



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

---

**LICENCIATURA EN GEOCIENCIAS**

ESCUELA NACIONAL DE ESTUDIOS SUPERIORES  
UNIDAD MORELIA

**Localización de Eventos Sísmicos en el Área Circundante al  
Volcán Pico de Tancítaro, Michoacán**

**T E S I S**

PARA OBTENER EL TÍTULO DE  
**LICENCIADO EN GEOCIENCIAS**

**P R E S E N T A**

Raziel de Jesús Yañez Sandoval

**DIRECTOR DE TESIS**

Dr. Mathieu Félix Perton

Morelia, Michoacán marzo de 2023



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

---

**LICENCIATURA EN GEOCIENCIAS**

ESCUELA NACIONAL DE ESTUDIOS SUPERIORES  
UNIDAD MORELIA

**Localización de Eventos Sísmicos en el Área Circundante al  
Volcán Pico de Tancítaro, Michoacán**

**T E S I S**

PARA OBTENER EL TÍTULO DE  
**LICENCIADO EN GEOCIENCIAS**

**P R E S E N T A**

Raziel de Jesús Yañez Sandoval

**DIRECTOR DE TESIS**

Dr. Mathieu Félix Pertou

Morelia, Michoacán marzo de 2023



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO  
 ESCUELA NACIONAL DE ESTUDIOS SUPERIORES UNIDAD MORELIA  
 SECRETARÍA GENERAL  
 SERVICIOS ESCOLARES

**MTRA. IVONNE RAMÍREZ WENCE**  
 DIRECTORA  
 DIRECCIÓN GENERAL DE ADMINISTRACIÓN ESCOLAR  
**PRESENTE**

Por medio de la presente me permito informar a usted que en la **sesión ordinaria 22-10** del **Comité Académico** de la **Licenciatura en Geociencias** de la Escuela Nacional de Estudios Superiores (ENES) Unidad Morelia, celebrada el día **18 de enero de 2023**, se acordó poner a su consideración el siguiente jurado para la presentación del Trabajo Profesional de la alumna **Raziel de Jesús Yañez Sandoval** de la Licenciatura en **Geociencias**, con número de cuenta **417064336**, con el trabajo titulado: **"Localización de Eventos Sísmicos en el Área Circundante al Volcán Pico de Tancítaro, Michoacán"** bajo la dirección como tutor del **Dr. Mathieu Félix Pertón**.

El jurado queda integrado de la siguiente manera:

<b>Presidente:</b>	Dr. Denis Legrand
<b>Vocal:</b>	Dr. Ángel Gregorio Figueroa Soto
<b>Secretario:</b>	Dr. Mathieu Félix Pertón
<b>Suplente:</b>	Dr. Luis Antonio Domínguez Ramírez
<b>Suplente:</b>	Dr. Antonio Pola Villaseñor

Sin otro particular, quedo de usted.

Atentamente  
 "POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"  
 Morelia, Michoacán a 12 de abril de 2023.

  
**DRA. YUNUEN TAPIA TORRES**  
 SECRETARIA GENERAL

---

**CAMPUS MORELIA**

Antigua Carretera a Pátzcuaro N° 8701, Col. Ex Hacienda de San José de la Huerta  
 58190, Morelia, Michoacán, México. Tel: (443)689.3500 y (55)5623.7300. Extensión Red UNAM: 80614  
[www.enesmorelia.unam.mx](http://www.enesmorelia.unam.mx)

---

## **Agradecimientos Institucionales**

A la Universidad Nacional Autónoma de México por brindarme la oportunidad de prepararme de manera única académicamente. A la Escuela Nacional de Estudios Superiores (ENES), Unidad Morelia, por el uso de sus hermosas instalaciones que me motivaban a pasar tiempo en ellas. Y a la comunidad e investigadores que permiten que la ENES sea un espacio grato para el estudio.

Al Instituto de Geofísica Unidad Michoacán, además de permitirme hacer uso de sus instalaciones, también me permitió realizar mi servicio social siendo el punto de partida para conocer a mi asesor y posteriormente realizar mi proyecto de titulación.

A mi tutor, el Dr. Mathieu Félix Pertou, por enseñarme el mundo de la sismología, por compartir sus conocimientos e incentivar me constantemente a finalizar mi proyecto de titulación.

A mi Jurado revisor. Al Dr. Denis Legrand (presidente), por permitirme aprender de primera mano la instalación de estaciones sísmicas. Al Dr. Ángel Figueroa Soto (vocal), por su tiempo para emitir sus observaciones y sugerencias para enriquecer el trabajo. Al Dr. Luis Antonio Domínguez Ramírez (suplente 1) por sus valiosos comentarios y correcciones para retroalimentar mi proyecto y Antonio Pola Villaseñor (suplente 2) por sus observaciones y sugerencias.

Al departamento de Servicios Escolares de la ENES Morelia por siempre atender con amabilidad durante mi estancia como estudiante.

Al Proyecto Fronteras de la Ciencia: 2016-01-2406 de CONACyT a J.L. Macías por el financiamiento para la presente investigación.

A cada una de las muchas personas que ayudaron durante las campañas a campo: Perfecto Rangel, José Vargas, Salvador Pulido, toda la gente de Protección Civil de Tancítaro, Periban. También a las comunidades de San Lorenzo, Santa Ana Zirosto, Apo, Los Duraznos y Nuevo San Juan Parangaricutiro.

A cada uno de los profesores que compartieron conmigo sus valiosos conocimientos.

A Fundación UNAM, A.C. por el apoyo nutricional que me otorgó.

## **Agradecimientos personales**

A mí por nunca abandonarme, incluso en esos días donde no sabía cómo gestionar mis emociones, por aprender a valorar incluso las pequeñas cosas que hago día con día, por estar dispuesto a encontrar nuevas pasiones, por esa fuerza de voluntad, por todo lo que hice para lograr mi licenciatura. ¡Gracias!

A mis padres. Mi madre, Josefina Sandoval Guzmán por cada día dedicar parte de su tiempo y energía a que yo pueda lograr mis sueños y mi padre Felipe Yañez Martínez por enseñarme el valor de la responsabilidad. Gracias a ambos por apoyarme en mis proyectos personales que me han ayudado a complementarme como persona, también por impulsarme a seguir mis sueños y ayudar a lograrlos. Sobre todo, gracias por estar siempre abiertos al diálogo y dispuestos a enfrentar sus miedos y creencias para mejorar nuestra relación. Son los mejores.

A mis hermanos, Felipe Ernesto Yañez Sandoval por ser mi compañero desde la infancia, por jugar y aprender juntos, por compartir muchos gustos y ser el mejor hermano, y gracias en especial por las palabras de aliento que siempre me dabas para poder lograr este proyecto. A mi hermana, Cintia Jazmín Yañez Sandoval por la empatía mostrada en esos momentos difíciles de la vida. Gracias por expresar siempre tu alegría cada que nos vemos.

A Alejandra Andrade Campos por la amistad que me ha brindado desde el día uno en mi etapa universitaria siempre mostraste tu alegría contagiosa y apoyo incondicional. Por estar junto a mí en esos momentos complicados, gracias por tu empatía. Te quiero.

A Walbertho Efraín Cervantes Montero por esas charlas profundas. A Ben Lamat Gómez Maya por las visitas para caminar por las tardes. Pero sobre todo a ambos, porque me mostraron el verdadero valor de la amistad, por hacer la pandemia y mi momento más complejo más llevadero. Siempre estuvieron dispuestos a ayudarme gracias por esos paseos en bici, caminatas en el cerro y viajes. Los quiero.

A Jimena Calderón Alvarado por tu amistad, compañía, por el apoyo mutuo en nuestros problemas, por ayudarme a desarrollar mi sensibilidad y sentido de empatía.

A mis profesores, Especialmente al Dr. Sinhué por su apoyo y motivación incondicional, por siempre recibirme cálidamente en el laboratorio de física. Y en general a todos los profesores y ayudantes que me apoyaron ya fuera en el aula de clases, laboratorios o prácticas.

A los Dres. Mathieu y Denis por ese inicio agitado de año en 2020 instalando estaciones sísmicas desayunando en Uruapan y Comiendo pizza. Gracias por compartir esos momentos conmigo.

A mis amigos y compañeros que siempre me dieron una palabra de aliento. Ihaly García, Eric García, Jafet López, Dahian Hernández, Marco Rivera.

Gracias a todas esas personas que directa o indirectamente contribuyeron a que el presente proyecto se pudiera llevar a cabo.

## Índice de Contenido

Índice de Figuras .....	8
Índice de Tablas.....	13
Resumen .....	14
Abstract.....	15
I. Introducción.....	16
a. Zona de Estudio .....	16
i. Marco Geológico General.....	17
ii. Marco Sísmico Regional .....	21
b. Objetivos.....	34
i. Generales.....	34
ii. Particulares .....	34
II. Marco Teórico .....	35
a. Fuentes sísmicas .....	35
i. Fallas y tipos .....	36
ii. Sismos Volcánicos .....	37
b. Ley de Gutenberg-Richter .....	39
c. Propagación de ondas sísmicas .....	40
i. Ondas de Volumen.....	40
ii. Ondas de Superficie .....	41
iii. Ecuación de onda .....	41
iv. Velocidad de Propagación de ondas.....	45
d. Detección de sismos .....	45
i. Método STA/LTA.....	46
ii. Método Template Matching.....	47
iii. Método de Autocorrelación.....	47
iv. Método FAST.....	48
e. Técnicas de Localización.....	50
i. Localización con una Estación.....	50
ii. Localización con múltiples estaciones .....	51

iii.	Errores de localización .....	56
iv.	Métodos de localización relativa.....	57
v.	Consideraciones Prácticas de acuerdo a Havskov, Jens. Bormann (2011) .....	58
III.	Metodología .....	60
a.	Incidencia real: Fórmula teórica semi espacio .....	60
b.	Resultados: Aplicación a los sismos medidos cerca del Tancítaro .....	68
i.	Obtención del Modelo de velocidad .....	69
ii.	Forma de onda de las estaciones sísmicas.....	72
iii.	Rotación de las señales y picados .....	72
iv.	Resultado de la localización.....	75
v.	Comparación de la localización con respecto a la del SSN .....	76
vi.	Evaluación del error de la localización .....	78
IV.	Conclusiones.....	80
V.	Referencias .....	82



## Índice de Figuras

Figura 1 Entorno tectónico de la FVTM y localización del Campo volcánico Michoacán-Guanajuato. Tomado de (Gómez-Vasconcelos 2018).....	17
Figura 2. Principales episodios volcánicos durante el desarrollo del CVTM. A) Arco de composición intermedia. B) Vulcanismo máfico en el mioceno tardío. C) Episodio silíceo durante el Plioceno. D) Arco volcánico como actualmente se conoce. Tomado de (Gómez-Tuena et al. 2005). .....	18
Figura 3. Triángulo de Michoacán Las zonas falladas en esta región se pueden describir aproximadamente en área triangular en el que Johnson y Harrison, (1990) denominaron “El triángulo de Michoacán” Las líneas punteadas marcan aproximadamente los límites del triángulo. Las zonas de falla punteadas marcadas con "A" y "B" son características más organizadas dentro del área. CU, Cerro Uripitliuata; P, Paricutín; J, Jorullo.....	19
Figura 4. Mapa modificado de S. E. Ownby et al. (2011). Los puntos blancos representan las muestras analizadas y las etiquetas T y U hacen referencia a las muestras TAN y UR respectivamente mostradas en la Tabla 1. ....	20
Figura 5. Mapa topográfico donde se presenta la actividad sísmica representada por los puntos negros y las ubicaciones de las estaciones simbolizadas con triángulos, líneas AA' y BB' son secciones realizadas por Pacheco et al. (1999) donde fue tomada la imagen. ....	23
Figura 6. Comparación de sismogramas. Los sismogramas sintéticos representados por la línea discontinua contra los sismogramas observados representado por la línea continua. Las filas muestras los registros de cada una de las estaciones, las columnas muestran las componentes para cada estación. Imagen obtenida de Pacheco et al. (1999). ....	24
Figura 7. Mapa y perfiles tomado de Pacheco et al. (1999) donde muestra los eventos localizados y la resolución focal. A) Eventos ocurridos previo al 13 de marzo. B) eventos ocurridos posterior a 13 de marzo y sus respectivas soluciones focales. C) Corte A-A' donde se puede observar la profundidad y alineación de los eventos. D) Corte B-B' muestra dos alineaciones principales mostradas por las líneas discontinuas. Los puntos blancos representan los eventos sucedidos el 2 y 3 de marzo. ....	26
Figura 8. Sismogramas y polarigramas de desplazamiento. Tanto para la onda S Rápida (S1) como la S lenta (S2) en la estación ANGA. Imagen tomada de Pacheco et al. (1999).....	27
Figura 9. Mapa que muestra el ángulo de polarización medido para la onda S en dos estaciones. Tomado de Pacheco et al. (1999).....	28
Figura 10. Histograma que muestra el número de sismos localizados por día asociados al enjambre, tomado de Gardine et al. (2011). ....	29
Figura 11. Mapa que muestra la diferencia entre los sismos localizados (círculos) y relocalizados (triángulos rojos) por Gardine et al. (2011) de donde fue obtenida la imagen. ....	29

