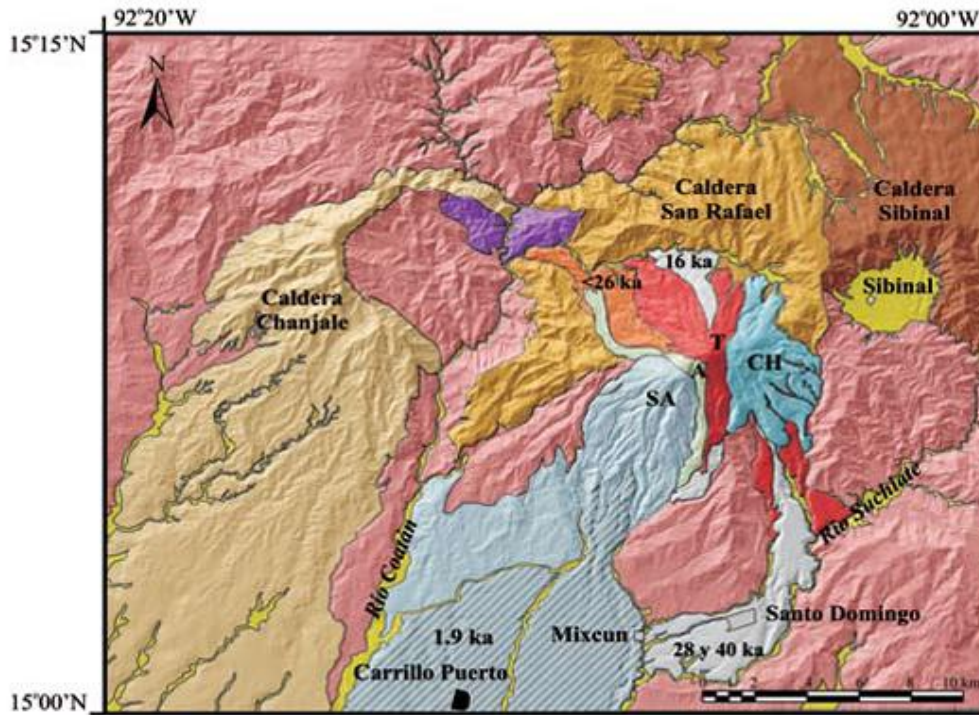


Figura 2. Mapa geológico general del complejo volcánico de Tacaná el cual se encuentra enclavado dentro de la caldera de San Rafael de 1 Ma. Se muestran algunos depósitos piroclásticos producidos durante los últimos 50 000 años en el volcán Tacaná y el depósito de flujo piroclástico Mixcum de 1950 años. Tomado de Macías, *et. al.*, (2005).

2.3 Geomorfología

Como ya se mencionó en el punto 2.2, el Complejo Volcánico Tacaná está conformado por 4 estratovolcanes (**Figura 3**) que han ganado altura y volumen a partir de la expulsión de material volcánico. Dichas estructuras presentan acumulación paulatina en torno al centro emisor de flujos de lava desgacificada y de baja temperatura, permitiendo su enfriamiento y solidificación (domos) que funcionan como un “tapón” permitiendo el aumento de la presión interna.



Figura 3. Domos centrales coronando la porción cumbral del CVT su morfología es variable, de cúpula para el del Tacaná, cúpula elipsoidal para el del Chichuj, de cúpula yuxtapuesta asimétrica para San Antonio y de domo-mesa para el Plan de las Ardillas. Tomada de Mendoza Margáin, Carlos Emilio [Tesis para obtener el grado de Licenciatura, UNAM, 2010].

2.3.1 Volcán Chichuj

Este volcán Chichuj supone un cono truncado que en su porción cumbral presenta un cráter abierto en dirección NW y W. El domo es una cúpula ligeramente elipsoidal cuya ladera occidental, tiene una inclinación aproximada de 40° mientras que en su ladera oriental existe una cicatriz de colapso.

2.3.2 Volcán Tacaná

El volcán Tacaná presenta un cono truncado que fue interrumpido en su parte occidental a consecuencia de un derrumbe parcial hace aproximadamente 26 000 años que da la forma de media luna con una cúpula asimétrica.

2.3.3 Volcán San Antonio

El volcán San Antonio es la estructura más reciente del Complejo Volcánico Tacaná, pese a que no se conoce el detalle de sus comienzos, su edad relativa no es mayor a 10 000 años (Macías *et. al.*, 2000). Su morfología ha sido modificada por su actividad explosiva, principalmente por su erupción peleana hace 1972 años (Macías *et. al.*, 2000), la cual, segmentó la estructura volcánica con flujo piroclástico perdiendo su morfología inicial de cono truncado asimétrico y alargado en su base. En la cima se encuentran dos domos yuxtapuestos con una cúpula asimétrica.

2.3.4 Domo Plan de las Ardillas

El domo Plan de las Ardillas es un domo de cima plana cuya porción cumbral no presenta una convexidad marcada con bordes cuya tendencia es recta. Este domo se encuentra emplazado entre el Volcán San Antonio y el Volcán Tacaná.

2.4 Actividad Eruptiva

La actividad volcánica del Tacaná desde su inicio presentó al menos cuatro erupciones importantes antes de nuestra era. El primer registro que se tiene es a partir del fechamiento de bloques y ceniza de La Trinidad (Espíndola *et al.*, 1996), los cuales arrojaron una edad estimada de 38 000 años. Una segunda erupción ocurrió en la localidad de Monte Perla hace 30 000 años; posteriormente se lograron identificar una erupción hace 10 000 años y otra hace 1 972 años, esta última proveniente del volcán San Antonio, misma que produjo el flujo piroclástico Mixcum (De la Cruz y Hernández, 1985; Macías *et. al.*, 2000). Las erupciones de 38 000, 30 000 y 1972 años fueron producidas por la destrucción total o parcial de un domo central con la generación de flujos piroclásticos de bloques y cenizas, mismas que lograron viajar a lo largo de varios kilómetros y rellenar barrancas con varios metros de espesor (Macías, 2005).

En los últimos dos siglos también se han registrado al menos tres erupciones freáticas importantes: de acuerdo con Macías (2005), Sapper (1897), y Bose (1902, 1903):

El 5 de mayo de 1854 ocurrió un sismo en el estado de Oaxaca con una magnitud estimada de Mw8.0 posterior a eso, se sabe que el volcán Tacaná presentó sismos violentos previos a la actividad fumarólica (Sapper, 1897, 1927; Bose, (1903).

Posteriormente, de 1897 a 1903 se sabe que ocurrieron siete sismos importantes en México: el primero el 5 de junio de 1907 en el Golfo de Tehuantepec, Oaxaca de Mw7.0, el siguiente

ocurrió en el límite de Oaxaca y Guerrero el 24 de enero de 1899 de Mw8.4. Después, el 19 de enero de 1900 entre los estados de Jalisco y Colima con una magnitud de Mw7.4 cuya réplica principal de Mw6.9 ocurrió en Jalisco el 16 de mayo de 1900. Para el 16 de enero del 1902 ocurrió un sismo en Guerrero de Mw7.0. Finalmente, el 23 de septiembre de 1902 y el 14 de enero de 1903 ocurrieron dos sismos de Mw7.7 y Mw7.6 respectivamente en los estados de Chiapas y Oaxaca. Durante esta temporada de actividad sísmica importante, el volcán presentó un olor importante a azufre, así como actividad en un cráter de 50 m de ancho y 5 m de profundidad (Bose, 1905; Sapper, 1905).

En el periodo de 1949 a 1950 se percibió la salida de vapor blanco con un fuerte olor a azufre al suroeste del volcán con caída de ceniza en Unión de Juárez (Mulleried, 1951).

Finalmente, el 19 y 20 de septiembre de 1985 ocurrió un sismo de Mw8.1 y otro de Mw7.6 en Michoacán con un patrón de rompimiento en dirección al SE/E sobre la costa mexicana lo que posiblemente, en 1986 a 1987 se presentó una erupción freática con actividad sísmica somera dentro de los 20 km más cercanos al volcán en el flanco NE correspondientes a la caldera Sibinal (SEAN, 1986).

Capítulo III.

MARCO TEÓRICO

3.1 Ondas sísmicas

Un sismo es una ruptura de roca sobre un plano de falla. Esta ruptura emite ondas sísmicas que se propagan idealmente de manera esférica y que se modelan a partir de la ecuación de onda. Para el caso de los sismos existen dos tipos de ondas sísmicas: las ondas de cuerpo, que se propagan a través del interior de la Tierra, y ondas las superficiales, que se deben a la presencia de una superficie libre o superficies que separan medios de velocidades diferentes. Las ondas de cuerpo se dividen en ondas P (Ondas de compresión) que son las primeras en llegar y tienen una polarización longitudinal; esto quiere decir que el desplazamiento de las partículas oscila hacia adelante y hacia atrás en la misma dirección de propagación de la onda, lo que genera una serie de una compresiones y dilataciones del medio como se muestra en la **Figura 4**.

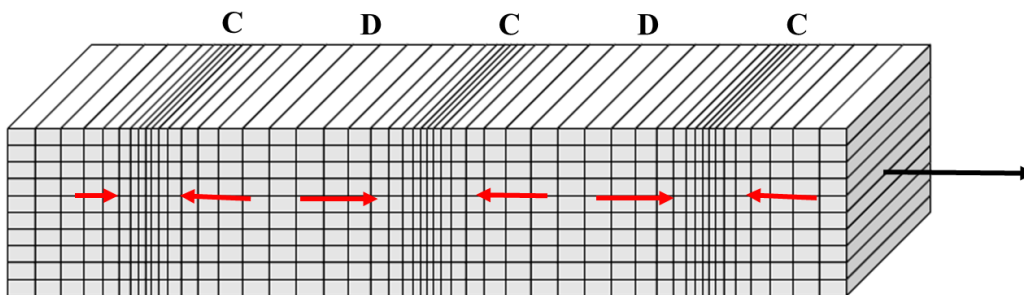


Figura 4. Ilustración de la propagación de la onda P de Peter M. Shearer, 2009, tomada y modificada de Introduction to Seismology.

Las ondas S (Ondas de corte o cizalla) son más lentas de las ondas P. El desplazamiento de las partículas ocurre sobre un plano perpendicular a la dirección de propagación de la onda generando tensión de corte en el medio, este movimiento se muestra en la **Figura 5**.

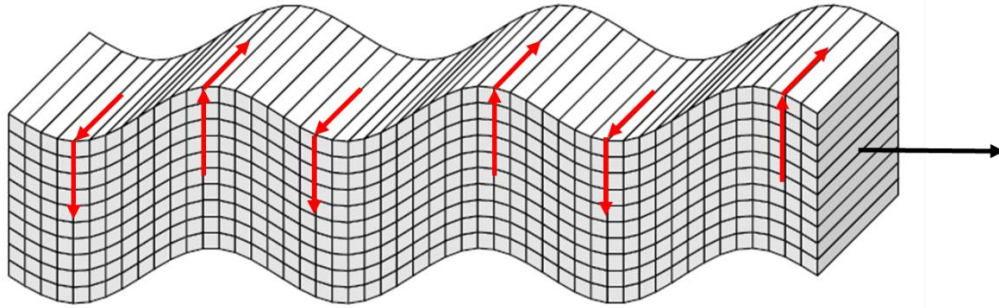


Figura 5. Ilustración de la propagación de la onda S de Peter M. Shearer, 2009, tomada y modificada de Introduction to Seismology.

3.2 Magnitud

El concepto de magnitud fue inducido inicialmente por Richter para poder medir la relación de la energía producida en el foco de un sismo. Dicha cuantificación la hizo a partir de la medida de la amplitud de la componente horizontal registrada por un sismógrafo *Wood Anderson* y la corrección por distancia de sismos (Richter, 1935), obteniendo así la magnitud que se denomina magnitud de Richter. La descripción general está dada en la **Ecuación 1**; donde A es la amplitud de la señal, T es el periodo en el cual se calcula la amplitud A , F es la corrección de la variación de la amplitud que está en función de la profundidad h del sismo y la distancia a la estación Δ , y C un factor regional que depende de la estación en la cual, se calcula la magnitud.

$$M = \log\left(\frac{A}{T}\right) + F(h, \Delta) + C \quad (1)$$

3.2.1 Magnitud de duración

La magnitud dada por la **Ecuación 1** depende mucho de los efectos de sitio locales, generalmente importantes sobre los volcanes, por esta razón, no es muy adecuada para este estudio. A continuación, se propone el uso de la magnitud de duración de duración o también conocida como magnitud de coda; esta es menos sensible a los efectos de sitio. Esta magnitud de duración se obtiene también a partir de los registros sísmicos. La coda de un sismograma corresponde a la parte tardía de la señal que decrece conforme pasa el tiempo hasta que el registro regresa al nivel previo al sismo, debido a la dispersión en el medio de propagación. El tamaño del sismo es proporcional a la duración de la coda para sismos pequeños y locales (Seltau y Withcom, 1979), y se determina visualmente después del tren de las ondas S (**Figura 6**). Es importante puntualizar que la duración de un registro dependerá directamente

de la distancia a la que se encuentre la estación del sismo, por eso existe un factor de corrección de la distancia b que se encuentra en la **Ecuación 2** propuesta por Lee (1972).

$$M_d = a \log(t_c) + b * \Delta + c \quad (2)$$

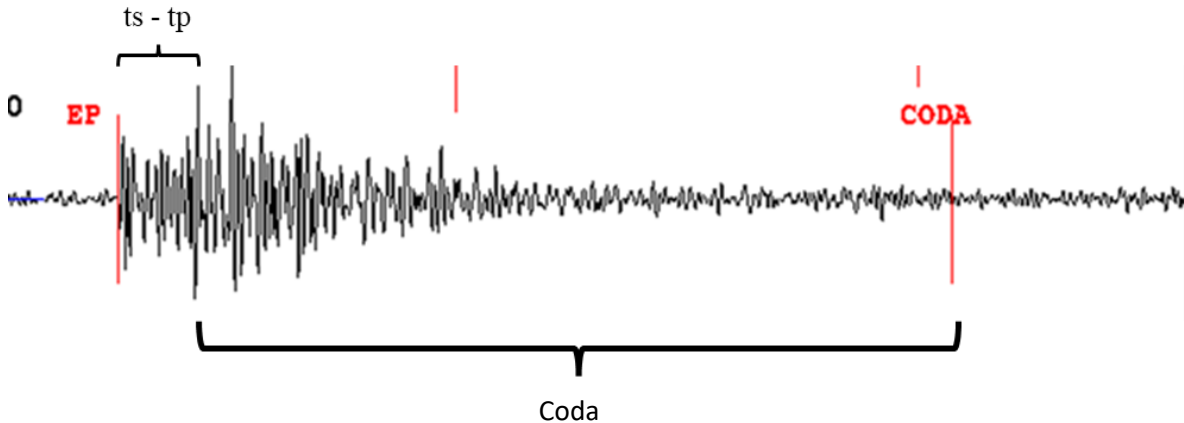


Figura 6. Representación de la coda de un sismograma.

Para la realización de este trabajo se utilizó la magnitud de duración (M_d) con los valores estándar: $a=2$, $b=0.0035$, y $c=-0.87$ como se muestra en la **Ecuación 3** utilizados por el SSN

$$M_d = 1.87 \log(t_c) + 0.0035 * \Delta - 0.87 \quad (3)$$

Como ya se mencionó anteriormente, la magnitud es una estimación de medir la relación de la energía emitida en el foco de un sismo. Es posible calcular la cantidad de energía emitida por un sismo a partir de la magnitud calculada lo que posteriormente nos permite conocer la energía acumulada a lo largo de un periodo dado conociendo así, una estimación del porcentaje de energía liberada. La fórmula (**Ecuación 4**) que se usará en este trabajo es de Kanamori, (1977).

$$E[erg] = 10^{1.5M+11.8} \quad (4)$$

3.2.2 Magnitud de completitud

La magnitud de completitud se define como la magnitud más baja en la cual, el 100% de los sismos son detectados dentro de una región a lo largo de un lapso de tiempo (Woessner y Wiemer, 2005).

3.3 Ley de Gutenberg – Richter

La ocurrencia de sismos pequeños es más frecuente que la ocurrencia de sismos grandes. Gutenberg y Richter (1944) lograron cuantificar una relación empírica (**Ecuación 5**) con la magnitud y el número de eventos.

$$\log_{10}(N(t) \geq M) = a(t) - bM \quad (5)$$

Donde $N(t)$ es el número de sismos más grandes que la magnitud M en un periodo de tiempo t específico; $a(t)$ describe el número total de sismos mayores a cero durante el periodo de tiempo t , es decir, da el nivel de actividad sísmica en la zona; y el parámetro b es una constante que varía en función de la región que se esté analizando. Este parámetro permite estimar el comportamiento fractal de los sismos (Aki, 1981). Schorlemmer *et. al.*, (2004, 2005) observaron que para lugares con un alto nivel de esfuerzos que son asociados principalmente a fallas normales la constante b también tendrá un valor alto ($1.7 \leq b \leq 2.5$); para zonas que presentan un bajo nivel de esfuerzos que pueden ser asociados a fallas inversas, esta misma constante tomará valores pequeños ($0.8 \leq b < 1.2$) y para sistemas cuyos valores en sus niveles de esfuerzos intermedio que son asociados a corrimientos de rumbo, los valores de b también serán intermedios ($1.2 \leq b < 1.7$).

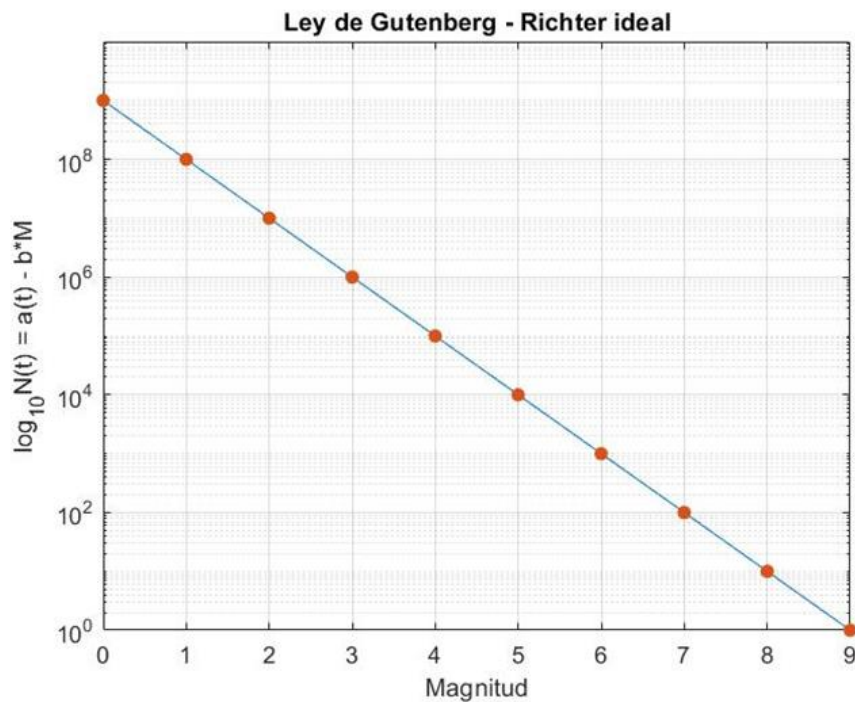


Figura 7. Ley ideal de Gutenberg Richter con un $b = 1$.

