



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**¿Reaccionó el Popocatepetl al
sismo del 19 de septiembre
del 2017?**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniero Geofísico

P R E S E N T A

Edgar Ismael Gómez Juárez

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Denis Xavier Francois Legrand



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2026

Tabla de contenido

1	Resumen	4
2	Introducción	4
3	Contexto geológico del volcán Popocatépetl.....	7
3.1	Cinturón volcánico trans-mexicano	7
3.2	El volcán Popocatépetl.....	7
4	Tipos de sismos registrados	8
4.1	Sismos volcano-tectónicos (VT)	9
4.2	Sismos de periodo largo (LP).....	10
4.3	Sismos híbridos	10
4.4	Sismos de periodo muy largo (VLPs)	11
4.5	Tremor volcánico.....	12
4.6	Explosiones	13
4.7	Otros tipos de señales.....	14
5	Descripción de la red sismológica y de los datos.....	14
5.1	La red sismológica	14
5.2	Los datos	15
6	Metodología.....	19
6.1	Identificación de las ondas P y S en el dominio del tiempo.....	21
6.2	Identificación de la onda P y S en el dominio de las frecuencias	22
6.3	Verificación de lecturas malas de los tiempos de llegada de la P y S	23
6.4	Modelo de velocidad de la onda P.....	26
6.5	Localización de cada sismo	27
6.6	Ley de Gutenberg-Richter	27
7	Resultados	28
7.1	Número de sismos VTs	29
7.2	VP/Vs para cada sismo	29
7.3	VP/Vs promedio	30
7.4	Localización de los terremotos	31

7.5	Errores en las localizaciones	33
7.6	Ley de Gutenberg-Richter	35
8	Discusión de los resultados	36
8.1	Número de VTs y parámetro “a” de la ley de Gutenberg-Richter	36
8.2	Parámetro “b” de la ley de Gutenberg-Richter	36
8.3	Cambio de la razón VP/Vs	37
8.4	Evolución espacial de la sismicidad	37
9	Conclusión	38
10	Referencias	39



**PROTESTA UNIVERSITARIA DE INTEGRIDAD Y
HONESTIDAD ACADÉMICA Y PROFESIONAL**
(Titulación con trabajo escrito)



De conformidad con lo dispuesto en los artículos 87, fracción V, del Estatuto General, 68, primer párrafo, del Reglamento General de Estudios Universitarios y 26, fracción I, y 35 del Reglamento General de Exámenes, me comprometo en todo tiempo a honrar a la institución y a cumplir con los principios establecidos en el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, especialmente con los de integridad y honestidad académica.

De acuerdo con lo anterior, manifiesto que el trabajo escrito titulado ¿REACCIONO EL POPOCATEPETL AL SISMO DEL 19 DE SEPTIEMBRE DEL 2017? que presenté para obtener el título de INGENIERO GEOFÍSICO es original, de mi autoría y lo realicé con el rigor metodológico exigido por mi Entidad Académica, citando las fuentes de ideas, textos, imágenes, gráficos u otro tipo de obras empleadas para su desarrollo.

En consecuencia, acepto que la falta de cumplimiento de las disposiciones reglamentarias y normativas de la Universidad, en particular las ya referidas en el Código de Ética, llevará a la nulidad de los actos de carácter académico administrativo del proceso de titulación.

EDGAR ISMAEL GOMEZ JUAREZ
Número de cuenta: 314263922

1 Resumen

El volcán Popocatépetl es uno de los volcanes activos más monitoreados de México. El 19 de septiembre de 2017 ocurrió el terremoto de Puebla-Morelos (Mw 7.1), cuyo epicentro se localizó aproximadamente a 70 km al sur del volcán. Con el objetivo de evaluar si este terremoto afectó la actividad del volcán, se analizaron las variaciones de distintos parámetros geofísicos antes y después del terremoto. Estos parámetros son la tasa de ocurrencia de sismos volcano-tectónicos (VTs), su distribución espacial y temporal, la razón $\frac{V_P}{V_S}$ y los parámetros “a” y “b” de la ley de Gutenberg-Richter. Los resultados muestran un aumento significativo del número N de VTs localizados con la red sismológica durante un año antes y un año después del terremoto, sin considerar la magnitud de los VTs. Ese aumento se caracterizó también con el parámetro “a” de la ley de Gutenberg-Richter que da el número de sismos de magnitud superior o igual a 0, que da un número más preciso que simplemente N. La sismicidad cerca del cráter no cambió mucho después del terremoto. En cambio, el número de sismos aumentó en el sector sureste del cráter y sus profundidades máximas pasaron de 10 a 15 km. Un estudio de los errores de localización de los VTs mostró que estas dos zonas (el cráter y la zona al sureste) son distintas. Estas dos zonas son conocidas y fueron identificadas por varios estudios anteriores. Otro cambio fue en la razón $\frac{V_P}{V_S}$ que aumentó de 0.16 después del terremoto, pasando de un valor de 1.68 a 1.84. En conjunto, los cambios de estos parámetros sugieren que el terremoto del 19 de septiembre de 2017 afectó la actividad sísmica del volcán Popocatépetl.

2 Introducción

Relacionar una explosión volcánica fuerte a un terremoto de gran magnitud que ocurrió antes es un tema polémico porque es difícil demostrar que existe una relación de causa-efecto entre los dos fenómenos. Es aún más difícil cuando hay un intervalo de tiempo bastante grande (por ejemplo, varios meses o años) entre los dos. En cambio, es más fácil mostrar la existencia de pequeños cambios de parámetros geoquímicos o geofísicos como la cantidad de gas o de sismos volcánicos, cambios en la deformación del cono volcánico y en la velocidad del medio justo después (por ejemplo, varias horas o varios días) de un terremoto grande. Podemos ver el problema de otra manera. Si el terremoto grande no hubiera tenido ningún efecto sobre la actividad del volcán, ningún parámetro geoquímico o geofísico hubiera cambiado después del terremoto. Pero si algunos de estos parámetros han cambiado después del terremoto, es posible que estos cambios sean relacionados al terremoto. Diversos estudios han reportado incrementos en la actividad volcánica después de terremotos de gran magnitud (Yokoyama, 1971; Carr, 1977; Marzocchi et al., 1993; Barrientos, 1994; Hill et al., 2002; Marzocchi et al., 2002; Marzocchi, 2002; Manga and Brodsky, 2006; Walter and Amelung, 2007; Eggert and Walter, 2009; Watt et al., 2009; Prejean S, and Hill D., 2018; Sawi and Manga, 2018). Generalmente pocos volcanes se reactivan de manera fuerte después de un terremoto grande.

Por ejemplo, si un volcán no está cerca de tener una explosión, un terremoto fuerte no lo va a reactivar. Un volcán necesita estar en un estado cerca de tener una explosión para poder reactivarse. En este sentido un terremoto no genera la explosión misma, sino que la adelanta. Entonces, el punto más importante para que exista una reactivación es el estado del volcán. Otro punto importante está relacionado con las características del terremoto: su distancia al volcán, su magnitud, la relación entre la frecuencia del edificio volcánico y la frecuencia dominante del terremoto.

La actividad volcánica está estrechamente relacionada con el estado de esfuerzos del sistema volcánico. Sin embargo, determinar dicho estado de manera directa es una tarea compleja. Una forma de aproximarla consiste en analizar la tasa de ocurrencia de sismos VTs. Los cambios en esta tasa han sido observados en numerosos volcanes y pueden ser considerados indicadores de cambios en el estado de esfuerzos del sistema volcánico (Dieterich et al. 2000). No obstante, un incremento en la actividad sísmica no implica necesariamente una erupción inminente. Por ejemplo, después del terremoto del 7 de septiembre 2017 a las 23h49 (en tiempo local) en el Golfo de Tehuantepec, el volcán 'El Chichón' aumentó levemente su tasa de sismos VTs respecto a su nivel base de sismicidad. Ese cambio duró solamente dos meses antes de regresar a su nivel base, indicando que el volcán está lejos de entrar en erupción (Legrand et al., 2024).

A pesar de estas limitaciones, la identificación de posibles relaciones entre terremotos de gran magnitud y cambios en la actividad sísmica de volcanes activos constituye una herramienta valiosa para comprender los procesos de interacción entre la tectónica y el volcanismo. Además, este conocimiento puede contribuir a mejorar el monitoreo volcánico y fortalecer los protocolos de protección civil en regiones expuestas a ambos peligros naturales.

En México existen quince volcanes que han tenido una erupción en el Holoceno correspondiendo a volcanes activos (Coronado, Tres Vírgenes, Sangangüey, Ceboruco, El Chichón, Colima, Jocotitlán, Nevado de Toluca, Iztaccíhuatl, La Malinche, Las Cumbres, Popocatepetl, Pico de Orizaba, Tacaná y San Martín (Macías, 2005). El volcán Popocatepetl es uno de ellos. Es la segunda cima más alta respecto al nivel del mar después del pico de Orizaba. Es uno de los volcanes que se encuentran monitoreados de manera continua al igual que el volcán de Colima.

Durante 2017 ocurrieron dos terremotos de gran magnitud en México: el sismo del 7 de septiembre (Mw 8.2), con epicentro en el Golfo de Tehuantepec, y el sismo del 19 de septiembre (Mw 7.1), localizado entre los estados de Puebla y Morelos (Fig.1). Este último tuvo lugar a aproximadamente 70 km al sur del volcán Popocatepetl, proporcionando una oportunidad excepcional para analizar la posible influencia de un terremoto grande y cercano sobre la actividad sísmica del volcán.

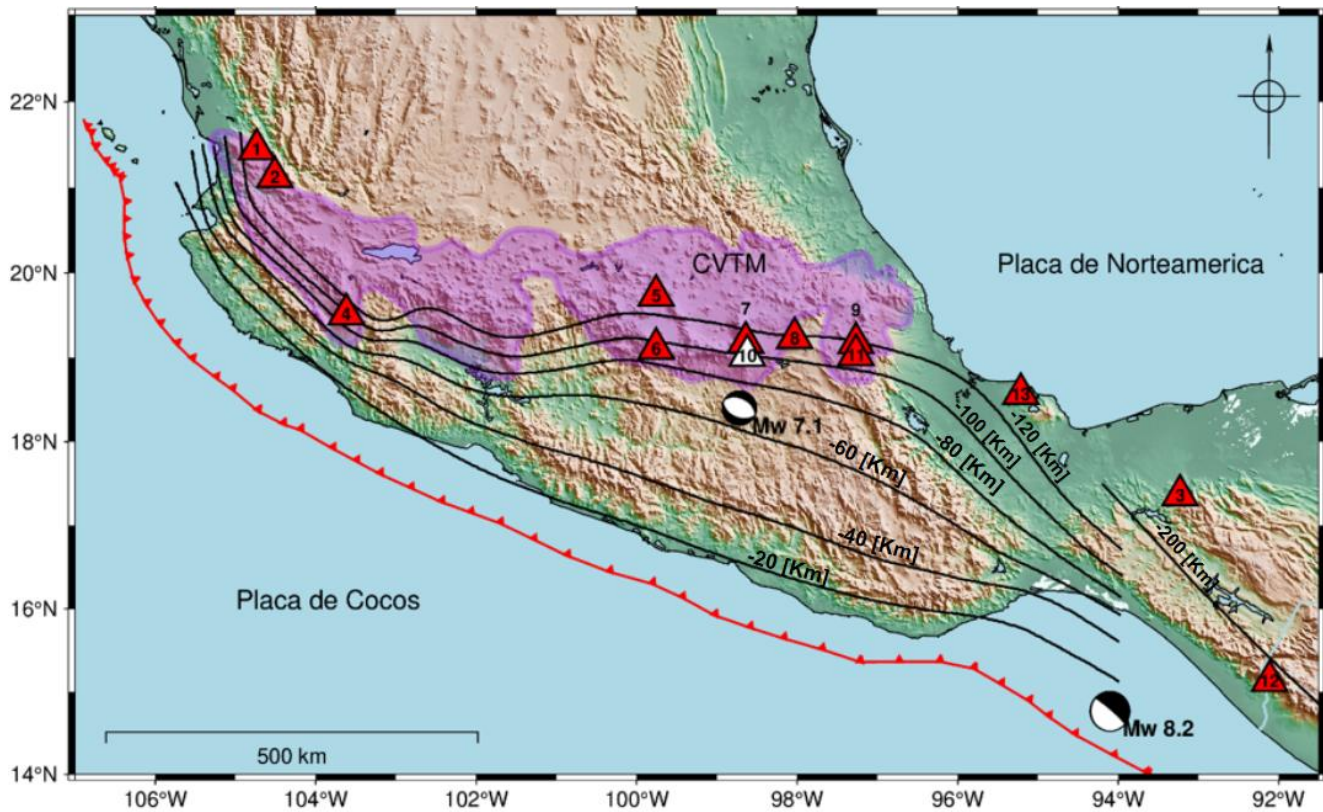


Figura 1. Mapa geológico del Cinturón Volcánico Trans-mexicano (CVTM, en morado), que muestra las curvas de nivel de la placa de Cocos en subducción (líneas negras, Pardo y Suárez, 1995), los principales volcanes con actividad holocénica (triángulos), el contacto de subducción (línea naranja), los epicentros de los terremotos del 7 y del 19 de septiembre de 2017 y sus mecanismos focales asociados. Los volcanes representados son: Coronado (fuera de la figura 1), Tres Vírgenes (fuera de la figura 1), (1) Sangangüey, (2) Ceboruco, (3) El Chichón, (4) Volcán de Colima, (5) Jocotitlán, (6) Nevado de Toluca, (7) Iztaccíhuatl, (8) La Malinche, (9) Las Cumbres, (10) Popocatepetl, (11) Pico de Orizaba, (12) Tacaná y (13) San Martín.

El volcán Popocatepetl vio cambiar varios parámetros geofísicos después de varios terremotos grandes desde los 40 últimos años y que no vio cambios en ausencia de terremotos grandes (De la Cruz Reyna et al., 2010; Boulesteix et al., 2022). Cambios de la tasa de sismicidad fueron también observados en varios volcanes de México, como El Chichón y el Tacaná después del terremoto del 7 de septiembre de 2017 de magnitud Mw8.2 (Legrand et al., 2024). Este trabajo tiene como objetivo analizar la reacción del volcán Popocatepetl después del terremoto del 19 de septiembre del 2017, de magnitud Mw7.1, estudiando la variación de la tasa de sismos VTs, de sus localizaciones, de la razón entre las velocidades de las ondas sísmicas P y S ($\frac{V_P}{V_S}$) y del valor b de la ley de Gutenberg – Richter.

3 Contexto geológico del volcán Popocatepetl

3.1 Cinturón volcánico Trans-Mexicano

El Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) es un arco volcánico continental generado por la subducción de las placas de Rivera y Cocos bajo la placa de Norteamérica. En la región de Oaxaca-Guerrero la Placa de Cocos subduce con un ángulo relativamente constante hasta profundidades de 30 km y permanece acoplada a la placa superior. A profundidades mayores a 30 km, al desacoplarse de la placa continental, la placa oceánica subducente cambia de pendiente y la subducción se convierte a subhorizontal, generando una subducción de geometría compleja (Pardo y Suárez, 1995).

A profundidades entre 80 y 100 km, la placa de Cocos genera una zona de deshidratación que provoca una disminución de la temperatura de fusión y por ende una fusión parcial del manto, generando magma que podrá migrar hacia la superficie. En el caso particular de México, la geometría de la placa subduciente es compleja entre 80 y 100 km de profundidad, lo que explica la orientación no paralela del CVTM con respecto a la trinchera Mesoamericana, haciendo un ángulo de 15° respecto a la dirección de la fosa. Es decir que la distribución de los volcanes está controlada principalmente por los cambios en la geometría de subducción de ambas placas oceánicas, es decir que las curvas de nivel 80-100 km de profundidad del slab coinciden con la dirección del CVTM (Pardo y Suárez, 1995).