Figura 12. Formas de onda que muestran la llegada de ondas P en dos estaciones sísmicas, MA18 y MA53. La estación MA18 se instaló aproximadamente a 15 km al noroeste del enjambre, por su parte MA53 se instaló aproximadamente a 60 km al suroeste del enjambre. Obtenida de Gardine et al. (2011). .....	30
Figura 13. Distancia epicentral de los sismos relocalizados a lo largo del rumbo del enjambre con respecto al tiempo (círculos). Se muestra también las profundidades de los sismos reubicados con el tiempo (triángulos). Los eventos muestran una migración constante a lo largo del rumbo como en la profundidad con respecto al tiempo. Imagen tomada de Gardine et al. (2011).....	32
Figura 14. Mapa que muestra los epicentros relocalizados para 56 sismos con mecanismos focales. Tomado de Gardine et al. (2011). .....	33
Figura 15. Modelo conceptual del enjambre realizado por Gardine et al. (2011).....	34
Figura 16. Diagrama representativo de un límite divergente. Tomado de Frisch et al. (2011) .....	35
Figura 17. Diagrama representativo de un límite convergente. Tomado de Frisch et al. (2011) .....	35
Figura 18. Diagrama representativo de un límite transformante. Tomado de Frisch et al. (2011).....	35
Figura 19. Epicentro e Hipocentro de un sismo (Imagen editada por Gómez Maya Ben Lamat).....	36
Figura 20. Diagrama que ilustra una falla normal. Tomado y modificado de Ben A & Stephen (2004).....	37
Figura 21. Diagrama que ilustra una falla inversa. Tomado y modificado de Ben A & Stephen (2004, p. 170).....	37
Figura 22. Representación gráfica de una falla transformante de sentido siniestral. Tomado y modificado de Ben A & Stephen (2004). .....	37
Figura 23. Representación gráfica de una falla transformante de sentido dextral. Tomado y modificado de Ben A & Stephen (2004, p. 170). .....	37
Figura 24. Forma de onda de tipos de sismos de acuerdo con la clasificación realizada por Minakami para sismos volcánicos. Imagen tomada de Zobin (2012, p. 17). .....	39
Figura 25. Onda compresional propagándose en un medio. Figura modificada de Stein & Wysession, (2003, p. 57). .....	40
Figura 26. Onda S propagándose a través de un medio. Figura modificada de Stein & Wysession, (2003, p. 57).. .....	40
Figura 27. Movimiento de una onda de Rayleigh. Figura modificada de Shearer, (2009, p. 220).....	41

Figura 28. Movimiento de una onda de Love. Figura modificada de Shearer, (2009, p. 220). .....	41
Figura 29. Gráfica de una función ondulatoria donde se explica gráficamente la definición de longitud de onda. Imagen tomada de Freedman & Zemansky (2009, p. 493). .....	42
Figura 30. Representacion del vector de polarización ( $U_p$ ), respecto al vector de onda para la onda P ( $k_p$ ). .....	45
Figura 31. Representacion del vector de polarización ( $U_s$ ), respecto al vector de onda para la onda S ( $k_s$ ). .....	45
Figura 32. Método STA/LTA califica alto en dos de los tres principales parámetros usados para evaluar un método de detección. La eficiencia computacional y su aplicabilidad general son sus dos puntos fuertes. Sin embargo, tiene complicaciones con la susceptibilidad ante eventos con una relación baja de señal-ruido (SNR por sus siglas en inglés). Figura tomada de Yoon et al. (2015) .....	46
Figura 33. “Template Matching” es óptimo en dos de los principales tres parámetros usados para evaluar un método de detección. Destaca en la eficiencia computacional y la sensibilidad de detección, mientras que la aplicabilidad general deja que desear porque previamente necesita de plantillas de forma de onda. Figura tomada de Yoon et al. (2015).....	47
Figura 34 Autocorrelación. Califica bien en dos de los tres principales parámetros usados para evaluar un método de detección de sismos. La sensibilidad de detección y la aplicabilidad general son los dos parámetros fuertes. No obstante, la eficiencia computacional es su punto débil. Figura tomada de Yoon et al. (2015) .....	48
Figura 35 Método FAST califica alto dentro de las tres principales características (Sensibilidad de detección, Aplicabilidad General y eficiencia computacional) evaluadas en un método de detección de sismos. Figura tomada de Yoon et al. (2015). .....	49
Figura 36. Ejemplo de primeros movimientos en diferentes componentes y como se determina el azimut. Tomado de Havskov, Jens. Bormann (2011).....	50
Figura 37. Localización manual por el método del círculo donde S1, S2 y S3 son las estaciones sísmicas, respectivamente d1, d2 y d3 son las distancias calculadas. El epicentro se encontrará en la intersección de las líneas Trazadas a partir de los cruces de los círculos. Tomada de Havskov, Jens. Bormann (2011).....	51
Figura 38 Diagrama de Wadati para determinar el tiempo de origen de un sismo. En el eje “x” se grafica los tiempos de arribo de la onda P, en el eje “y” se grafica la diferencia entre la fase S. Figura obtenida de (Kayal, 2006) .....	52
Figura 39. La profundidad se puede mover hacia arriba y hacia abajo sin cambiar mucho el tiempo de viaje. Imagen tomada de Havskov, Jens. Bormann (2011). .....	58
Figura 40. Esquema 3D con referencias cartesianas y esféricas. Donde $k$ representa el vector de onda, $\varphi$ el ángulo azimutal descrito en el plano $\hat{e}_x - \hat{e}_y$ . $\theta$ el ángulo polar formado en el plano $\hat{e}_z - \hat{e}_x'$ .....	61

- Figura 41. Representación gráfica de cada componente,  $\mathbf{u}^{pi}$ ,  $\mathbf{u}^{pr}$  y  $\mathbf{u}^{sr}$ . Las flechas contiguas tanto en  $\mathbf{u}^{pi}$  como en  $\mathbf{u}^{pr}$  representan como la polarización de la onda es paralela a la dirección de propagación. Por otra parte, las flechas perpendiculares a  $\mathbf{u}^{sr}$  manifiestan la polarización ortogonal a la propagación de la onda. El símbolo  $\theta$  representa ángulo de incidencia. .... 63
- Figura 42. Gráfica comparativa entre el ángulo de incidencia real vs el ángulo de incidencia aparente. El eje “x” y el eje “y” representan el ángulo en grados. La línea de color azul representa el ángulo incidente simulado ( $\theta_{inc}$ ) de la onda P incidente. La línea color naranja representa el ángulo incidente aparente ( $\theta_{app}$ ) del campo total, equivalente al que se mide con los datos. La línea de color amarillo representa el ángulo de incidencia real ( $\theta_{real}$ ). Es decir, la incidencia de la onda P deducida a partir del campo total..... 65
- Figura 43. Gráfica que muestra cómo se comportan los coeficientes de reflexión en función de él ángulo de incidencia. .... 66
- Figura 44. Gráfica que representa los desplazamientos en “x” (curva color negro) y los desplazamientos en “y” (curva color rojo) en función del ángulo de incidencia al punto de observación (estación sismológica). ..... 67
- Figura 45. Mapa que muestra la disposición de las estaciones sismológicas representadas por triángulos naranjas instaladas en el área de estudio. También se presentan las poblaciones que se encuentran en el área de estudio en gris. El mapa se presenta en coordenadas UTM 13Q. .... 68
- Figura 46. Lectura de la señal correspondiente a las 11:00 horas del día 04 de febrero de 2020. En el recuadro rojo se muestra el evento seleccionado del registro. La línea negra muestra el registro en la componente vertical, La línea roja muestra el registro en la componente Norte- Sur, La línea azul denota el registro de la componente Este-Oeste y por último el verde muestra el espectro de energía..... 69
- Figura 47. Perfil de velocidades 1-D tomado de Spica et al. (2017) donde se puede observar la variación de la velocidad (V) representada en km/s en el eje horizontal respecto a la profundidad representada en km en el eje vertical (Depth). La línea continua roja ( $V_{sv}$ ) representa la Velocidad de la onda “S” en la vertical. La línea continua azul ( $V_{sh}$ ) representa la Velocidad de la onda “S” en la horizontal. La línea punteada roja ( $V_{s0}$ ) representa la fase “S”. ..... 70
- Figura 48. Perfil de velocidad  $V_p/V_{sv}$  obtenido para la zona de estudio a partir del modelo de Spica et al. (2017). La relación  $V_p/V_{sv}$  se mantiene constante al menos para los primeros 25 km de profundidad..... 71
- Figura 49. Forma de onda del sismo seleccionado, se muestra el registro de las estaciones TA 01(La escondida), TA 02 (San Lorenzo) y TA 03 (El Durazno). La línea vertical azul define la llegada de la onda P, la línea vertical rosa define la llegada de la onda S para cada una de las estaciones. La V, N y E se refieren a las componentes vertical, norte-sur y este-oeste respectivamente. El contenido de energía es representado por nrj..... 72

- Figura 50. Rotación de la señal percibida por la estación TA01. Donde P es la componente radial, SH la componente transversal y SV la componente vertical. Hnrj hace referencia al contenido de energía. Por su parte p1, p2 y s1, ss2 indican las fases P y S del sismo respectivamente. .... 73
- Figura 51. Rotación de la estación sismológica TA 02 (San Lorenzo). Donde P es la componente radial, SH la componente transversal y SV la componente vertical. Hnrj hace referencia al contenido de energía. Por su parte p1, p2 y s1, ss2 indican las fases P y S del sismo respectivamente. .... 73
- Figura 52. Rotación de la estación #3 (El Durazno). Donde P es la componente radial, SH la componente transversal y SV la componente vertical. Hnrj hace referencia al contenido de energía. Por su parte p1, p2 y s1, ss2 indican las fases P y S del sismo respectivamente.... 74
- Figura 53. Arreglo de estaciones sismológicas instaladas (círculos rojos) vista desde planta y epicentros determinados (asteriscos). El eje vertical va de sur a norte, por su parte el eje horizontal va de oeste a este. Ambas en coordenadas UTM 13Q. .... 75
- Figura 54. Arreglo de estaciones sismológicas instaladas (círculos rojos) vista lateralmente e hipocentros determinados (asteriscos). En el eje horizontal se presentan las coordenadas UTM 13Q. El eje Vertical presenta la profundidad en Km, tomando el cero como nivel medio del mar. .... 76
- Figura 55. Mapa del arreglo de estaciones (triángulos naranjas) y localizaciones logradas (estrellas) del sismo por distintas estaciones. Los datos de localización del SSN fueron tomados del catálogo de sismos. El mapa se presenta en coordenadas UTM 13Q. .... 77
- Figura 56. Imagen obtenida de *Observación Sísmica en la UNAM, Servicio Sismológico Nacional*, s. f. que muestra las estaciones operadas por el SSN representadas por triángulos. El cuadrado de contorno negro muestra la locación de la zona de estudio y por su parte las estaciones sísmicas encerradas en círculos de color verde, rosa y morado son las estaciones más cercanas a la zona de estudio ubicadas en Morelia, Colima y Maruata respectivamente. .... 78

## Índice de Tablas

Tabla 1. Resumen del muestreo de lavas encontrada en el campo volcánico Tancítaro-Nueva Italia. Modificado de S. E. Ownby et al. (2011).....	21
Tabla 2. Estructura cortical utilizada por Pacheco et al. (1999).....	23
Tabla 3. Modelo de velocidad 1-D para el oeste de México derivado de la inversión de los tiempos de viaje. Tomado de Gardine et al. (2011).....	31
Tabla 4. Modelo de velocidades para el área de estudio .....	64
Tabla 5. Modelo y características de las estaciones instaladas en el área de estudio. ....	69

## Resumen

Hacia el centro-oeste del Campo Volcánico Transmexicano (CVTM) se encuentra el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG). La actividad tectónica del CVMG está regida principalmente por tres distintos bloques geológicos, el bloque Michoacán, el bloque Guerrero y la Placa Norteamericana. La actividad ígnea en esta zona es principalmente de carácter monogenético, aunque existen dos volcanes poligenéticos en la zona que son el Pico de Tancítaro y el Patambán. La actividad volcánica en el campo sigue siendo activa con un nacimiento de un volcán aproximadamente cada 200 años y se ha demostrado que siempre se precede por enjambres sísmicos. Por consiguiente, ante el escenario de la aparición de un nuevo volcán es importante el estudio de la actividad sísmica de la región.

El presente estudio tiene como objetivo la localización de eventos sísmicos en el periodo comprendido desde diciembre de 2019 a junio de 2020, se emplearon un total de 5 estaciones sísmicas de banda ancha. En enero 2020 se detectó el surgimiento de un enjambre sísmico. Sin embargo, debido al contexto de inseguridad y el inicio de la pandemia por COVID-19 no se instalaron las estaciones al ritmo deseado. En consecuencia, la mayor parte del enjambre fue detectado por una sola estación. Por ello, cobra relevancia la localización de eventos sísmicos con una sola estación de tres componentes. En el presente trabajo se revisa teóricamente la relación entre la incidencia real de las ondas P con el campo total de desplazamiento a la llegada de la onda P y de sus reflexiones en ondas P y S. Una vez realizado el estudio teórico, se aplica a la localización de hipocentros a partir de mediciones observadas en una estación sísmica. Se determinaron los alcances y límites de la técnica con el evento registrado el día 4 de febrero de 2020, comparando con localizaciones satisfactoriamente obtenidas tanto con un arreglo de 3 estaciones, como con 2 estaciones. Los resultados se compararon también con los resultados obtenidos por el Servicio Sismológico Nacional (SSN).

**Palabras clave:** Localización, campo total, incidencia real, polarización, modelo de velocidad.

## Abstract

The Michoacán Guanajuato Volcanic Field (MGVF) is located in the midwestern of the Transmexican-Volcanic Belt (TMB). The tectonic activity of the MGVF is mainly governed by three different geological blocks; the Michoacan block, the Guerrero block, and the North American plate. The igneous activity in this zone is mostly monogenetic, nonetheless, there are two polygenetic volcanos; the Pico de Tancítaro and Patambán. The volcanic field is currently active, with an average birthrate of a new volcano approximately every 200 Yrs. Moreover, it is well known that the birth of a new volcano is preceded by seismic swarms. Therefore, considering the scenario of the birth of a new volcano, it is important to study the seismic activity of the area.