Un valor de $b=1$ nos indica un incremento de 10 en el número de sismos, cuando la magnitud disminuye de 1. Esto significa que por cada evento de magnitud 4.0 habrá 10 de magnitud superior o igual a 3.0, 100 sismos de magnitud superior o igual a 2, etcétera. Cuando el valor b es más alto, indica una proporción mayor de sismos pequeños a los grandes. De manera ideal, si se logrará identificar y localizar todos los eventos se lograría desarrollar una Ley de Gutenberg – Richter ideal como se muestra en la **Figura 7**.

Dentro de la **Ecuación 5** es necesario contar con un catálogo de sismos para un periodo de tiempo t , permitiendo obtener una gráfica que relaciona la sismicidad acumulada (ordenadas) con la magnitud (abscisas). Con la finalidad de ejemplificar el proceso para obtener los valores a y b , se tomará como ejemplo el gráfico elaborado para la sismicidad del Complejo Volcánico del Salvador por Legrand *et. al.*, (2020), en este gráfico que se muestra en la **Figura 8** se observa la distribución de la sismicidad en el mes de abril del 2017, los círculos negros representan la sismicidad acumulada mientras que los círculos sin relleno muestran la distribución de la cantidad de eventos no acumulados asociados a la magnitud calculada. De igual manera se puede apreciar que la cantidad de eventos de VTs de menor magnitud permanecen constantes hasta la magnitud 1.3 (M_c), posterior a ella, la cantidad de VTs acumulados asociados a magnitudes mayores comienza a decaer de manera significativa.

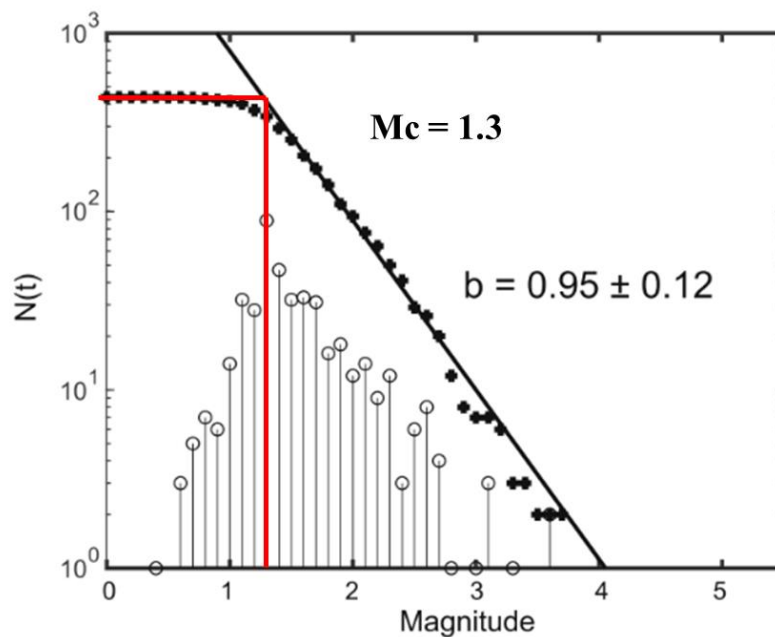


Figura 8. Resultados de la aplicación de la ley de Gutenberg - Richter para el estudio de la sismicidad de abril a mayo del 2017 del Complejo Volcánico del Salvador. Legrand *et. al.*, 2020.

Los puntos que se encuentran posterior a la magnitud de completitud mantienen una relación lineal, cuyos parámetros pueden ser calculados con mínimos cuadrados (Press *et al.*, 1986). Por otro lado, se puede determinar los parámetros mediante el método de máxima verosimilitud (Aki, 1965; Utsu, 1965).

3.4 Sismicidad volcánica

La principal causa de la formación de volcanes ocurre a partir de procesos tectónicos, en el que destaca la subducción de una placa oceánica debajo de una placa continental (**Figura 9**). La placa oceánica contiene una gran cantidad de agua en minerales hidratados que se libera del *slab* (a profundidades donde la temperatura es $\sim 600^{\circ}\text{C}$) y al entrar en contacto con la zona del manto hace bajar la temperatura de fusión, permitiendo la fusión parcial del manto generando roca fundida (magma). Esta mezcla obtenida por la fusión parcial tiende a subir paulatinamente con una morfología de 'gota' y su composición puede variar en función de los elementos disueltos, provocando magmas basálticos, magmas de composición intermedia o magmas andesíticos, estos últimos al entrar en contacto con la superficie suelen provocar erupciones explosivas con grandes columnas de cenizas y gases volcánicos.

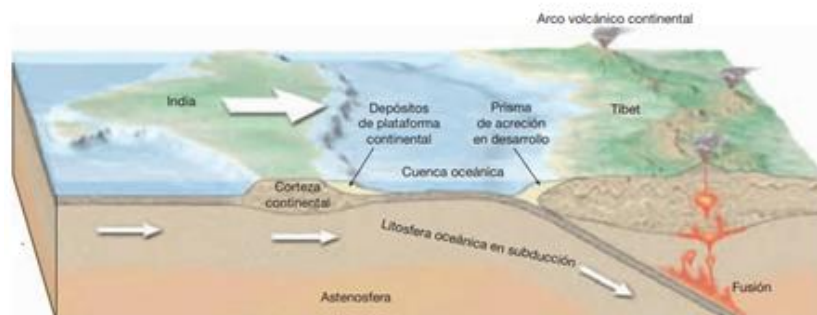


Figura 9. Representación de la fusión parcial generada por la hidratación en el manto a causa de un proceso de subducción de Edward J. Tarbuck y Frederick K. Lutgens, 2005, tomada y modificada de An Introduction to Physical Geology; pp.61.

La actividad sísmica que ocurre en zonas volcánicas se puede deber a la vibración producida por lahares que fluyen ladera abajo, o por la variación de los sistemas de esfuerzos por el movimiento interno del magma, ruptura del edificio volcánico o la destrucción parcial o total de los domos. En la actualidad se ha observado que existe una buena correlación entre la variación de sismos de origen volcánico como agentes precursores y las erupciones

volcánicas (**Figura 10**) obteniendo una mejor descripción de la evolución temporal de la actividad volcánica, a pesar que en la actualidad es difícil de interpretar.

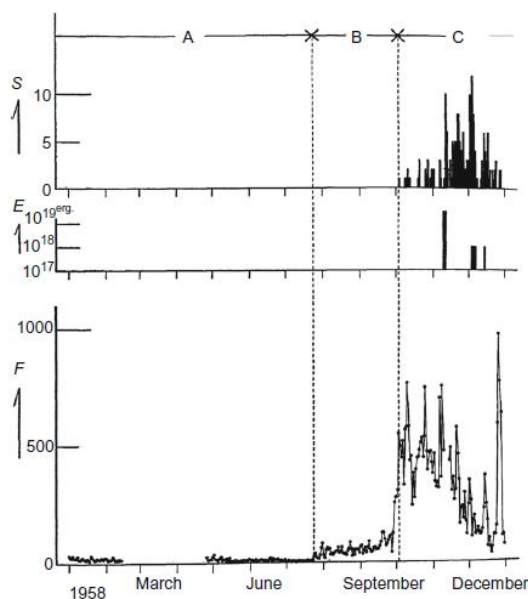


Figura 10. Relación entre las erupciones y sismos de Asama, Honsu, Japón. A, B, y C indican el tiempo de calma pre-eruptiva. S es la frecuencia diaria de explosiones; E representa la energía cinética de la fuerza de las explosiones; y F es la frecuencia diaria de sismos. De Minakami, 1960 tomada de *Introduction to Volcanic Seismology*; pp.13.

En la literatura moderna, existen diferentes clasificaciones de señales asociadas a la actividad volcánica. Se describe una de ellas en el apartado 3.4.1.

3.4.1 Clasificación de señales asociadas a la actividad volcánica.

Unas de las primeras clasificaciones de señales sísmicas volcánicas fueron propuestas por Sassa (1935) y por Minakami (1960, 1974a) que ahora no se usan. Recientemente, existen otras clasificaciones como de la Chouet (1996) sin embargo, para este trabajo se propone la clasificación propuesta por Zobin (2013), ilustrada en la **Figura 11**; en esta clasificación se puede observar de lado izquierdo los distintos tipos de señales observadas en el volcán de Colima y en la parte derecha se muestra el espectro de Fourier, mismo que describe la cantidad energía concentrada a lo largo del dominio de las frecuencias.

- VT: sismo Volcano-Tectónico que es caracterizado por la llegada clara de ondas P y S.
- HYB (eventos híbridos): son eventos con dos o más frecuencias dominantes.
- EXP (explosiones): Son señales generadas por una explosión.

- LP (eventos de Largo Periodo): Estas señales son de largo periodo, sin ondas P y S claras.
- ME (micro-sismos): estas señales se presentan en enjambres y están asociadas a la actividad extrusiva y explosiva.
- TR (tremor): Son señales largas, que duran minutos hasta horas o días. Puede tener una sola frecuencia o varias según el tipo de tremor.
- PF (flujos piroclásticos): estas señales están asociadas con flujos piroclásticos, deslaves o caída de rocas incandescentes).
- LAH (lahares): estas señales se asociaron al movimiento de material de flujos piroclásticos o lahares.

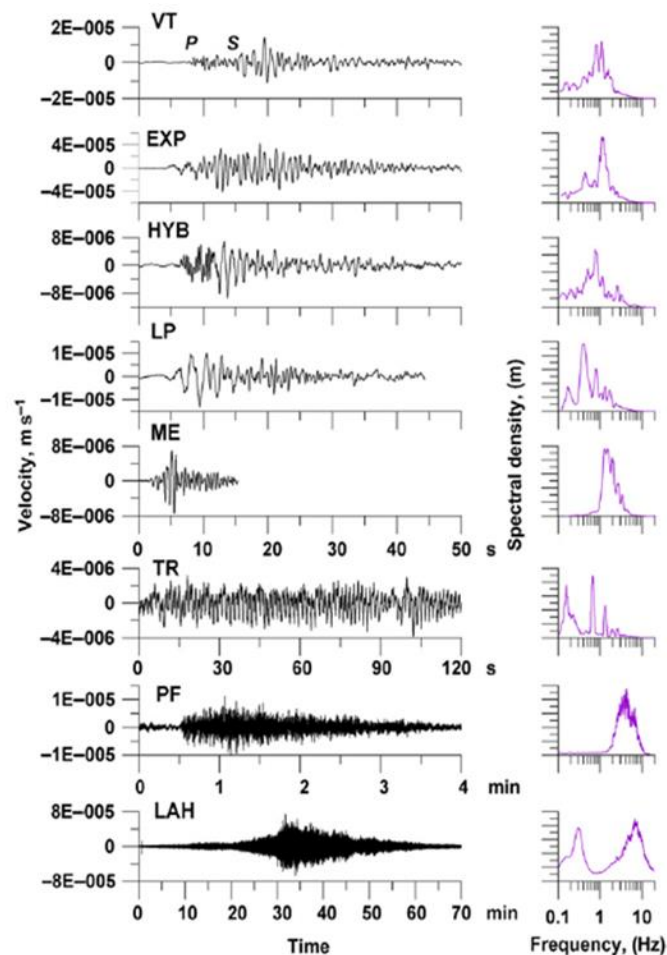


Figura 11. Clasificación de señales asociadas a los distintos tipos de actividad sísmica registradas durante el periodo de 1998 - 2011 en el volcán de Colima. Tomada de An Introduction to Volcanic Seismology, pp. 19 (Zobin, 2013).

3.4.2 Sismos Volcano-Tectónicos

Un sismo volcano-tectónico es un sismo clásico, con una onda P y S, localizado cerca de un volcán. Un ejemplo de un VT del volcán Tacaná (se muestra en la **Figura 12**). Los VTs se deben, por ejemplo, a una variación de esfuerzos debido al movimiento del magma dentro del edificio volcánico provocado una ruptura de la roca. Se puede localizar los VTs con las mismas herramientas para localizar los sismos tectónicos. Los VTs generalmente tienen un rango de frecuencia dominante entre 1 [Hz] a 20 [Hz].

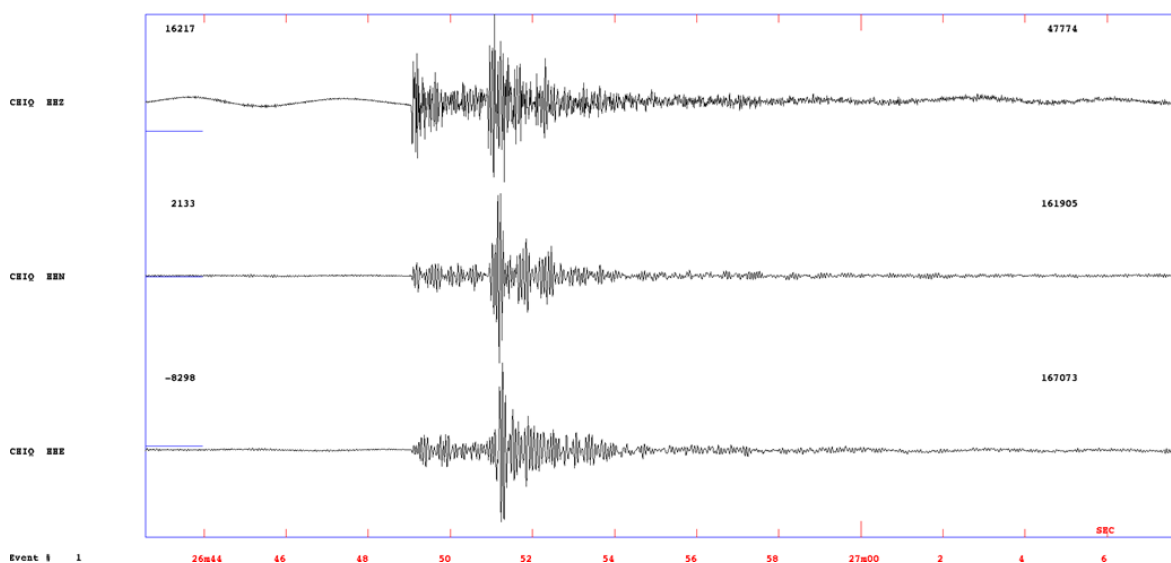


Figura 12. Las tres componentes de un VT registrado en la estación CHIQ el 1ro. de enero del 2017 relacionado con el Volcán Tacaná.

3.5 Localización de un sismo

La ventaja de estudiar los VTs en volcanes es que al tener un arribo claro de las ondas P y S, pueden ser localizarlos fácilmente usando los métodos de sismología clásica. Para localizarlos, podemos usar varios sismómetros cuando están disponibles, o uno solo si se tienen las tres componentes. A continuación, se muestra un día típico de sismicidad registrada en el volcán Tacaná durante el mes de septiembre (**Figura 13**) en la estación CHIQ.

Localizar un VT consiste en determinar cuatro parámetros, tres en el espacio que son: Latitud, Longitud, Profundidad y uno que es el tiempo de origen del terremoto. Además, vamos a determinar la magnitud de cada VT.

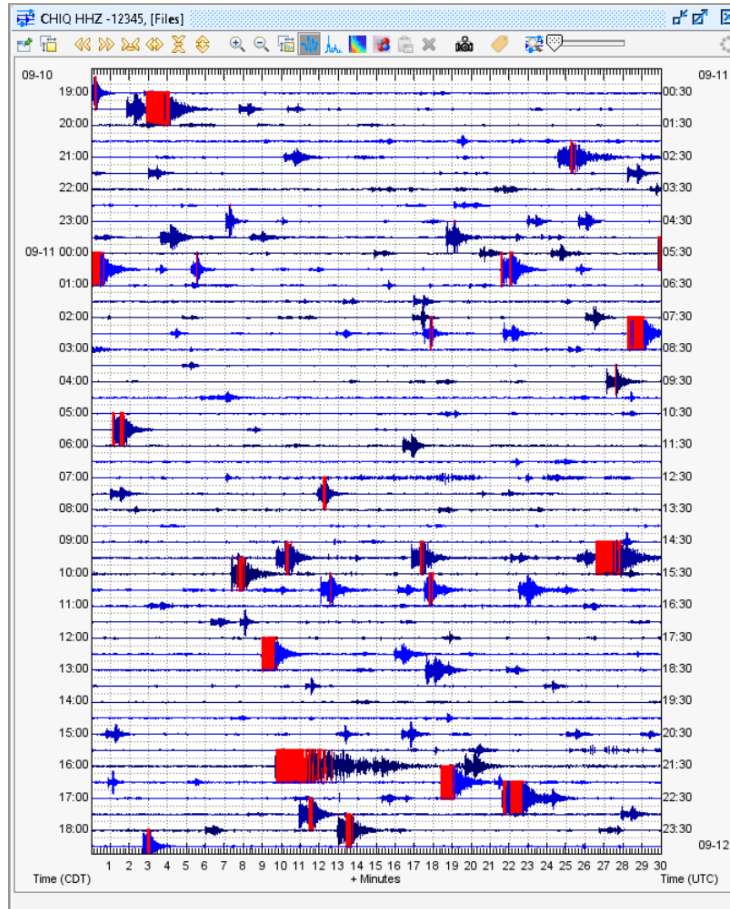


Figura 13. Despliegue de las formas de onda en SWARM de las estaciones de la Red Tacaná el 10 de septiembre del 2017. La parte roja de varias señales del registro corresponde a la saturación debido a que el movimiento del sismo es mayor que el rango de movimiento del sismógrafo, estas señales son las réplicas del sismo del 7 de septiembre del 2017 Mw8.2 ocurrido a 200 km en dirección SW del volcán Tacaná.

3.5.1 Localización con varias estaciones

En la actualidad existen diversos softwares para localizar sismos. Básicamente, minimizan el error entre los tiempos de propagación de las ondas P y S para un modelo de velocidad dado y los tiempos leídos de propagación de las ondas en los sismogramas reales. Los errores de localización tienen diferentes fuentes como los errores realizados en las lecturas de los tiempos de arribo de las ondas P y S. El número de estaciones y la distribución espacial de esas estaciones y, sobre todo, el modelo de velocidad, mismo que generalmente es desconocido. Además, es importante mencionar que para un volcán se debe tomar en cuenta la diferencia de topografía.