3.2 El volcán Popocatepetl

El Popocatepetl es un estratovolcán con una altura de 5452 [m.s.n.m] de composición andesítica con un cráter de forma casi elíptica, de dimensiones de sus ejes menor y mayor de ~600 m y 800 m, que está ubicado en el sureste del CVTM entre los estados de México, Puebla y Morelos. El basamento de este volcán consiste en rocas cretácicas pertenecientes a las formaciones de Morelos y Mexcala y calizas cercanas al nivel del mar. Aunque el edificio actual de este volcán se llama Popocatepetl diversos autores sugieren que debajo de este edificio existieron al menos tres estructuras más, llamadas Tlamacas, Nexpayantla y Ventorrillo (Espinasa-Pereña y Martín del Pozzo, 2006; Gisbert et al., 2022).

Estudios geológicos previos identificaron la presencia de fallas normales y de rumbo en las cercanías del volcán (Arámbula et al., 2010). Entre las principales estructuras se encuentran las fallas de Tlamacas y Atexca (ambas de rumbo) y así como las fallas normales de Tetela y Tochimiscalco. Asimismo, se han reconocido importantes fisuras en las inmediaciones del volcán, entre las que se encuentran las de Nexpayantla y de Tlaltezompa, mostradas en la figura 2.

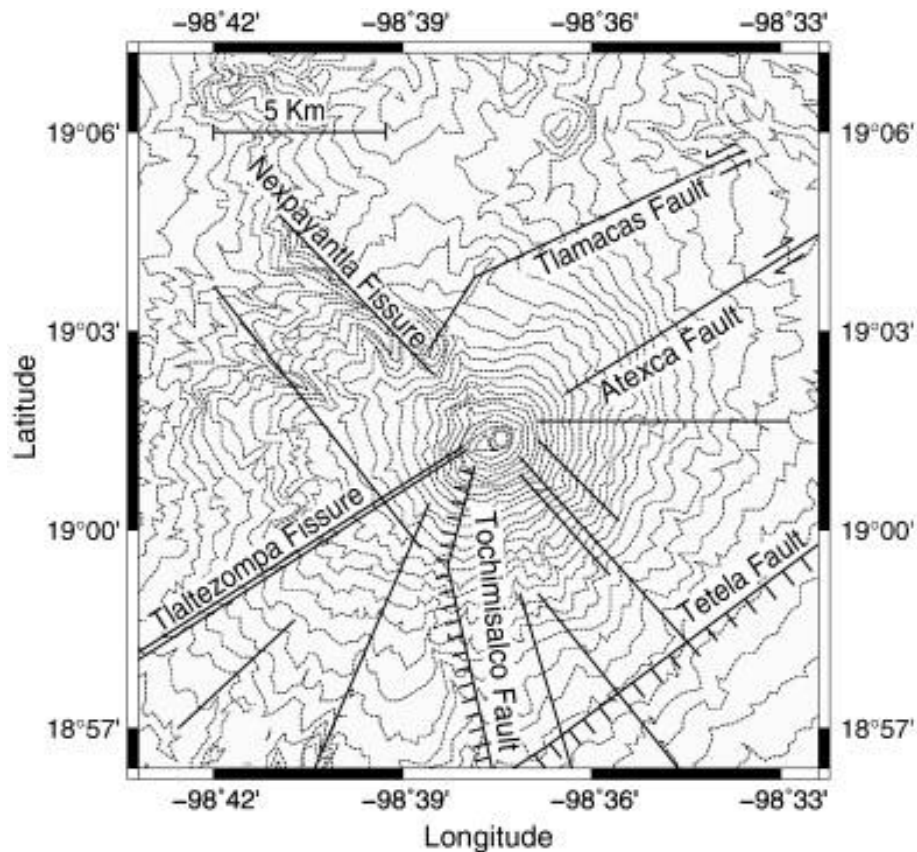


Figura 2. Mapa de las fallas y fisuras del Popocatépetl (Arámbula et al., 2010).

4 Tipos de sismos registrados

Existe una gran variedad de clasificaciones de sismos volcánicos (Sassa, 1935; Minakami, 1975; Chouet, 1996; McNutt, 2005). Eso se debe al hecho que los volcanes emiten diferentes tipos de sismos volcánicos y un mismo volcán puede tener sismos que cambian de naturaleza con el tiempo. Estos cambios temporales son útiles para el monitoreo de un volcán. Así una clasificación hecha por un volcán tal vez no se va a aplicar a otro volcán. No voy a dar aquí una lista exhaustiva de todas las clasificaciones de todos estos autores porque sería muy largo y no es el tema de mi tesis. A partir de la clasificación propuesta por Chouet (1996), voy a dar una clasificación simple y resumida de cada tipo de sismo. Se pueden encontrar las descripciones y características de estos sismos en los trabajos de Wassermann (2011) y Chouet y Matoza (2013), así que no voy a repetir estas referencias para cada clase de sismo.

Los sismos asociados a un entorno volcánico no se limitan únicamente a sismos volcano-tectónicos (VTs), sino que comprenden una variedad de señales sísmicas generadas por distintos procesos físicos en el interior y en la superficie de un volcán. Entre los principales tipos de señales se encuentran:

4.1 Sismos volcano-tectónicos (VT)

Los sismos Volcánico-Tectónicos (VTs) son iguales a sismos tectónicos pero localizados cerca de un volcán. Tienen ondas P y S claras (Fig. 3). Como en un volcán existen fallas, estos sismos pueden ocurrir en las que se reactivan debido a cambios de esfuerzos. Estos cambios de esfuerzos pueden ser de origen tectónico (debido a los movimientos de las placas tectónicas) o a movimientos de magma debajo del volcán. Por eso es muy difícil diferenciar si estos sismos tienen un origen tectónico o volcánico. Por eso se decidió llamarlos volcano-tectónicos. Pueden ser generados por fracturas de roca debido a la acumulación de esfuerzos dentro de un sistema volcánico, produciendo deslizamiento en planos de falla, de forma similar a un terremoto tectónico.

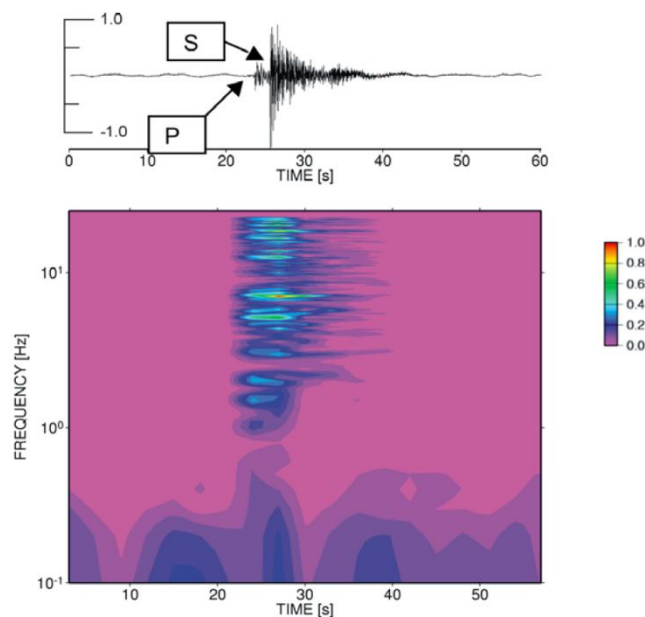


Figura 3. Ejemplo de un VT (tomado de Wasserman, 2011).

A veces, los sismos VT se agrupan en el espacio y el tiempo, formando lo que se llaman enjambres sísmicos. Estos enjambres volcánicos no tienen un terremoto principal con una magnitud mucho más grande que los otros VTs del enjambre. En el caso de un terremoto tectónico grande, existe un terremoto principal que tiene una magnitud más grande que sus réplicas y ocurre al inicio de las réplicas. A veces, para enjambres volcánicos, las magnitudes más grandes pueden estar en medio del enjambre o al final. Hay que precisar que todos los enjambres sísmicos no son sistemáticamente volcánicos. Existen enjambres cerca de volcanes que son tectónicos. Y existen enjambres sísmicos de origen tectónico lejos de volcanes.

4.2 Sismos de periodo largo (LP)

Son sismos de baja frecuencia o de periodo largo. Se caracterizan por presentar inicios de la onda P altamente emergentes y, en general, la fase S es ausente o no claramente identificable. Su principal banda de frecuencias está entre 0.2 y 5 Hz. En realidad, esta clasificación se debe más a la forma de onda que a su contenido frecuencial (algunos consideran sismos LP de frecuencia 0.2 Hz como sismos de muy largo periodo). En la figura 4 se muestra un sismo LP de en el volcán Merapi, Indonesia y en la Figura 5 se muestra un LP en el volcán Redoubt, Alaska.

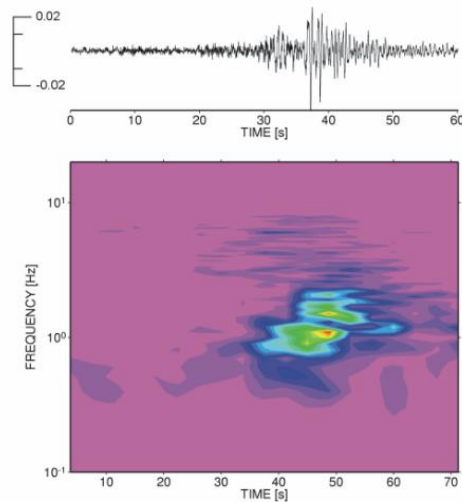


Figura 4. Ejemplo de un evento LP en el Merapi, Indonesia (tomado de Wassermann 2011).

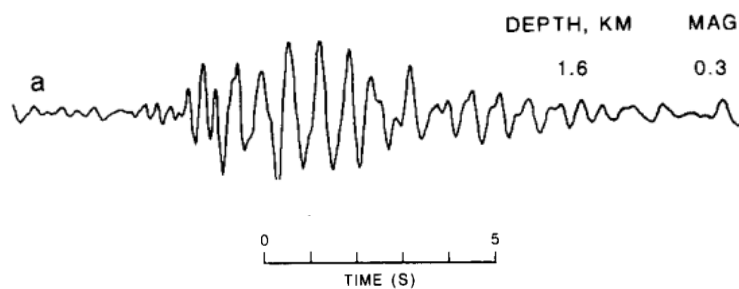


Figura 5. Ejemplo de un LP del volcán Redoubt, Alaska (tomado de Chouet et al., 1994)

4.3 Sismos híbridos

Algunas señales volcano-sísmicas presentan características tanto de sismos LPs como de sismos VTs, es decir con una mezcla de dos o varias frecuencias (Fig. 6). Estas señales se denominan sismos híbridos y reflejan una posible combinación de mecanismos fuente de ambos tipos, por ejemplo, movimientos de fluidos (carácter LP) dentro de una falla o grieta (carácter

VT), así como posibles efectos de propagación de las ondas. Es decir, por ejemplo, que un verdadero sismo VT se puede transformar en una señal híbrida a lo largo de su propagación, por ejemplo, si atraviesa un reservorio magmático, convirtiéndose en un sismo híbrido.

Los sismos híbridos están asociados a actividad muy somera, particularmente al crecimiento de domos volcánicos o a movimiento de magma o agua, o a puros efectos de propagación.

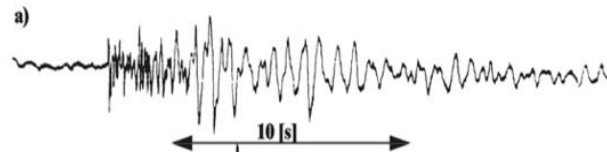


Figura 6. Ejemplo de un evento Híbrido (tomado de Wassermann, 2011).

4.4 Sismos de periodo muy largo (VLPs)

Existen sismos de muy largo periodo (VLP, Very Long Period) caracterizados por una banda de frecuencia entre 0.01 a 0.5 Hz, aunque estos valores pueden cambiar dependiendo del volcán. (Fig. 7 y 8). Debido a sus grandes longitudes de onda desde decenas a cientos de kilómetros, su señal sísmica presenta poca distorsión durante su propagación, pocas sensibles a heterogeneidades de dimensión inferior a varios kilómetros. Los periodos de los VLPs son muy diferentes de un volcán a otro (de 28 s en el volcán Popocatepetl (Arciniega-Ceballos et al., 1999, 2008), de 23 s en el volcán Ambrym (Vanuatu) (Legrand et al., 2024), de 15-21 s en el volcán Erebus (USA) (Aster et al., 2008), de 15 s en el volcán Aso (Japón) (Kawakatsu et al., 2000), 5-10 s en el volcán Stromboli (Italia) (Neuberg et al., 1994), de 5-12 s en el volcán Cotopaxi (Ecuador) (Molina et al., 2008). Los VLPs asociados con actividad volcánica suelen relacionarse a movimientos de fluidos como magma o gases dentro de conductos volcánicos. Estos VLPs permiten interpretar procesos de transporte magmático dentro de los volcanes.



Figura 7. Ejemplo de un VLP del volcán Miyakejima, Japón (tomado de Kumagai, 2009)

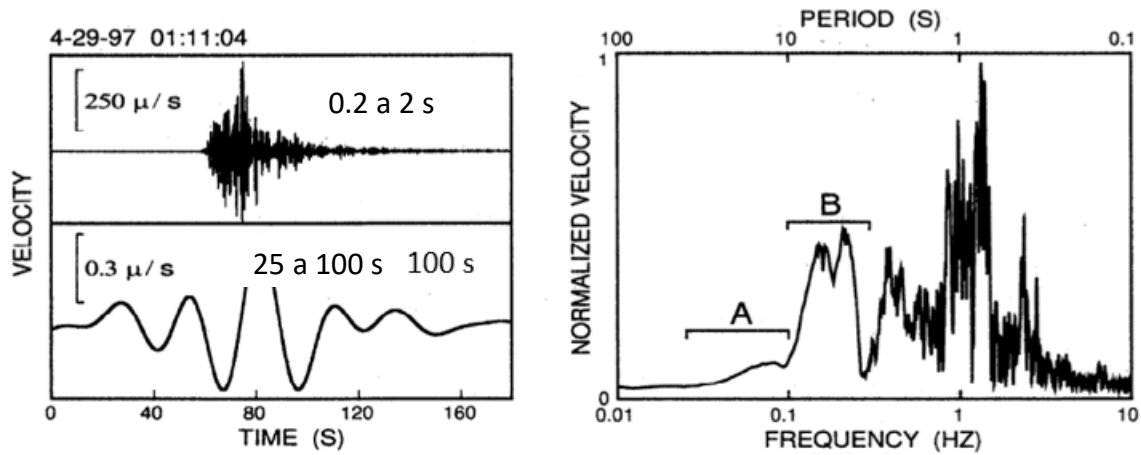


Figura 8. Ejemplo de un VLP del volcán Popocatepetl (Arciniega et al., 1999)

4.5 Tremor volcánico

El tremor volcánico es una señal que puede durar de algunas decenas de segundos a varios meses. No tienen fases aisladas como P o S (Fig. 9).