The aim of this project is the localization of seismic events in the period of December 2019 to June 2020. It was carried out employing a total number of 5 broadband seismic stations. In January 2020 a seismic swarm was detected. Nonetheless, as a result of the insecurity situation and the onset of the COVID-19 pandemic, the field procedures to complete the installation of seismic stations were delayed. Therefore, the localization of the seismic events with three-component stations is important. In this thesis, I review the theoretical relationship between the P-wave real incidence with the total field displacement to the arrive of the P-wave and its reflections in P and S waves. Once the theoretical study is carried out, it is applied to the location of hypocenters from measurements observed in a seismic station. The technical scope and limitations were determined based on the event recorded on February 4, 2020, and comparisons with locations satisfactorily obtained both with the arrangement of 3 and 2 stations. The results were also compared to the results obtained by Servicio Sismológico Nacional (SSN).

**Keywords:** Localization, total field, real incidence, polarization, velocity model.



## I. Introducción

La localización de un sismo implica determinar tanto las coordenadas del hipocentro como el tiempo de origen del evento. Es una de las tareas básicas e importantes de la sismología. La mayoría de los sismólogos se han involucrado en dicha práctica. En un país sísmicamente activo como lo es México por su contexto geológico-tectónico inmerso entre cinco placas tectónicas: Cocos, Rivera, Pacífico, Norteamérica y Caribe (Figura 1) cobra suma relevancia. De acuerdo con el Servicio Sismológico Nacional (SSN) durante el 2020 se registraron más de 30 000 eventos sísmicos siendo más frecuentes las magnitudes menores. La relación entre la magnitud y su frecuencia de ocurrencia es muy bien descrita por (Gutenberg, B. Richter, 1949) revisada brevemente en la sección *II.b Ley de Gutenberg-Richter* de este trabajo. Los estados con mayor ocurrencia de eventos sísmicos durante el mismo 2020 fueron Oaxaca con 43.4%, Michoacán con 16.2%, Guerrero con 14.2%, Chiapas con 10.5%, Jalisco con 4.6%, Estados de la región del Golfo de California con 3.8%, Colima con 3.6%, Veracruz con 2.0% y otros con 1.7% (SSN). Los datos presentados anteriormente dejan en evidencia que la mayoría de los sismos se concentran al Sur del país.

Si bien los sismos de menor magnitud no representan un riesgo considerable para la sociedad como si lo pueden ser los sismos de mayor magnitud, es importante el estudio de estos puesto que al tener periodos de recurrencia más cortos nos permite obtener más datos que serán de utilidad para generar distintos aportes de interés para la sismología.

La presente tesis se enfoca en lograr una localización fiable para la zona de estudio que se presenta en la siguiente sección a partir tanto de una estación sismológica triaxial, como de un arreglo de varias estaciones. Tomando los conceptos básicos revisados en el capítulo *II Marco Teórico* para su posterior aplicación en la zona de estudio expuesta en el capítulo *III Metodología* Los resultados aportaran información sísmica para una zona de estudio que requiere mayor atención ante los sucesos históricos y actuales presentados en la zona como lo son el nacimiento del volcán Parícutín y los enjambres sísmicos posteriores.

### a. Zona de Estudio

El área de estudio se encuentra en la porción central de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) en el estado de Michoacán, dentro de los municipios de Nuevo Parangaricutiro, Uruapan y Tancítaro. Como referencia se puede considerar el Pico de Tancítaro inmerso en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) (Figura 1).



Figura 1 Entorno tectónico de la FVTM y localización del Campo volcánico Michoacán-Guanajuato. Tomado de (Gómez-Vasconcelos 2018).

#### i. Marco Geológico General

La Faja Volcánica Transmexicana es la provincia ígnea más activa de México. Es un arco magmático continental, formado a causa de la subducción de las placas de Cocos y Rivera por debajo de la Placa de Norte América. Se extiende de Este a Oeste por más de mil kilómetros a través del centro del país. Con una extensión en la dirección N-S irregular entre los 80 y 230 km y con más de 8,000 volcanes de diferentes tipos, edades y composiciones. En consecuencia, es uno de los campos volcánicos más complejos y diversos en el mundo (Gómez-Tuena et al. 2005). La evolución geológica de la FVTM de acuerdo con Gómez-Tuena et al. (2005) se divide en cuatro etapas principales (Figura 2)

- a) Un arco de composición intermedia (andesita-dacita) en el Mioceno medio-tardío (Figura 2.a).
- b) Un episodio de vulcanismo máfico en el mioceno tardío (Figura 2.b).
- c) Un último episodio silíceo que se transformó a bimodal en el Plioceno temprano (Figura 2.c).
- d) Se establece el arco como actualmente se conoce que presenta mucha variabilidad en composiciones (basalto-riolita) (Figura 2d).

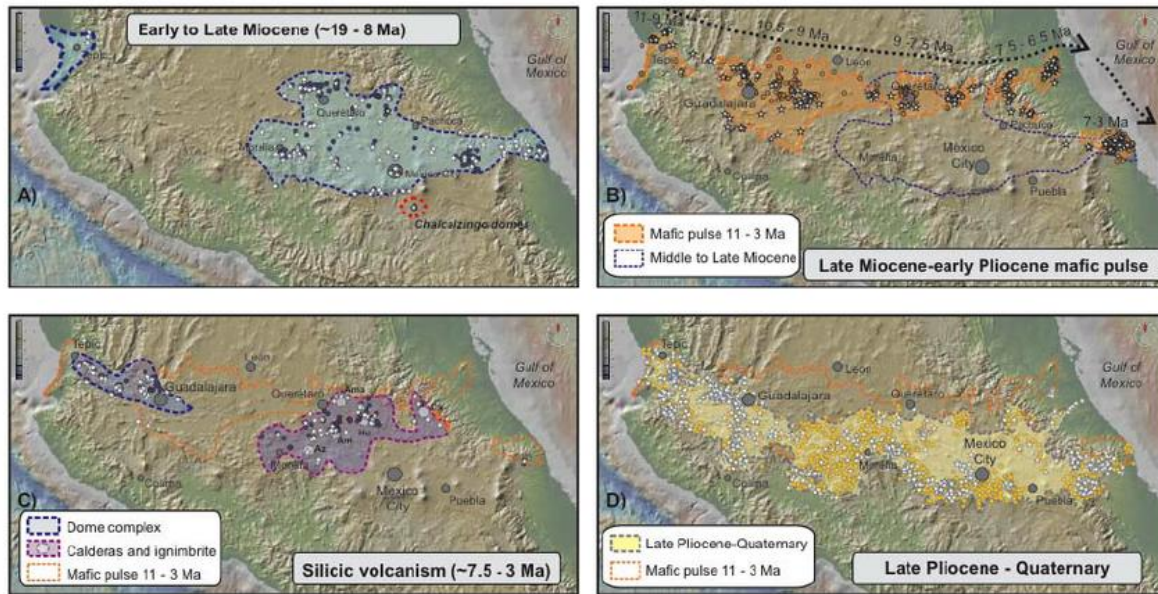


Figura 2. Principales episodios volcánicos durante el desarrollo del CVTM. A) Arco de composición intermedia. B) Vulcanismo máfico en el mioceno tardío. C) Episodio silícico durante el Plioceno. D) Arco volcánico como actualmente se conoce. Tomado de (Gómez-Tuena et al. 2005).

La parte centro oeste del CVTM se encuentra el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) (Figura 1) que cubre el área que va desde el Lago de Chapala hasta el Estado de Querétaro. La actividad ígnea en esta zona es principalmente de carácter monogenético (alrededor de 1000 conos), también pueden encontrarse domos de composición silícica, volcanes de escudo (aproximadamente 400 aparatos) y el único aparato poligenético que se identifica en la zona es el Pico de Tancítaro datado en 0.5 M.a. por Ban et al. (1992). De acuerdo con Gómez-Tuena et al. (2005) la actividad de esta región inició hace 2.8 M.a. y continua hasta la actualidad prueba de ello son las erupciones históricas de los volcanes Jorullo (1759-1774) y Parícutín (1943-1952). La última muy bien documentada en datos tanto geofísicos como geológicos. Sin embargo, los reportes de la actividad sísmica son escasos (Yokoyama y de la Cruz-Reyna 1990).

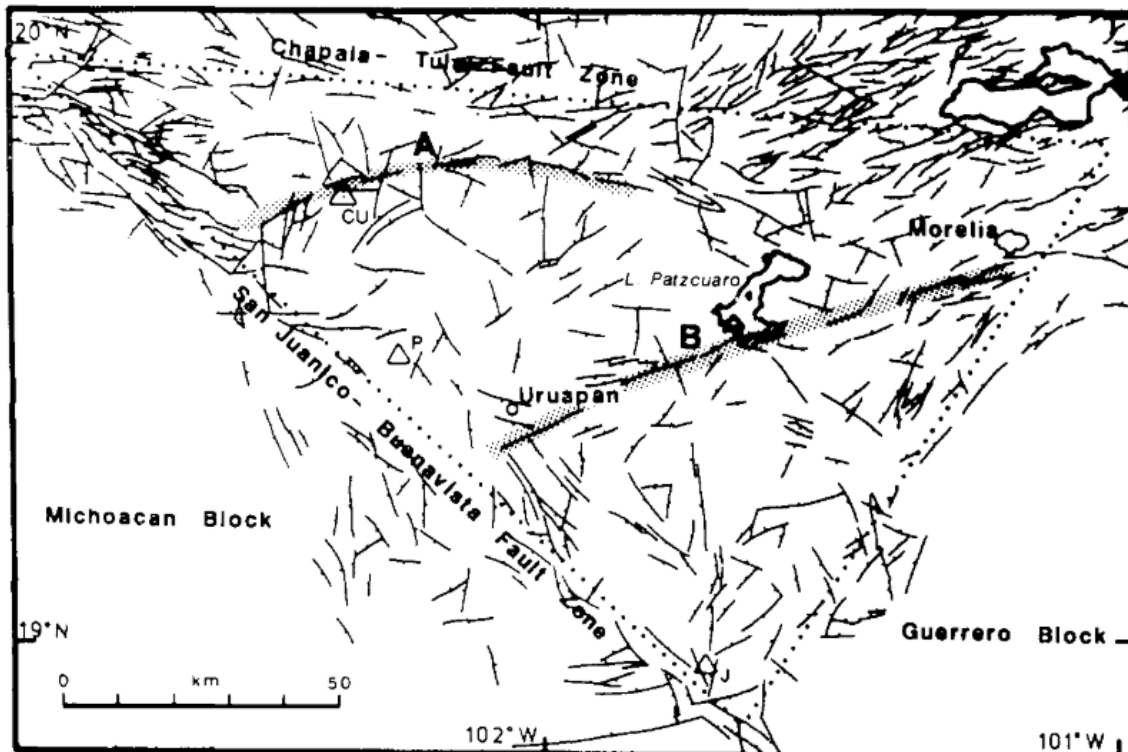


Figura 3. Triángulo de Michoacán Las zonas falladas en esta región se pueden describir aproximadamente en área triangular en el que Johnson y Harrison, (1990) denominaron “El triángulo de Michoacán” Las líneas punteadas marcan aproximadamente los límites del triángulo. Las zonas de falla punteadas marcadas con "A" y "B" son características más organizadas dentro del área. CU, Cerro Uripitliuata; P, Paricutín; J, Jorullo.

La configuración tectónica del sur del CVTM de acuerdo a Johnson y Harrison, (1990) se divide en tres distintos bloques, el bloque Michoacán, el bloque Guerrero y la Placa Norteamericana. Cada bloque se mueve independientemente uno del otro generando distintos sistemas de fallas. El Triángulo de Michoacán (Figura 3) es definido por Johnson y Harrison, (1990b) como una región dominada por grandes zonas de fallamiento normal, que se encuentra en la incisura entre la placa norteamericana y los bloques de Michoacán y Guerrero. El fallamiento tiene una orientación preferencial, indicativo de un régimen extensional, lo cual genera que la actividad volcánica cuaternaria sea de pequeños centros eruptivos, pero numerosos. Es un buen ejemplo de cómo el vulcanismo es controlado por la tectónica regional en el CVMG.

Por su parte, Gómez-Tuena et al. (2005) mencionan que se encuentran tres asociaciones petrológicas principales del CVMG. Rocas calcialcalinas con características típicas de arco magmático, rocas alcalinas ricas en  $K_2O$  con concentraciones altas de  $MgO$  y rocas alcalinas ricas en  $TiO_2$  con concentraciones bajas de  $MgO$ . Un gran número de rocas del CVMG se pueden clasificar como transicionales ya que se encuentran entre rocas netamente alcalinas y rocas netamente calcialcalinas. Basados en estudios previos Gómez-Tuena et al. (2005) sostienen que los centros eruptivos menores a 40 000 años son localizados en la parte sur del CVMG, además de ser predominantemente calcialcalinos y tener un ligero enriquecimiento en sílice respecto a los conos más antiguos.

S. E. Ownby et al. (2011) estudiaron el campo volcánico Tancítaro-Nueva Italia localizado al sur del CVMG, emplazado sobre el terreno tectonoestratigráfico Guerrero. Compuesto de conjuntos sedimentarios de arco insular y fondo oceánico (metamorfosis de esquistos verdes mesozoicos), que posteriormente se cubrieron de rocas ígneas de edades cenozoicas. Teniendo en cuenta a Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz (1996) el grosor de la corteza va de 40 a 45 km. El segmento del Campo Volcánico Tancítaro-Nueva Italia está dominado volumétrica y topográficamente por el estratovolcán andesítico Tancítaro, estudiado por diferentes autores (Alle 1954); (Howel Williams, 1950); (Ortega-Gutiérrez et al.2008); (S. Ownby et al.2007); (Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz1996). Demostraron que hace aproximadamente 780 Ka alcanzo suficiente altura y masa para sufrir un colapso en el sector oeste, que ocurrió entre 694 y 571 Ka, posteriormente el vulcanismo continuó borrando la cicatriz de ese colapso. Sin embargo, ocurrió un segundo episodio de colapso del mismo sector dejando marca en forma de herradura de 3 km de ancho que aún es visible. Poco después, un domo andesítico creció en la herradura formada a causa del colapso, rellenando de forma parcial la marca de herradura. Dejando de tomar en cuenta los estudios de los volcanes Tancítaro y Parícutín en el campo volcánico Tancítaro-Nueva Italia, existen aproximadamente 200 edificios volcánicos que no han sido estudiados detalladamente.