3.5.2 Localización con una sola estación

Existen diversos factores que provocan que una estación puede dejar de transmitir datos; ya sea por fallas con el *UPS*, enlace satelital o vandalismo de la estación. Esto afecta directamente a la cantidad de registros disponibles que se pueden utilizar si se requiere hacer un estudio, lo que limita el uso del método tradicional para localizar sismos. A veces, tenemos una sola estación disponible. La localización con una sola estación con tres componentes se hace a partir del análisis de la polarización de la onda P en las tres componentes de un sismograma para determinar la dirección 3D del sismo (el azimut en el plano horizontal y el ángulo de incidencia en el plano vertical). La polaridad de la onda P en la componente vertical, permite saber de qué lado está el sismo con la dirección de polarización sismo-estación. Cuando la onda P está hacia arriba (compresión), la componente radial apuntará en dirección opuesta al epicentro; si la onda P está hacia abajo (dilatación), la componente radial apuntará en dirección del epicentro (**Figura 14**). La distancia a la que se encuentra el sismo se obtiene con la **Ecuación 5**.

$$d \approx 8(t_s - t_p) \quad (5)$$

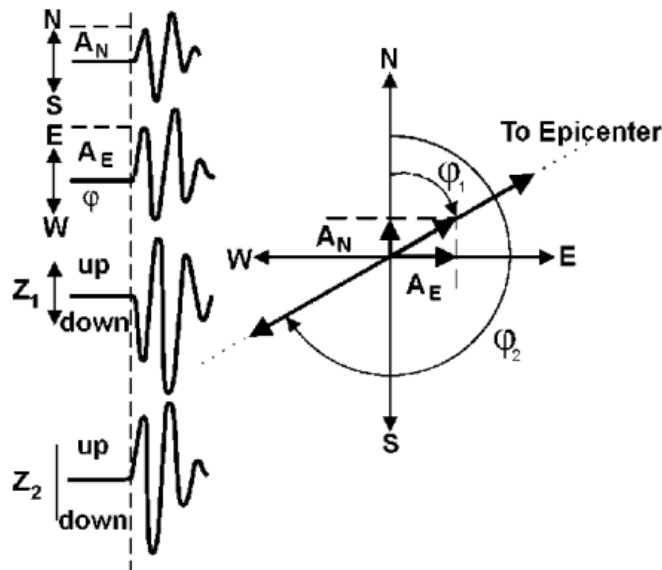


Figura 14. Polaridades de la onda P en las tres componentes, de las cuales se puede obtener el azimut inverso ϕ . ϕ_1 corresponde al primer arribo, el cual fue de dilatación (Z_1) en la componente vertical. ϕ_2 a un arribo de compresión (Z_2). Havskov & Ottemöller (2010).

Lo descrito anteriormente nos permite obtener una localización en planta calculando a distancia epicentral que tuvo el sismo con respecto a la estación de tres componentes. La profundidad que tendrá el sismo con respecto a la estación es necesario determinar la distancia hipocentral, la cual, puede obtenerse a partir de la diferencia en el tiempo de llegada de dos fases (generalmente la fase de la onda P y la onda S).

Se supone una velocidad constante para la onda P y para la onda S , el tiempo de origen t_0 de tal manera que el cálculo de los tiempos de arribo de las fases de ondas P y S a una estación con distancia epicentral Δ del sismo se describe en la **Ecuación 6** y la **Ecuación 7**.

$$t_p = t_0 + \frac{\Delta}{v_p} \quad (6)$$

$$t_s = t_0 + \frac{\Delta}{v_s} \quad (7)$$

Como se supone un movimiento rectilíneo uniforme, la distancia hipocentral se obtiene como:

$$\text{distancia hipocentral} = (t_s - t_p)(v_s - v_p) \quad (8)$$

Se ha tomado la velocidad de la onda P del modelo de velocidades (**Tabla 3**) propuesto por Jiménez *et. al.*, (1999). Para la velocidad de la onda S se considera que el medio de propagación es un sólido de Poisson (**Ecuación 9**).

$$v_s = \frac{v_p}{\sqrt{3}} \quad (9)$$

Capítulo IV.

METODOLOGÍA

A lo largo de este capítulo se explicarán la secuencia de pasos (**Figura 15**) que se siguieron para el desarrollo de este trabajo.

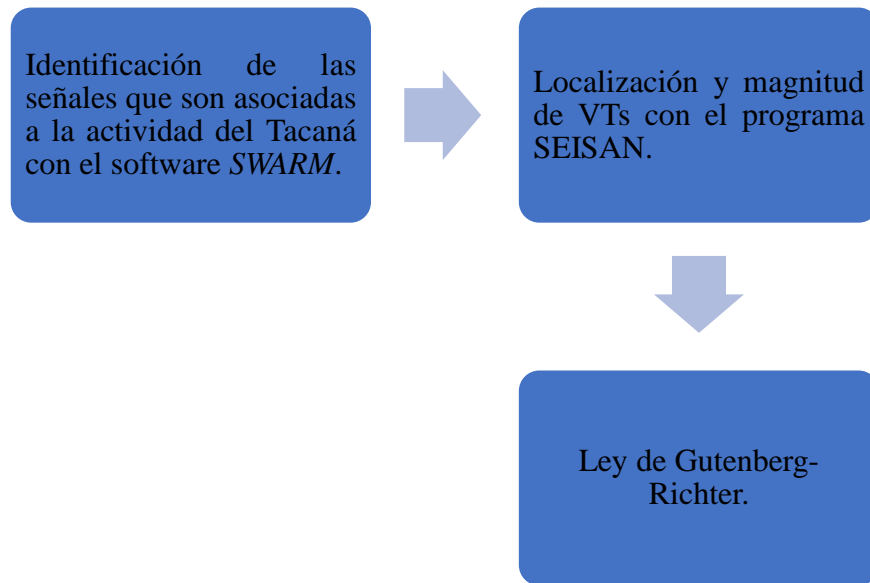


Figura 15. Secuencia de la metodología desarrollada.

4.1 Red Tacaná

La Red de Tacaná fue financiada por un proyecto CONACyT e instalada en 2009 por técnicos del Servicio Sismológico Nacional (SSN) y supervisada por el Dr. Carlos Valdés, posteriormente esta red fue mantenida por la Universidad de Ciencias y Artes de Chiapas (UNICACH) y el SSN. Inicialmente la red de Tacaná contaba con 4 estaciones ubicadas dentro del territorio mexicano como se muestra en la **Figura 16** cuyas coordenadas se muestran en la **Tabla 1**.

Tabla 1. Coordenadas de las estaciones de la Red de Tacaná.

Estación	Latitud	Longitud	Altitud [m]
CIMA	15.130690°	-92.111504°	3884
CHIQ	15.093697°	-92.108172°	1994
PATR	15.116967°	-92.23385°	1600
PAVE	15.192617°	-92.177211°	1152

El objetivo inicial de la red es monitorear la actividad del volcán Tacaná y poder brindar información complementaria para sismos de origen tectónico de la región.

Las estaciones cuentan con sensores de velocidad triaxiales *Güralp CMG-6TD* de banda ancha 0.3016[Hz] – 50[Hz] y son transmitidas por radio frecuencia al Observatorio Sismológico de Tapachula donde posteriormente son retransmitidas con un enlace satelital a la UNICACH y al SSN para su monitoreo en tiempo real. Inicialmente las estaciones transmitían datos con una tasa de muestreo de 40 [Hz], sin embargo, debido al incremento de la actividad del 2017 se decidió aumentar la tasa a 100 [Hz] a partir del mes de junio del 2018 para poder identificar de manera más clara los arribos de la onda P.

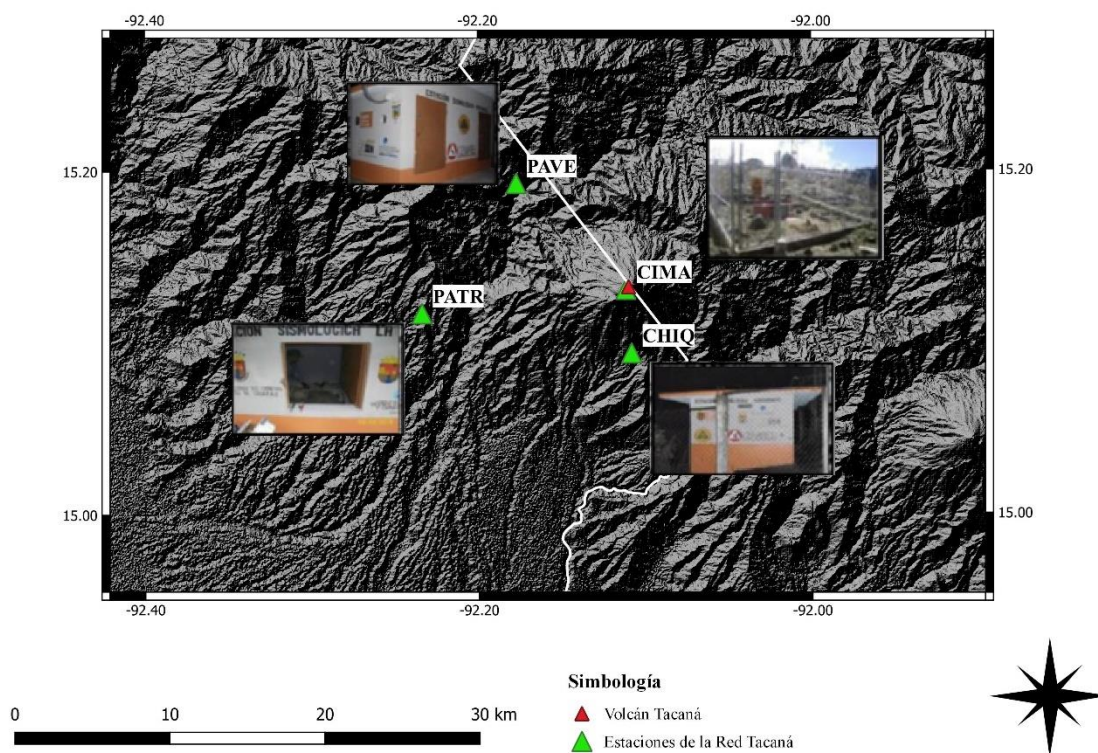


Figura 16. Mapa de la Red de Tacaná.

4.1.1 CIMA

Esta estación se encontraba a 280 m en dirección SW de la cima del volcán (**Figura 17**), la actividad humana en esta zona es mínima, lo que la convertía en la estación con la menor cantidad de ruido antropogénico. Esta estación sufrió de dos vandalismos completos lo que provocó que en 2011 dejará de transmitir datos de manera definitiva.



Figura 17. Imagen satelital de la estación CIMA tomada de Google Earth.

4.1.2 CHIQ

La estación se encuentra a 4 200 m en dirección SE del volcán de Tacaná y aproximadamente a 1 200 m en dirección Oeste del poblado de Chiquihuites (**Figura 18**) lo que actualmente la convierte en la estación más cercana del volcán. Se encuentra dentro de una propiedad privada a la cual se puede acceder en automóvil. Dado que el acceso es sencillo se han generado nuevas construcciones cercanas a la estación, así como el incremento del vandalismo de las baterías que se ocupan en la estación.

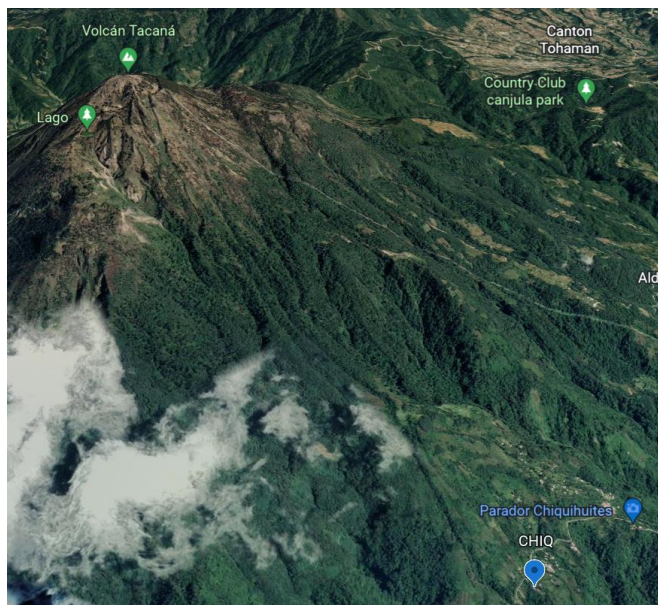


Figura 18. Imagen satelital de la estación CHIQ tomada de Google Earth.

4.1.3 PATR

La estación se encuentra aproximadamente a 13.5 km en dirección SW del volcán Tacaná y aproximadamente a 280 m en dirección NW del poblado de La Patria (**Figura 19**). La estación se encuentra dentro de una propiedad privada que es usada como huerto de café.

La estación se encuentra muy cerca del poblado, lo que ha provocado el vandalismo de la estación de los paneles solares que abastecen a las baterías usadas para mantener en funcionamiento la estación.

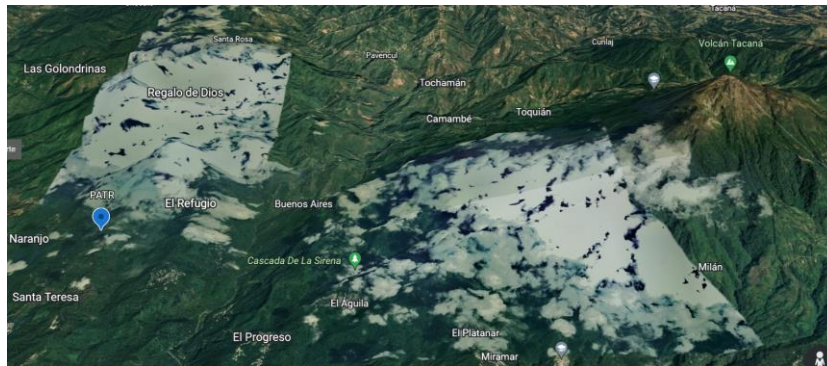


Figura 19. Imagen satelital de la estación PATR tomada de Google Earth.

4.1.4 PAVE

La estación se encuentra aproximadamente a 10 km en dirección NW del volcán Tacaná y aproximadamente a 1 km en dirección SE del poblado de Pavencul (**Figura 20**). La estación se encuentra dentro de una propiedad privada que es usada como huerto de café y una granja de abejas. La estación está ubicada en la parte superior de un risco donde circula de manera continua corrientes de viento en diferentes direcciones lo que la convierte en la estación con una mayor cantidad de ruido.



Figura 20. Imagen satelital de la estación PAVE tomada de Google Earth.

4.2 Identificación de señales que son asociadas a la actividad volcánica del Tacaná.

Los registros disponibles del 1ro de enero del 2017 al 31 de diciembre del 2018 fueron proporcionados en formato *Güralp* (.gcf) en intervalos de una hora. Estos fueron convertidos en formato SAC para apilarlos en registros de 24 horas de cada componente para poder manejar la visualización de la forma más óptima en el programa SWARM. La relación de los registros sísmicos con los días disponibles para analizar se muestra en la **Tabla 2**.

Tabla 2. Relación de la disponibilidad de datos para los años 2017 y 2018.

2017	Relación del número de registros por día de cada estación								
	CHIQ			PATR			PAVE		
	Z	N	E	Z	N	E	Z	N	E
Enero	31	31	31	31	31	31	31	31	31
Febrero	28	28	28	28	28	28	28	28	28
Marzo	31	31	31	31	31	31	31	31	31
Abril	30	30	30	30	30	30	30	30	30
Mayo	31	31	31	31	31	31	31	31	31
Junio	29	29	29	9	9	9	30	30	30
Julio	31	31	31	0	0	0	31	31	31
Agosto	10	10	10	5	5	5	7	7	7
Septiembre	21	21	21	21	21	21	0	21	21
Octubre	31	31	31	31	31	31	23	31	31
Noviembre	30	30	30	30	30	30	30	30	30
Diciembre	31	31	31	0	31	31	31	31	31
2018	Relación del número de registros por día de cada estación								
	CHIQ			PATR			PAVE		
	Z	N	E	Z	N	E	Z	N	E
Enero	31	31	31	31	31	31	31	31	31
Febrero	28	21	28	28	28	28	28	28	28
Marzo	31	31	31	31	31	31	31	31	31
Abril	30	30	30	30	30	30	29	29	29
Mayo	28	28	28	28	28	28	16	16	16
Junio	30	30	30	30	30	30	30	30	30
Julio	31	31	31	31	31	31	31	31	31
Agosto	31	31	31	3	3	3	31	31	31
Septiembre	26	26	26	26	26	26	31	31	31
Octubre	14	31	31	19	19	19	31	31	31
Noviembre	30	30	30	0	0	0	10	10	10
Diciembre	31	31	31	0	0	0	0	0	0

4.2.1 SWARM

SWARM es un programa escrito en *Java* por Dan y Peter Cervelli para el Vulcano Science Center (VSC) del United States Geological Survey (USGS) usado para el despliegue y análisis de formas de tiempo en tiempo real (Tom Parker, 2018).

Inicialmente, se realizó una revisión del mes de enero del 2017 solamente con el despliegue del espectrograma (de la estación CHIQ) que ofrece el programa de *SWARM* con una ventana de cinco minutos, sin embargo, a lo largo de la revisión se lograron identificar eventos de amplitud pequeña que no se lograban identificar en ventanas de 5 minutos; a consecuencia de esto, se propuso reducir la ventana a dos minutos.

Otro criterio que se consideró al hacer la revisión de la sismicidad ocurrió al encontrar sismicidad que solo es visualizable en la estación CHIQ, esto se notó al comparar las fechas y la marca de tiempo de los eventos encontrados en CHIQ con los registros de las estaciones PAVE y PATR. Para realizar un análisis exhaustivo, se determinó que también era necesario desplegar al menos una de las componentes de cada estación con la finalidad de no pasar por alto la actividad que solo fuera propia de cada estación.

Lo eventos de baja amplitud no cuentan con un arribo tan claro de la onda P, esto se le atribuye a la tasa de muestreo (40 muestras por segundo) y al ruido de cada estación, sin embargo, se determinó que era necesario llevar el registro de los eventos, aunque no se puedan localizar con la intención de tener pruebas para emitir una recomendación al final de este trabajo.

No existe una metodología documentada sobre la forma más óptima para la revisión de la sismicidad de una región volcánica, sin embargo, el análisis de los registros sísmicos se propone el despliegue de la componente vertical (de lado izquierdo) con una ventana de tiempo de dos minutos como se muestra en la **Figura 21**, mientras que de lado derecho se desplegó en el *Clipboard* las señales en el siguiente orden:

1. Espectrograma de la componente vertical de la estación CHIQ.
2. La forma de onda de la componente vertical de la estación CHIQ.
3. La forma de onda de la componente N de la estación CHIQ.
4. La forma de onda de la componente E de la estación CHIQ.
5. La forma de onda de la componente vertical de la estación PATR.
6. La forma de onda de la componente vertical de la estación PAVE.