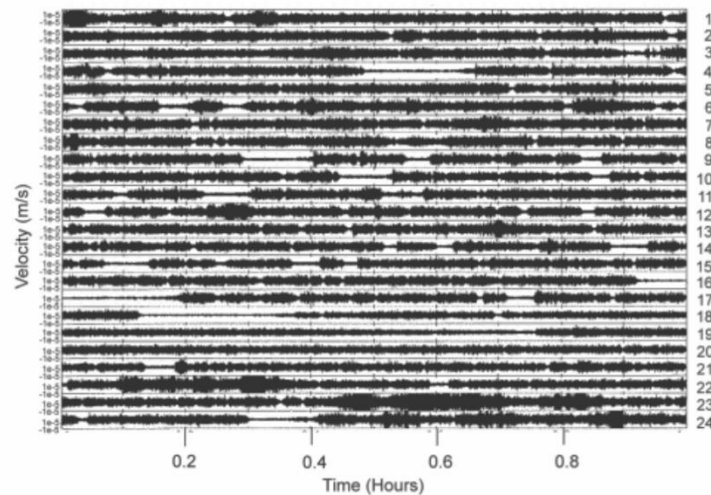


Figura 9. Ejemplo de un tremor en el volcán Bromo, Indonesia (tomado de Wassermann, 2011)

Puede ser monocromático (un espectro con una sola frecuencia principal) o tener varias frecuencias. Muestro en la Figura 10 un ejemplo de un tremor en tiempo (Fig. 10 arriba) del volcán Arenal (Costa-Rica) con varias frecuencias que se pueden ver en el espectrograma (Fig. 10 abajo).

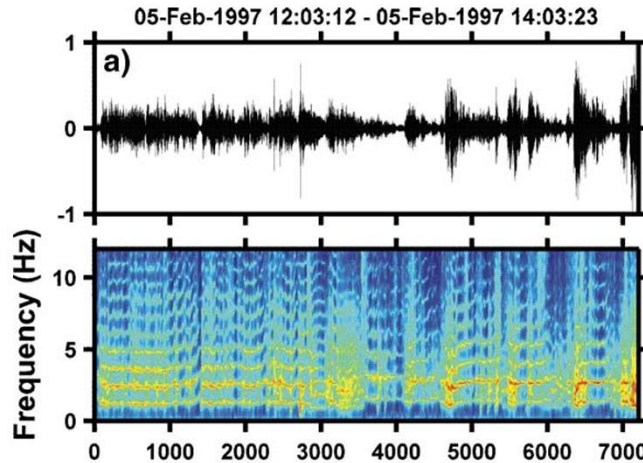


Figura 10. Ejemplo de un tremor en el volcán Arenal, Costa rica (tomado de Lesage, 2006)

Generalmente corresponden a movimientos de fluidos. En algunos casos, se usa esa señal para pronosticar la salida de magma en la superficie y una pronta erupción volcánica.

4.6 Explosiones

Una erupción genera ondas sísmicas de bajas y altas frecuencias. Las ondas de baja frecuencia corresponden a la subida en presión del reservorio magmático, que genera ondas VLPs, que empiezan antes de la erupción misma. Pero la erupción misma emite ondas sísmicas de alta frecuencia, que son los sismos de la explosión misma en la superficie. La Figura 11 muestra un ejemplo de explosión en el volcán Stromboli (Italia).

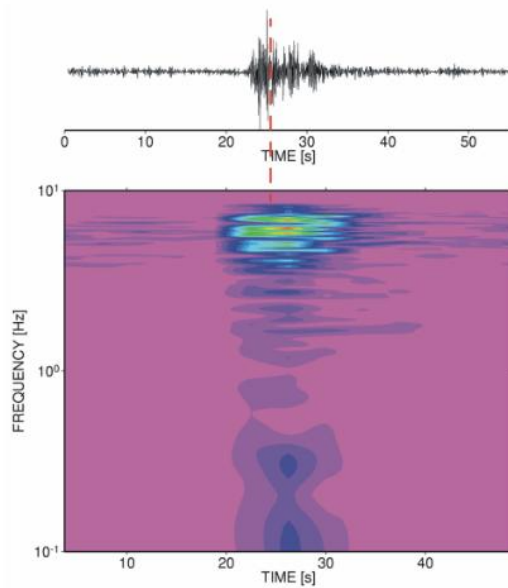


Figura 11. Ejemplo de una erupción del volcán Stromboli, Italia (tomado de Wassermann 2011)

Las explosiones generan también ondas acústicas, generadas por la expansión de gases que se expanden y aceleran al salir del conducto volcánico. Esta onda se propaga principalmente en el aire a una velocidad cercana a 340 m/s (a 15°C), que se registran también en los sismómetros.

4.7 Otros tipos de señales

Existen muchos otros tipos de señales sísmicas en volcanes activos provocadas por manifestaciones en la superficie como derrumbes, lahares o flujos piroclásticos. Menciono estos tipos de señales porque son comunes en volcanes, pero no las voy a describir acá porque no las voy a usar en mi tesis.

5 Descripción de la red sismológica y de los datos

5.1 La red sismológica

La red sísmica del volcán Popocatepetl ha cambiado con el tiempo. Su configuración actual se implementó en 2018 cuando se modernizó la red. En este trabajo, hemos usado siete estaciones sismológicas de tres componentes de banda ancha (Figura 12a).

Las estaciones se ubican principalmente al noroeste del Popocatépetl. Cuatro de las estaciones cuentan con más de un sismómetro (Fig. 12b), lo que permite tener mayor seguridad de registro en caso de fallamientos de uno de estos instrumentos y algunas veces complementar al ancho de banda del otro instrumento.

La distribución asimétrica espacial de las estaciones introduce limitaciones en la calidad de la localización sísmica. Eso se debe a la dificultad de instalar sismómetros al este del volcán. Una consecuencia es que algunos sismos pequeños no serán registrados por todas las estaciones.

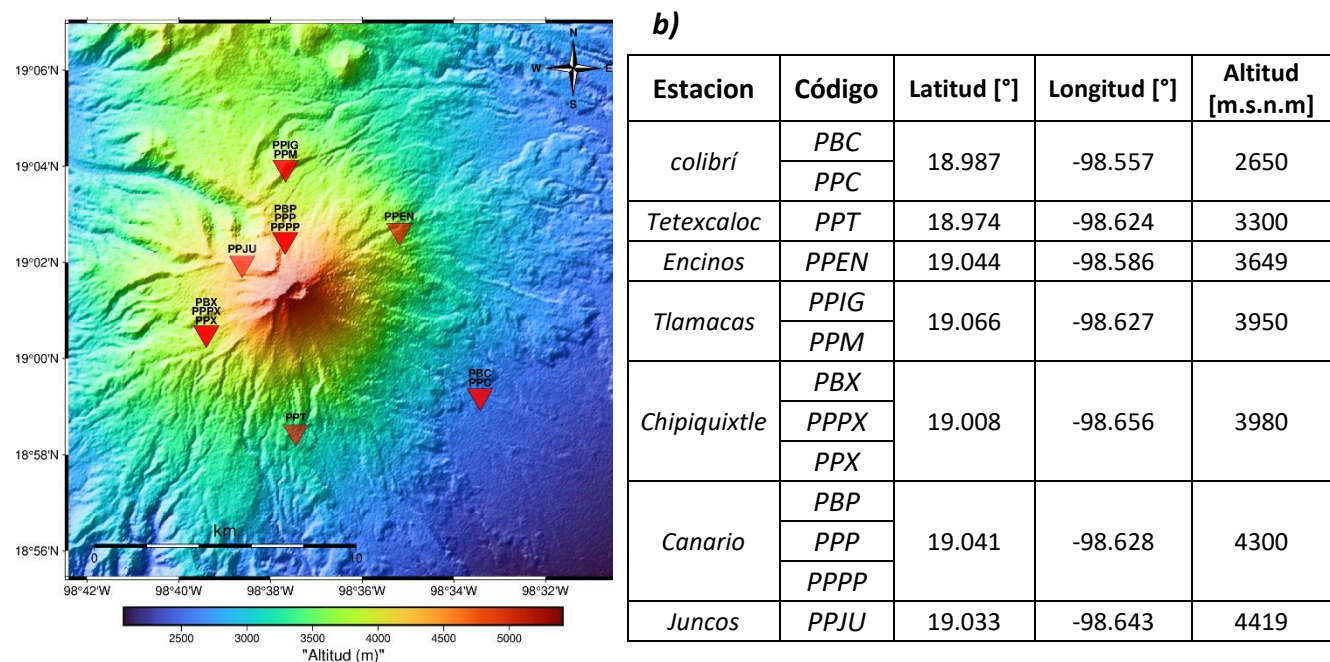


Figura 12. a) Mapa de la red sismológica del volcán Popocatépetl (desde 2018 hasta la fecha). b) Nombre, código y coordenadas de cada estación.

En particular, esta configuración incrementa el ángulo sin cobertura de estaciones alrededor del epicentro para eventos localizados en otras direcciones, conocido como gap azimutal (GAP), por ejemplo, para sismos localizados fuera de la red sísmica. Como consecuencia, los errores en la localización sísmica tienden a aumentar en las regiones donde la cobertura de estaciones es más deficiente.

5.2 Los datos

En este trabajo, voy a estudiar solamente los sismos VTs porque se pueden localizar usando herramientas clásicas de sismología (con los tiempos de llegada de las ondas P y S). Ese trabajo fue realizado en parte durante mi servicio social (datos de enero a junio del 2016), y durante esa tesis (datos de julio a diciembre del 2018). Otro estudiante (Alejandro Reyes) leyó

los datos de julio a diciembre 2016, del 2017 y de enero a junio del 2018. Entonces, tenemos los sismos VTs desde el inicio de 2016 hasta el fin de 2018.

La figura 13 muestra las formas de onda de las tres componentes (Norte, Este, Vertical) de la estación PBP (una de las mejores estaciones) de tres VTs donde se ven bastante bien las ondas S, en particular en las componentes horizontales.

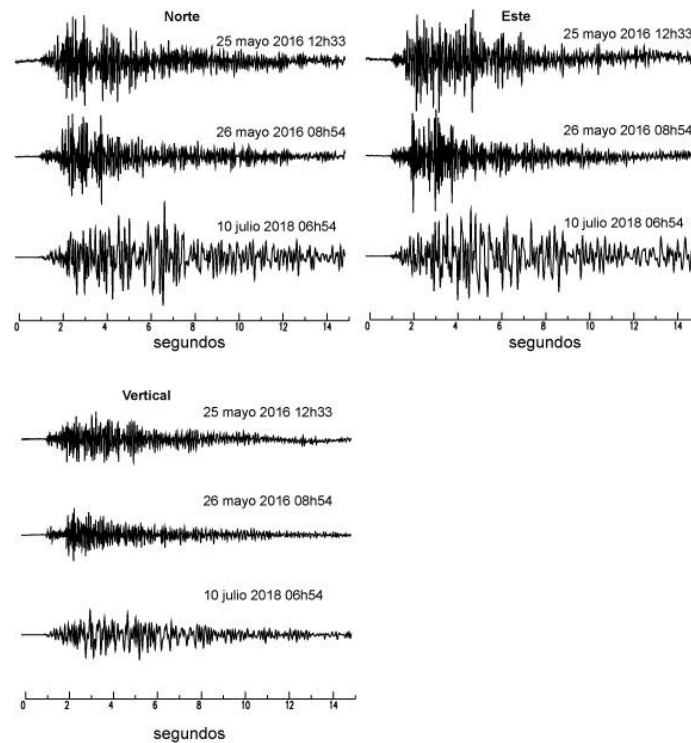


Figura 13. Tres ejemplos de VTs con fases relativamente sencillas de identificar.

La figura 14 muestra ejemplos de tres VTs donde las ondas S son difíciles de identificar, mostrando la complejidad de la lectura de la fase S en la red del Popocatepetl:

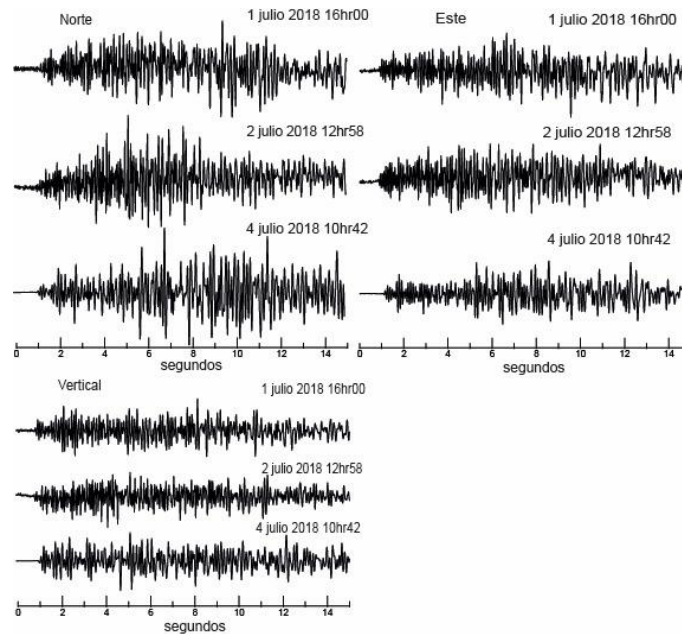


Figura 14. Tres ejemplos de VTs con lecturas de fase relativamente complejas de identificar

Aunque las estaciones de la red del Popocatepetl están relativamente cercanas entre sí, esto no implica que el medio de propagación sea el mismo para todas las estaciones, el medio de propagación puede variar entre ellas y más en un área volcánica; por ello, un sismo puede registrarse de manera diferente en cada estación. Esto se debe a los efectos de sitios que cambian la reología (propiedades del medio de propagación), las velocidades de propagación de las ondas sísmicas, la geometría de la estratigrafía (incluyendo el espesor de las capas y la posición de las discontinuidades geológicas) y la topografía local (Boore, 1972, 1973; Bard, 1992). Entonces estos cambios pueden atenuar o amplificar e incluso alterar el contenido frecuencial de la señal (Triantafyllidis, et al., 1999).

En el Popocatepetl uno de los principales problemas fue la dificultad de leer los tiempos de llegada de las ondas P y S por las razones que explico a continuación. Generalmente la onda P es muy emergente. Las ondas P y S tienen una coda larga. Generalmente la onda S llega en la coda de la onda P (porque las distancias terremoto-estación son pequeñas), y su amplitud es más pequeña que lo que se observa generalmente para sismos tectónicos. Todas estas características dificultan la lectura de los tiempos de arribos de las ondas en particular de la onda S. La pequeña amplificación de la onda S respecto a las ondas P puede explicarse por el tipo de material poco consolidado por ejemplo al material piroclástico producto de la actividad volcánica del volcán, que es diferente para cada estación. La estación PPIG tiene un efecto de sitio adicional debido a que la estación está ubicada en la cima de un pequeño monte. Estos efectos de sitio en un monte amplifican las ondas debido a los múltiples rebotes dentro de las paredes del monte. Es un efecto conocido que fue observado en varios lugares como por ejemplo en Thessaloniki Grecia (Fig. 15).

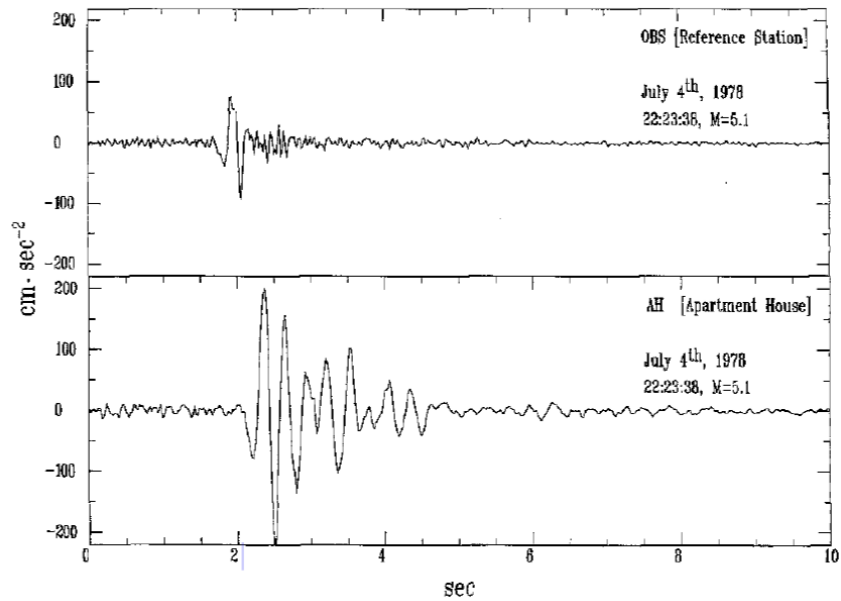


Figura 15. Ejemplo de un efecto de sitio en una estación sísmica en Thessaloniki, Grecia. Figura extraída del artículo Triantafyllidis, et al. (1999).