S. E. Ownby et al. (2011) realizaron un estudio donde coleccionaron 180 muestras de las cuales 118 fueron analizadas en su composición. Obtuvieron que 12 eran basaltos de ocho conos de ceniza, dos de flujos de lava alimentados por una fisura, y dos en volcanes de escudo. Se encontraron 29 muestras de andesitas basálticas de 14 conos de ceniza, 13 de flujos alimentados por una fisura y 2 volcanes de escudo. Se hallaron 70 andesitas de 16 volcanes de escudo, 9 de conos de ceniza, 30 de coladas de lava alimentadas por una fisura, y 15 del volcán Tancítaro (Figura 4).

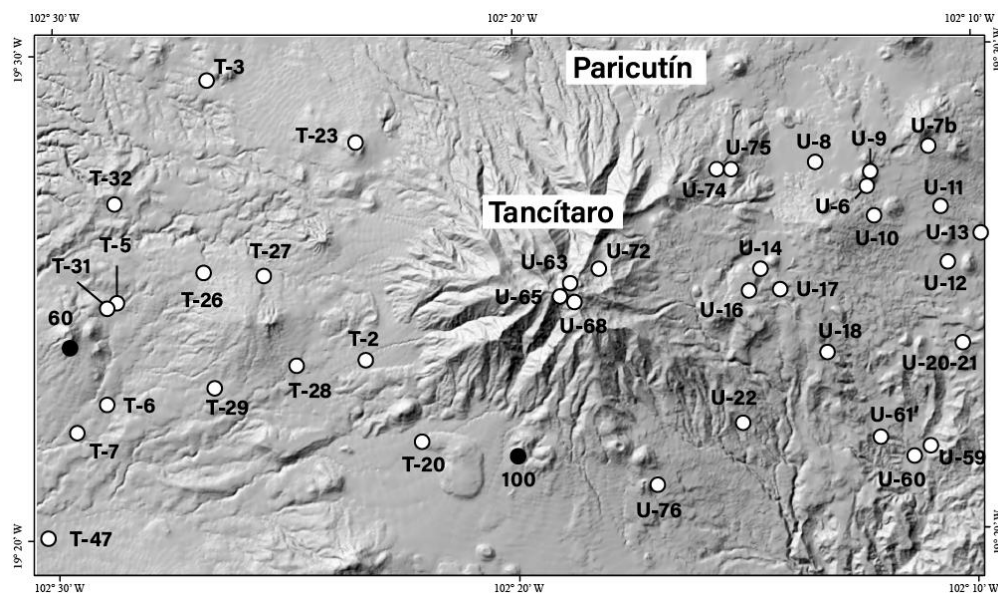


Figura 4. Mapa modificado de S. E. Ownby et al. (2011). Los puntos blancos representan las muestras analizadas y las etiquetas T y U hacen referencia a las muestras TAN y UR respectivamente mostradas en la Tabla 1.

Para complementar la Figura 4 se presenta las muestras obtenidas por S. E. Ownby et al. (2011) sobre la geología regional en la Tabla 1:

Tabla 1. Resumen del muestreo de lavas encontrada en el campo volcánico Tancítaro-Nueva Italia. Modificado de S. E. Ownby et al. (2011).

<b>Muestra</b>	<b>Tipo de lava</b>	<b>Edad(ka)</b>
Volcán Parícutín	Basalto andesítico/andesita	1943-1952
UR-18	Andesita	$\leq 70$
UR-8	Basalto Andesítico	$\leq 76$
UR-10	Andesita	$7 \pm 70$
UR-68	Andesita	$209 \pm 20$
UR-72	Andesita	$237 \pm 17$
UR-63	Andesita	$139 \pm 13$
UR-65	Andesita	$524 \pm 15$
UR-76	Andesita	$298 \pm 15$
UR-16	Andesita	$305 \pm 9$
UR-11	Andesita	$736 \pm 212$
TAN-23	Basalto Andesítico	$8 \pm 49$
TAN-3	Basalto Andesítico	$224 \pm 32$
TAN-26	Andesita	$256 \pm 9$
TAN-28	Andesita	$269 \pm 11$
TAN-20	Andesita	$339 \pm 11$
TAN-2	Andesita	$439 \pm 15$

Es decir, la zona de estudio se encuentra regida por rocas ígneas principalmente andesitas y basaltos de acuerdo con S. E. Ownby et al. (2011) que se emplazaron sobre rocas ígneas de edad cenozoica y estas a su vez emplazadas sobre un basamento de esquistos verdes de edad mesozoica.

## ii. Marco Sísmico Regional

La actividad sísmica de la región ha sido estudiada por diferentes autores (Cruz-reyna y Yokoyama 2014); (Gardine et al. 2011); (Pacheco et al. 1999); (Yokoyama y de la Cruz-Reyna, 1990) en consecuencia de la erupción histórica del volcán. Esta ha sido un ejemplo para los investigadores de la actividad volcánica monogenética. De acuerdo a Yokoyama y de la Cruz-Reyna (1990) dos semanas previas a la erupción del volcán Parícutín el 20 de Febrero de 1943, se reportaron sismos.

Durante el periodo de actividad del volcán las estaciones de la red sismológica de México más cercanas estaban a unos 180 km al noroeste, en Guadalajara, Tacubaya en la Ciudad de México a unos 320 km, Puebla a unos 430 km al este y Oaxaca a 650 km al sureste. Los sismógrafos de Guadalajara, Puebla y Oaxaca tenían baja sensibilidad, por su parte la estación de Tacubaya tenía una alta sensibilidad, en consecuencia, fue la estación con más eventos registrados relacionados con el volcán naciente en ese momento. Los sismos precursores del área de Parícutín detectados en la estación de Tacubaya se podían identificar de acuerdo con la distancia ocurrida de los eventos. Entre Tacubaya y Parícutín existe una

distancia de cerca de 320 km mientras que la distancia de Tacubaya con la costa del pacífico ronda desde los 280 km a 440 km. A pesar de esto, en la mayoría de los casos no solo se puede tomar como criterio de identificación la distancia que existía desde el epicentro, solo se tomó en cuenta los sismos ocurridos entre 300 y 340 km. El segundo criterio usado por los autores fue el análisis de las formas de onda y la frecuencia de los sismos tectónicos ocurridos en la costa del Pacífico, detectados con múltiples estaciones y aquellos sospechosos de ser precursores a la erupción. Todos los sismos precursores observados en la estación de Tacubaya tienen claramente definida la fase S, esta característica persiste durante el periodo de actividad del volcán Parícutín, la mayoría de los sismos ocurridos son de tipo A de acuerdo con la clasificación propuesta por Minakami presentada en la sección *II.a.ii Sismos Volcánicos* (Yokoyama y de la Cruz-Reyna 1990).

En febrero del año 1997 ocurrió un enjambre sísmico entre los volcanes de Tancítaro y Parícutín que fue estudiado por Pacheco et al. (1999), donde hace un repaso a la configuración tectónica de los bloques que forman parte del territorio sureste del país, y como esto afecta a la orientación de los sistemas de fallas y por ende los alineamientos existentes de estructuras volcánicas. La falla San Juanico Buenavista con orientación noroeste-sureste es parte del sistema de fallas Chapala – Oaxaca. Esta falla se extiende entre el volcán Tancítaro y el volcán Parícutín y es una prolongación al sureste del medio graben de Cotija. También destacan que la actividad sísmica alcanzó su máximo el 21 de febrero de 1997 cuando el Servicio Sismológico Nacional (SSN) reportó cinco sismos con magnitudes desde 3.9 hasta 4.1. La secuencia de sismos siguió hasta el 18 de marzo, posterior a esto los sismos disminuyeron en magnitud por lo que las estaciones del SSN no lograban detectarlos.

Pacheco et al. (1999) instalaron 4 estaciones portátiles de banda ancha en el área epicentral el 1 de marzo, y la red fue retirada el 18 de marzo con lo cual solo se puede describir el fin de la evolución del enjambre sísmico. Los sismógrafos instalados eran RefTek, digital de 24 bits digitizers, conectados a Guralp, sensores triaxiales de banda ancha, CMG-40 T (Figura 5). Con ellos localizaron 230 sismos registrados por al menos cuatro estaciones, con ayuda del programa Hypocenter de Lienert y Havskov, utilizando las lecturas de P y S y la dirección de polarización de las primeras llegadas. La estructura cortical para el área hasta ese momento era escasamente conocida, el modelo utilizado para ubicar los eventos fue adaptado de Fuentes, (1997) el cual realizó un promedio de acuerdo a la dispersión de ondas superficiales.

La mayoría de los sismos se localizaron entre 10 y 18 km de profundidad, y sus localizaciones muestran una alineación en dirección al noreste que concuerda con la observada en los edificios volcánicos (Figura 5). Hay otros eventos que ocurrieron principalmente entre el 2 y 3 de marzo que forman una alineación en una dirección noroeste-sureste, dichos eventos se atribuyen a la falla San Juanico Buenavista o a la reactivación de las fracturas orientadas en esa dirección (Pacheco et al. 1999).

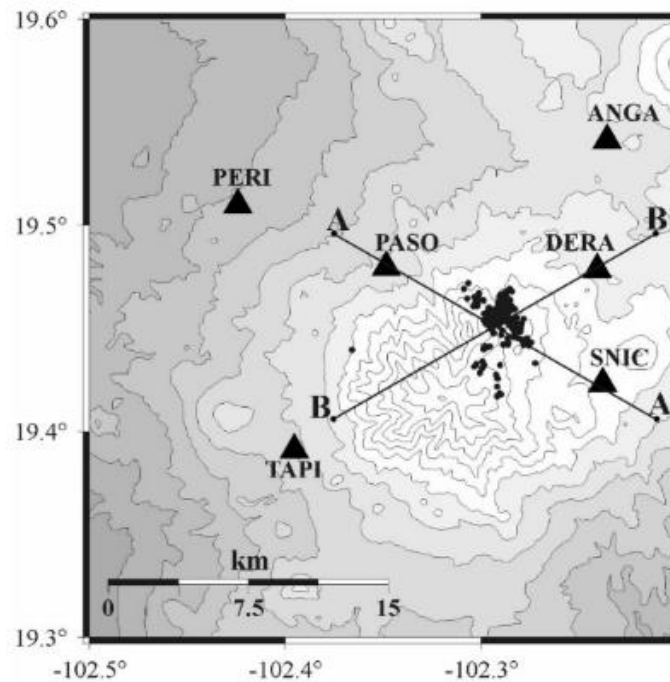


Figura 5. Mapa topográfico donde se presenta la actividad sísmica representada por los puntos negros y las ubicaciones de las estaciones simbolizadas con triángulos, líneas AA' y BB' son secciones realizadas por Pacheco et al. (1999) donde fue tomada la imagen.

Tabla 2. Estructura cortical utilizada por Pacheco et al. (1999).

Grosor (km)	Onda P (Km/s)	Onda S (Km/s)	Densidad (kg/m <sup>3</sup> )
1.5	2.5	1.4	1.5
1.5	5.0	2.8	2.4
3.0	5.5	3.1	2.5
7.0	5.7	3.2	2.6
24.0	6.3	3.6	2.8
∞	7.4	4.2	3.1

De acuerdo con Pacheco et al. (1999) la capa superficial en el campo volcánico es sumamente compleja debido a la acumulación de escombros volcánicos y flujos de lava. Por consiguiente, especularon que las formas de onda muestren grandes efectos de sitio y variaciones de una estación a otra. Se usó la estructura de la corteza determinada a partir de un estudio regional que se muestra en la Tabla 2. Sin embargo, se evaluó cuanto afectaría dicha estructura cortical a un modelo de onda completa puesto que la estructura cortical regional puede que no sea la adecuada para la estructura local. El mecanismo focal obtenido a partir del modelo de la corteza presentado en la Tabla 2 y la evaluación, se usó para generar sismogramas sintéticos aplicando el algoritmo de integración de número de onda de Won-Young Kim (1987). En la Figura 6 se muestra los registros observados (línea continua) y sismogramas sintéticos (línea discontinua) (Pacheco et al. 1999).



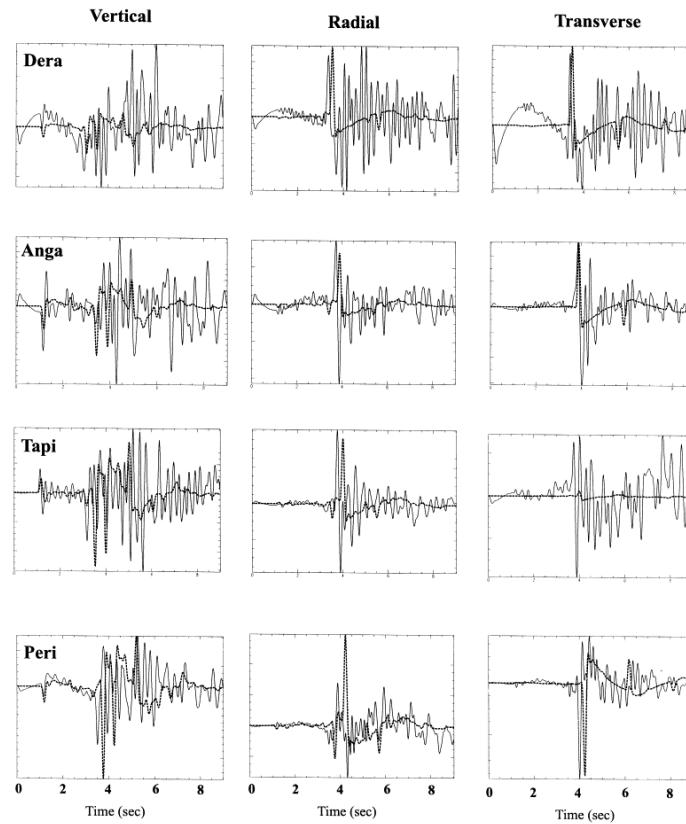


Figura 6. Comparación de sismogramas. Los sismogramas sintéticos representados por la línea discontinua contra los sismogramas observados representado por la línea continua. Las filas muestran los registros de cada una de las estaciones, las columnas muestran las componentes para cada estación. Imagen obtenida de Pacheco et al. (1999).