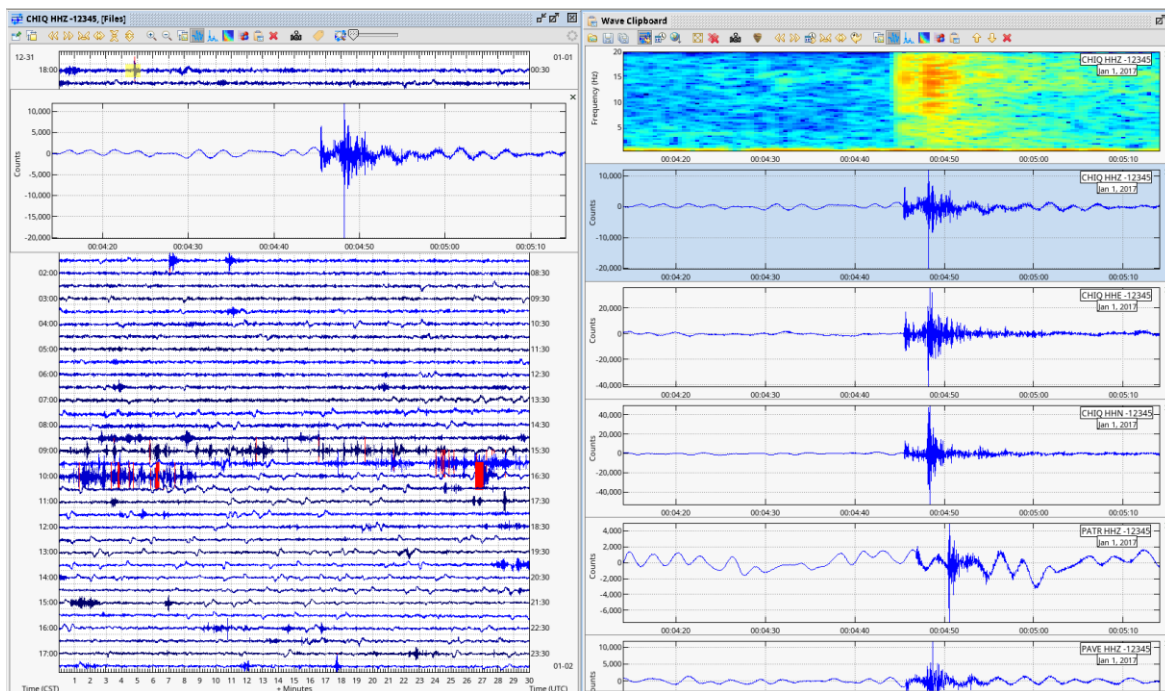


Figura 21. Despliegue de las estaciones en SWARM para la identificación de eventos.

La visualización de los datos de esta manera permite discriminar los eventos que tienen un origen tectónico, ruido antropogénico y la actividad propia del volcán Tacaná, esto permite comparar las señales entre sí. La estación más alejada del volcán se encuentra a una distancia máxima de 12 km, lo que nos permite estimar que la diferencia de los tiempos de arribo de la onda S y la onda P de los sismos relacionados al volcán tendrá un máximo de 6 segundos. *SWARM* permite colocar marcas de tiempo y etiquetas del tipo de evento que estamos identificando, generando un archivo espaciado con comas en formato csv que posteriormente servirá para cortar los eventos de los registros continuos de 24 horas e ir elaborando un catálogo.

4.3 Cálculo de los parámetros de localización de VTs con el programa *SEISAN*.

Una vez identificados los posibles eventos, estos se cortaron diez segundos antes de la marca colocada en *SWARM* y con una duración máxima de 120 segundos mediante el programa *Obspy* para posteriormente convertirlos a formato *SEISAN* y cargarlo a la base de datos y comenzar la localización de los diferentes eventos.

4.3.1 SEISAN

SEISAN es una colección de programas escritos en Fortran, *C* y *C++* que han sido compilados para sistemas *Linux* y *MacOSX*. Este programa permite llevar a cabo el procesamiento básico en los observatorios sismológicos, así como la investigación sismológica.

El funcionamiento es basado en dos modos básicos de operación. El primero se basa en un proceso interactivo con la base de datos, graficado las formas de onda, selección de fases, localización, borrado, edición o apertura de eventos. Para acceder a esta forma interactiva se usa el comando *eev* seguido con la fecha del evento con el formato *aaaammdd*. El segundo es un método tradicional del análisis de datos donde se puede trabajar de manera complementaria la base de datos con programas desarrollados.

Todas las formas de onda son almacenados y organizados en una base de datos dentro de los ficheros *REA* y *WAV*. La información de los tiempos identificados de arribo de las ondas de cuerpo, el tiempo de duración de la coda, las coordenadas de las estaciones, amplitud, periodo, azimut entre otras, mismos que son almacenados en archivos (*s-files*) en la carpeta *REA*, que pueden ser consultados y/o editados por procesadores de texto como *vi* o *gedit* o adentro del programa *eev* con el comando *e* (para editar). Dentro del subdirectorio *DAT* se almacena el archivo *STATION0.HYP*, en este archivo se divide en tres secciones; al inicio vienen los valores asignados los valores de las constantes para el cálculo de la magnitud de duración y establecer una altura que sirve de referencia para determinar la profundidad de los eventos. Después, vienen los nombres de las estaciones como sus coordenadas en grados decimal y finalmente, viene el modelo de velocidad cortical de capas acompañados de las profundidades. Para el desarrollo de este trabajo se utilizó el modelo de velocidades cortical del volcán Chichón que fue propuesto por Jiménez *et al.* (1999) como se muestra en la **Tabla 3**; esto debido a que no se conoce de un modelo cortical concreto, que haya sido documentado por exploración geofísica que haya inferido los espesores y las velocidades de ondas sísmicas.

Tabla 3. Modelo de velocidad cortical para la onda P tomado de Jiménez *et. al.*, (1999) con un valor $V_p/V_s=1.73$.

Modelo de velocidad cortical	
Velocidad de onda P [km/s]	Profundidad [km]
4.60	0.0
5.40	1.5
5.65	3.0
6.00	8.0
6.30	15.0
7.60	28.0

De manera general, la localización con tres o más estaciones con el programa *SEISAN* (**Figura 22**) se realiza con el uso de los siguientes pasos:

1. Desde la terminal, se ejecuta el programa con el comando *eev aaaammdd*.
2. Se accede a las gráficas de las formas de onda presionando la letra *p*.
3. Se identifica la onda P en la componente Z de las estaciones; se coloca el cursor donde comienza la onda P y se presiona la tecla 2 si la onda es emergente (E) o 1 si la onda es impulsiva (I). También se puede identificar si la onda es de compresión (C) colocando el cursor en la parte superior del registro de la componente vertical o indicar si hay una dilatación (D) colocando el cursor en la parte inferior.
4. Para colocar la marca que indica el arribo de la onda S se utilizan las teclas 7 u 8 (impulsivas o emergentes respectivamente) ya sea sobre la componente N o E de los registros de manera análoga a la identificación de la onda P.
5. Se puede atribuir un peso a cada fase identificada y esto está en función tanto de la cercanía del evento con la estación, la claridad de las fases o el error asociado. Esto se hace a partir de la combinación de la tecla *shift* + (0,1,2,3,4).
 - a) 0: el programa considera al 100% los tiempos de arribo identificados.
 - b) 1: el programa considera un 75% los tiempos de arribo identificados.
 - c) 2: el programa considera un 50% los tiempos de arribo identificados.
 - d) 3: el programa considera un 25% los tiempos de arribo identificados.

- e) 4: el programa considera un 0% los tiempos de arribo identificados y no es tomado en cuenta para el cálculo de la localización.
6. Se lee el tiempo de duración del sismo colocando el cursor donde el registro vuelve a su forma basal y se presiona la tecla *c*.
7. Finalmente se actualiza el *status* del archivo presionando la tecla *u*.

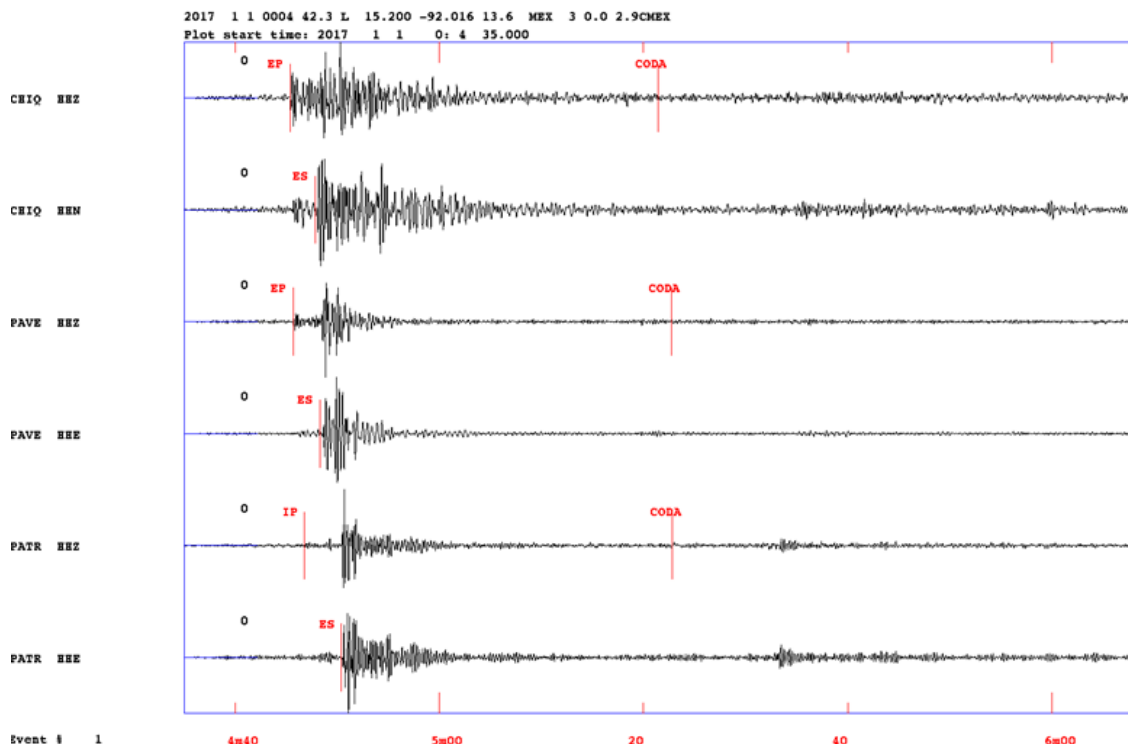


Figura 22. Determinar los parámetros de localización y magnitud de duración para un VT del volcán Tacaná desde el programa *SEISAN*.

A lo largo del procesado de los datos existieron días con el registro de una o dos estaciones, para esto fue necesario realizar una localización con una o dos estación(es), por azimut y distancia (**Figura 23**), para realizar esto, solo se modifica como se identifica el arribo de la onda P.

1. Se selecciona la componente Z del registro en modo mono traza presionando la tecla *t*.
2. Se realiza un *zoom* en el arribo de la onda P.
3. Para que el programa realice una localización por azimut se presiona la tecla *h*.
4. Se selecciona una ventana de tiempo tal que su correlación sea cercana a uno.
5. Se identifica el arribo de la onda S y el tiempo de coda.

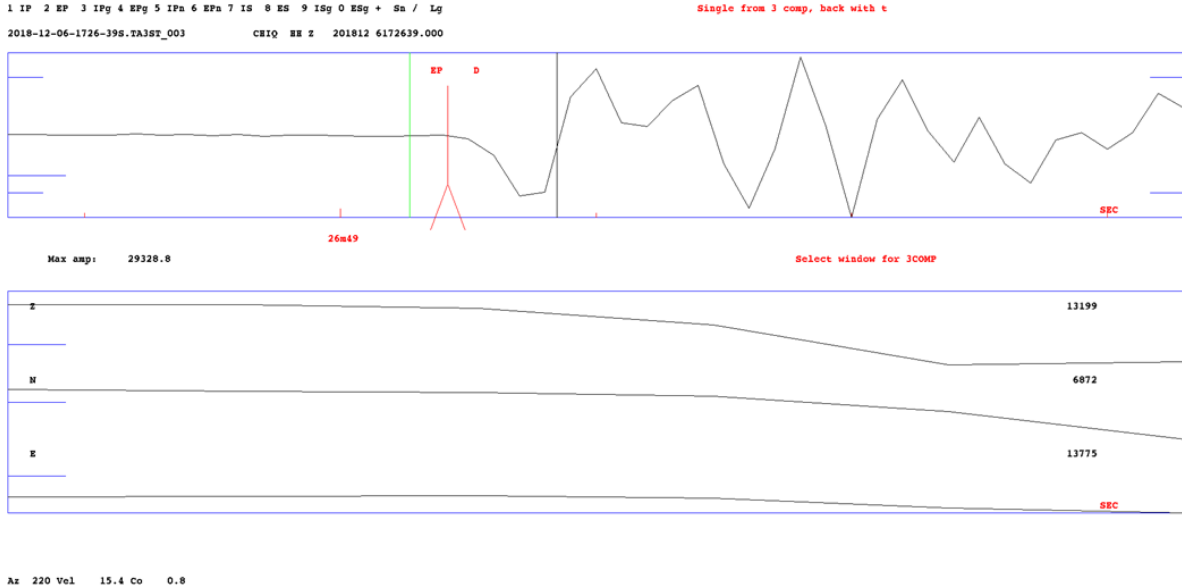


Figura 23. Localización por azimuth y distancia de un VT con una ventana de tiempo de correlación 0.8.

4.4 Cálculo de la Ley Gutenberg – Richter

Una vez obtenidos los parámetros de localización con *SEISAN*, se puede obtener los parámetros básicos en un archivo de texto que genera el programa llamado *hypsum.out*, este archivo contiene los datos de localización, tiempo, magnitud, errores horizontales y verticales. Esta información puede ser utilizada para conocer la distribución de los eventos y desarrollar los gráficos.

Para obtener las constantes de la Ley de Gutenberg-Richter se utilizó el método de Máxima verosimilitud. Este método indica la probabilidad de determinar los parámetros que tienen mayor probabilidad de producir los datos observados, esto se traduce en un valor más real de los parámetros (Sha y Bolt, 1982) tomando el ajuste al valor medio $\langle M \rangle$ de los datos sobre la magnitud mínima M_{\min} .

$$b = \frac{\log_{10} e}{\langle M \rangle - M_{\min}} \quad (6)$$

$$a = \log_{10}(n) + b \cdot M_{\min} \quad (7)$$

Capítulo V.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1 Actividad en 2017

5.1.1 Actividad volcánica encontrada

A partir de la revisión manual con ventanas de dos minutos se logró identificar 6 765 eventos, la mayoría únicamente en la estación CHIQ de los cuales el 95.46% con valores de amplitud muy pequeño como se muestra en la **Figura 24**. Del total de eventos se tomaron únicamente 309 eventos para realizar la localización debido a que solo se podía distinguir en al menos dos estaciones o los arribos de onda eran muy claros para localizar por medio de azimut.

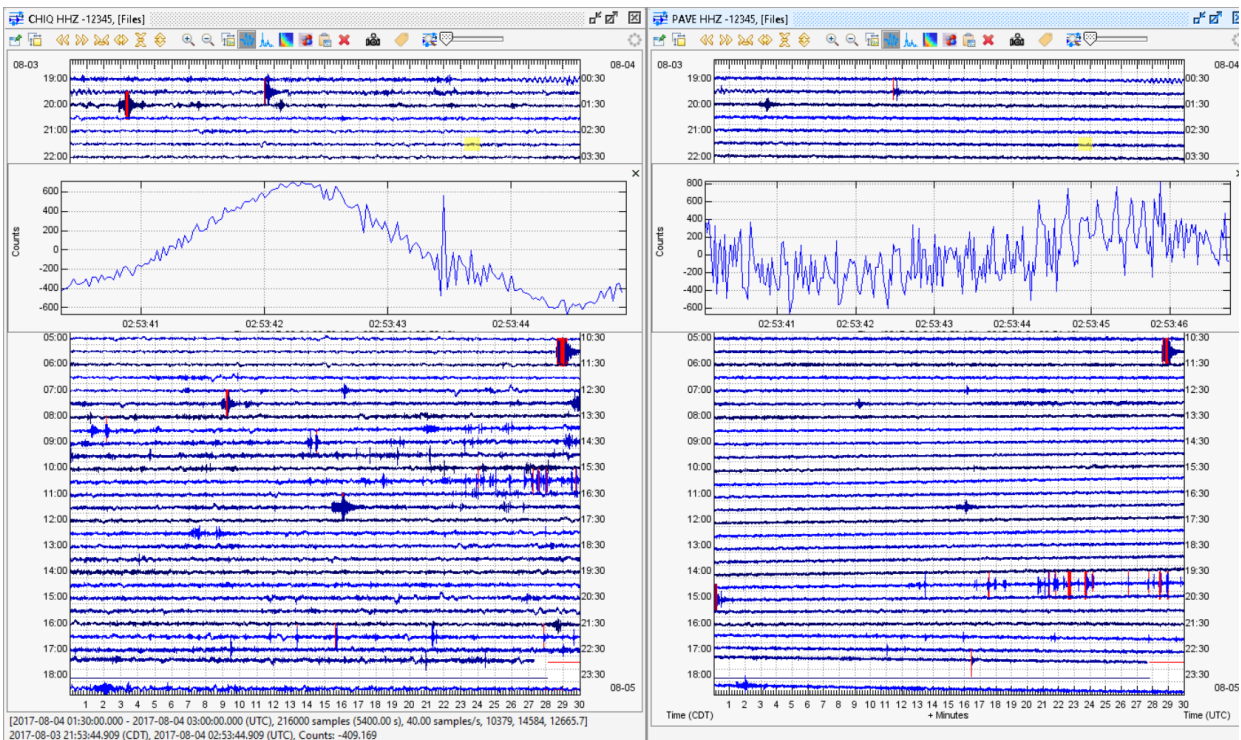


Figura 24. Despliegue de las formas de onda en SWARM del 8 de agosto del 2017 con un VT solo visualizable en la estación CHIQ a las 02:53:42.

Considerando el total de eventos en la **Figura 25** se nota una disminución progresiva de la actividad desde enero hasta el mes de agosto del 2017, posteriormente fue en septiembre del 2017 que hubo un repunte de la actividad registrada posterior al terremoto del 7 de septiembre del 2017 (Mw8.2) El mes que contó con una menor cantidad de eventos fue el mes de agosto, aunque cabe señalar que solo se contaban con datos los primeros 8 días; durante el mes de septiembre se registraron las réplicas del

sismo del 8 de septiembre del 2017 con una distancia epicentral mínima de 208 km a la estación más cercana de la red de Tacaná con un promedio de 12 segundos de ts-tp que generó problemas en la identificación de VTs. El mes en el que se identificaron la mayor cantidad de eventos registrados fue durante el mes de noviembre del 2017, aunque fue durante el mes de diciembre del 2017 que se observó un enjambre de 64 eventos registrados y localizados.