Muchos VTs del Popocatepetl podrían tener un efecto de sitio parecido a este en la estación de Tlamacas (PPIG) que está ubicada en la cumbre de un monte. La Figura 16 muestra un VT grabado en dos estaciones: PBX donde vemos una onda S con una amplitud mayor a la onda P y PPIG con una onda S de amplitud menor que la onda P y una coda más larga que la coda de la estación PBX.

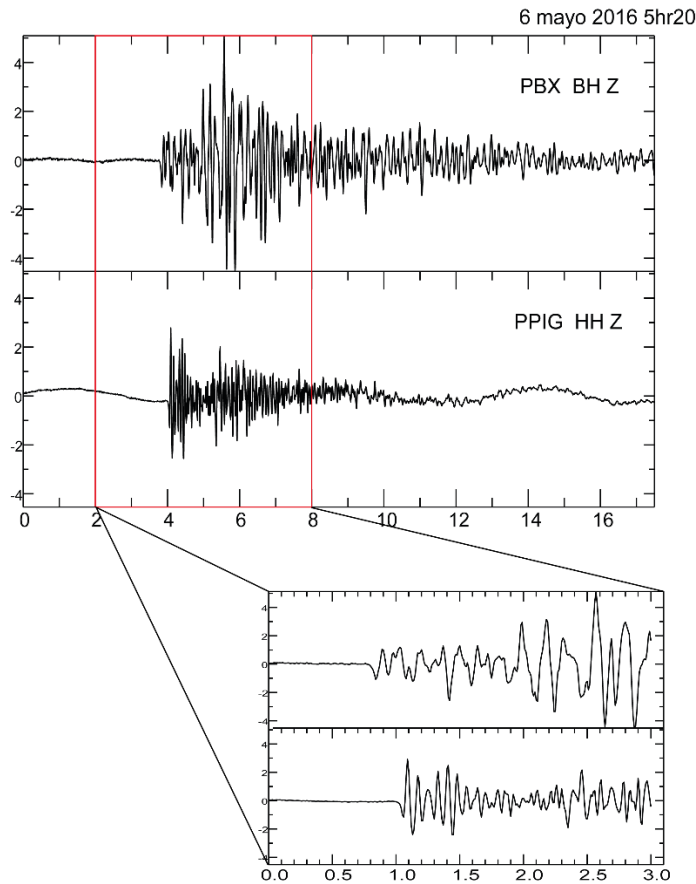


Figura 16. Sismograma que muestra un VT grabado por dos estaciones (PBX y PPIG únicamente se muestran las componentes verticales) el 6 de mayo del 2016. Donde PBX tiene registro una amplitud mayor a la onda P y PPIG registro una amplitud menor que la onda P.

6 Metodología

En este trabajo, usé solamente los sismos VTs. La localización de un sismo depende del número de estaciones, de su distribución espacial respecto a la localización del sismo, del número de fases leídas, del modelo de velocidad. Determinar la localización de sismos en un ambiente volcánico representa un desafío debido a la naturaleza heterogénea del medio. Un modelo de velocidad bueno es casi imposible obtener en un volcán, lo que genera grandes errores de localizaciones.

Las fases sísmicas P y S fueron identificadas mediante inspección visual de los sismogramas (en tiempo, con el cambio de la amplitud) y análisis de los espectrogramas (en estos se pueden identificar en el tiempo cuando hay cambios en energía de las frecuencias de las ondas P y la S).

Mediante un programa de lectura automática (PhaseNet) se intentó identificar los tiempos de llegada de la P y S. Pero, no se logró de manera satisfactoria porque en particular se observó

que el diagrama de Wadati (Wadati 1933) no era respectado. Voy a describir este método de Wadati con más detalle en el capítulo 6.3. Eso se debe a la dificultad del programa para identificar las ondas S. Por lo tanto, la lectura de los tiempos de llegada de cada fase sísmica se realizó de manera manual. Solo se determinó una lectura por fase (en particular se determina un solo tiempo de llegada de la onda S, usando una sola componente, la en la cual se ve mejor la S). Para ilustrar la dificultad de leer los tiempos de llegada de las ondas S, damos algunos ejemplos de sismogramas en función de la distancia (hodocronas de la Figura 17). En la figura 17, las cruces corresponden a los tiempos de llegada leído manualmente con SEISAN y las líneas de velocidades de las ondas P (naranja) y S (azul) se calculan a partir de una regresión lineal entre las lecturas leídas en SEISAN. Los valores V_P y V_S están descritos en las leyendas, y el $\frac{V_P}{V_S}$ en el título.

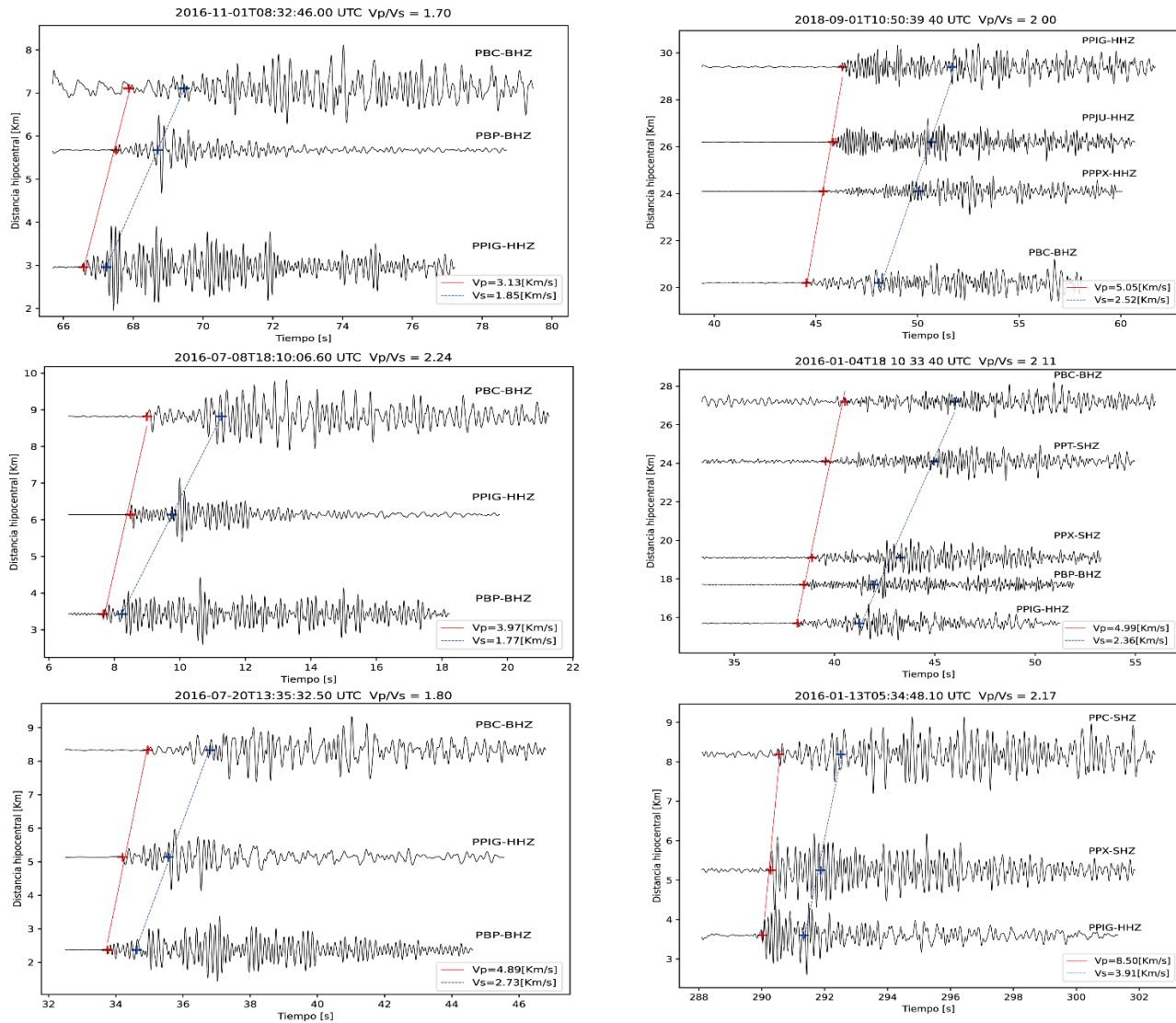


Figura 17. Hodocronas donde se ilustra la dificultad de leer los tiempos de llegada de las ondas P y S (en la izquierda lecturas sencillas y en la derecha lecturas complejas fáciles de identificar), hora UTC en el título.

6.1 Identificación de las ondas P y S en el dominio del tiempo

La identificación precisa de los tiempos de arribo de las fases P y S en los registros de una estación sísmológica (Fig. 18) son fundamentales para la localización de un evento sísmico, ya que cualquier incertidumbre en su identificación se traduce directamente en errores de localización.

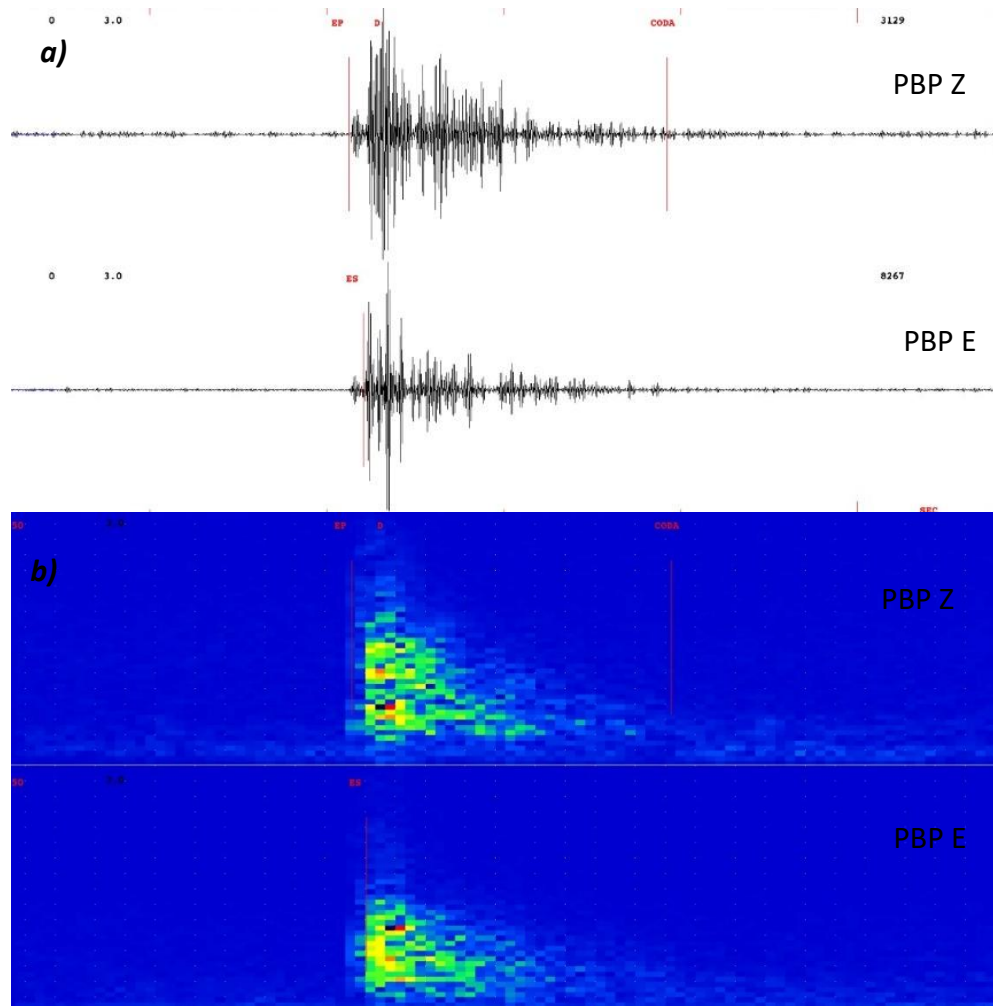


Figura 18. Sismo VT registrado el 20 de mayo del 2016 a las 2:37 horas en el volcán Popocatepetl en la estación PBP. a) lectura de las ondas P y S en el dominio del tiempo. b) lecturas de las ondas P y S en el dominio de las frecuencias.

Para los sismos VTs grandes, la calidad de la señal asociada a la fase P fue adecuada, permitiendo una identificación relativamente buena de sus tiempos de arribo. Sin embargo, para los sismos VTs pequeños, las ondas P son muy emergentes, lo que dificulta una buena lectura de su tiempo de llegada. Las ondas S presentan mayores dificultades en la determinación de su tiempo de llegada, por su amplitud pequeña respecto a la amplitud de la coda de la onda P.

Las amplitudes de las ondas S son muy pequeñas respecto a lo que se ve para sismos tectónicos.

La llegada de la onda P se reconoció como el primer incremento significativo de amplitud respecto al nivel de ruido previo al evento.

- Generalmente, la amplitud de la onda P es menor a la amplitud de la onda S.
- Mayor contenido en altas frecuencias que la S.
- Generalmente, se ve mejor en la componente vertical, salvo para sismos muy superficiales.

La onda S fue identificada posteriormente a la onda P, caracterizada por:

- Amplitudes mayores respecto a la onda P, en teoría, pero como ya vimos casi nunca es el caso del Popocatepetl, así que ese criterio aplica poco
- Frecuencias generalmente más bajas que las de la onda P
- Aparición más clara en las componentes horizontales

6.2 Identificación de la onda P y S en el dominio de las frecuencias

Como el tiempo de llegada de la onda S es difícil de identificar en el sismograma en tiempo, nos apoyamos del espectrograma para determinarlo (Fig 18). El espectrograma representa la variación de la energía de la frecuencia de la señal en función del tiempo. De esta manera, el espectrograma permite analizar simultáneamente tres variables: el tiempo, la frecuencia y la amplitud de las frecuencias. Existe una dualidad entre las ventanas temporales (Δt) y en frecuencia ($\Delta \nu$) de una señal dada, conocida como principio de incertidumbre de Heisenberg, es decir que el producto $\Delta t \cdot \Delta \nu$ es constante. Es decir que no se puede definir bien de manera conjunta la frecuencia y el tiempo. Por eso, cuando usamos un espectrograma con ventanas $\Delta \nu$ pequeñas, se generan errores grandes de tiempos (Δt grande). La duración de las ventanas en frecuencia cambia en función del zoom temporal que se toma de la señal en tiempo, por lo cual estas ventanas no tienen una duración fija. El espectrograma se hace sin traslape. Por esta razón, la identificación de las fases sísmicas no se realizó únicamente mediante el espectrograma, sino también con la señal temporal.

Para identificar la fase P:

1. Se analizó principalmente la componente vertical del registro sísmico, ya que esta fase suele presentar mayor claridad en dicha componente.

2. La llegada de la onda P se reconoció como el primer incremento significativo de amplitud respecto al ruido, observado en el espectrograma como una concentración de amplitud en determinadas bandas de frecuencia.

Por otro lado, la identificación de la fase S:

1. Se realizó principalmente en las componentes horizontales, donde esta fase presenta amplitudes mayores.
2. Como la llegada de la onda S no se observó bien usando un aumento más evidente de amplitud en comparación con la fase P, nos apoyamos del espectrograma para identificar la S.