Los sismogramas observados y sintéticos se filtraron con paso de banda entre 0.2 y 5 Hz, para evitar la contaminación por microsismos en frecuencias bajas y eliminar las frecuencias altas que no se pueden modelar a falta de conocimiento de la estructura cortical. Las ondas P y S sintéticas coinciden con los sismogramas observados tanto en fase como en amplitud. Sin embargo, existen otras complicaciones, como las ondas coda varían mucho de una estación a otra. Una conversión S a P de la corteza media refleja una discontinuidad antes de llegar la onda S y se percibe claramente en los registros verticales. Esta fase en algunas estaciones está bien modelada, pero en otras llega más tarde. Para los registros locales, las ondas primarias (P y S) provenientes desde abajo son simples. Las complicaciones llegan posteriormente sin un conocimiento detallado de la estructura superficial de la corteza, no es posible intentar un modelo de forma de onda completa para recuperar el tensor de momento sísmico, una manera de evitar las complicaciones, es modelar solo las ondas P, SV y SH que viajan de manera directa a las estaciones (Pacheco et al. 1999).

De los 230 eventos mejor ubicados Pacheco et al. (1999), eligieron 27 eventos con una buena relación señal-ruido para efectuar una inversión del tensor de momento. En la Figura 7 se muestra los mecanismos focales de los 27 eventos estudiados. Pacheco et al. (1999) dividieron esos 27 eventos en dos grupos, antes y después del 13 de marzo ya que la mayoría de los sismos posteriores a dicha fecha se alinean con una tendencia NO-SE. La mayoría

soluciones revelan mecanismos de falla normal con un componente lateral izquierdo Figura 7a. A partir de la alineación desarrollada por los eventos posterior al 13 de marzo, Pacheco et al. (1999) sugieren el plano NE-SO como plano de falla para estos eventos. El conjunto de soluciones mostrado en la Figura 7b (gris oscuro) presenta mecanismos de falla compresivos con una componente lateral izquierda. Pacheco et al. (1999) afirman “si estos eventos mantienen la alineación con la orientación NO-SE, el plano de falla debería tener un azimut similar”.

En la Figura 7c. se muestra una sección transversal donde se observan los primeros alineamientos aparecer como una falla vertical de 4 km de ancho y 4 km de largo orientada al NE. Para la otra secuencia de eventos, hay dos posibles orientaciones, cada una de acuerdo con los mecanismos focales (Figura 7d). La primera orientación fue definida por los eventos sucedidos el 2 y 3 de marzo (puntos blancos) mostrando una falla vertical de 4 km de ancho y 2 km de largo orientada en dirección S-SE y un buzamiento abrupto. El segundo conjunto de eventos podría seguir una falla con un buzamiento de  $50^\circ$  en dirección al SO. Las líneas discontinuas en la Figura 7c y Figura 7d representan el plano encontrado. La anisotropía de la corteza puede ser causada por la alineación de fracturas y grietas, una evidencia de esto son los polarigramas de la estación ANGA donde muestran dos ondas S que llegan con una separación de tiempo de 0.15 s y se orientan  $90^\circ$  uno respecto a la otra (Figura 8) (Pacheco et al. 1999).

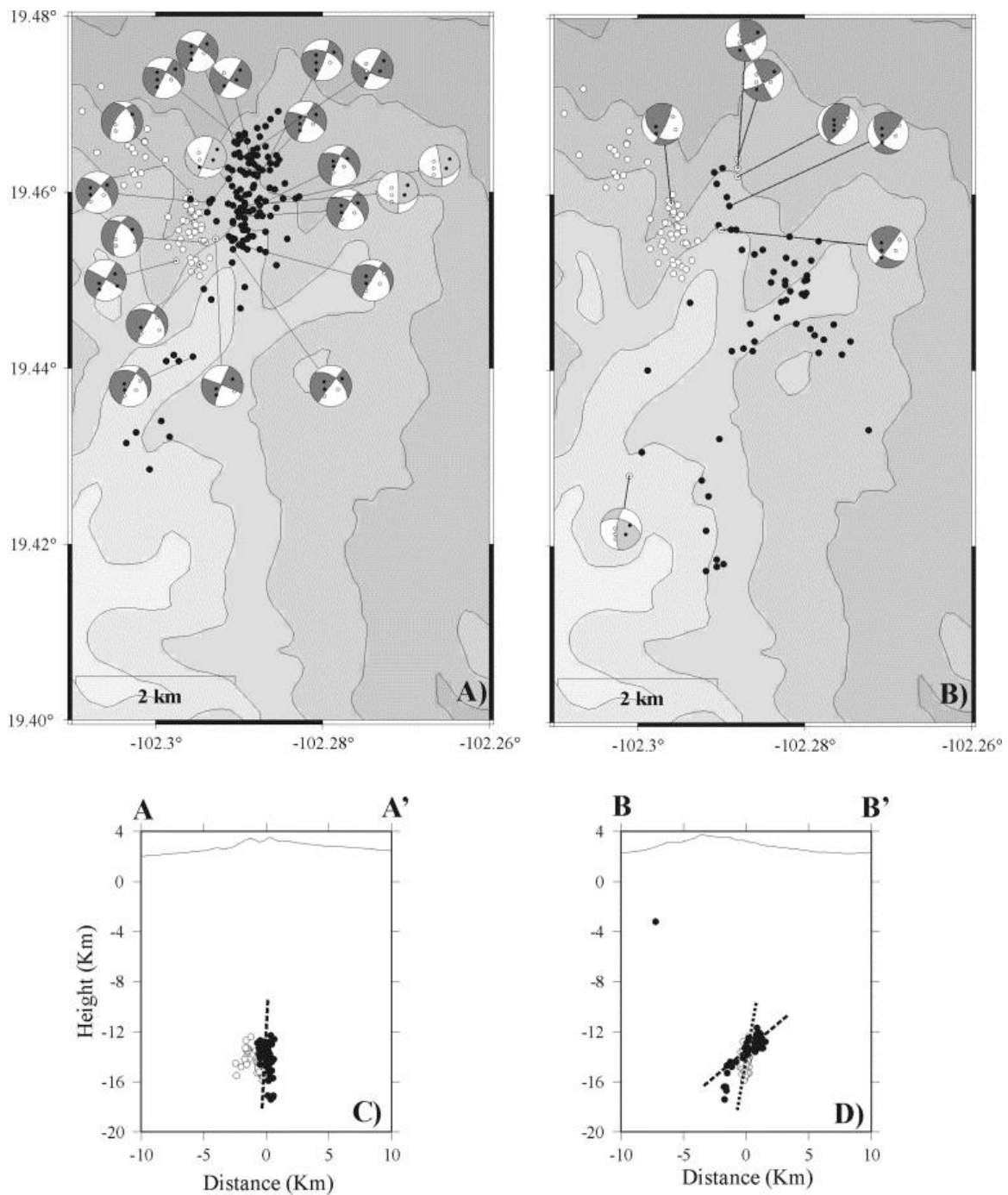


Figura 7. Mapa y perfiles tomados de Pacheco et al. (1999) que muestran los eventos localizados y la resolución focal. A) Eventos ocurridos previo al 13 de marzo. B) eventos ocurridos posterior a 13 de marzo y sus respectivas soluciones focales. C) Corte A-A' donde se puede observar la profundidad y alineación de los eventos. D) Corte B-B' muestra dos alineaciones principales mostradas por las líneas discontinuas. Los puntos blancos representan los eventos sucedidos el 2 y 3 de marzo.

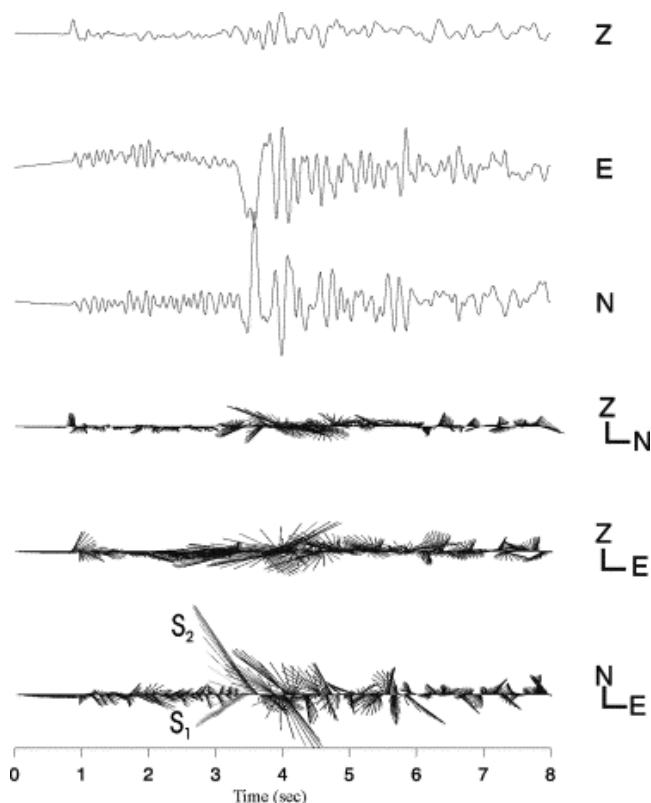


Figura 8. Sismogramas y polarigramas de desplazamiento. Tanto para la onda S Rápida (S1) como la S lenta (S2) en la estación ANGA. Imagen tomada de Pacheco et al. (1999).

Pacheco et al. (1999) midieron la anisotropía de la corteza únicamente con las estaciones ANGA y TAPI. En la estación ANGA estudiaron la birrefringencia sísmica para 142 eventos (Figura 8). Los ángulos de polarización medidos para ondas S rápidas se encuentran entre  $35^\circ$  y  $60^\circ$  con  $52 \pm 14^\circ$  y tiempos de retardo entre  $0.14 \pm 0.02$  s. Lo que se traduce en una anisotropía de la velocidad de la onda S por debajo al 2.5%. Para la estación TAPI midieron 130 ángulos de polarización que van desde los  $40^\circ$  hasta los  $90^\circ$  con un valor promedio de  $67 \pm 14^\circ$ . El tiempo de retardo promedio es  $0.09 \pm 0.02$ s. Lo que nos da una anisotropía para la onda S inferior al 1.5 %. Lo anteriormente mencionado cobra relevancia debido a que Foshag y González-Reyna (1956) observaron dos orientaciones en los respiraderos durante la actividad del volcán Parícutín. La fase eruptiva inicial comenzó con una fisura orientada en dirección E-O, mientras que en las fases posteriores sucedieron en respiraderos orientados en dirección NE. Pacheco et al. (1999) atribuyen la anisotropía en la estación ANGA a las fracturas que se crearon en la fase tardía de la erupción del volcán Parícutín, debido a que la mayoría de los sismos cruzan el volcán para llegar a la estación.

Pacheco et al. (1999) concluyen que debido a los depósitos de cientos de volcanes jóvenes dificultan en demasía el mapeo de fallas en el triángulo de Michoacán, por ende, cualquier estudio de fallas se debe basar en las ubicaciones de los sismos y sus mecanismos focales. Si bien, en el estudio se lograron localizaciones confiables para 230 eventos de un enjambre que se situó entre los volcanes Tancítaro y Parícutín, no se pudo obtener una solución a los mecanismos focales de primer movimiento fiables. La sismicidad se concentró entre 10 y 18

km de profundidad. Lograron hacer soluciones de mecanismos focales mediante una inversión usando las ondas P, SV y SH, los resultados evidencian dos tipos de eventos. El primer grupo de eventos que se agrupa en una orientación NE y revelan fallas laterales izquierda con una componente normal en un plano  $\sim 210^\circ$  y un buzamiento  $\sim 85^\circ$ . El segundo grupo se conforma en eventos alineados paralelamente a la falla San Juanico-Buenavista, muestran una compresión en una falla de rumbo lateral izquierda en un plano  $\sim 140^\circ$  y un buzamiento  $50^\circ$  al SO (Pacheco et al. 1999).