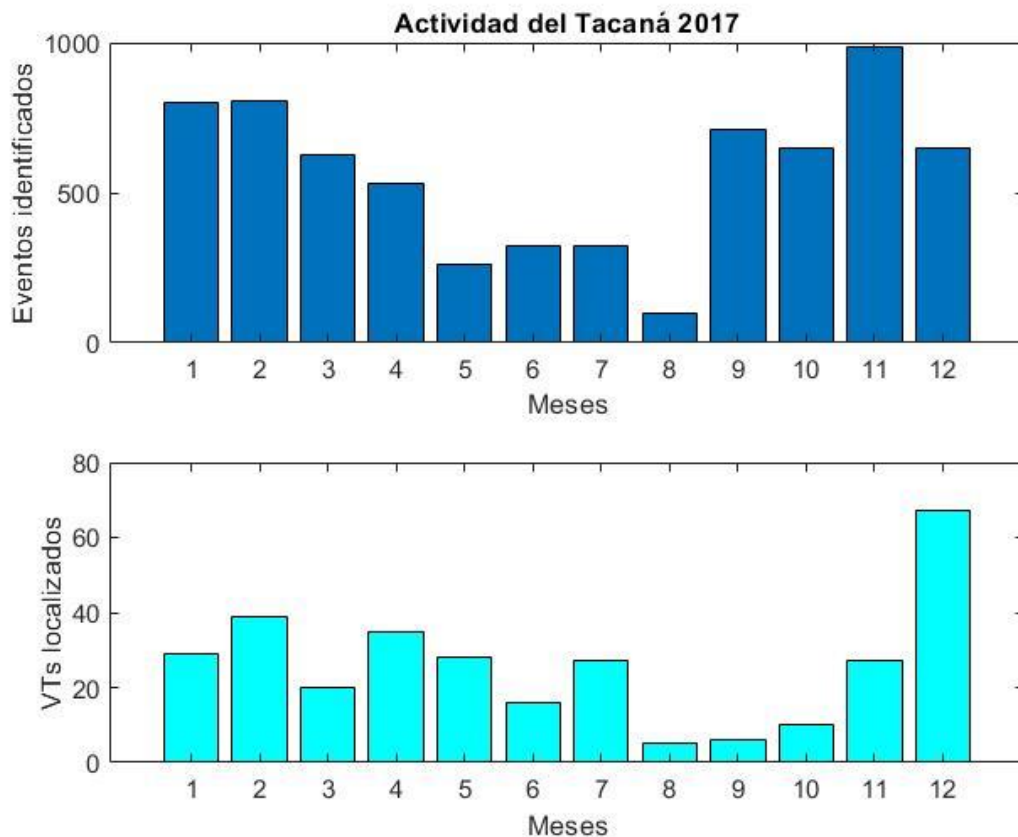


Figura 25. Gráfico de barras de la distribución temporal de la actividad sísmica del Tacaná en el 2017. De color azul son los eventos encontrados que tiene un valor de amplitud pequeño y/o con poca claridad en los arribos de onda P. De color cian son los eventos que se lograron identificar en al menos dos estaciones o con arribos claros de ondas de cuerpo.

5.1.2 Localizaciones

Se realizaron dos procesos para obtener la localización; inicialmente se verificó la calidad de los picados de los arribos de la onda P y de la onda S. Utilizando el método generalizado de *Wadati* (i.e., calculando las doble diferencias de las ondas P y S, Legrand *et al.*, 2021). Varias lecturas fueron corregidas. Este gráfico además da la relación V_p/V_s que fue de 1.73 (**Figura 26**).

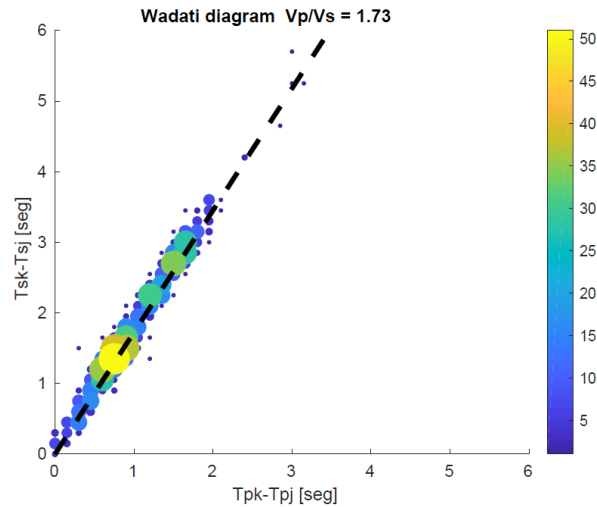


Figura 26. Diagrama del método generalizado Wadati. T_{pj} y T_{pk} son los tiempos de arribo de la onda P en el número de estación j y k respectivamente. T_{sj} y T_{sk} son los tiempos de arribo de la onda S en el número de estación j y k respectivamente. La pendiente da la relación V_p/V_s de 1.73 para el año 2017. La escala describe la densidad de puntos sobre un mismo valor obtenido para las diferentes lecturas de los 309 eventos localizados.

En la **Figura 27** se muestra la distribución en tiempo de la sismicidad con las magnitudes (M_d) asociadas. Las magnitudes de duración varían de 2.0 hasta 3.6. Existe un periodo que corresponde del 9 de agosto hasta el 9 de septiembre de 2017 que no se tiene ningún evento por la falta de transmisión de datos. Se puede observar en la **Figura 28** que existen ligeros incrementos de la energía acumulada representados por las magnitudes superiores a 3 con un incremento significativo a lo largo del mes de diciembre debido al enjambre que se identificó.

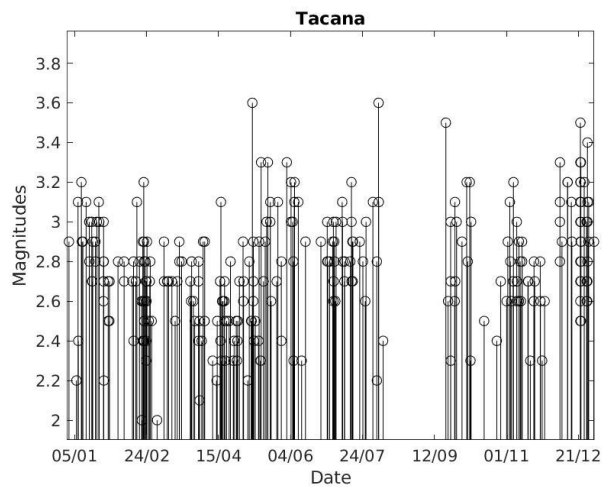


Figura 27. Gráfica de la distribución temporal del 2017 de la sismicidad de Tacaná con sus respectivas magnitudes de duración.

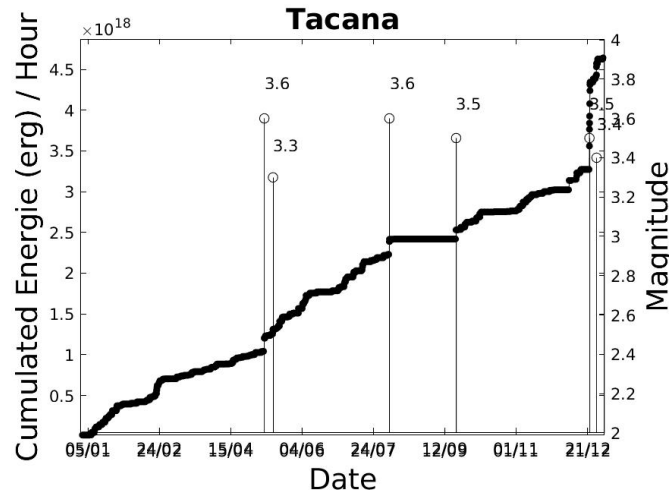


Figura 28. Gráfico de la distribución temporal de la energía acumulada de la sismicidad localizada en Tacaná en el 2017 con los 6 sismos de mayor magnitud de duración.

La sismicidad encontrada se muestra en los perfiles de profundidad de la **Figura 29** y en el mapa de la **Figura 30**, resaltando 4 áreas donde la sismicidad se encontró agrupada tanto su distribución en planta como los valores en profundidad. La elipse representada por la letra A se encuentra en dirección NE con respecto al Volcán Tacaná, esta se encuentra en la parte externa de la caldera Sibinal. La elipse representada por la letra B es sismicidad dentro de la caldera Sibinal. La elipse con la letra C es la sismicidad encontrada entre las estructuras de los volcanes Tacaná y San Antonio y el domo de las Ardillas. Finalmente, la sismicidad encerrada con el círculo representado con la letra D se encuentra principalmente entre el domo de las Ardillas y el volcán Tacaná.

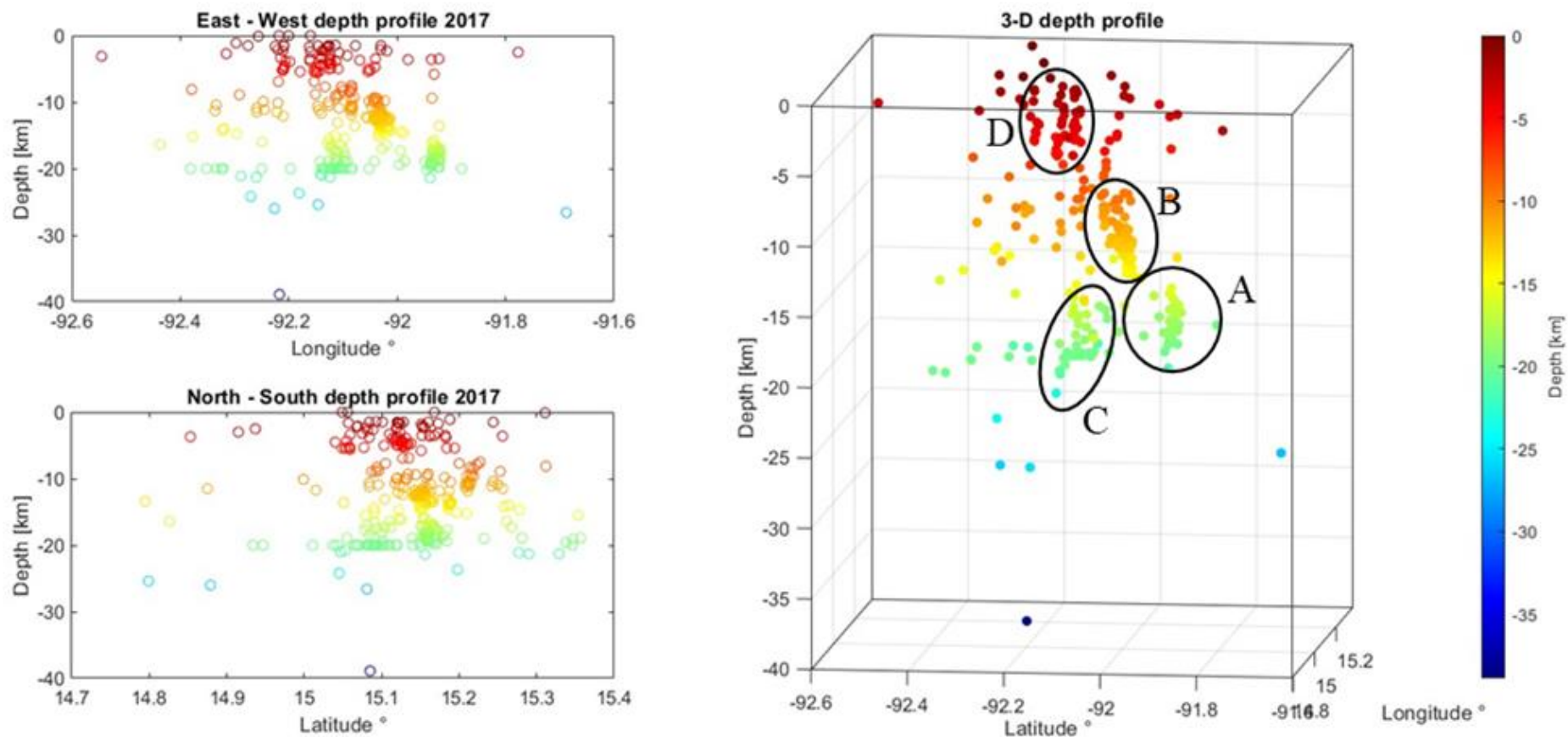


Figura 29. Perfiles en profundidad 2D y 3D de las localizaciones de los VTs para el 2017. (A) Enjambre ocurrido a finales de diciembre del 2017. (B) VTs localizados dentro de la caldera Sibinal. (C) VTs ocurridos entre los volcanes Tacaná y San Antonio. (D) VTs superficiales relacionados al domo Plan las Ardillas y el volcán Tacaná.

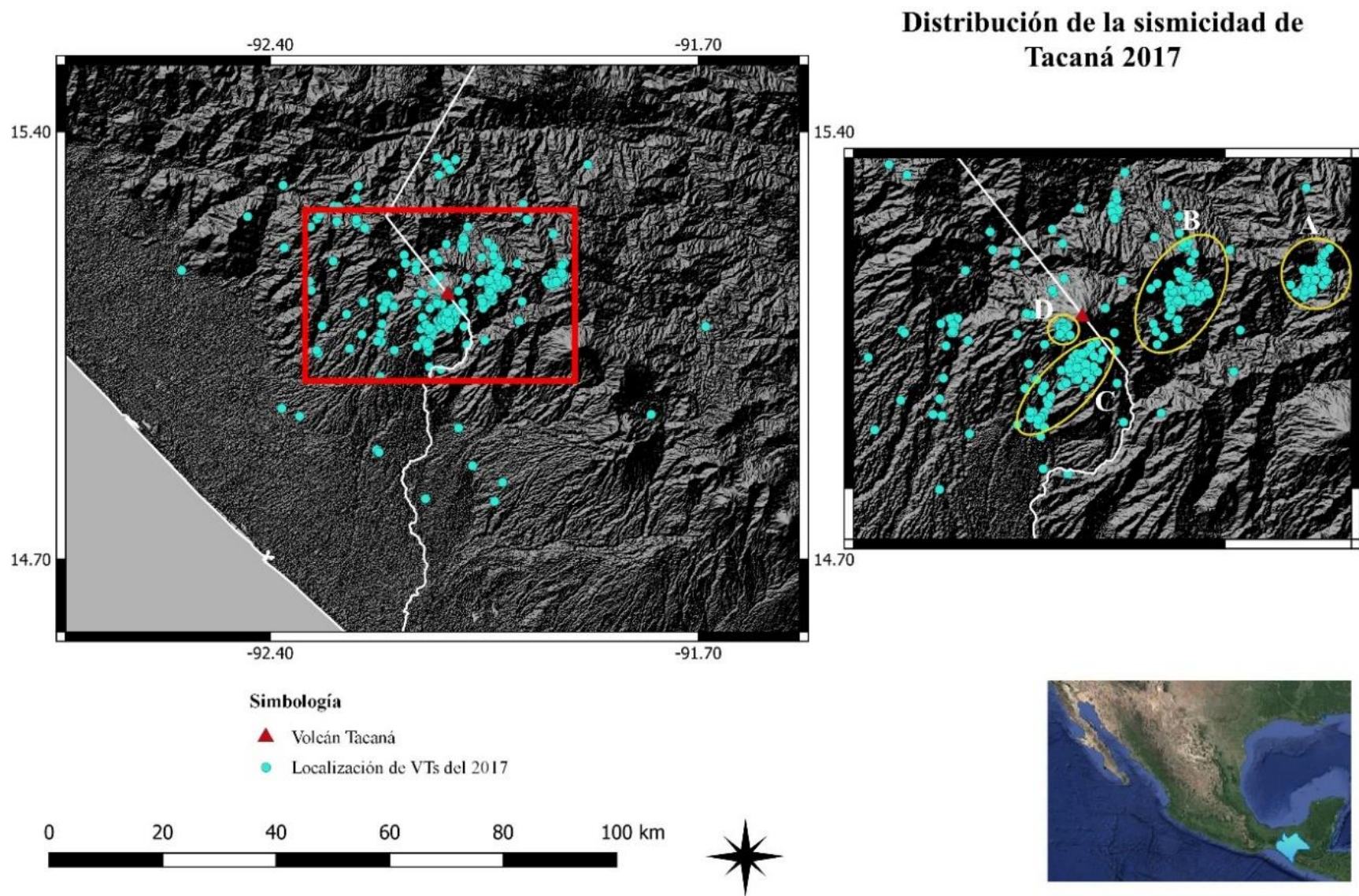


Figura 30. Mapa de la distribución espacial de la sismicidad encontrada para el 2017

Para las profundidades, la mayoría se encontró dentro de los primeros 26 km de profundidad a partir del modelo ocupado. Una cuestión importante es mostrar la migración de la profundidad (**Figura 31**) de los sismos la cual fue de 16 m al día. El enjambre sísmico en el mes de diciembre son los VTs que tienen una profundidad que va de los 15 km a los 20 km. No se observa una migración clara de la profundidad con el tiempo, salvo para el enjambre de diciembre, que es un poco más profundo que fue resaltado en la elipse A de la **Figura 29** y la **Figura 30**.

Otro punto que fue analizado fue la precisión del modelo usado. En la **Figura 32.a** y **32.b** se encontró un error promedio de 2.4 km en dirección NS y EW respectivamente mientras que el promedio del error en la dirección vertical es de 3.65 km (**Figura 32.c**). El promedio de las estaciones con las que se obtuvo una localización fue de 3 como lo muestra la **Figura 32.d**; también se obtuvo un gap azimutal promedio de 307° (**Figura 32.e**) con un error promedio de las localizaciones con un mínimo de 4 fases de 0.02 segundos como se muestra en la **Figura 32.f**. Estos errores se relacionan a la cercanía que existe entre las estaciones, así como al número de estaciones utilizadas para la localización de los VTs (un máximo de 3 estaciones).

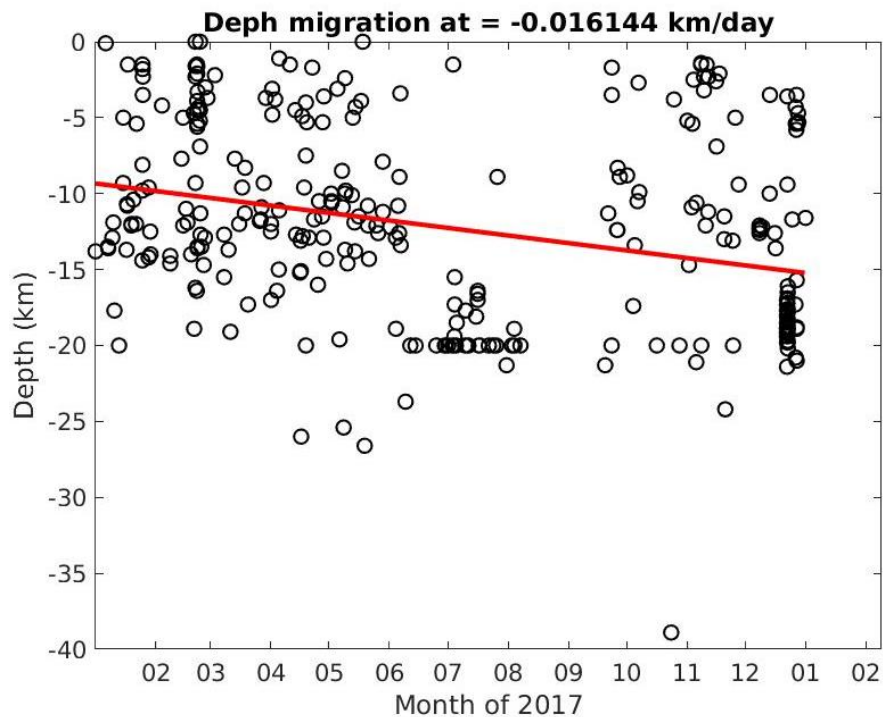


Figura 31. Gráfico de la distribución temporal de la migración de la profundidad a lo largo del 2017.