En la Figura 18 se muestra un ejemplo de un sismo VT registrado el 20 de mayo del 2016 a las 2:37 horas en el volcán Popocatépetl, donde se compara el arribo de las ondas P y S (Fig. 18 líneas verticales naranjas) en el dominio tiempo (Fig. 18 a) y en el dominio de las frecuencias (Fig. 18 b).

6.3 Verificación de lecturas malas de los tiempos de llegada de la P y S

Antes de localizar terremotos, es crucial verificar si no hay errores de lecturas en los tiempos de llegada de las ondas P (T_P) y S (T_S). Para identificar estos errores, usamos el diagrama de Wadati. Este diagrama es la relación entre $T_S - T_P$ y T_P (Wadati, 1933). La pendiente de esta gráfica es $\frac{V_P}{V_S} - 1$. Por ejemplo, lecturas malas de los tiempos de llegada de las ondas P y S puede generar un valor de $\frac{V_P}{V_S}$ negativo, que es imposible. Generalmente, eso corresponde a lecturas malas de las ondas S. El diagrama de Wadati es independiente del modelo de velocidad, por eso lo usamos antes de localizar los terremotos porque una localización necesita un modelo de velocidad.

La figura 19 muestra un caso hipotético donde no se respeta el diagrama de Wadati para un solo sismo, una pendiente negativa implicaría que la onda S llega cada vez más rápido cuando la distancia hipocentro-estación aumento lo cual es imposible.

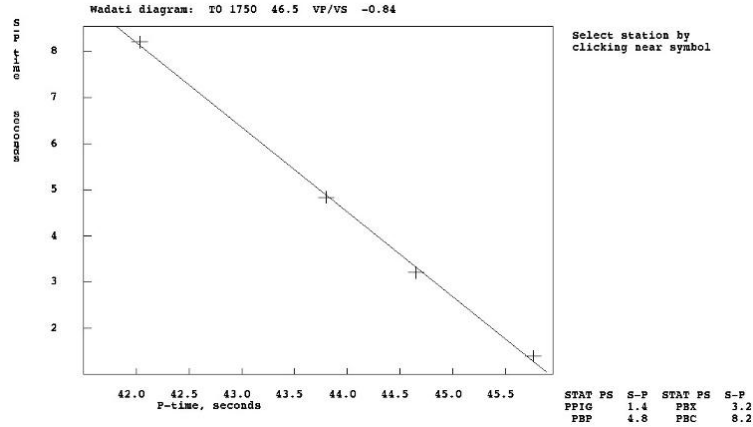


Figura 19. Ejemplo de un diagrama de Wadati con lecturas erróneas introducidas intencionalmente, de modo que la onda S aparenta llegar más rápido a estaciones ubicadas a mayores distancias del sismo.

Este diagrama funciona bajo estas hipótesis:

1. El medio de propagación solo consta de una capa homogénea.
2. La V_P y V_S , así como $\frac{V_P}{V_S}$ son constantes.

Vamos a expresar $T_S - T_P$ en función de T_P :

Usando la relación $T_S = T_0 + T_{Prop}^S$, donde T_0 es el tiempo de origen del terremoto y T_{Prop}^S es el tiempo de propagación de la onda S.

$$T_S - T_p = (T_0 + T_{Prop}^S) - T_p$$

de $T_{Prop}^S = \frac{d}{V_S}$ donde d es la distancia hipocentral entre el terremoto y la estación

$$T_S - T_p = \left(T_0 + \frac{d}{V_S}\right) - T_p$$

Como $d = V_P T_{Prop}^P$, donde T_{Prop}^P es el tiempo de propagación de la onda P.

$$T_S - T_p = \left(T_0 + \frac{V_P}{V_S} T_{Prop}^P\right) - T_p$$

Usando $T_{Prop}^P = T_p - T_0 \rightarrow$

$$T_S - T_p = \left(T_0 + \frac{V_P}{V_S} [T_p - T_0]\right) - T_p$$

$$T_S - T_p = \left(\frac{V_P}{V_S} - 1\right) T_p + \left(1 - \frac{V_P}{V_S}\right) T_0$$

Esa ecuación se conoce como diagrama de Wadati. Es una línea recta de pendiente $\left(\frac{V_P}{V_S} - 1\right)$ y el término $\left(1 - \frac{V_P}{V_S}\right)T_0$ es el intercepto al origen (con $T_p = 0$). Por lo tanto, el diagrama de Wadati permite calcular $\frac{V_P}{V_S}$ y T_0 . La figura 20 muestra un caso donde el diagrama de Wadati es respetado para el caso de un solo sismo.

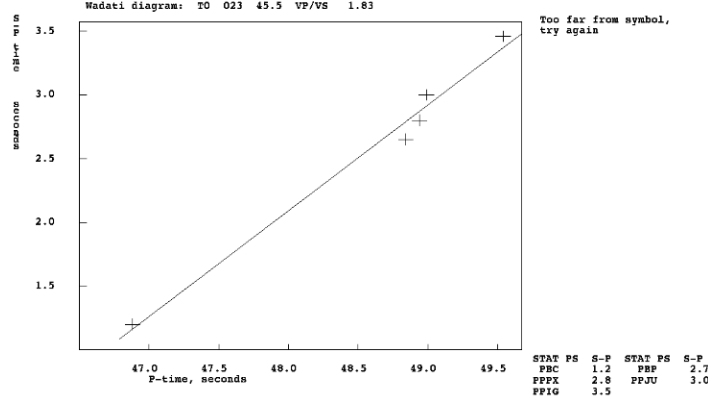


Figura 20. Diagrama de Wadati con lecturas manuales de un sismo VT.

Cuando un sismo es grabado por dos estaciones sismológicas (i y k) podemos cancelar el T_0 realizando la doble diferencia de los tiempos de arribo de las ondas P y S y así construir el diagrama de Wadati sobre $T_{S_k} - T_{S_i}$ en función de la diferencia de los tiempos de arribo de la onda P.

$$T_{S_k} - T_{S_i} = (T_0 + T_{prop S_k}) - (T_0 + T_{prop S_i})$$

$$T_{S_k} - T_{S_i} = T_{prop S_k} - T_{prop S_i}$$

$$T_{S_k} - T_{S_i} = \frac{1}{V_S} (d_k - d_i)$$

$$T_{S_k} - T_{S_i} = \frac{1}{V_S} (V_P T_{prop P_k} - V_P T_{prop P_i})$$

$$T_{S_k} - T_{S_i} = \frac{V_P}{V_S} (T_{prop P_k} - T_{prop P_i}) = \frac{V_P}{V_S} (T_{prop P_k} + T_0 - T_0 - T_{prop P_i})$$

$$T_{S_k} - T_{S_i} = \frac{V_P}{V_S} (T_{P_k} - T_{P_i})$$

$$\frac{V_P}{V_S} = \frac{T_{S_k} - T_{S_i}}{T_{P_k} - T_{P_i}}$$

Esa ecuación es conocida como el diagrama general de Wadati en donde podemos comparar distintos sismos entre todas las estaciones y así obtener una mejor estimación de $\frac{V_P}{V_S}$ que en el Wadati clásico. En la figura 21 muestra un diagrama general de Wadati que es respetado para varios sismos registrados en la red sismológica del volcán Chichón en el 2017.

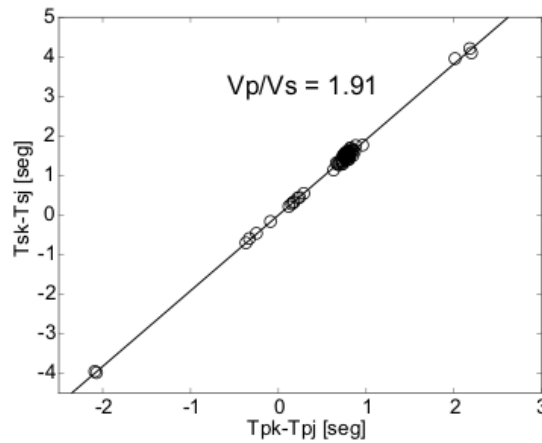


Figura 21. Ejemplo de un Wadati general en el volcán Chichón, Chiapas (Tomado de Legrand et al., 2024)

6.4 Modelo de velocidad de la onda P

Un modelo de velocidad bajo un volcán es siempre difícil de determinar. Muchas veces no hay un número de sismómetros suficiente para determinarlo con exactitud. Hay varios modelos 3D de velocidades que fueron obtenidos en el Popocatepetl (De Barros et al., 2008; Berger et al., 2011; Kuznetsov y Koulakov, 2014; Esquivel-Mendiola et al., 2024; 2025; Bernal-Manzanilla y Calo, 2026). Son difíciles de usar directamente con el código SEISAN que usa modelos de capas planas con velocidades constantes en cada capa. Además, para comparar nuestras localizaciones con las de CENAPRED, se decidió usar el mismo modelo que CENAPRED (Fig. 22). Vamos a cambiar solamente el valor de $\frac{V_P}{V_S}$ que corresponde a nuestros datos determinado con el método de Wadati.

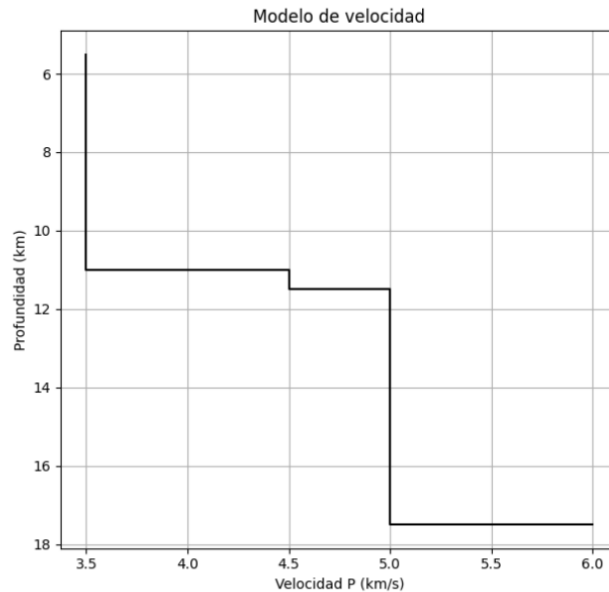


Figura 22. Modelo de velocidad de la onda P del CENAPRRED. Vs se determina usando la razón $\frac{V_P}{V_S} = 1.84$.

6.5 Localización de cada sismo

La localización hipocentral de los terremotos se realizó utilizando los tiempos de llegada de las ondas P y S registrados en al menos tres estaciones sísmicas. Para este procedimiento se empleó el software SEISAN.

6.6 Ley de Gutenberg-Richter

La ley de Gutenberg-Richter cuenta el número cumulativo (N) de sismos superior a una magnitud (M) dada. La relación está determinada por:

$$\log_{10}(N \geq M) = a - b \cdot M$$

donde a y b son constantes.

Existe una relación inversa entre el número cumulativo de sismos y su magnitud: conforme aumenta la magnitud, el número de eventos disminuye de manera exponencial. Esto significa que los sismos de baja magnitud ocurren con mayor frecuencia que los sismos de gran magnitud. Por ejemplo, si en una región se registran aproximadamente 1000 sismos con magnitud mayor o igual a 2, se esperaría observar cerca de 100 sismos con magnitud mayor o igual a 3 y alrededor de 10 sismos con magnitud mayor o igual a 4, de acuerdo con esta ley con $b=1$.

La relación puede representarse como una recta, donde el parámetro b corresponde a la pendiente y describe la proporción relativa entre sismos pequeños y grandes. Para calcular este parámetro, usamos la máxima verosimilitud (Aki, 1965).

$$b = \frac{\log_{10}(e)}{\bar{M} - M_c}$$

donde $\bar{M}$ es el promedio de las magnitudes de los sismos de magnitud superior a M_c y M_c es la magnitud de complitud a partir de la cual la ley está satisfecha (es lineal). Una vez calculado el valor de “b”, se deduce el valor de “a” con:

$$a = b \cdot M_c + \log_{10}(N_{M_c})$$

donde N_{M_c} es el número de sismos igual o superior a M_c

El parámetro “a” de la ley de Gutenberg-Richter representa el número de terremotos de magnitud superior o igual a cero, es decir que representa la actividad o productividad sísmica de una región. El parámetro “a” está en unidades logarítmicas por que el número de sismos asociados al parámetro “a” se determina con $n_a = 10^a$. El parámetro “b” describe la proporción entre sismos pequeños y grandes. El parámetro “b” depende de la heterogeneidad del medio, de la temperatura y del estado de esfuerzos del medio (Schorlemmer et al., 2004; Tormann et al., 2015). Para terremotos tectónicos un valor típico de “b” es 1 mientras que para sismos VTs es mucho más grande que 1 (Wiemer y Wyss, 2002).

7 Resultados

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos a partir del análisis de la sismicidad volcano-tectónica asociada al volcán de estudio. Se evalúan las características espaciales y temporales de los eventos sísmicos antes y después del terremoto del 19 de septiembre de 2017, con el objetivo de identificar posibles cambios en la actividad sísmica del sistema volcánico. Asimismo, se analizan cambios de parámetros relevantes como el número de sismos VTs, la relación ($\frac{V_p}{V_s}$) obtenida mediante diagramas de Wadati, la localización hipocentral, la magnitud, y los parámetros de la ley de Gutenberg-Richter. Los resultados se presentan mediante mapas, perfiles, diagramas y distribuciones estadísticas, los cuales permiten comparar el comportamiento de la sismicidad entre ambos periodos de estudio.

7.1 Número de sismos VTs

Para comparar el número de sismos dividí el catálogo de sismos en dos ventanas temporales (Fig.23 flechas), la primera consiste en un año antes (Fig. 23 azul) y un año después (Fig.23 naranja) del terremoto del 19 de septiembre del 2017 (Fig. 23 línea punteada negra), esto con fin de evitar un sesgo debido por el enjambre sísmico tectónico detectado en junio de 2016 y un equilibrio temporal antes y después del terremoto.