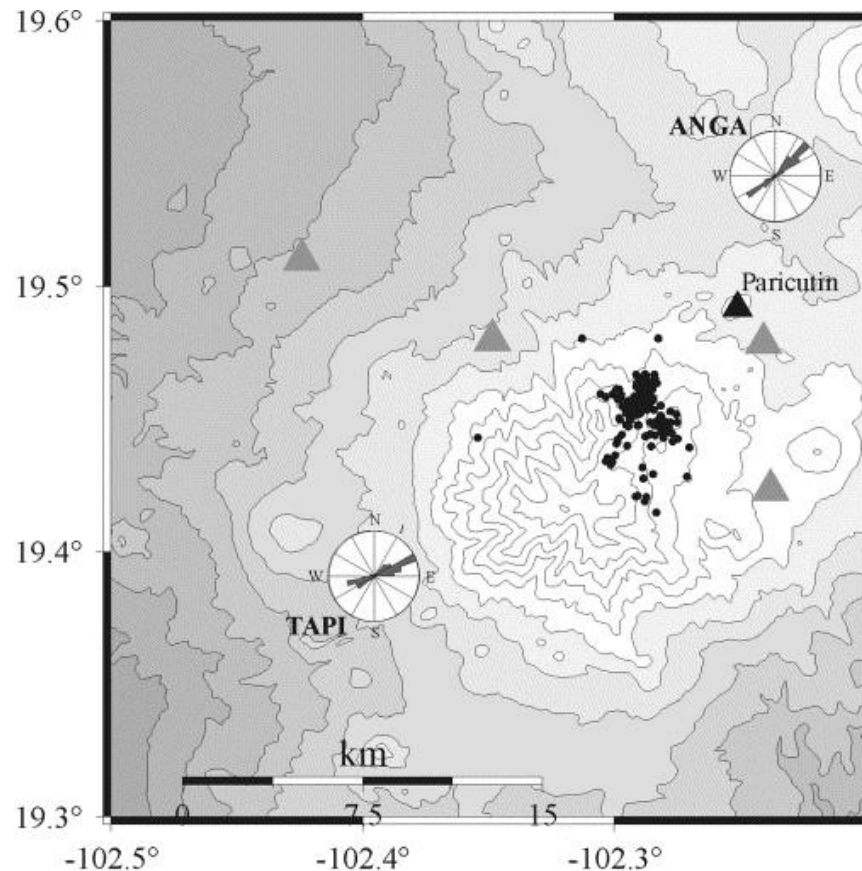


Figura 9. Mapa que muestra el ángulo de polarización medido para la onda S en dos estaciones. Tomado de Pacheco et al. (1999).

Pacheco et al. (1999) sostienen que de acuerdo con el estudio de birrefringencia de ondas S, las fracturas se encuentran preferentemente orientadas al NE (Figura 9), en coincidencia con la alineación principal de eventos durante el enjambre y la alineación promedio de centros volcánicos. En consecuencia, se afirma que el eje de tensión compresional máximo se orienta al NE y el mínimo al NO (Figura 9).

Entre febrero de 2006 y junio de 2007, dos redes sísmicas fueron puestas en operación para estudiar la subducción de la placa de Rivera y el vulcanismo de la porción oeste de la FVTM. Se instalaron quince sismómetros que consistían en una combinación de Güralp CMG-3T y Streckeisen STS-2 como parte del proyecto de mapeo de la zona de subducción de la placa de Rivera (MARS). Adicionalmente se agregaron doce Güralp CMG-40T como parte del experimento de la sismicidad profunda del Volcán de Colima (CODEX) a lo largo del Oeste

de México. Uno de los objetivos de estos proyectos era crear un catálogo de sismos, posibles detecciones usando el algoritmo STA/LTA por todas las estaciones y canales. En total se creó un catálogo de más de 4000 sismos en el oeste de México desde febrero de 2006 hasta mayo de 2007, de los cuales alrededor de 700 eventos se localizaban en el CVMG desde el 21 de mayo hasta el 2 de Julio de 2006. 314 eventos fueron analizados manualmente y relocalizados (Figura 11). La profundidad de los eventos se concentra arriba de los 15 km superiores de la corteza, la magnitud de los eventos se encuentra ente 2.4 y 3.7 (Gardine et al. 2011).

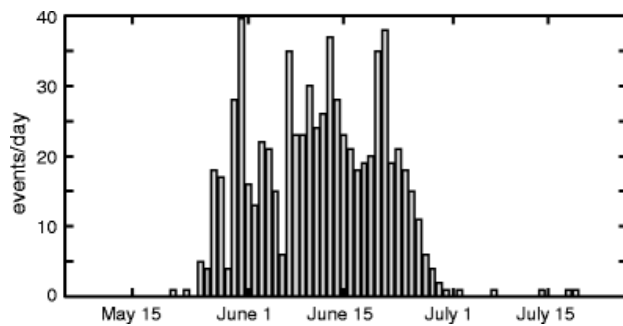


Figura 10. Histograma que muestra el número de sismos localizados por día asociados al enjambre, tomado de Gardine et al. (2011).

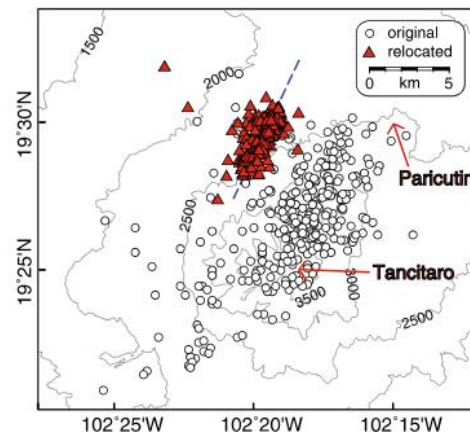


Figura 11. Mapa que muestra la diferencia entre los sismos localizados (círculos) y relocalizados (triángulos rojos) por Gardine et al. (2011) de donde fue obtenida la imagen.

La Figura 10 muestra la tasa diaria de eventos durante el enjambre, los valores alcanzan su punto máximo alrededor de 40 eventos el 31 de mayo. Se calculó un valor  $b$  de 2.45 para el enjambre usando un ajuste estándar de mínimos cuadrados ponderados, encontrando el mejor ajuste a la frecuencia. Un valor  $b$  cercano a 1.0 es típico de enjambres sísmicos tectónicos, y valores más altos son asociados a ambientes volcánicos, por ende, el origen del enjambre es a causa de la actividad magmática. La distribución principal del enjambre fue noreste-suroeste, y previos trabajos muestran que el CVMG se encuentra en un ambiente tectónico de carácter o extensional, además de que el esfuerzo compresional máximo es en la dirección noreste-suroeste, en consecuencia, se puede esperar el emplazamiento de un dique en el régimen de esfuerzos menor (noreste-sureste) (Gardine et al. 2011).

En su estudio Gardine et al. (2011) llevo a cabo un análisis de los hipocentros que consistió en comparar los tiempos diferenciales de llegada entre estaciones donde muestran los tiempos de llegada entre dos estaciones (Figura 12). Las estaciones se instalaron una al norte del enjambre (MA18) y otra al sur del enjambre (MA53). Las formas de onda se alinearon por Gardine et al. (2011) para que la llegada de la onda P en la estación MA18 se establezca en el tiempo 0. Las llegadas de onda P en MA53 muestran un movimiento constante en relación

con MA18 con un tiempo de seis días. Las ondas P llegan progresivamente más tarde en MA53. Según Gardine et al. (2011) este patrón se explica fácilmente por los hipocentros que se acercan a MA18 y se alejan de MA53, mostrando una migración hacia el norte.

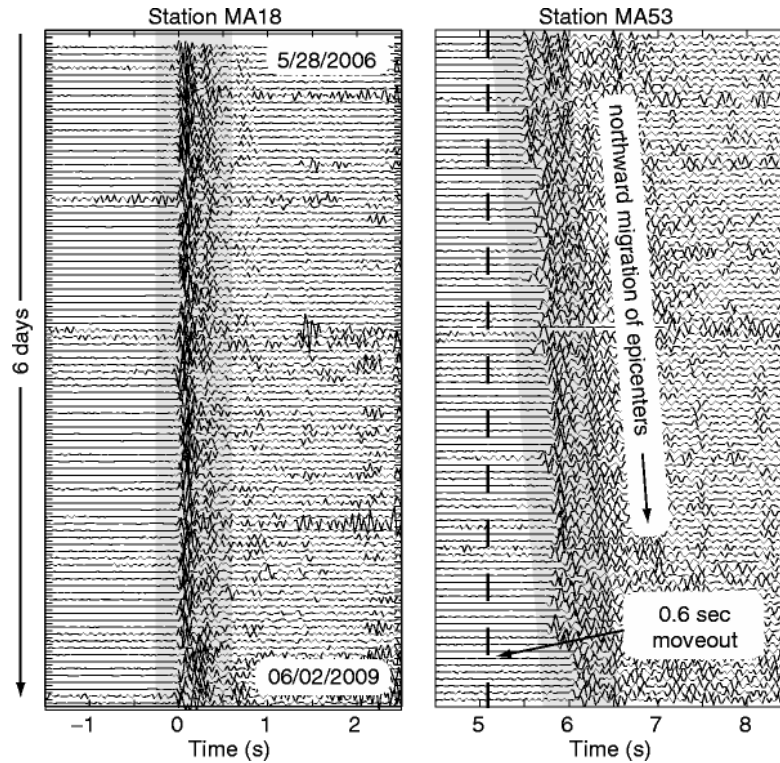


Figura 12. Formas de onda que muestran la llegada de ondas P en dos estaciones sísmicas, MA18 y MA53. La estación MA18 se instaló aproximadamente a 15 km al noroeste del enjambre, por su parte MA53 se instaló aproximadamente a 60 km al suroeste del enjambre. Obtenida de Gardine et al. (2011).

Para reubicar los sismos Gardine et al. (2011) usaron el algoritmo de doble diferencia de Waldhauser y Ellsworth, (2000), el cual busca minimizar los residuos de tiempo de viaje entre pares de sismos ajustando la diferencia de vectores entre los hipocentros reduciendo así el efecto de la estructura de velocidad en las ubicaciones relativas de los eventos. Este método ha sido usado con éxito en ambientes tectónicos y volcánicos.

Usó diferencias de tiempo de viaje en las llegadas de ondas P y S para cada par de eventos separados por menos de 10 km y se usó un modelo de velocidad de 1-D (Tabla 3) asumiendo una constante de onda P a S de 1.76 y un gradiente de velocidad constante entre capas. El enjambre tuvo un desarrollo en un área de 3 km × 5 km orientado de noreste-suroeste (Figura 11), justo al norte del volcán Tancítaro y al oeste del Parícutín con profundidades entre 4 y 9 km. Las locaciones de los sismos reubicados no son absolutas pero el agrupamiento es consistente. Existe un pequeño desplazamiento de los epicentros hacia el noroeste que probablemente sea causado por las diferencias entre el modelo de velocidad para las ubicaciones iniciales y el usado para las reubicaciones. La evolución de los eventos reubicados muestra los primeros eventos en mayo donde los hipocentros son más profundos (8 km aproximadamente) y se ubican al suroeste. Posteriormente, los hipocentros migran a una menor profundidad a una velocidad aproximada de 230 metros/día y hacia al noreste a 350 metros/día. Después del 7 de junio los eventos dejan de ser poco profundos y se estancan entre 5 y 6 km de profundidad, pero comienzan a migrar al suroeste alrededor de 120 metros/día. Al final del enjambre los eventos migraron hacia el suroeste a casi la posición original solo que a profundidades menores (Figura 13) (Gardine et al. 2011).

Tabla 3. Modelo de velocidad 1-D para el oeste de México derivado de la inversión de los tiempos de viaje. Tomado de Gardine et al. (2011).

Profundidad hasta la parte superior de la capa (km)	Velocidad de P (km/s)
0.0	5.26
3.0	5.56
6.0	5.87
9.0	6.07
12.0	6.41
15.0	6.71
18.0	7.01
30.0	7.41



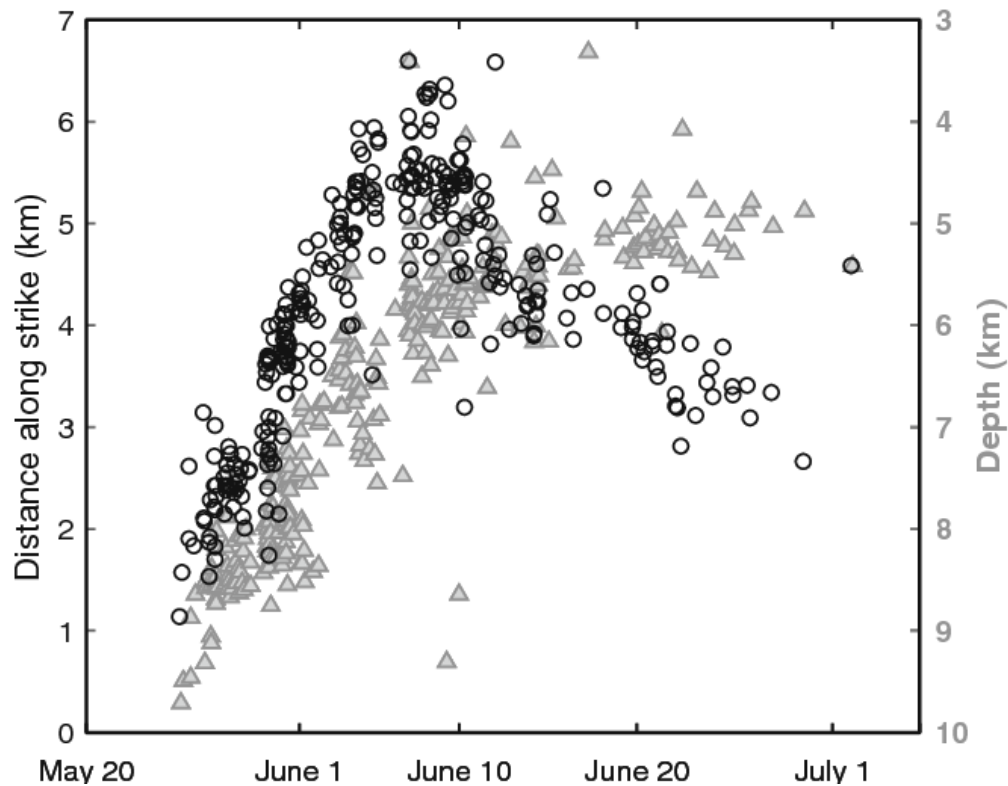


Figura 13. Distancia epicentral de los sismos relocalizados a lo largo del rumbo del enjambre con respecto al tiempo (círculos). Se muestra también las profundidades de los sismos reubicados con el tiempo (triángulos). Los eventos muestran una migración constante a lo largo del rumbo como en la profundidad con respecto al tiempo. Imagen tomada de Gardine et al. (2011).