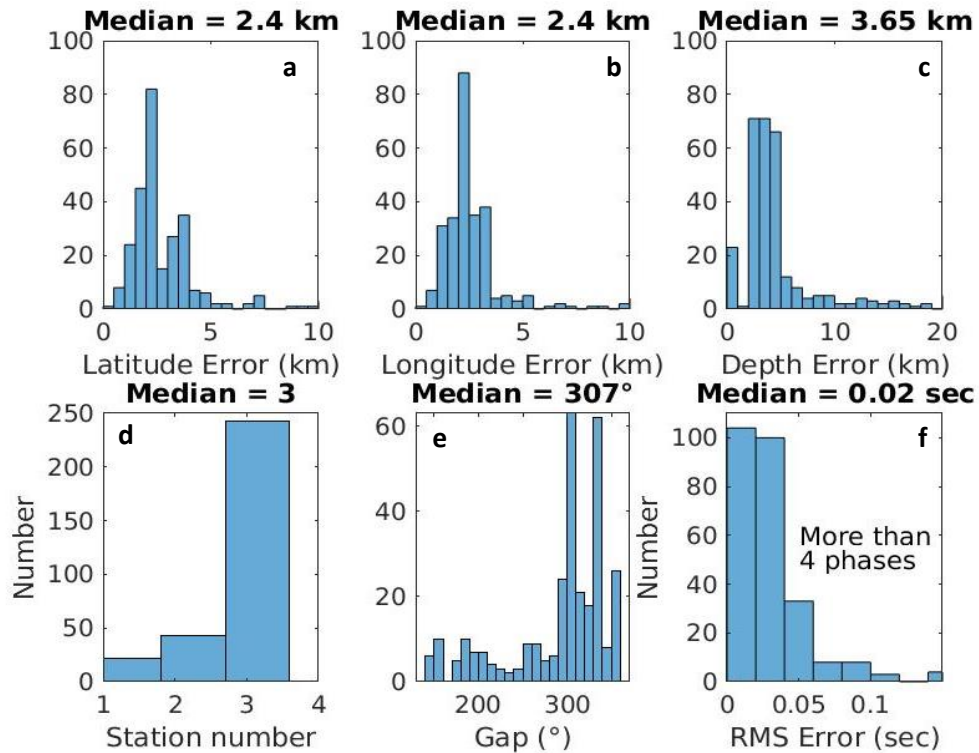


Figura 32. (a) Histograma del error en dirección NS. (b) Histograma del error en dirección, (c) Histograma del error asociado a la componente vertical. (d) Histograma que representa el número promedio de estaciones utilizadas para la localización. (e) Histograma que representa el gap azimutal de los sismos con respecto a la distribución de las estaciones. (f) Histogramas del RMS de las localizaciones de los sismos.

5.2 Actividad en 2018

5.2.1 Actividad volcánica encontrada

Para el 2018 (**Figura 33**), se lograron identificar un total de 6526 eventos, la mayoría solo fue distinguible nuevamente en la estación CHIQ, de los cuales, 240 eventos fueron observables en al menos dos estaciones o los arribos de las ondas de cuerpo eran lo suficientemente claros para asegurar una localización por azimut. También se logró identificar un incremento de la actividad a partir de finales del mes de junio hasta el mes de octubre del 2018, la cual no era necesariamente estaba relacionada con VTs. A partir del mes de octubre solo se contó con datos de la estación CHIQ o PAVE.

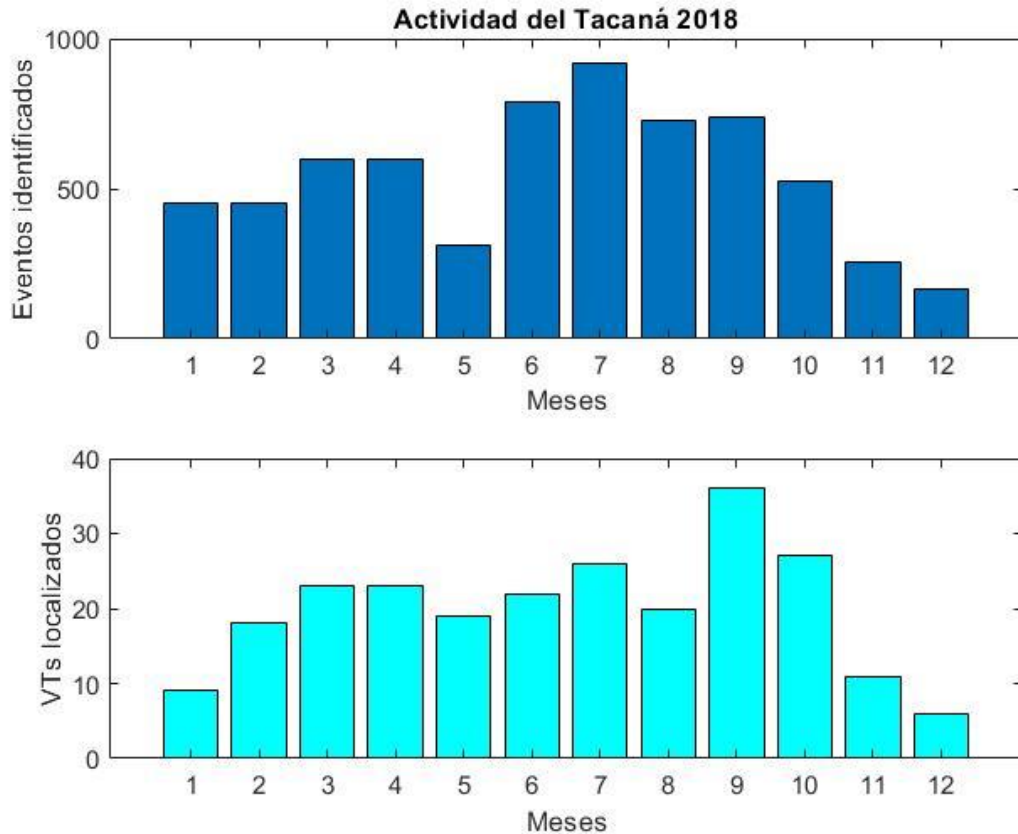


Figura 33. Gráfico de barras de la distribución temporal de la actividad sísmica del Tacaná en el 2017. De color azul son los eventos encontrados que tiene un valor de amplitud pequeño y/o con poca claridad en los arribos de onda P. De color cian son los eventos que se lograron identificar dos estaciones con arribos claros de ondas de cuerpo.

También cabe destacar que el enjambre que ocurrió en el mes de diciembre del 2017 no continuó a lo largo del mes de enero del 2018. En septiembre del 2018, con 36 eventos localizados, fue el mes con la mayor cantidad de VTs mientras que en diciembre del 2018 fue con tan solo 6 VTs localizados y 168 eventos relacionados a la actividad volcánica, es el mes con la menor cantidad de actividad relacionada al Tacaná.

5.2.2 Localizaciones

De manera análoga a lo realizado en las localizaciones del 2017, se obtuvo mediante el método generalizado de *Wadati* la verificación de la calidad de picados correspondientes a los arribos de las ondas de cuerpo, lo que tuvo nuevamente como consecuencia la corrección de las localizaciones de los eventos que se encontraban más alejados de la línea de tendencia como se muestra en la **Figura 34**; cabe señalar que la relación de las velocidades de las ondas de cuerpo V_p/V_s es de 1.71.

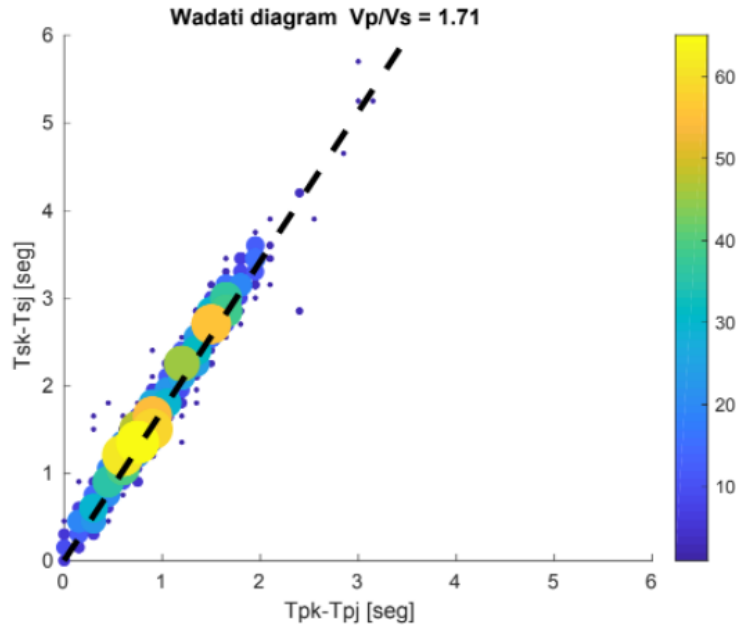


Figura 34. Diagrama del método generalizado Wadati. T_{pj} y T_{pk} son los tiempos de arribo de la onda P en el número de estación j y k respectivamente. T_{sj} y T_{sk} son los tiempos de arribo de la onda S en el número de estación j y k respectivamente. La pendiente da la relación V_p/V_s de 1.71 para el año 2018. La escala describe la densidad de puntos sobre un mismo valor obtenido para las diferentes lecturas de los 252 eventos localizados.

Así mismo, se realizaron gráficos de la distribución de la sismicidad y la energía acumulada para el año 2018, lo que permitió determinar si existe una constancia entre ambos años. Para el año del 2018 se logró calcular un total de 252 eventos con magnitudes de duración que varían entre 2 a 3.4 como se muestra en la **Figura 35**. A lo largo del mes de febrero del 2018 solo se lograron localizar 18 eventos mientras que en el periodo que comprende de junio a octubre se concentra el 54.83% de los eventos localizables. Por otra parte, en la **Figura 36** se muestra distribución de la energía acumulada, mostrando un salto importante al inicio del año por un evento calculado de 3.4.

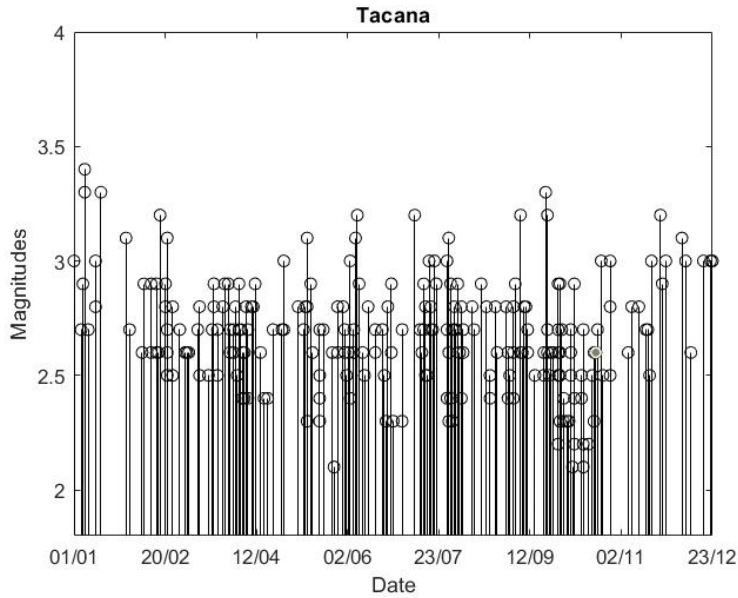


Figura 35. Gráfica de la distribución temporal del 2018 de la sismicidad de Tacaná con sus respectivas magnitudes de duración.

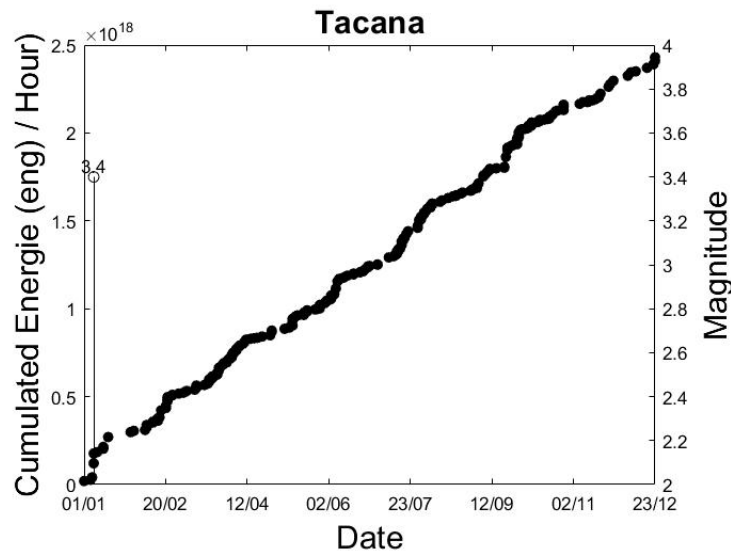


Figura 36. Gráfica de la distribución temporal de la energía acumulada de la sismicidad localizada en Tacaná en el 2018 con el sismo de mayor magnitud de duración.

Se puede observar en la **Figura 37** una concentración importante de la sismicidad en dos regiones que están señaladas en dos círculos. El círculo A se encuentra en el flanco SW del volcán que comprende el Volcán de San Antonio, el Domo del Plan de las Ardillas y el Volcán Tacaná dentro de los primeros 10 kilómetros de profundidad. El círculo B se encuentra en el flanco NE del volcán Tacaná, en la caldera Sibinal dentro de los primeros entre 10 y 15 kilómetros.

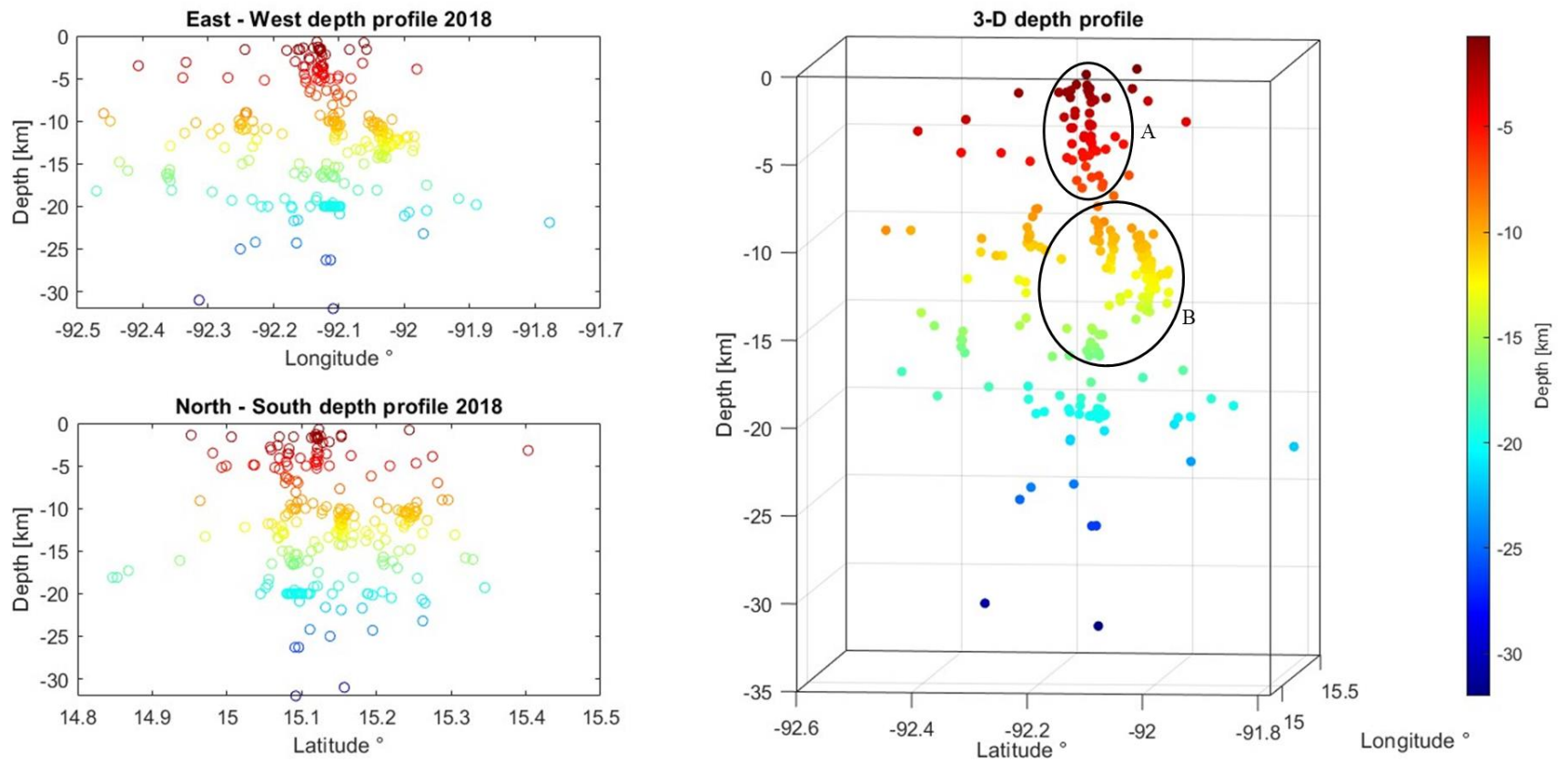
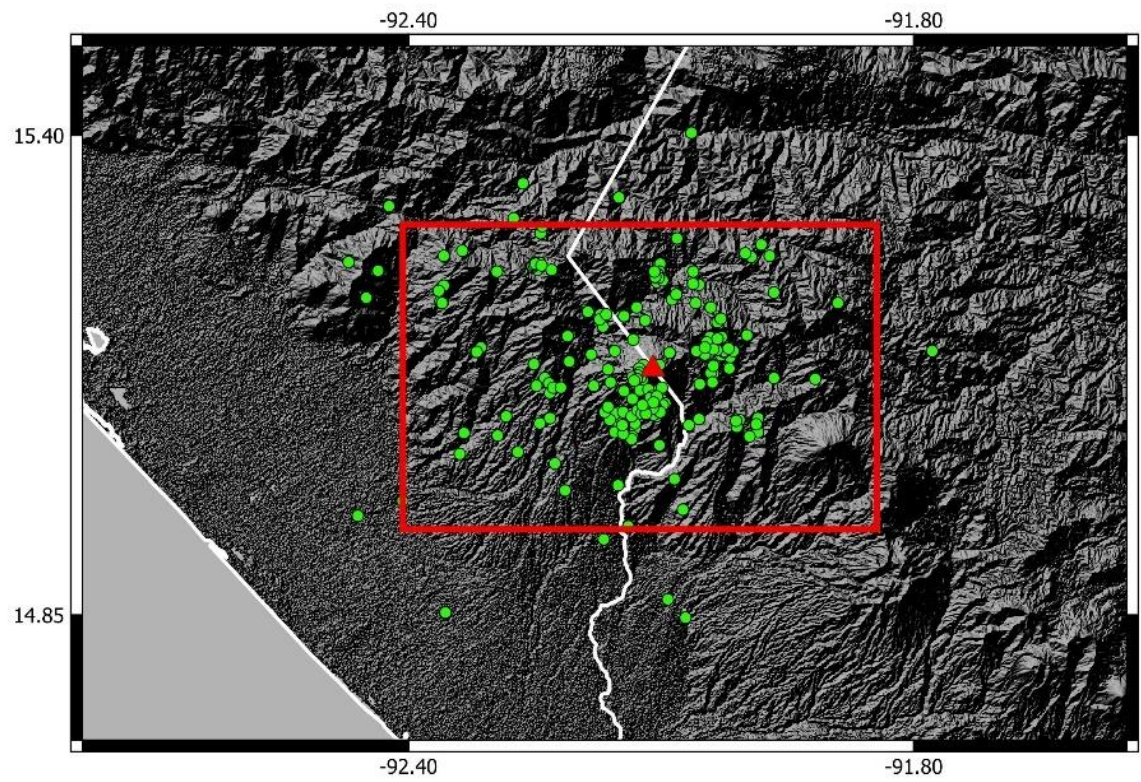
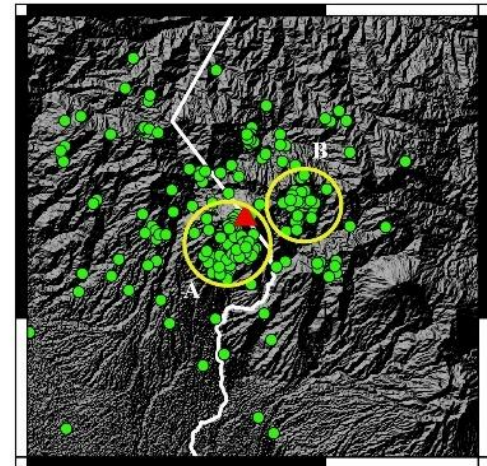


Figura 37. Perfiles en profundidad 2D y 3D de las localizaciones de los VTs para el 2018. (A) VTs asociados a las estructuras del Volcán de San Antonio, el Domo del Plan de las Ardillas y el Volcán Tacaná. (B) VTs localizados en el flanco NE del volcán Tacaná, en la caldera Sibinal.