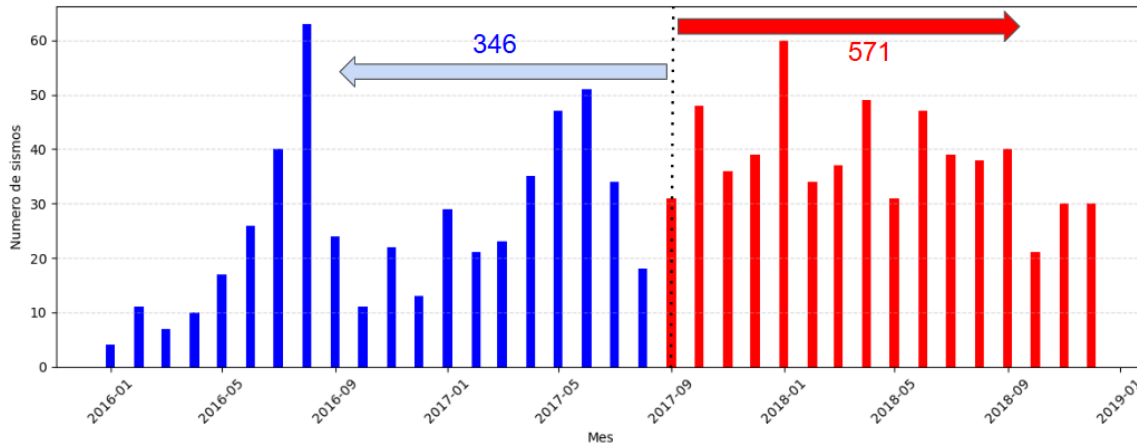


Figura 23. Número de sismos localizados antes (barras azules) y después (barras naranjas) del terremoto del 19 de septiembre del 2017 (línea vertical punteada negra) con el número de sismos un año antes (fecha azul) y un año después del terremoto (flechas naranjas). En e

7.2 $\frac{V_P}{V_S}$ para cada sismo

Se calculó el valor de $\frac{V_P}{V_S}$ por cada sismo usando el diagrama de Wadati (Fig. 24). Después, se calculó la media de todos los valores $\frac{V_P}{V_S}$ en un rango de $\frac{V_P}{V_S}$ que excluya los valores pocos realistas (extremos). Se hicieron estos cálculos en los periodos antes y después del terremoto del 19 de septiembre de 2017, lo que permite evaluar posibles cambios de $\frac{V_P}{V_S}$ asociados a dicho terremoto.

$$\frac{V_P}{V_S} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\mu}}, \text{ donde } \lambda \text{ y } \mu \text{ son los parámetros de Lamé.}$$

Un valor típico para esta razón está determinado cuando $\lambda = \mu$:

$$\frac{V_P}{V_S} = \sqrt{\frac{\mu + 2\mu}{\mu}} = \sqrt{3} \sim 1.73$$

Para determinar el valor mínimo de esta razón, tomamos el valor mínimo de λ que es igual a cero:

$$\frac{V_P}{V_S} = \sqrt{\frac{0+2\mu}{\mu}} = \sqrt{2} \sim 1.41$$

El valor máximo de esta razón depende del contexto, para medios sólidos, especialmente sobre volcanes $\frac{V_P}{V_S}$ puede llegar hasta 1.8–2 (Aki and Richards, 2002). Estos valores pueden ser aún más grandes, hasta 15 y 20 en los primeros metros de profundidad (Pertou et al., 2026). En la presencia de fluidos V_S disminuye de manera más rápida que V_P de tal manera que la razón $\frac{V_P}{V_S}$ aumenta.

7.3 $\frac{V_P}{V_S}$ promedio

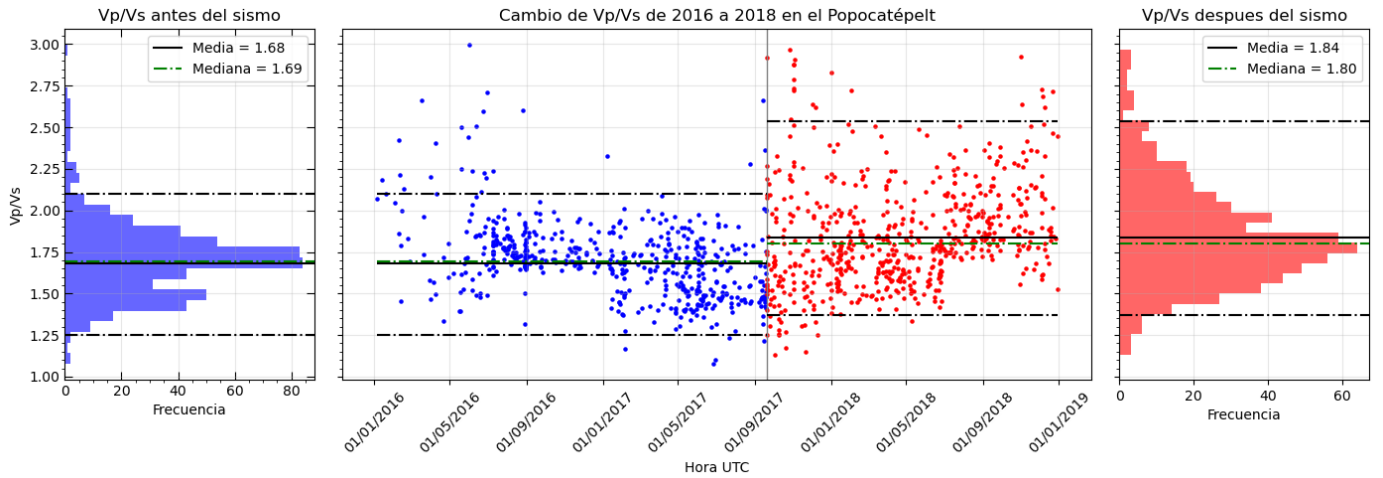


Figura 24. $\frac{V_P}{V_S}$ antes (azul) y después (naranja) del terremoto del 2017 con media (Línea negra) y mediana (Línea verde) calculadas en un rango propuesto (líneas negras punteadas).

Se calculó la razón $\frac{V_P}{V_S}$ con el diagrama general de Wadati, antes (Fig. 24a; Fig. 25) y después (Fig. 24b; Fig. 25) del terremoto de 2017. Sin embargo, es importante considerar que la recta de ajuste se obtiene mediante un método de mínimos cuadrados. Por esa razón, el resultado puede verse afectado por la presencia de valores extremos, fuera de la tendencia general de la línea recta. Por esta razón, tenemos valores ligeramente diferentes de la media. Existen valores por debajo del mínimo teórico ($\frac{V_P}{V_S} \sim 1.41$), valor teóricamente imposible. Esto se debe a errores de lecturas en algunas estaciones, en particular en el tiempo de arribo de la onda S.

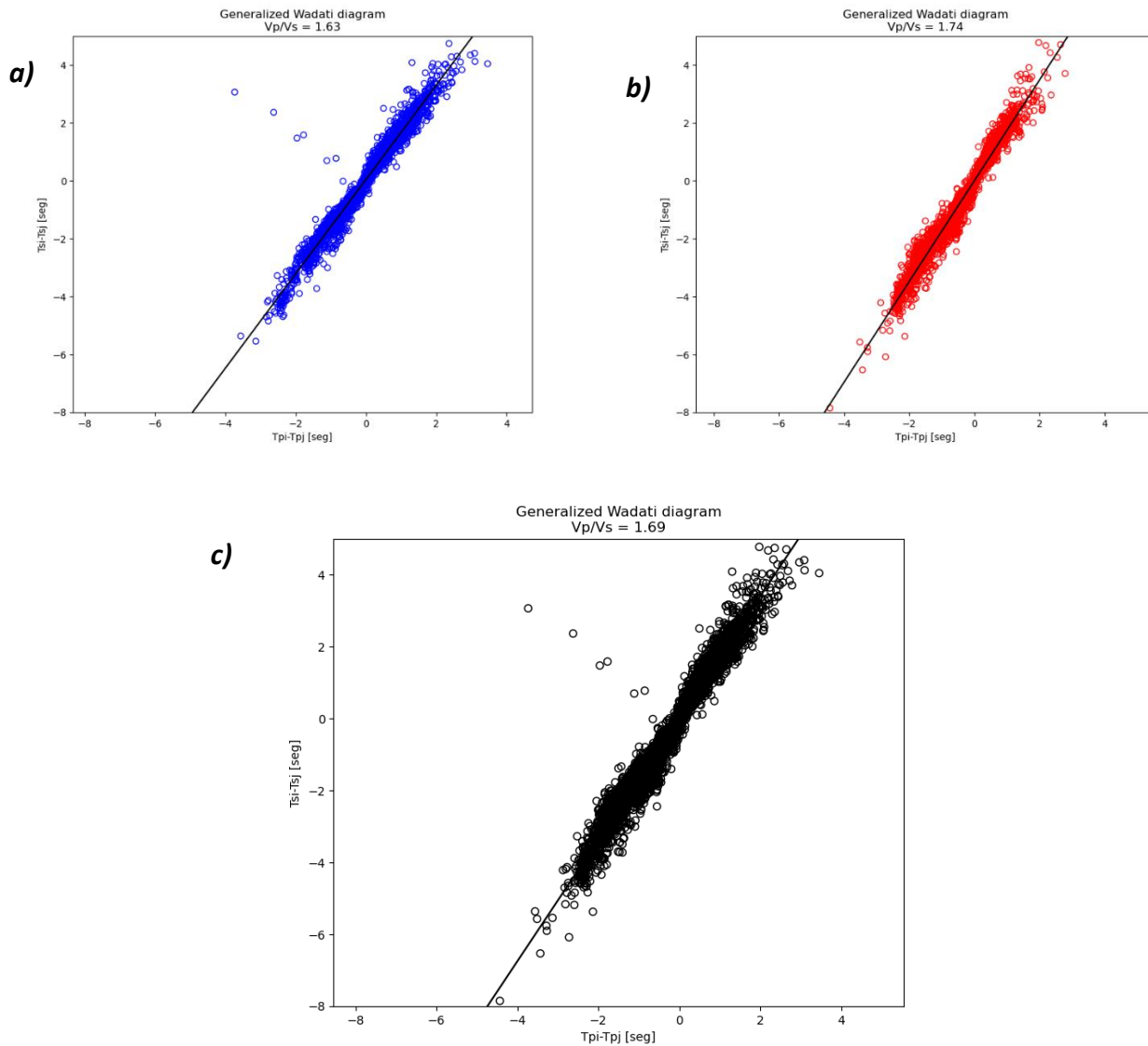


Figura 25. Diagramas de Wadati correspondientes a los sismos ocurridos antes (a) del terremoto de 2017, después (b) del terremoto de 2017 y todos los sismos antes y después del terremoto de 2017 (c). En cada panel se indica el valor estimado de la relación $\frac{V_p}{V_s}$.

7.4 Localización de los terremotos

La Figura 26 muestra las localizaciones de los VTs antes (en azul) y después (en naranja) del terremoto de 2017, en vista de planta y en perfiles latitud–profundidad y longitud–profundidad. La Figura 26 muestra también el histograma de las profundidades. Se observa una distribución más difusa después del terremoto y un aumento de la sismicidad al sureste, un lugar donde hay una sismicidad constante. Para ver si este cambio de localización es significativo, vamos a estudiar los errores de localización de los VTs.

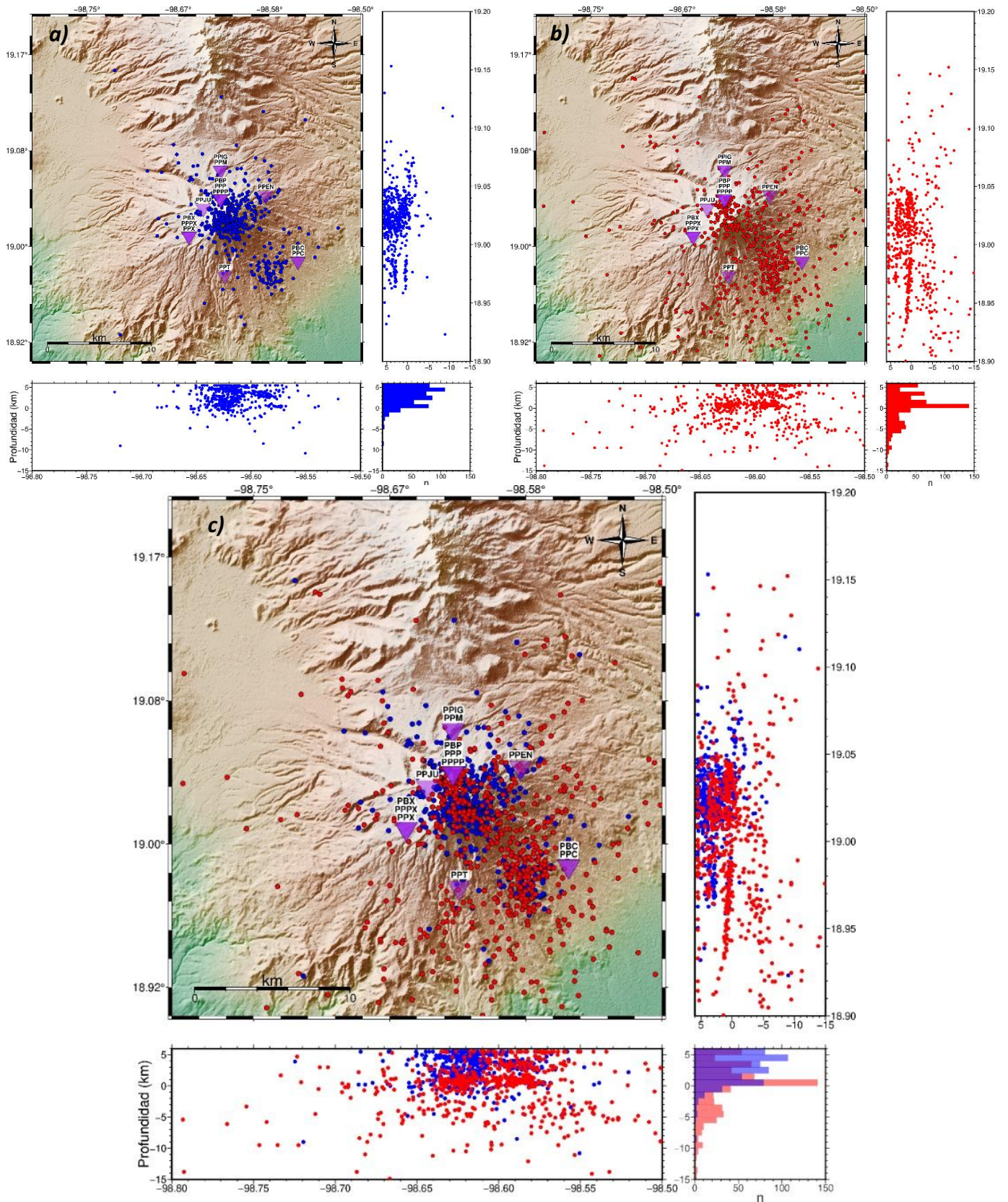


Figura 26. Mapa de localización de los VTs registrados antes (a), después (b) y durante ambos periodos (c) respecto al terremoto de 2017. A la derecha se muestra el perfil latitud–profundidad, mientras que en la parte inferior se presenta el perfil longitud–profundidad.

La Figura 27 muestra la evolución temporal de la latitud, longitud, profundidad, magnitud antes (en azul) y después (en naranja) del terremoto de 2017 (marcado por una línea negra vertical). Esa figura muestra también los histogramas de estos parámetros antes (en azul) y después (en naranja) de este terremoto.