De acuerdo con Gardine et al. (2011) es preciso tener en cuenta que en el CVMG se produce tanto actividad tectónica como actividad volcánica, por ello vale la pena analizar los mecanismos focales de los primeros movimientos de ondas P con el objetivo de encontrar patrones en los planos de falla lo que nos indicaría el movimiento en una sola falla. En total se obtuvieron los mecanismos focales de 56 eventos mostrados en la Figura 13. Si el enjambre fue causado por un movimiento progresivo a lo largo de una falla se esperaría ver mecanismos focales similares a lo largo de la secuencia. La Figura 14 muestra que este patrón no es apreciable.

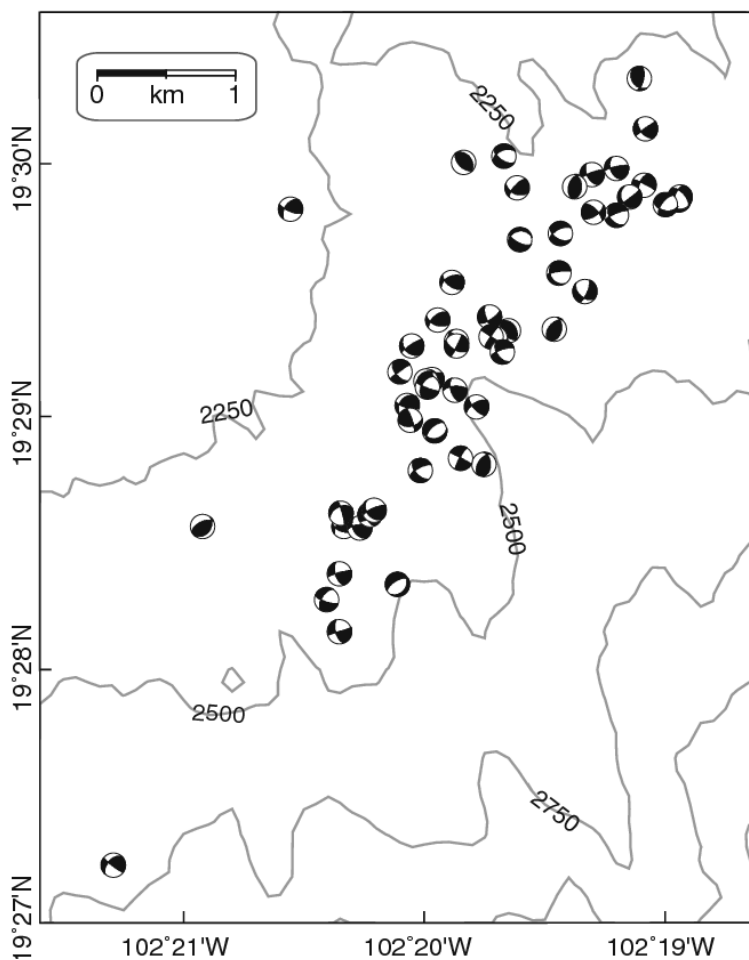


Figura 14. Mapa que muestra los epicentros relocalizados para 56 sismos con mecanismos focales. Tomado de Gardine et al. (2011).

Asimismo, Gardine et al. (2011) contrasta con los resultados obtenidos del enjambre de 1997 por Pacheco et al. (1999). Ambos enjambres se alinearon en una dirección noreste-suroeste con epicentros ubicados dentro de 10 km. Sin embargo, los mecanismos focales para el enjambre de 1997 mostraron una variación considerable, que van desde el lateral izquierdo al lateral derecho, similar a los datos presentados por Gardine et al. (2011).

Para el enjambre presentado de mayo a julio de 2006 se concluye con base en la evidencia mostrada que su causa se relaciona a el movimiento de magma a través de la corteza superior, tomando en cuenta que presenta casi todas las características asociadas a los enjambres de sismos volcánicos (Figura 15). Con base en la migración constante del enjambre antes del 7 de junio en una extensión horizontal de 5 km, la fuente de los sismos puede haber sido la inyección del magma a lo largo de un dique. Durante este intervalo de tiempo, las polaridades del primer movimiento fueron variadas entre compresión y dilatación, con lo que se explica los variados mecanismos focales del enjambre. Si los sismos fuesen a causa de una falla a través de las rocas debido a la tensión, los primeros movimientos deberían mostrar solo llegadas de compresión. Además, existen otros indicativos como lo son un valor  $b$

notablemente alto, tendencia lineal en los epicentros, ascenso vertical de los hipocentros, migración lateral constante de los hipocentros (Gardine et al. 2011).

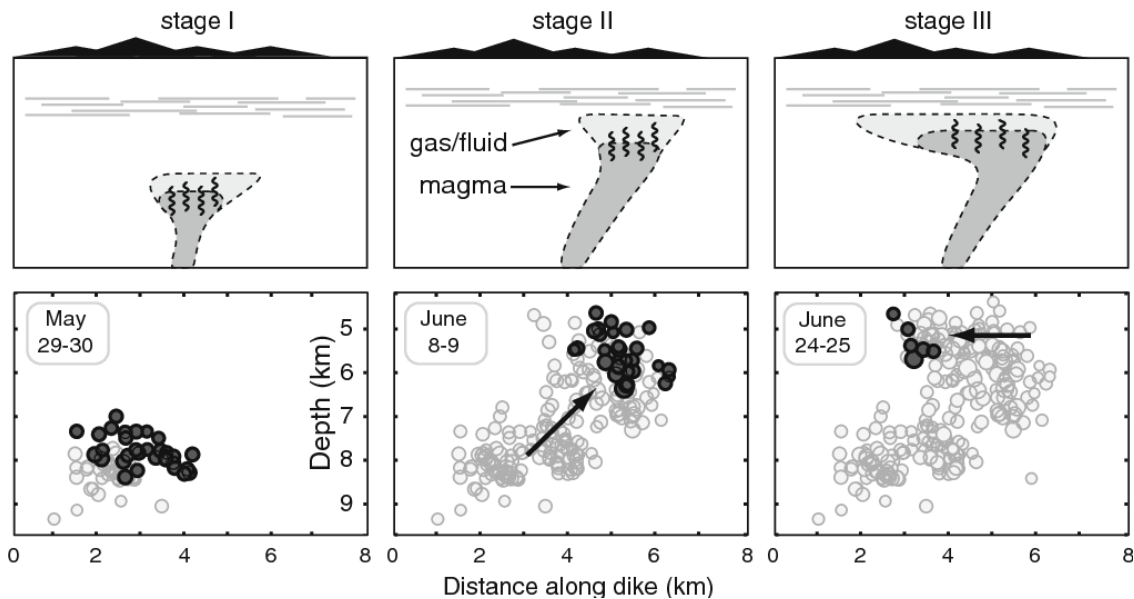


Figura 15. Modelo conceptual del enjambre realizado por Gardine et al. (2011)

En consecuencia, la actividad sísmica de la zona ha sido frecuente, tanto previo como posterior al nacimiento del volcán Parícutín. Si bien Pacheco et al. (1999) y Gardine et al. (2011) han obtenido conclusiones acerca del origen de los enjambres en la región es importante tener localizaciones precisas ante el escenario de un ascenso de magma que pueda derivar en una erupción volcánica. Tomando en cuenta que para esta región Larrea et al. (2019) aludió a una tasa de recurrencia aproximada 200-400 años considerando las últimas edades de los conos monogenéticos más recientes.

## b. Objetivos

### i. Generales

- Detección y localización de los eventos sísmicos en el área circundante al volcán Pico de Tancítaro con diferente número de estaciones sísmicas de tres componentes.

### ii. Particulares

Para la solución del objetivo general se plantearon los siguientes objetivos específicos:

- Instalación de estaciones sísmica en campo y recolecta de datos.
- Estudio teórico de la determinación de la incidencia y del azimut.
- Análisis de datos por medio de diferentes metodologías de acuerdo con el número de estaciones propuestas para lograr la localización.
- Determinar las localizaciones de los hipocentros con una sola estación, validando y evaluando los errores con las localizaciones obtenidas con varias estaciones.
- Contrastar los resultados obtenidos y los resultados del Servicio Sismológico Nacional.

## II. Marco Teórico

El sistema tectónico de la Tierra se debe al movimiento de la litosfera (capa más externa y frágil), que se divide en un mosaico de placas con movimientos independientes. Los límites entre las placas son las áreas con mayor dinámica en el mundo (Frisch et al. 2011, p. 1). El tamaño de las placas es significativamente diferente. La litosfera varía en espesor desde 70 a más de 150 km. Consta de dos componentes, la corteza y la parte litosférica del manto. El manto litosférico se comporta de manera frágil contrastando con el manto subyacente que se comporta de manera dúctil (Frisch et al. 2011, p. 4).

Entre el 5 y 60 % de las placas tectónicas pertenece a la corteza terrestre que se divide de manera general en dos tipos, continental y oceánica. La corteza continental tiene un espesor promedio de 30-40 km, pero se puede extender hasta los 70 km debajo de las cadenas montañosas. Por su parte la corteza oceánica tiene espesores típicos entre 5-8 km (Frisch et al. 2011, p. 4).

Asimismo, las placas litosféricas se mueven unas contra otras con diferentes direcciones. Los movimientos de placas da como resultado tres tipos de límites de placa: divergente (Figura 16), convergente (Figura 17) y transformante (Figura 18) (Frisch et al. 2011, p. 5). También produce fricciones y deformaciones al interior de las placas que van acumulando esfuerzos. Cuando ese esfuerzo rebasa el límite de ruptura de las rocas se producirá una fractura en forma súbita. Esa energía liberada se propagará en forma de ondas lo que conocemos como sismo.

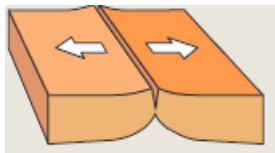


Figura 16. Diagrama representativo de un límite divergente. Tomado de Frisch et al. (2011)

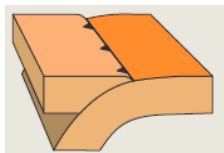


Figura 17. Diagrama representativo de un límite convergente. Tomado de Frisch et al. (2011)

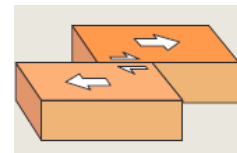


Figura 18. Diagrama representativo de un límite transformante. Tomado de Frisch et al. (2011)

### a. Fuentes sísmicas

Las fuentes sísmicas son los sitios generadores de eventos sísmicos y se pueden dividir principalmente en dos ramos muy generales de acuerdo con la zona en la que se encuentre el hipocentro: interplaca e intraplaca. Tomando en cuenta que el hipocentro o foco de un sismo se considera como la localización física de la iniciación del proceso de ruptura (Figura 19). Cabe mencionar que no es un punto definido en el medio, sino una área (Havskov, Jens. Bormann. 2011) (Figura 19). Por su parte es importante recordar que el epicentro de un sismo es la proyección a la superficie terrestre del hipocentro (Havskov, Jens. Bormann. 2011) (Figura 19).

La zona interplaca hace referencia a los eventos asociados de manera directa al contacto entre placas tectónicas. Así mismo, los sismos intraplaca generalmente se generan a causa de fallas

geológicas en la corteza. Debido a que la litosfera es más fría y con la acumulación lenta y continua de los esfuerzos tectónicos, provocan que la litosfera no se pueda deformar lo suficientemente rápido acumulando esfuerzos hasta alcanzar el punto de ruptura provocando fracturas en la corteza denominadas fallas geológicas.

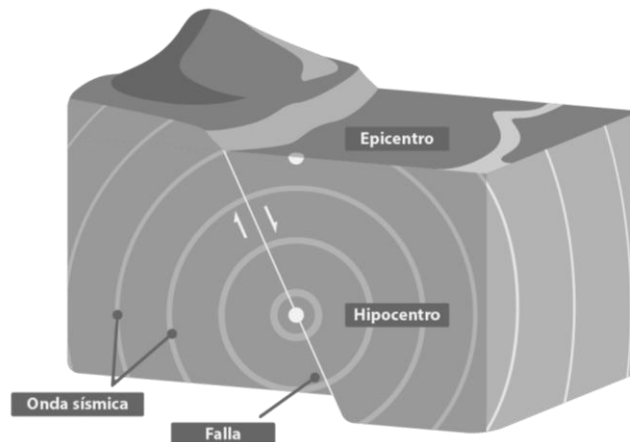


Figura 19. Epicentro e Hipocentro de un sismo (Imagen editada por Gómez Maya Ben Lamat).

#### i. Fallas y tipos

Las fallas geológicas son fracturas donde el deslizamiento se desarrolla principalmente por procesos de deformación frágil (Ben A y Stephen 2004, p. 169). Se describe una falla a partir del ángulo de buzamiento (con referencia a una línea horizontal en la falla) y a partir del movimiento relativo entre los bloques. Se distinguen principalmente tres tipos.

##### Falla Normal

Se genera a partir de un bloque que cae con respecto a otro que guarda su posición original. Este tipo de falla se genera en un medio donde los esfuerzos son de carácter distensivo (Ben A & Stephen 2004, p. 170) (Figura 20).

##### Falla Inversa

Al contrario de las fallas normales en este tipo de falla un bloque se encima respecto a otro que guarda su posición original. Se generan en medios donde los esfuerzos son de carácter compresivo (Ben A & Stephen 2004, p. 170) (Figura 21).

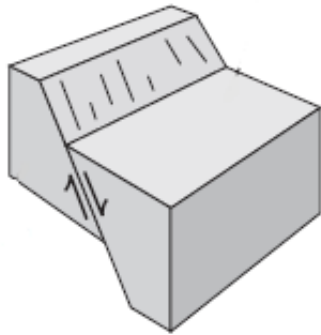


Figura 20. Diagrama que ilustra una falla normal. Tomado y modificado de Ben A & Stephen (2004).