Distribución de la sismicidad de Tacaná 2018



Simbología

- ▲ Volcán Tacaná
- Localización de VTs del 2018



Figura 38. Mapa de la distribución espacial de la sismicidad encontrada para el 2018.

Para las profundidades, la mayoría se encontró dentro de los primeros 15 km en profundidad, la migración de la profundidad de los eventos localizados (**Figura 39**) fue de 11 m al día, es decir, sin variación notable. A diferencia de los perfiles en profundidad mostrado en la **Figura 29**, los VTs para el 2018 fueron provocados por una variación de esfuerzos superficiales. Los VTs resaltada en la elipse B fue observada y localizada en su mayoría dentro de los meses de marzo y abril mientras que los VTs localizados en la elipse A de la **Figura 37** y el círculo en A en la **Figura 38** se encontraron distribuidos a lo largo del mes de marzo a octubre.

Lo errores de localización para el 2018 está representado en la **Figura 40**; el histograma relacionado con el error en las componentes horizontales se muestra en la **Figura 40.a y 40.b** con errores promedio de 4.4 km y 4.2 en dirección NS y EW respectivamente mientras que el promedio del error en la dirección vertical que se muestra en la **Figura 40.c** es de 5.61 km. El promedio de las estaciones con las que se obtuvo una localización fue de 3 como lo muestra la **Figura 40.d**; también se obtuvo un gap azimutal promedio de 292° (**Figura 40.e**) con un error promedio de las localizaciones con un mínimo de 4 fases de 0.09 segundos como se muestra en la **Figura 40.f**.

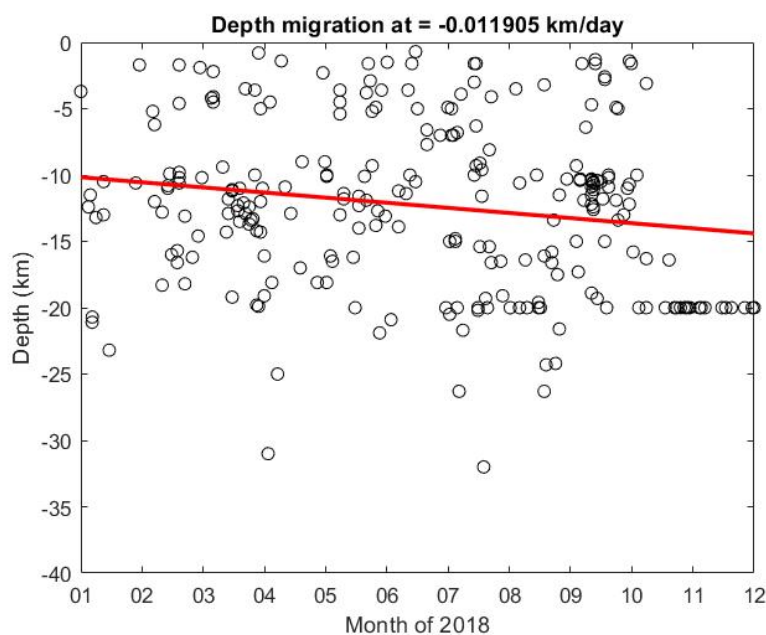


Figura 39. Gráfico de la distribución temporal de la migración de la profundidad a lo largo del 2018.

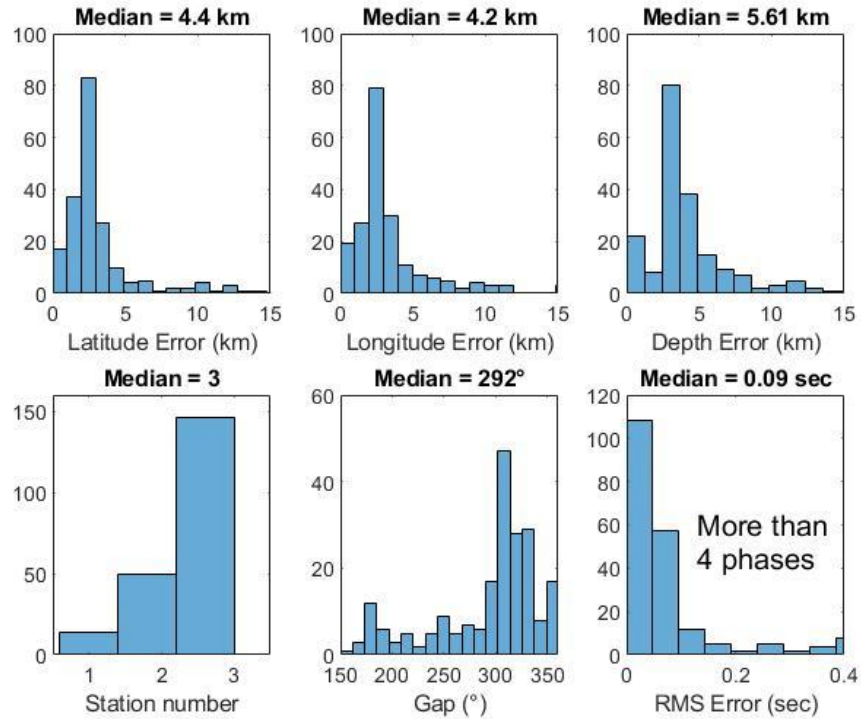


Figura 40. (a) Histograma del error en dirección NS. (b) Histograma del error en dirección, (c) Histograma del error asociado a la componente vertical. (d) Histograma que representa el número promedio de estaciones utilizadas para la localización. (e) Histograma que representa el gap azimutal de los sismos con respecto a la distribución de las estaciones. (f) Histogramas del RMS de las localizaciones de los sismos.

5.3 Cálculo de la ley de Gutenberg – Richter

Los catálogos obtenidos para los años 2017 y 2018 contienen 309 y 252 de VTs respectivamente lo que nos permite obtener un solo gráfico de la ley de Gutenberg – Richter con un total de 561 VTs. La magnitud de completitud ($M_c = 2.8$) arrojó un b value de 2.4. En la **Figura 41** se muestra la línea de ajuste para los puntos posteriores a la magnitud de completitud. Se puede notar que el ajuste no es perfecto, mostrando que el número de VTs total aún es pequeño, a consecuencia de esto, se debe de tomar una ventana temporal mayor a dos años para obtener una mejor estimación del b -value.

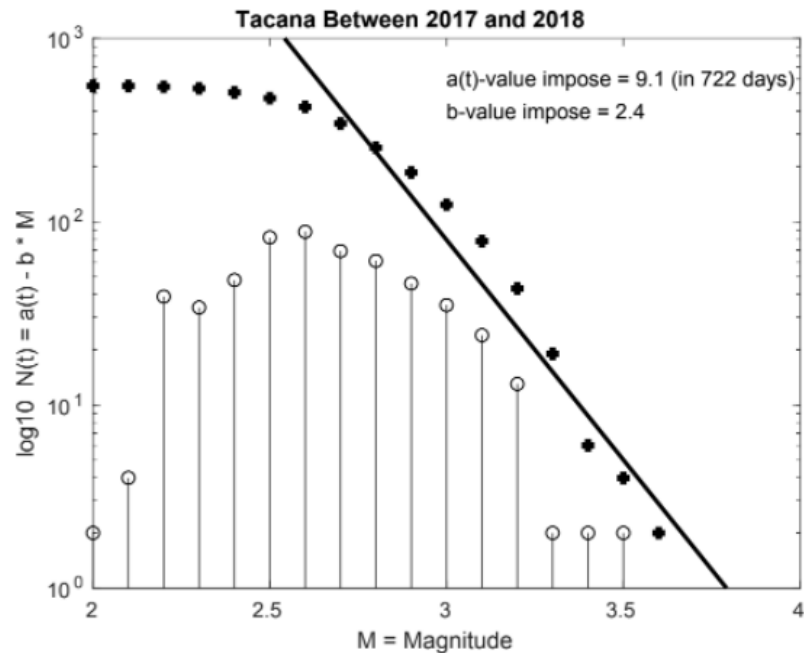


Figura 41. Ley de Gutenberg – Richter acumulada (puntos negros) y no acumulada (puntos blancos) para los años 2017 y 2018 con un *b value* de 2.4.

5.4 Discusión de resultados

5.4.1 Identificación de eventos

Existe una gran cantidad de eventos que fueron identificados, muchos de ellos con amplitudes muy pequeñas. La gran mayoría solo son visibles en la estación CHIQ, sin embargo, no es posible identificar el arribo de la onda P con claridad, lo que tiene como consecuencia que el 95.87% (12 742) de eventos que no puedan ser localizados. Si los eventos faltantes pudieran ser localizados y calculados, esto permitiría obtener un valor diferente de la magnitud de completitud, lo que variará los puntos que serán parte del cálculo de los parámetros, obteniendo una mejor estimación dado que el método ocupado para el cálculo de los parámetros arroja la mejor probabilidad que ajusta a los datos observados.

En la estación CHIQ es posible identificar una actividad (**Figura 42**) que puede estar asociada a la actividad volcánica que es consistente con las localizaciones encontradas (**Figura 43**) sin embargo, el Maestro. Jorge Alberto Estrada Castillo que forma parte del equipo de Instrumentación del SSN comenta que esta estación se encuentra dentro de una propiedad privada y los propietarios han realizado varias construcciones aledañas a la estación, además, los dueños de esta propiedad también amarran animales a la malla

perimetral de la estación a lo que también, esta señal puede ser asociada a ruido antropogénico.

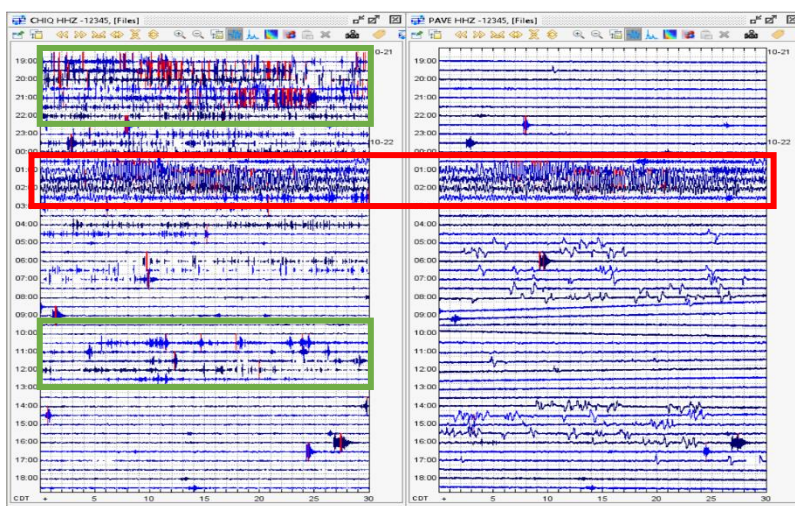


Figura 42. Registros continuos de 24 horas de la estación CHIQ (izquierda) y la estación PAVE (derecha). La señal encerrada en el rectángulo rojo es la señal asociada a los telesismos: 6.5 a las 05:39 hrs., 6.8 a las 06:16 hrs. y 6.6 a las 06:22 hrs. (UTC) a 214 km, 202 km y 227 km al SW del puerto Hardy, Canadá respectivamente. Los recuadros verdes muestran la actividad registrada únicamente por la estación CHIQ que se especula que es de origen antropogénico.

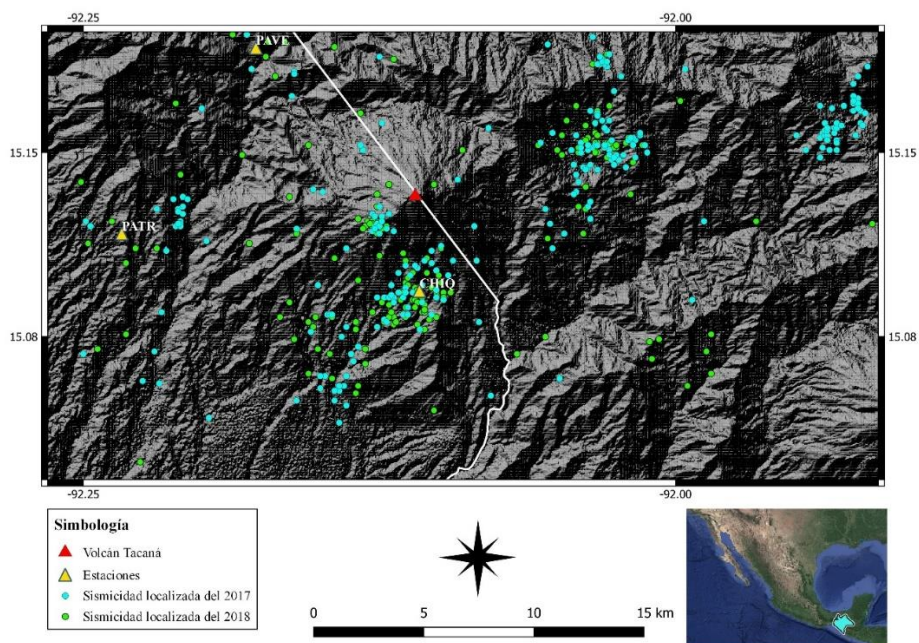


Figura 43. Mapa de la zona de estudio con las localizaciones de la sismicidad encontrada en el 2017 y 2018 con las estaciones.

5.4.2 Localización de eventos

Dentro de las localizaciones obtenidas, se puede observar que la distribución espacial de la sismicidad se encuentra al NE del volcán Tacaná, en lo que corresponde a la caldera Sibinal; dicha sismicidad permanece constante a lo largo del periodo que comprende este trabajo. Paralelo a esto, el enjambre ocurrido en diciembre del 2017 consta de 64 eventos a 15 km en dirección NE del volcán, dicho enjambre tuvo una duración de 9 días. Se puede asumir que las localizaciones de los VTs guardan cierta similitud en la distribución espacial reportada a la actividad precursora asociada a la erupción freática del 8 de mayo de 1986 (CENAPRED, 2015). La mayor cantidad de VTs localizados se encuentran en el NE para el 2017 y el 2018 como se muestra en los perfiles de profundidad en la **Figura 44**.

El análisis de histogramas de los errores promedio de las localizaciones tanto de latitud (2.4 km para el 2017 y 4.4 km para el 2018), longitud (2.4 km para el 2017 y 4.2 km para el 2018) y profundidad (3.65 km para el 2017 y 5.61 km para el 2018) que se muestra en la **Figura 32** y en la **Figura 40** son errores considerables si se toma en cuenta las dimensiones del edificio volcánico; considerando que las dimensiones del volcán en su sección transversal EW es de aproximadamente 6.1 km mientras que en su sección transversal NS es de aproximadamente de 7.2 km, esto puede ser consecuencia del modelo de velocidades cortical usado de Jiménez *et al.* (1999); este modelo fue originalmente obtenido para el volcán Chichón. Otro factor que afectó las localizaciones es la tasa de muestreo con la que se han obtenido los registros; desde enero del 2017 hasta junio del 2018, la tasa de muestreo se encuentra a 40 muestras por segundo, mismo que evita identificar con un tiempo más preciso del arribo de las ondas de cuerpo.

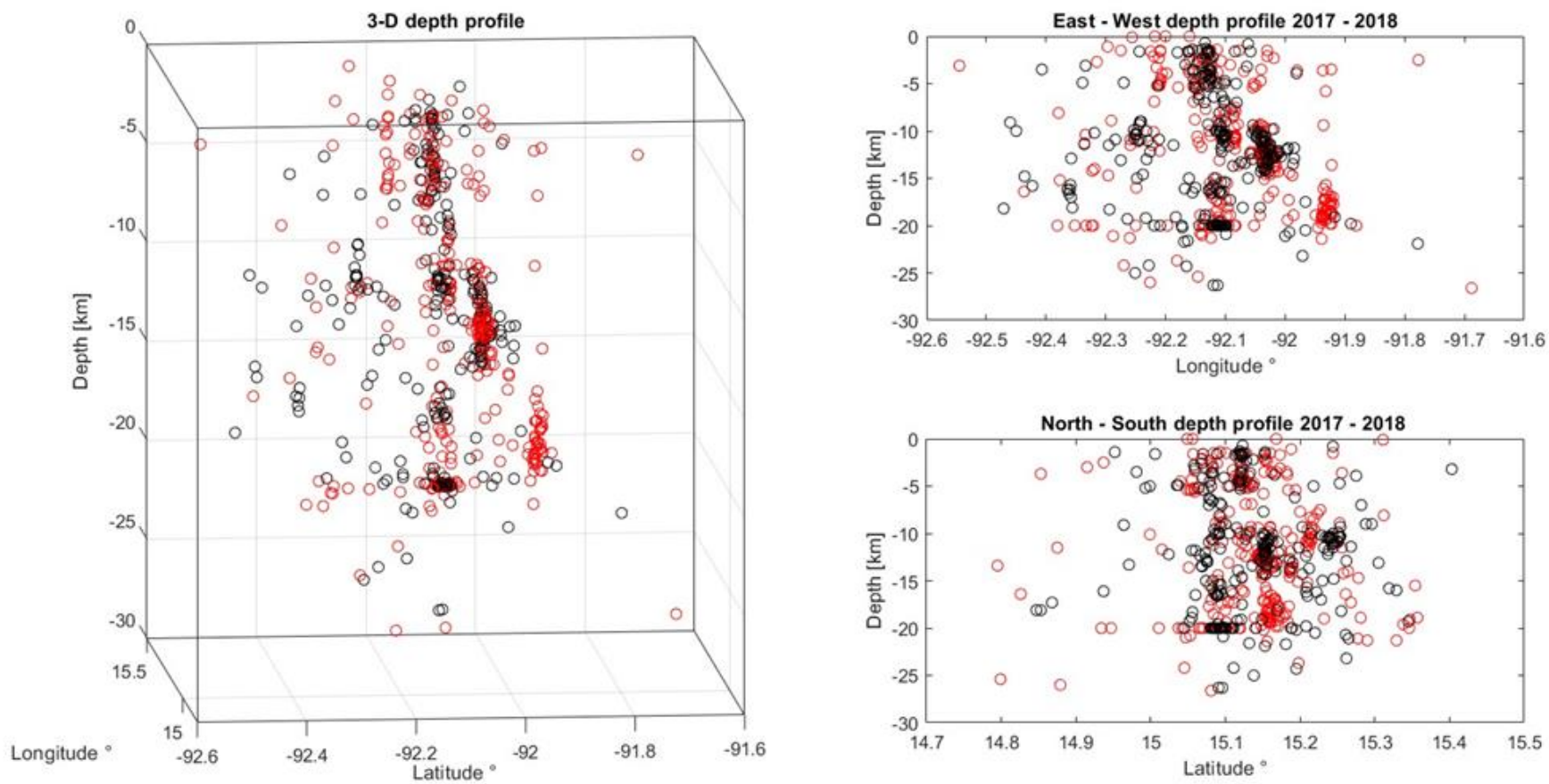


Figura 44. Perfiles de profundidad 2D (derecha) y 3D (izquierda) de la sismicidad en el 2017 - 2018. En rojo se muestra las profundidades de los VTs del 2017 mientras que la localización de los VTs del 2018 está representada por círculos negros.