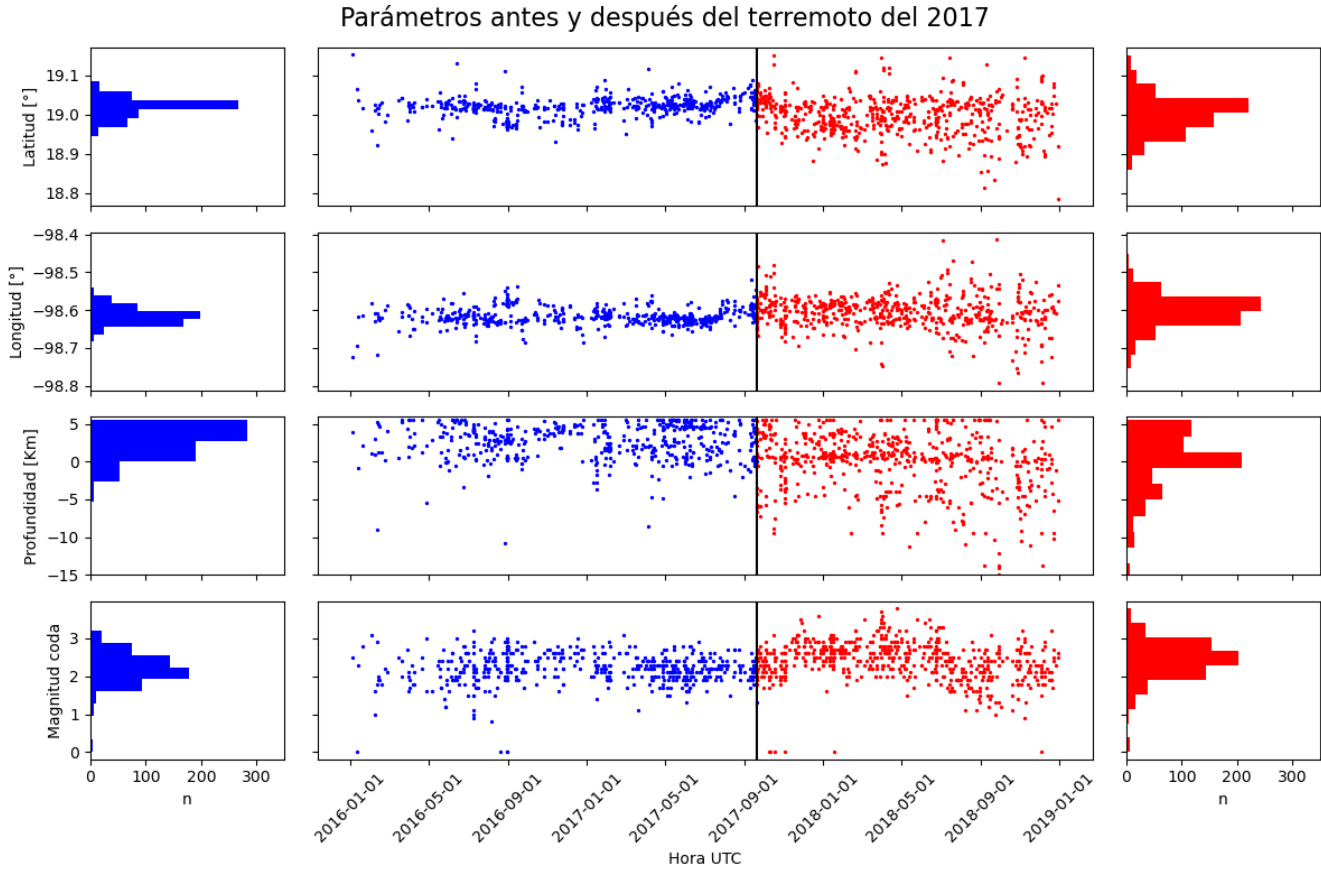


Figura 27. Variabilidad temporal de los parámetros de localización (latitud, longitud y profundidad) y de la magnitud de los sismos ocurridos antes (azul) y después (naranja) del terremoto de 2017

7.5 Errores en las localizaciones

La figura 28 muestra el número de fases usadas para las localizaciones, el GAP definido en el capítulo 4.1, el RMS y los errores en kilómetros de la latitud (Erh), la longitud (Erx) y la profundidad (Erz) para los años 2016, 2017 y 2018. Los errores son mayores en las profundidades (Erz) que horizontalmente (Erh y Erx): los valores de la mediana son de 1.8 km en latitud, 1.4 km en longitud y 1.9 km en profundidad en 2016. Estos valores son respectivamente de 1.85 km, 1.20 km y 2.20 km en 2017 y 2.3 km, 1.6 km y 1.8 km en 2018. El hecho que los errores verticales son mayores a los errores horizontales es un resultado clásico: se debe a que las estaciones están localizadas en alturas muy parecidas, o sean que no rodean los hipocentros, en particular en profundidad. En el caso de las estaciones del Popocatepetl, la

diferencia de altura entre las estaciones es hasta 2 km, distancia menor a las profundidades de los VTs que están hasta 10 o 15 km. Las pendientes del volcán ayudan un poco a tener una distribución vertical de las estaciones, pero no lo suficiente como para localizar bien los sismos en profundidad. Se consideran que, a pesar de que las estaciones estén a alturas similares, otro criterio para tener una buena estimación de las profundidades es cuando las distancias entre estaciones son comparables a las profundidades, que es aproximadamente el caso del Popocatepetl, lo que implica que los errores de las profundidades quedan aceptables (de un par de kilómetros).

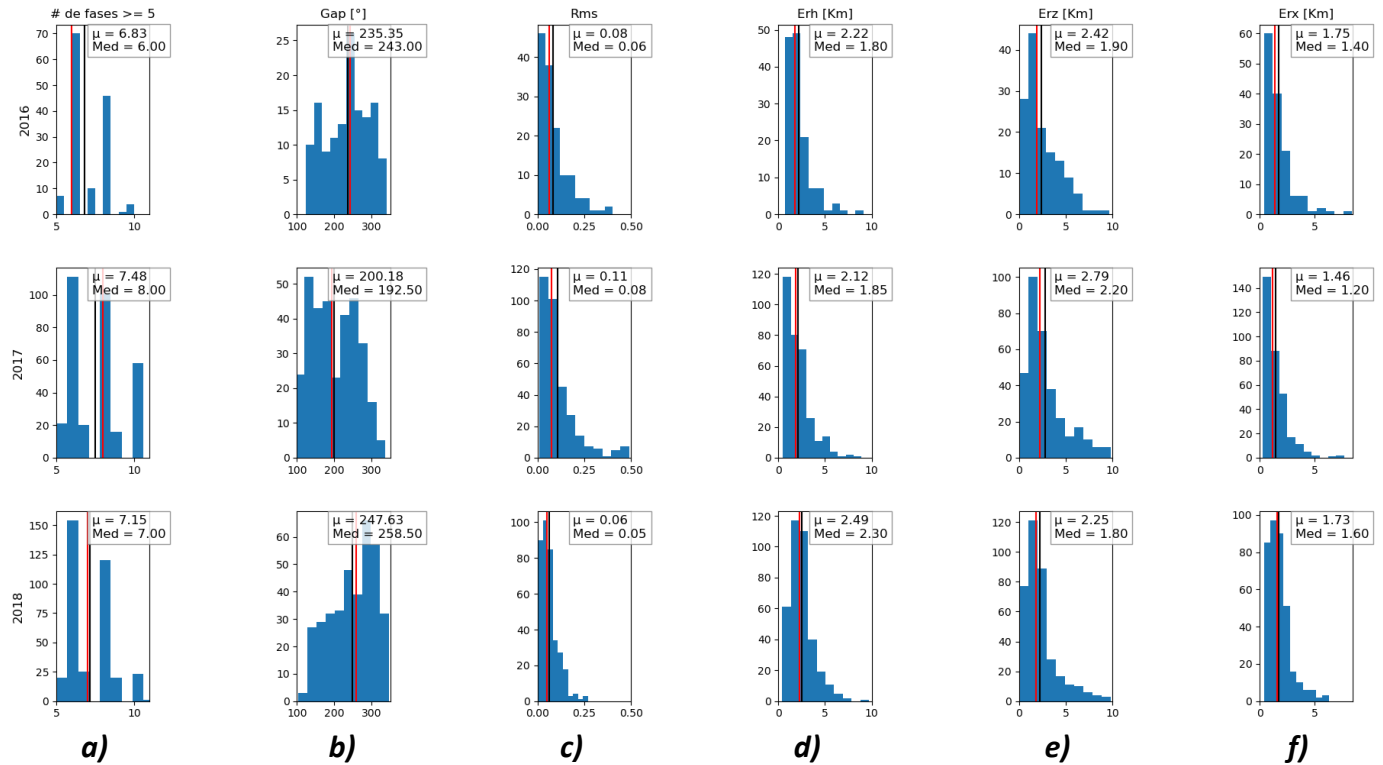


Figura 3. Histograma de numero de fases por estación (a) y errores por año en las localizaciones (b-f) donde b) es el GAP en grados azimutales, c) es la raíz del error cuadrático medio d) Error en latitud en Km e) Error en longitud en km y f) es el error en la p

7.6 Ley de Gutenberg-Richter

La Figura 29 muestra la ley de Gutenberg-Richter antes (en azul) y después (en Naranja) del terremoto de 2017. Se muestra también esa ley para el catálogo completo (antes y después del terremoto) en negro. Los valores de los parámetros “a” y “b” de esa ley aparecen en el título de cada grafica. Se calculo el error sobre los valores de “b” con 95% de confianza usando el método de máximo verosimilitud de Aki (1965). Tenemos antes del terremoto de 2017 $b=1.60\pm0.085$ (Fig. 29 a), después del terremoto $b=1.70\pm0.079$ (Fig. 29 b) y para el catálogo completo $b=1.78\pm0.058$ (Fig. 29 c).

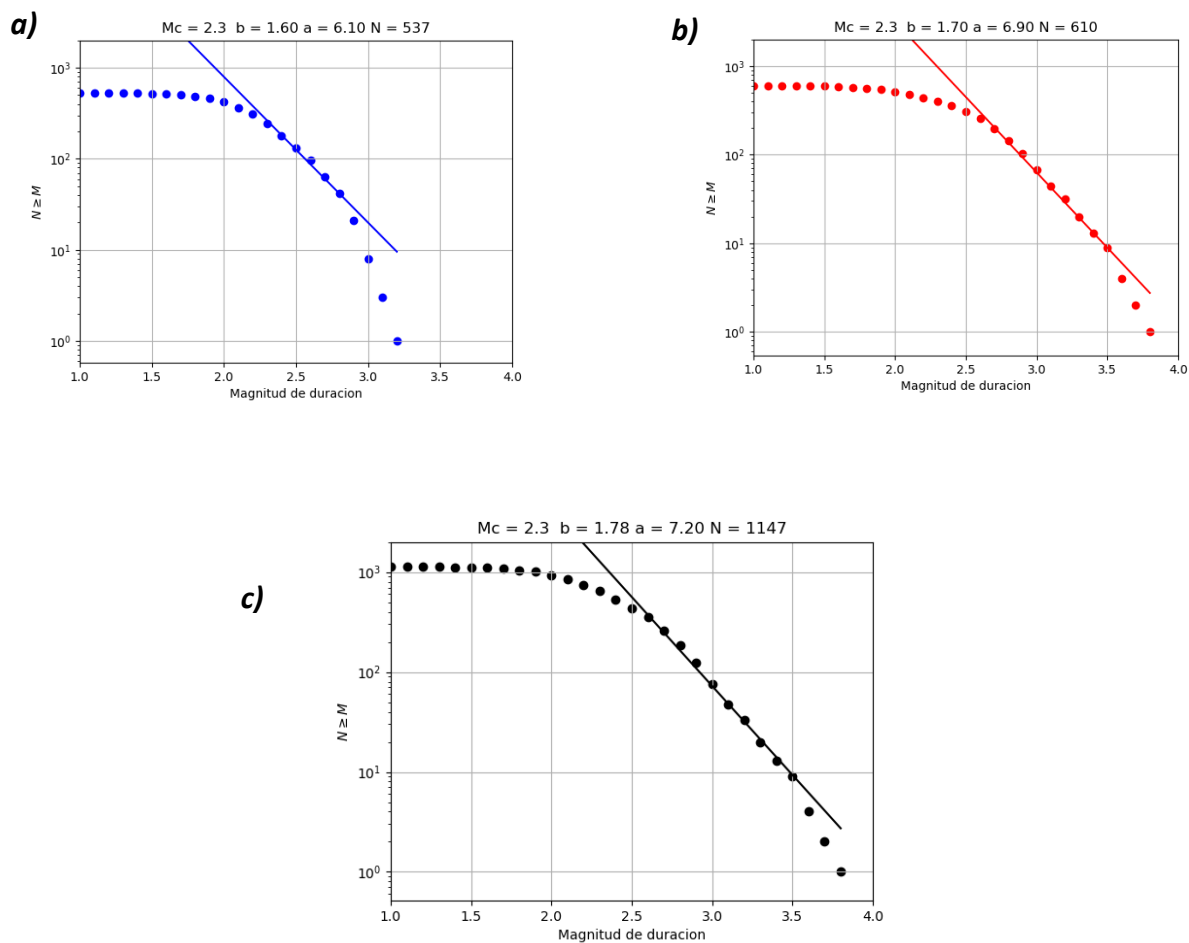


Figura 29. Ley de Gutenberg–Richter para los periodos anterior (a), posterior (b) y conjunto (c) al terremoto de 2017. En el título de cada panel se muestran los valores de Mc , b , a y el número de sismos (N).

8 Discusión de los resultados

8.1 Número de VTs y parámetro “a” de la ley de Gutenberg-Ritcher

El número de sismos VTs cambio antes y después del terremoto de 2017. Se observó un incremento de 346 VTs en una ventana de un año antes del terremoto a 571 VTs en una ventana de un año después del terremoto (Figura 23), lo que corresponde a un aumento de 65%. Es decir que el número de sismos VTs aumento más de la mitad después del terremoto, lo que es significativo. Pero en realidad no es correcto comparar el número total N de sismos porque ese número N está afectado (bajo estimado) para sismos de pequeña magnitud. Es mejor calcular la tasa de sismicidad usando el parámetro “a” de Gutenberg-Richter, el cual representa la productividad sísmica de la zona de estudio. El valor de “a” antes del terremoto es de 6.1 (Fig. 29a) lo que corresponde a un número de VTs de magnitud superior a 0 de 1,258,925. El valor de “a” después del terremoto es de 6.9 (Fig.29b) es decir un número de VTs de magnitud superior a 0 de 7,943,282, es decir un aumento de ~6,684,357 VTs de magnitud superior a 0. Por lo tanto, la actividad sísmica después del terremoto fue significativamente mayor. Hay que mencionar la presencia de un enjambre sísmico tectónico durante el mes de junio del 2016 en el Popocatépetl, que tendríamos que sacar, pero no va a cambiar la conclusión, el aumento de la tasa de sismos será aún más grande. Cambios del número de VTs antes y después del terremoto de 2017 ya se habían vistos en varios estudios previos (Boulesteix et al., 2022, Martin del Pozzo y Santos Morales 2024).

8.2 Parámetro “b” de la ley de Gutenberg-Ritcher

El parámetro “b” de la ley de Gutenberg-Richter aumentó de 1.6 ± 0.085 a 1.7 ± 0.079 antes (Fig. 29a) y después (Fig. 29b) del terremoto, lo que no se considera significativo. Este pequeño aumento del valor “b” implica que después del terremoto predominan más terremotos de magnitud pequeña que grande, aunque este cambio sea pequeño. Estos pequeños aumentos de sismos pequeños después de un terremoto grande se han visto en muchos lugares en el mundo como en los campos geotérmicos, en volcanes con un sistema hidrotermal importante o en zonas tectónicas con un alto contenido en fluidos, como fue el caso de las réplicas del terremoto de Ometepec 2012 de magnitud 7.5 (Legrand, Perton et al, 2024) y de los volcanes El Chichón y Tacana después del terremoto del 7 de septiembre 2017 (Legrand et al., 2026).

8.3 Cambio de la razón $\frac{V_P}{V_S}$

Hubo también un cambio en la razón $\frac{V_P}{V_S}$ antes y después del terremoto de 2017. Usé dos métodos para determinar el $\frac{V_P}{V_S}$ promedio en la región del Popocatepetl. El primer método fue de calcular la media de los valores $\frac{V_P}{V_S}$ determinado para cada sismo, con el método de Wadati clásico, en un rango de valores realista, sacando los valores extremos de $\frac{V_P}{V_S}$. Obtuve un valor de 1.68 antes del terremoto de 2017 y 1.84 después del terremoto (Figura 24). El segundo método fue calcular $\frac{V_P}{V_S}$ a partir de la pendiente del método general de Wadati (Figura 25). Obtuve un valor de 1.63 antes del terremoto y 1.74 después del terremoto. Los valores aumentaron después del terremoto con los dos métodos, de 0.16 con el primer método y de 0.11 con el segundo método. Este cambio es bastante grande para un volcán. Se puede deber a un cambio temporal del medio de propagación después del terremoto, lo que es poco probable. Se puede también deber a un cambio espacial por donde pasan los rayos sísmicos, debido al hecho que después del terremoto la sismicidad migró, fue más difusa y profunda. Así las trayectorias de los rayos entre los sismos y las estaciones son diferentes antes y después del terremoto, explicado este cambio de $\frac{V_P}{V_S}$. Esa segunda explicación es la más probable. Los histogramas de los valores de $\frac{V_P}{V_S}$ antes y después del terremoto muestran también un cambio antes y después del terremoto, con un rango más ancho de valores (entre 1.30 y 2.5) después del terremoto que antes (entre 1.25 y 2.15).

8.4 Evolución espacial de la sismicidad

Los hipocentros de los sismos VTs están concentrados en dos zonas: una en la cumbre cercana al cráter y otra en la parte sureste del volcán (Fig. 26). Estos hipocentros cambiaron después del terremoto de 2017. Las profundidades de estos sismos varían desde +5.4 km (cerca de la cumbre del cráter) hasta -10 km respecto al nivel del mar antes del terremoto de 2017 (Fig. 26 a). Después del terremoto los epicentros de los VTs (Fig. 26b) siguen en estas dos zonas principalmente, pero fueron más dispersos y profundos (desde los +5.4 km hasta los -15 km respecto el nivel del mar). Esta evolución espacial de la sismicidad, tanto horizontalmente que, en profundidad, es significativa porque la distancia horizontal (~8.3 Km) entre estas dos zonas es mayor que los errores horizontales de localización (variando entre 1.2 y 2.3 km) y la diferencia de las profundidades es de ~ 3 km, mayor a los errores verticales que varían entre 1.8 y 2.2 km (Fig. 28). Es importante notar que estas dos zonas donde se concentran los VTs coinciden con la ubicación de fisuras y fallas en el volcán (Figura 2), una de la manera en que se generan los VTs son por la reactivación de fallas debido a movimientos de fluidos (magma y/o agua). Hay que mencionar que la persistencia

de una sismicidad al sureste del volcán se ha identificado desde años (Lermo et al., 2006; Arámbula-Mendoza et al., 2010; Berger et al., 2011; Rodríguez-Pérez et al., 2021).

9 Conclusión

El volcán Popocatepetl cambio su actividad sísmica después del terremoto del 19 de septiembre del 2017. El cambio en el número de VTs un año antes y un año después del terremoto incremento un 65%, lo que es significativo teniendo en cuenta que los VTs no son frecuentes en este volcán. Antes del terremoto, las localizaciones se concentran principalmente cerca del cráter y con profundidades hasta 10 kilómetros. Después del terremoto estas localizaciones están más dispersas y se extienden en la parte sureste del volcán donde se ha identificado un sistema de fallas y fisuras, y con profundidades hasta 15 kilómetros.

Se observo también un cambio significativo después del terremoto de la razón $\frac{V_P}{V_S}$ (pasando de 1.68 a 1.84). Este aumento se puede explicar por la migración espacial de la sismicidad después del terremoto de 2017, con trayectorias diferentes entre los VTs y las estaciones sísmicas. Por ejemplo, los rayos sísmicos pueden atravesar una cámara magmática o un medio sólido, lo que podría influir en los valores de $\frac{V_P}{V_S}$.

El valor “b” de la ley de Gutenberg-Richter no presentó variación significativa, pasando de 1.6 ± 0.085 a 1.7 ± 0.079 . En cambio, el parámetro “a” mostró un incremento notable después del terremoto, correspondiendo a un aumento de ~6,684,357 VTs de magnitud superior a 0.

Generalmente existen dos tipos de reacción de un volcán después de un terremoto. Puede haber efectos inmediatos, como los cambios de los parámetros que se estudiaron en esta tesis. Puede también haber efectos a más largo plazo. Por ejemplo, un terremoto puede sacudir la cámara magmática, generando la exsolución de gas de la cámara magmática. Este gas puede tomar meses o años en acumularse en la parte alta de la cámara magmática antes de generar una explosión.

10 Referencias

- Aster R., Zandomenighi D., Mah S., McNamara S., Henderson D.B., Knox H., Jones K. (2008)** Moment tensor inversion of very long period seismic signals from Strombolian eruptions of Erebus volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 177, 635–647.
- Arámbula M. R., Valdés G. C. Martínez B. A. (2010)** Temporal and spatial variation of the stress state of Popocatepetl volcano, Mexico. *J. Volcan. Geoth. Res.*, 196, 156-168.
- Arciniega-Ceballos A., Chouet B. A., Dawson P. (1999)** Very long-period signals associated with vulcanian explosions at Popocatepetl volcano, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 26(19), 3013–3016. <https://doi.org/10.1029/1999GL005390>
- Arciniega-Ceballos A., Chouet B. A., Dawson P., Asch G. (2008)** Broadband seismic measurements of degassing activity associated with lava effusion at Popocatepetl Volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170, 12–2 <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.09.007>
- Aki K. (1965)** Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log(N) = a - bM$ and its confidence limits. *Bull Earthq Res Inst Univ Tokyo* 43 :237–239
- Aki K., Richards P. (2002)** Quantitative seismology, 2nd edn. University Science Books, Sausalito, p 700
- Boore, D. M. (1972)** *A note on the effect of simple topography on seismic SH waves*. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 62(1), 275–284.
- Boore D. M. (1973)** The effect of simple topography on seismic waves: Implications for accelerations recorded at Pacoima Dam, San Fernando Valley, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 63(5), 1603–1609.
- Bard P. Y. (1992)** Effects of surface geology on ground motion: Recent results and remaining issues. En *Proceedings of the 10th World Conference on Earthquake Engineering* (Vol. 1, pp. 305–323). Balkema.
- Barrientos S. (1994)** Large thrust earthquakes and volcanic eruptions. *Pageoph* 142(1):225–237. <https://doi.org/10.1007/BF00875972>
- Berger P., Nava A.P.F., González C.V., Bringas A.M. (2011)** New locations of volcano-tectonic earthquakes under Popocatepetl volcano applying a genetic search algorithm. *Geofis. Int.* 50 (3), 319–340. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2011.50.3.2>
- Berger P., Got J.L., González C.V., Monteiller V. (2011)** Seismic tomography at Popocatepetl volcano, Mexico. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 200 (3), 234–244. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.12.016>

- Bernal-Manzanilla K., Calò M. (2026)** Impact of machine-learning phase picking on seismic tomography at Popocatepetl Volcano, Mexico. *J. South Am. Earth. Sc.*, 105996. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2026.105996>
- Boulesteix T., Legrand D., Taquet N., Coppola D., Laiolo M., Valade S., Massimetti F., Caballero-Jimenez G., Champion R. (2022)** Modulation of Popocatepetl's activity by regional and worldwide earthquakes. *Bull. Volcanol.* 84, 80. <https://doi.org/10.1007/s00445-022-01584-2>.
- Carr M.J. (1977)** Volcanic activity and great earthquakes at convergent plate margins. *Science* 197(4304):655–657. <https://doi.org/10.1126/science.197.4304.655>
- Chouet B.A. (1996)** Long-period volcano seismicity: Its source and use in eruption forecasting, *Nature*, 380, 309–316.
- Chouet B.A., Matoza R.S. (2013)** A multi-decadal view of seismic methods for detecting precursors of magma movement and eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 252, 108–175.
- De Barros, L., Pedersen H.A., Métaixian J.P., Valdés-González, C., Lesage P. (2008)** Crustal structure below Popocatepetl Volcano (Mexico) from analysis of Rayleigh waves. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 170 (1), 5–11. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.09.001>
- De la Cruz-Reyna S., Tárrega M., Ortiz R., Martínez-Bringas A. (2010)** Tectonic earthquakes triggering volcanic seismicity and eruptions. Case studies at Tungurahua and Popocatepetl volcanoes. *J Volcanol Geotherm Res* 193(1–2):37–48. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.03.005>
- Dieterich J., Cayol V., Okubo P. (2000)** The use of earthquake rate changes as a stressmeter at Kilauea volcano. *Nature*, 408, 457-460
- Espinasa-Pereña R., Martín-Del Pozzo A. L. (2006)** Morphostratigraphic evolution of Popocatepetl volcano, México. *Geol. Soc. Am.* [http://dx.doi.org/10.1130/2006.2402\(05\)](http://dx.doi.org/10.1130/2006.2402(05)).
- Eggert S., Walter T.R. (2009)** Volcanic activity before and after large tectonic earthquakes: observations and statistical significance. *Tectonophysics* 471(1–2):14–26. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.10.003>
- Esquivel-Mendiola L.I., Calò M., Iglesias A., Tago J., Macías J.L. (2024)** Seismic velocity structure of Popocatepetl volcano, Mexico from diffusive fields. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 449, 108071. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2024.108071>.
- Esquivel-Mendiola L.I., Iglesias A., Schimmel M. (2025)** Mapping discontinuities of Popocatepetl Volcano, Mexico, using seismic noise autocorrelations (SSRN Scholarly Paper No. 5257462). <https://doi.org/10.2139/ssrn.5257462>

- Gisbert G., Delgado-Granados H., Mangler M., Prytulak J., Espinasa-Pereña R., Petrone C. M. (2022)** Evolution of the Popocatepetl Volcanic Complex: constraints on periodic edifice construction and destruction by sector collapse. *Journal of the Geological Society*, 179(3), jgs2021-022. <https://doi.org/10.1144/jgs2021-022>
- Hill D.P., Pollitz F., Newhall C. (2002)** Earthquake–volcano interactions. *Phys Today* 55(11):41–47. <https://doi.org/10.1063/1.1535006>
- Kawakatsu H., Kaneshima S., Matsubayashi H., Ohminato T., Sudo Y., Tsutsui T., Uhira K., Yamasato H., Ito H., Legrand D. (2000)** Aso94: Aso seismic observation with broadband instruments. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 101, 129–154. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00166-9](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00166-9). **Kuznetsov P.Y., Koulakov I.Y. (2014)** The three-dimensional structure beneath the Popocatepetl volcano (Mexico) based on local earthquake seismic tomography. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 276, 10–21. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.02.017>. **Kumagai H. (2009)** *Volcano Seismology*. En : *Encyclopedia of Complexity and Systems Science*.
- Legrand D., Bani P., Vergnolle S. (2024)** Investigating the potential influence of tectonic earthquakes on active volcanoes of Vanuatu. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 452, 108139.
- Legrand D., Perton M. (2022)** What are VLP signals at Stromboli volcano? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 421, 107438. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107438> **Legrand D., Perton M., López V., Ramos S., Selvas Jon J., Alatorre M., Campion R. (2024)** El Chichón volcanic activity before and after the Mw8.2, 2017, Chiapas earthquake, México. Is El Chichón ready to erupt? *Bull. Volcanol.*, 86 (2024), p. 72, 10.1007/s00445-024-01758-0
- Legrand D., Perton M., Campion R., Peiffer L., Valdés-González C., Alatorre-Ibargüengoitia M. (2026)** Changes in stress revealed by seismic rate changes at El Chichón and Tacaná volcanoes, following the 8 September 2017, Mw8.2 Chiapas, Mexico, earthquake. *Journal of South American Earth Sciences*, 169, 105862
- Lermo Samaniego J., Antayhua Vera Y., Chaván Avila M. (2006)** Análisis de la actividad en el volcán Popocatepetl (México) durante el periodo 1994-1997. *Bol. Soc. Geol. México*. 169.
- Marzocchi W., Casarotti E., Piersanti A. (2002)** Modeling the stress variations induced by great earthquakes on the largest volcanic eruptions of the 20th century. *J Geophys Res* 107(B11):ESE 13–1-ESE 13–8. <https://doi.org/10.1029/2001JB001391>
- Macías J. L. (2005)** Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 379–424. DOI: 10.18268/BSGM2005v57n3a6.
- Martin Del Pozzo A.L., Alatorre-Ibargüengoitia M., Arana Salinas L. (2007)** Memoria técnica del mapa de peligros del volcán Popocatepetl, edición 22.

- Martin Del Pozzo A.L., Santos Morales C.A. (2024)** Transition of dome formation to sudden explosive eruptions at Popocatepetl, Mexico: magnetic indicators. *Front. Earth Sci.* 12:1204859. doi: 10.3389/feart.2024.1204859
- Manga M., Brodsky E. (2006)** Seismic triggering of eruptions in the far field: volcanoes and geysers. *Annu Rev Earth Planet Sci* 34(1):263–291. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.34.031405.125125>
- Molina I., Kumagai H., García-Aristizábal A., Nakano M., Mothes P. (2008)** Source process of very-long-period events accompanying long-period signals at Cotopaxi Volcano, Ecuador. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 176 (1), 119–133.
- Neuberg J., Lockett R., Ripepe M., Braun T. (1994)** Highlights from a seismic broadband array on Stromboli volcano. *Geophysical Research Letters*, 21(9), 749–752.
<https://doi.org/10.1029/94GL00377>
- Stephen R., McNutt S.R. (2005)** Volcanic *Seismology*. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 33, 461–491.
- Minakami T. (1975)** *Volcanic earthquakes and volcanic tremors in Japan*. Bulletin of the Earthquake Research Institute.
- Pardo M., Suárez G. (1995)** Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: seismic and tectonic implications. *Geophys Res* 100(1):357–12 373
- Prejean S., Hill D. (2018)** The influence of tectonic environment on dynamic earthquake triggering: a review and case study on Alaskan volcanoes. *Tectonophysics* 745:293–304. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.08.007>.
- Rodríguez-Pérez Q., Monterrubio-Velasco M., Zúniga F.R., Valdès-Gonzalez, C.M., Arambula Mendoza R. (2021)** Spatial and temporal b-value characterization at Popocatepetl volcano, Central Mexico. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 417, 107320. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107320>
- Sassa K. (1935)** Volcanic microtremors and eruption earthquakes. Memoirs of the College of Science, Kyoto Imperial University.
- Schorlemmer D., Wiemer S., Wyss M. (2004)** Earthquake statistics at Parkfield: 1. Stationarity of b values. *J. Geophys. Res. Solid Earth* <https://doi.org/10.1029/2004JB003234>
- Sawi T.M., Manga M. (2018)** Revisiting short-term earthquake triggered volcanism. *Bull Volcanol* 80(7):57. <https://doi.org/10.1007/s00445-018-1232-2>
- Triantafyllidis P. A., Hatzidimitriou P. M., Theodoulidis N. P., Suhadolc P., Papazachos C. B., Lontzetidis K., Raptakis D. (1999)** Site effects in the city of Thessaloniki (Greece) estimated from

acceleration data and 1-D local soil profiles. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(2), 521–537.

Tormann T., Enescu B., Woessner J., Wiemer, S. (2015) Randomness of megathrust earthquakes implied by rapid stress recovery after the Japan earthquake. *Nat. Geosci.* 8, 152–158.

Wadati K. (1933) On the travel time of earthquake waves. Part. II, *Geophys. Mag. (Tokyo)* 7, 101–111.

Walter T.R., Amelung F. (2007) Volcanic eruptions following $M \geq 9$ megathrust earthquakes: implications for the Sumatra-Andaman volcanoes. *Geology* 35(6):539. [https:// doi. org/ 10. 1130/ G2342 9A.1](https://doi.org/10.1130/G2342.9A.1)

Watt S.F.L., Pyle D.M., Mather T.A. (2009) The influence of great earthquakes on volcanic eruption rate along the Chilean subduction zone. *Earth Planet Sci Lett* 277(3–4):399–407. [https:// doi. org/10. 1016/j. epsl. 2008. 11. 005](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.11.005)

Wassermann J. (2011) Volcanic Seismology. En: *New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2)*. Editado por P. Bormann. Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Potsdam, Alemania. Capítulo 13.

Wiemer S., Wyss M. (2002) Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes. In *Advances in Geophysics Vol. 45* (eds Landsberg, H. E. & Van Mieghem, J.) 259–302

Yokoyama I. (1971) Volcanic eruptions triggered by tectonic earthquakes. *Geophys Bull Hokkaido Univ* 25:129–139. [https:// doi.org/ 10. 14943/ gbhu. 25. 129](https://doi.org/10.14943/gbhu.25.129)