5.4.3 Ley de Gutenberg - Richter

En un inicio, se buscó realizar el cálculo de la Ley de Gutenberg – Richter con el catálogo disponible por parte del SSN realizando una búsqueda con una circunferencia de radio de 80 km al centro del volcán Tacaná, sin embargo, este catálogo solo contenía 32 sismos reportados para esta zona, dichos datos eran insuficientes para obtener un *b value*.

Estudios previos realizados en diferentes regiones han indicado que, para zonas volcánicas activas, el *b-value* calculado alto ($b \geq 1.3$), esto se debe al incremento de esfuerzo provocado por el fracturamiento de roca a consecuencia de la intrusión del magma (Rodríguez *et al.*, 2021; McNutt, 2005). El *b value* obtenido ($b = 2.4$) se encuentra dentro del rango máximo reportado que va de 1.4 a 3.5 para volcanes que se encuentran activos (Roberts *et. al.*, 2015). Un ejemplo de esto es el volcán Etna, dicho volcán de lava básica presento valores del *b-value* entre 1.5 y 2.5 durante las erupciones en el flanco Este en el periodo de julio a agosto del 2001, octubre del 2002 a enero del 2003 (Roberts *et. al.*, 2015; Privitera *et. al.*, 2006). Otro ejemplo de la aplicación del cálculo de los parámetros de la ley de Gutenberg – Richter es la erupción submarina del volcán de Hierro en octubre del 2011 con un *b-value* entre 1.5 a 2.0.

La cantidad de eventos localizados y usados para la Ley de Gutenberg – Richter representa el 4.13% del total de eventos identificados y no localizados. Esto permite inferir que el número de VTs utilizados para el cálculo de la ley de Gutenberg – Richter es demasiado pequeño. Además, vemos que la sismicidad se distribuye en 3 zonas diferentes y se han mezclado para el cálculo del *b-value*, por falta de datos, pero eso puede generar errores en el valor final de *b*.

Capítulo VI.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 Conclusiones

La mayor cantidad de los VTs, registrados en 2017 - 2018 está localizada en el flanco Este del Complejo Volcánico Tacaná: al SE a lo que corresponde al Volcán Tacaná, Domo de Plan de las Ardillas y mayormente al Volcán San Antonio, mientras que al NE se encuentra una actividad sísmica relacionada al volcán Chichuj y la caldera Sibinal tomando de referencia la geología reportada por Macías (2005). No es posible identificar actividad importante al Oeste del Complejo Volcánico Tacaná, esto puede ser consecuencia que los registros obtenidos en la estación PAVE tienen una gran cantidad de ruido.

Existe un incremento de la actividad sísmica posterior al sismo del 7 de septiembre del 2017 (8.2 M_w) a la que se supone por una variación del sistema de esfuerzos del Complejo Volcánico Tacaná, sin embargo, hasta junio del 2022 no se ha presentado una erupción freática del volcán aún cuando el sismo ocurrió a una distancia no mayor a 200 km al SW del volcán Tacaná, se puede suponer que esto se debe a que el patrón de rompimiento que se obtuvo a partir de las localizaciones reportadas por el SSN es en dirección NW.

Por otra parte, el b value de 2.4 se considera un valor alto (Rodríguez et al., 2021; McNutt, 2005; Roberts *et al.*, 2015), esto se interpreta como un aumento en el sistema de esfuerzos cuyo posible origen sea provocado por el movimiento de fluidos lo que incrementa la presión dentro del edificio volcánico o por la propagación de energía liberada por el sismo del 7 de septiembre del 2017. Como ejemplo, el volcán Chichonal reaccionó menos al sismo del terremoto del 7 de septiembre del 2017 arrojando un b -value de 1.43 (López, 2020). Es importante realizar estudios complementarios para obtener una mejor interpretación del estado actual del volcán Tacaná.

6.2 Recomendaciones

Actualmente (mayo de 2022), la Red de Tacaná sufre considerablemente la falta de transmisión de datos, lo que compromete de manera importante el monitoreo del volcán, así como la elaboración de futuras investigaciones acerca del comportamiento y evolución del volcán. Aunado a esto, es probable que sea necesario una reubicación de las estaciones PAVE

y PATR de la Red de Tacaná a lugares más cercanos al volcán para poder discriminar mejor la actividad registrada en la estación CHIQ. De igual manera, es probable que sea necesario la instalación de una nueva estación entre las estaciones de PATR y CHIQ para mejorar el estudio de la actividad sísmica.

También es indispensable la elaboración de un modelo cortical de velocidades que comprenda las características geológicas, morfológicas y geofísicas del Complejo Volcánico Tacaná. Esto se puede realizar a partir de métodos sísmicos de fuente pasiva como el método de autocorrelación espacial (*SPAC*), el cual puede ser abordado en su forma tradicional a partir de colocar estaciones temporales alrededor del volcán con alguna geometría como lo propone Aki (1965) o trabajarlo sobre los promedios de una línea como lo propuso Chávez *et. al.* (2017). Esto permite obtener inicialmente curvas de dispersión a partir de la inversión de la autocorrelación de las señales de ruido de diferentes estaciones para finalmente realizar una segunda inversión de las curvas de dispersión y obtener un modelo cortical de velocidades.

De manera complementaria, se puede realizar un modelo a partir de la respuesta gravimétrica y magnetométrica aérea, utilizando los valores de densidad y susceptibilidad magnética para las rocas que fueron identificadas por diversos autores mencionados en el capítulo 2 de este trabajo. La combinación de estos tres métodos, permitiría obtener un modelo cortical de velocidades más adecuado para la zona ya que se aborda el principio de no unicidad.

En la medida de los recursos disponibles, aumentar la tasa de muestreo a un mínimo de 100 muestras por segundo; esto permitiría una mejor identificación de los eventos con valores pequeños de amplitud, manteniendo claro el objetivo principal de la Red de Tacaná: el monitoreo de la actividad del volcán Tacaná.

Establecer la estación de CHIQ como la estación de base para las revisiones de la sismicidad de esta zona, teniendo como referencia los sismos que contengan un intervalo de $1s \leq \Delta t_{s-p} \leq 6s$ como criterio de discriminación para los eventos del CVT.

Mantener un respaldo de los archivos de salud x0 de las estaciones, esto con la finalidad de realizar la sincronización de las componentes de los registros en caso de ser necesario.

De igual manera, la información sísmica permite obtener una gran cantidad de información acerca de la actividad del volcán Tacaná, aunado a esto, es importante complementar la información con estudios geoquímicos, toma de imágenes del cráter de manera continua para conocer las etapas de formación de domos y el estudio de inflaciones y deflaciones con la implementación de inclinómetros como se hace en el volcán Popocatepetl.

BIBLIOGRAFÍA

- Allen, R. V. (1978). Automatic earthquake recognition and timing from single traces. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68(5), 1521–1532.
- Aki, K. (1965). Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = \frac{a - bM}{a - bM_0}$ and its confidence limits, *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ.* 43, 237–239.
- (PDF) Extension of the Aki-Utsu b -Value Estimator for Incomplete Catalogs. Available from: https://www.researchgate.net/publication/258611103_Extension_of_the_Aki-Utsu_b-Value_Estimator_for_Incomplete_Catalogs [accessed Jun 01 2022].
- Bormann, P. y J. Saul (2008). The new IASPEI standard broadband magnitude m_B . *Seismological Research Letters* Vol. 79, N° 5, pp. 698-705.
- Caballero, G., Espinasa, R., Nieto, A., Hernández, A. & Castañeda, E. (2015). Informe del Monitoreo del Volcán Tacaná 2015.
- Caballero, G. (2018). Análisis de cocientes espectrales usando telesismos para la determinación de zonas de atenuación en el volcán Tacaná. [Tesis para optar por el grado de Maestra en Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México].
- Caballero, G. (2019). Informe del Monitoreo del Volcán Tacaná 2019. Recuperado de: http://www1.cenapred.unam.mx/DIR_INVESTIGACION/2020/1er_Trimestre/FRACCIÓN_XLI/RV/Monitoreo_de_la_actividad_de_los_volcanes_Citlaltepetl_SanMartin_Tuxtla_Ceboruco_Tacana_y_Chichon.pdf
- Condori, Cristobal & Pérez, Leandro. (2015). Análisis de la variación espacio-temporal del valor sísmico de b en el Valle del Cauca, suroccidente de Colombia. *GEOS*. 35. 16.
- De La Cruz Martínez, V., & Hernández Zuñica, R., *Geología del Volcán Tacaná*, Chis. Geothermia, Rev. Méx., Geoenergía, 2, 5-21, 1986.
- De La Cruz Reyna, S., Tacaná (México/Guatemala): Local seismicity continues, *SEAN Bull.*, 11, 2, 4-5, 1986a.
- De La Cruz Reyna, S., Tacaná (México): Earthquake swarm then small phreatic eruption, *SEAN Bull.*, 11, 4, 14, 1986b.
- García-Palomo A, Macías J L, Arce J L, Mora J C, Hughes S, Saucedo R, Espindola J M, Escobar R, Layer P, (2006). Geological evolution of the Tacana volcanic complex, Mexico/Guatemala. In: Rose W I, Bluth G J S, Carr M J, Ewert J W, Patino L C, Vallance J W (eds), *Volcanic hazards in Central America*, {Geol Soc Amer Spec Pap}, 412: 39-57.

- Genschel, U. y Meeker, W.Q. (2010). A Comparison of Maximum Likelihood and Median-Rank Regression for Weibull Estimation. *Quality Engineering*, 22(4): 236–255.
- Gutenberg, B. y C. F. Richter (1956). Magnitude and energy of earthquakes. *Annali di Geofisica*, 9, pp. 1-15.
- Gutenberg, B., and C. F. Richter (1944). Frequency of earthquakes in California, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 34, 185–188.
- Gutenberg, B., and C. F. Richter (1954). *Seismicity of the Earth, Second Ed.*, Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 310 pp.
- Hanks, T. C. y H. Kanamori (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research* 84, pp. 23480-23500.
- Havskov, J., De la Cruz-Reyna, S., Singh, S. K., Medina, F., & Gutiérrez, C. (1983). Seismic activity related to the March-April, 1982 eruptions of El Chichon Volcano, Chiapas, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 10(4), 293–296. <https://doi.org/10.1029/GL010i004p00293>
- Havskov, Jens, & Ottemöller, L. (2010). Routine data processing in Earthquake seismology. <https://doi.org/10.1007/978-90-481-8697-6>
- Hernández, C. (2005). Análisis de la percepción del riesgo en los volcanes Chichón y Tacaná, Chiapas. [Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México]. Repositorio institucional de la Universidad Nacional Autónoma de México <http://132.248.9.195/ptb2005/01026/0347104/Index.html>.
- James Clarke, Ludmila Adam, Kasper van Wijk, (2021). LP or VT signals? How intrinsic attenuation influences volcano seismic signatures constrained by Whakaari volcano parameters, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 418, 107337, ISSN 0377-0273, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107337>.
- Kanamori, H. (1977), The energy release in great earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 82(20), 2981–2987, doi:10.1029/JB082i020p02981.
- López, C. (2002). Sismicidad en la región del volcán Tacaná, Chiapas, durante septiembre de 1997 y su evaluación en el riesgo volcánico. [Tesis para optar por el grado de Ingeniero Geofísico, Universidad Nacional Autónoma de México].
- López, Víctor., (2021). Estudio de la sismicidad del volcán Chichón, Chiapas, México durante el año 2017. [Tesis de Licenciatura, Universidad Juárez Autónoma de Tabasco].
- Lamb, O. D., Angelis S. De, Wall R. J., Lamur A., Varley N. R., Reyes-Dávila G., Arámbula-Mendoza R., Hornby A. J., Kendrick J. E., and Lavallée Y. (2017), Seismic and experimental insights into eruption precursors at Volcán de Colima, *Geophys. Res. Lett.*, 44, 6092–6100, doi:10.1002/2017GL073350.

- Lee W, Bennet R, Meaghu K (1972) A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration. U.S. Geological Survey Open File Report, 28 pp.
- Legrand, D., & Comte, D., (2003). Análisis multi-fractal de la sismicidad del norte de Chile. Universidad de Concepción, Departamento de Geofísica, Santiago, Chile.
- Legrand, Denis & Barrientos, Sergio & Bataille, Klaus & Cembrano Perasso, Jose & Pavez, A., (2011). The fluid-driven tectonic swarm of Aysen Fjord, Chile (2007) associated with two earthquakes (Mw=6.1 and Mw=6.2) within the Liquiñe-Ofqui Fault Zone. *Continental Shelf Research*. 31. 154-161. 10.1016/j.csr.2010.05.008.
- Legrand, Denis & Iglesias, Arturo & Singh, Shri Krishna & Cruz-Atienza, Victor & Yoon, C & Dominguez, Luis & Valenzuela, R & Suárez, Gerardo & Castro-Artola, Oscar. (2021). The influence of fluids in the unusually high-rate seismicity in the Ometepe segment of the Mexican subduction zone. *Geophysical Journal International*. 226. 10.1093/gji/ggab106.
- Legrand, Denis & Marroquín, G. & DeMets, C. & Mixco, L. & García, A. & Villalobos, M. & Ferrés, Dolores & Gutiérrez, E. & Escobar, D. & Torres, R. & Hernandez, Douglas. (2020). Active deformation in the San Salvador extensional stepover, El Salvador from an analysis of the April–May 2017 earthquake sequence and GPS data. *Journal of South American Earth Sciences*. 104. 102854. 10.1016/j.jsames.2020.102854.
- Lutgens, F. K., Tarbuck, E. J., & Tasa, D. G. (2016). *Foundations of earth science* (8th ed.). Pearson.
- Macías, J., (2005). Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, ISSN 0366-1784, Tomo 57, N°. 3, 2005, pags. 379-424. 57. 10.18268/BSGM2005v57n3a6.
- Macias J L, Arce J L, García-Palomo A, Mora J C, Layer P W, Espindola J M, (2010). Late Pleistocene flank collapse triggered by dome growth at Tacana volcano, Mexico/Guatemala, and its relationship to the regional stress regime. *Bull Volc*, 72: 32-53.
- Macías, J.L., Espíndola, J.M., García-Palomo, A., Scott, K.M., Hughes, S., and Mora, J.C., (2000), “Late Holocene Peléan style eruption at Tacaná Volcano, Mexico–Guatemala: Past, present, and future hazards”, *Bulletin of the Geological Society of America*, 112 (8): 1234-1249.
- Macias J L, Espindola J M, Garcia-Palomo A, Scott K M, Hughes S, Mora J C, (2000). Late Holocene Pelean-style eruption at Tacana volcano, Mexico and Guatemala: past, present, and future hazards. *Geol Soc Amer Bull*, 112: 1234-1249.
- McNutt, S.R., 2005. Volcanic seismology. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 32, 461–491
- Montenegro, Verónica & Spagnotto, Silvana & Legrand, Denis & Caselli, Alberto. (2021). Seismic evidence of the active regional tectonic faults and the Copahue volcano, at

- Caviahue Caldera, Argentina. *Bulletin of Volcanology*. 83. 10.1007/s00445-021-01442-7.
- Mora J C, Macias J L, Garcia-Palomo A, Arce J L, Espindola J M, Manetti P, Vaselli O, Sanchez J M, (2004). Petrology and geochemistry of the Tacana volcanic complex, Mexico/Guatemala: evidence for the last 40 000 yr of activity. *Geof Internac*, 43: 331-359.
- Murcia, H. & Macías, J., (2014). Volcaniclastic sequences at the foot of Tacaná Volcano, southern México: Implications for hazard assessment. *Bulletin of Volcanology*. 76. 10.1007/s00445-014-0835-5.
- M. Shearer, P. (2009). *Introduction to Seismology*. 2a edición. New York: Cambridge University Press.
- Privitera, Eugenio & Cocina, Ornella & Bonanno, A. & Gresta, Stefano. (2006). Seismogenic Stress Fields During an Inter-Eruptive Period. A Case History: Mt. Etna Volcano, 2001-2002. AGU Fall Meeting Abstracts.
- Richter, C. F. (1935). An instrumental earthquake magnitude scale. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 25, N°1, pp. 1-32.
- Rodríguez-Pérez, Q. et al. Spatial and temporal b-value characterization at Popocatepetl volcano, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, [s. l.], v. 417, 2021. DOI 10.1016/j.jvolgeores.2021.107320. Disponible em: <https://search-ebshost-com.pbidi.unam.mx:2443/login.aspx?direct=true&db=edselp&AN=S037702732100149&lang=es&site=eds-live>. Acceso em: 1 jun. 2022.
- Shi, Yaolin & Bolt., (1982). The standard error of the Magnitude-frequency b value. *BSSA*. 72. 1677-1687. 10.1785/BSSA0720051677.
- Scholz, C. (1968). The frequency-magnitude relation in microfracturing in rock and its relation to earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 58,399–415.
- Schorlemmer, D., S. Wiemer, and M. Wyss (2005). Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes, *Nature* 437, doi 10.1038/nature04094.
- Stein, S., Wysession, M. (2003), *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. Blackwell Publishing, 1a Edición, EUA.
- Tsuboi, S., K. Abe, K. Takano y Y. Yamanaka (1995). Rapid determination of M_w from broadband P waveforms. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. 85, N° 2, pp. 606-613.
- Utsu, T. (1965). A method for determining the value of b in the formulalog n —————
a —————
bM showing the magnitude-frequency relation for earth-quakes, *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.* 13, 99–103 (in Japanese with English summary)

- Valdés, C., González, G., Arcimega, A., Nava, E., Gutiérrez, C., Santoyo, M. (1995). Sismicidad del volcán Popocatepetl a partir del 21 de diciembre de 1994 al 30 de marzo de 1995. Estudios realizados durante la crisis de 1994 – 1995. SINAPROC, CENAPRED, UNAM. Ed. Especial. Secretaría de gobernación. Pp. 129 – 138.
- Veith, K.F. y G.E. Clawson (1972). Magnitude from short period P-wave data. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 62 N° 2, pp. 435-452.
- Whitmore, P. M., S. Tsuboi, B. Hishorn y T. J. Sokolowsky (2002). Magnitude-dependent correction for Mwp. Science of Tsunami Hazards Vol. 20, N° 4, pp. 187-192.