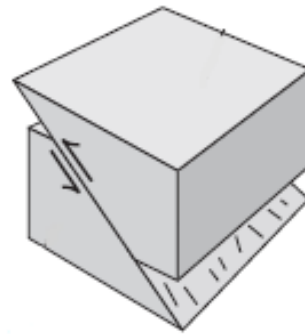


Figura 21. Diagrama que ilustra una falla inversa. Tomado y modificado de Ben A & Stephen (2004, p. 170).

### Falla Transformante

Los bloques tienden a desplazarse horizontalmente uno respecto al otro. Aunque el sentido de deslizamiento en este tipo de fallas puede ser de dos maneras. Imagine que está parado sobre la falla transformante con un pie en cada bloque. Si el bloque de la derecha se mueve hacia usted y el bloque de la izquierda se aleja es una falla dextral (Figura 23). Por el contrario, si el bloque que se acerca se encuentra a su izquierda y el que se aleja está a su derecha es una falla siniestral (Figura 22) (Ben A & Stephen 2004, p. 170).

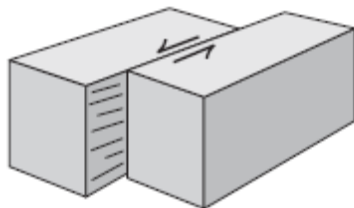


Figura 22. Representación gráfica de una falla transformante de sentido siniestral. Tomado y modificado de Ben A & Stephen (2004).

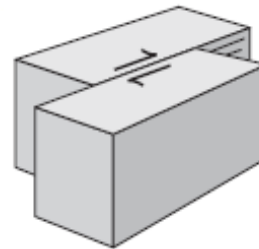


Figura 23. Representación gráfica de una falla transformante de sentido dextral. Tomado y modificado de Ben A & Stephen (2004, p. 170).

## ii. Sismos Volcánicos

Los sismos han sido asociados a las erupciones volcánicas desde la antigüedad. El primer volcán estudiado por la sismicidad producida fue el Vesubio ya que es el primero en el que los textos científicos mencionan la actividad sísmica y el primero en el que se empleó equipamiento de sismología en 1847 de acuerdo con (Zobin 2012, p. 9).

Como ciencia, la sismología volcánica nació gracias al sismólogo Japonés Fusakichi Omori comenzó sus investigaciones de señales sísmicas relacionadas con las erupciones de 1910 de los volcanes Usu y Asama, en Japón (Zobin 2012, p. 9).

Los sismos volcánicos se pueden clasificar de acuerdo con las diferentes formas de onda en cuatro diferentes tipos, esta clasificación fue propuesta por Minakami (1974) y es mencionada por Zobin (2012, p. 15) de acuerdo a la localización, relación con las erupciones y la naturaleza de los movimientos sísmicos:

### Sismos Tipo-A

Son sismos originados a profundidades desde 1 a 20 km. Son eventos previos y/o durante la primera etapa de la actividad eruptiva y se presentan en forma de enjambres. Son menores a magnitud 6, la naturaleza de este tipo de movimientos no se puede distinguir claramente de los sismos tectónicos. La fase P y S de las ondas están definidas notoriamente (Figura 24a) (Zobin 2012, p. 17).

### Sismos Tipo-B

Los hipocentros están delimitados en un área no mayor a 1 km de radio alrededor del cráter activo. Los hipocentros son menos profundos que los sismos de A-tipo (cientos de metros de profundidad). Las magnitudes de estos son extremadamente pequeñas, predominan las ondas superficiales y la fase S no es del todo clara (Figura 24b) (Zobin 2012, p. 17).

### Sismos de explosión

Sismos que vienen acompañados individualmente a las erupciones explosivas individuales. La amplitud de estos eventos está relacionada con la magnitud de las erupciones explosivas. Las longitudes de onda son exageradamente largas, bien se pueden comparar con los sismos de tipo-A volcánicos y tectónicos. El movimiento inicial en cualquier dirección es de empuje. Los hipocentros se localizan justo debajo del cráter activo (Figura 24c) (Zobin 2012, p. 17).

### Pulsaciones o micro tremores volcánicos continuos

La característica principal de estas vibraciones consiste en ondas de superficie y tiene una forma sinusoidal irregular de larga duración comparado con eventos de la misma amplitud.

Todos los tipos de sismos volcánicos anteriormente mencionados pueden formar parte de una sola erupción. Desde luego que, para cada volcán, los sismólogos usan su propia clasificación con descripciones más detalladas para cada evento (Zobin 2012, p. 18).

Zobin (2012, p. 20) considera dos grupos de sismos volcánicos que incluyen todos los anteriormente mencionados. El primer grupo incluye sismos generados por estrés a causa de la migración del magma en la corteza terrestre. Son causados por fallas de corte o tensión y tienen lugar durante el movimiento del magma desde la profundidad a la superficie de la Tierra, produciendo rupturas en la punta del cuerpo de magma y dentro de los sistemas de fallas adyacentes. A este grupo Zobin (2012, p. 20) los llama sismos vulcano-tectónicos. Estos eventos son muy importantes para el pronóstico de erupciones volcánicas (Figura 24d).

El segundo grupo se conforma por los sismos originados a causa de la actividad magmática dentro del conducto volcánico, durante explosiones volcánicas, asociados al crecimiento del domo de lava, a el movimiento de flujos de lava, a flujos piroclásticos y lahares (Figura 24d) (Zobin 2012, p. 20).

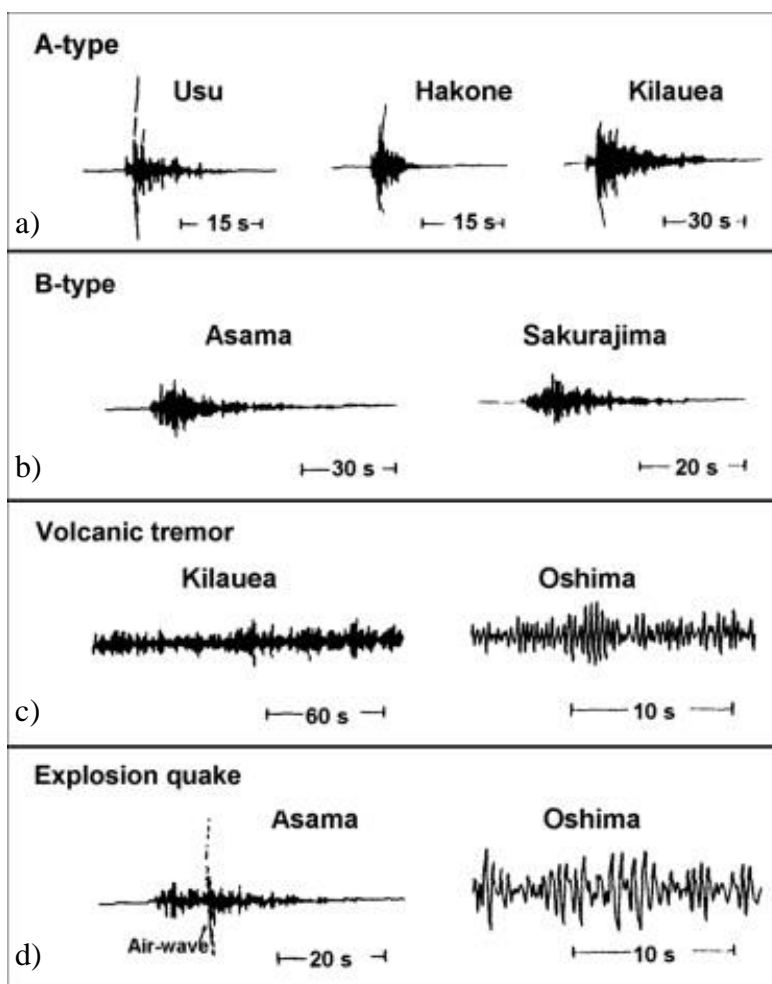


Figura 24. Forma de onda de tipos de sismos de acuerdo con la clasificación realizada por Minakami para sismos volcánicos. Imagen tomada de Zobin (2012, p. 17).

## b. Ley de Gutenberg-Richter

El número de sismos que ocurren por año alrededor del mundo varía con la magnitud, siendo más comunes los sismos con menor magnitud. Esta observación fue realizada por Gutenberg-Richter en la década de 1940 mediante la relación logarítmica presentada a continuación (Gutenberg, B. Richter 1949):

$$\log N = a - bM, \quad (1)$$

Donde  $N$  es el número de sismos de magnitud mayor o igual a  $M$  ocurridos en un tiempo determinado y en una zona específica. La distribución es descrita por una relación lineal, con constantes  $a$  y  $b$ . La constante  $b$  comúnmente también conocida como  $b$  - *value*.

$a$  depende de la cantidad de sismos en el tiempo de muestreo en una determinada región,  $b$  frecuentemente se encuentra alrededor de 1, además es relacionado a la geología y el estrés local. Es decir, la relación Gutenberg-Richter además de mostrar la relación entre la magnitud de los eventos sísmicos y su frecuencia ayuda a caracterizar físicamente las condiciones del



material fracturado (Zobin 2012, p. 279). Valores altos para  $b$  hacen referencia a gran cantidad de eventos pequeños y viceversa (Carrillo 2020).

### c. Propagación de ondas sísmicas

Una onda mecánica se define como una perturbación que viaja por un material o una sustancia que es el medio de la onda. Al viajar o propagarse la onda por el medio, las partículas que constituyen dicho medio sufren desplazamientos de varios tipos, de acuerdo con la naturaleza de la onda. Las ondas sísmicas transmiten energía por medio del desplazamiento elástico de las partículas del medio y se pueden clasificar principalmente en dos tipos. Ondas de volumen y ondas superficiales.

#### i. Ondas de Volumen

Las ondas de volumen son clasificadas como ondas P y ondas S. La onda P es denominada así por ser la primera en llegar, es una onda de compresión es decir que de acuerdo en la dirección en la que se propaga produce compresiones y dilataciones por el medio en el que viajan (Figura 25). La polarización en las ondas P es un movimiento oscilatorio alrededor de un punto fijo paralelo a la dirección de propagación.

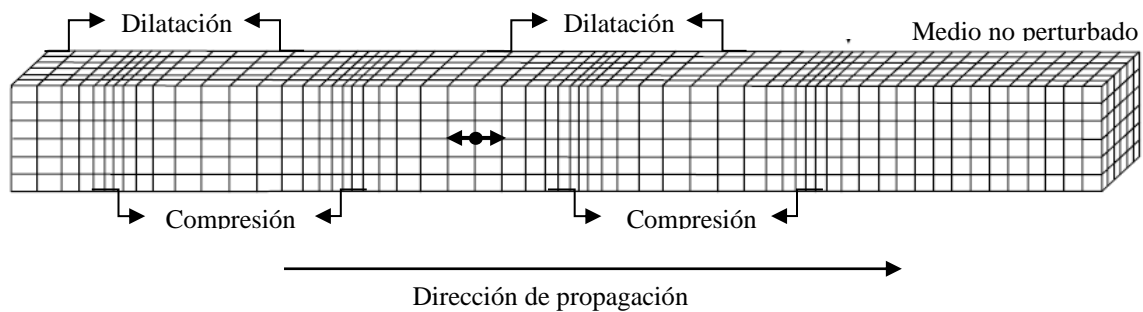


Figura 25. Onda compresional propagándose en un medio. Figura modificada de Stein & Wysession, (2003, p. 57).

Por su parte las ondas S serán las segundas en llegar y pertenecen a las ondas de corte u ondas de cizalla. La polarización en este caso es un movimiento perpendicular a la dirección de propagación (Figura 26).

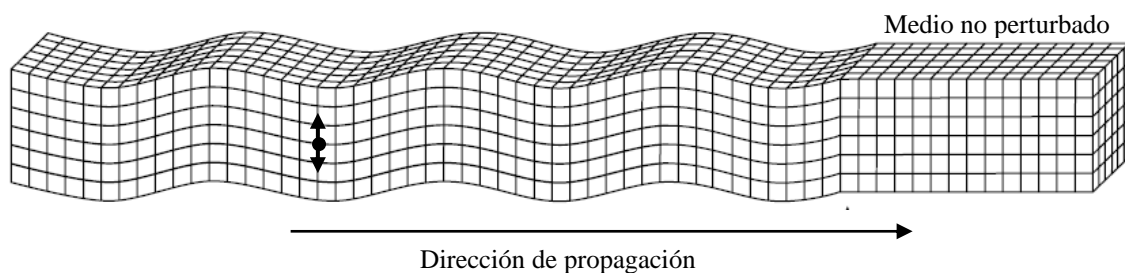


Figura 26. Onda S propagándose a través de un medio. Figura modificada de Stein & Wysession, (2003, p. 57)..

## ii. Ondas de Superficie

Las ondas superficiales solo se propagan por las capas más superficiales de la Tierra, que se pueden dividir en ondas de Rayleigh y ondas de Love. Las ondas de Rayleigh son provocadas por el movimiento de las partículas en forma elíptica (Figura 27). Por su parte las ondas de Love se originan en la interfaz de dos medios con propiedades mecánicas diferentes y provoca que las partículas se muevan perpendicularmente a la dirección de propagación de la onda muy similar a las ondas S (Figura 28).

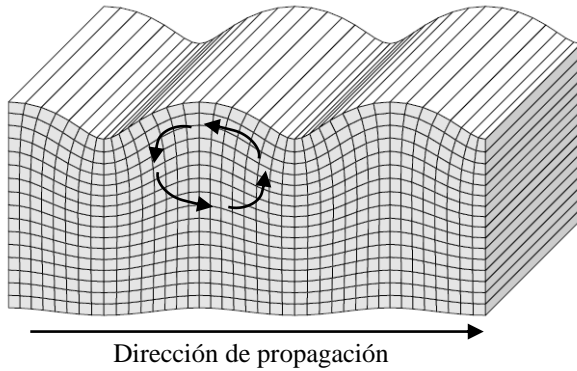


Figura 27. Movimiento de una onda de Rayleigh. Figura modificada de Shearer, (2009, p. 220).

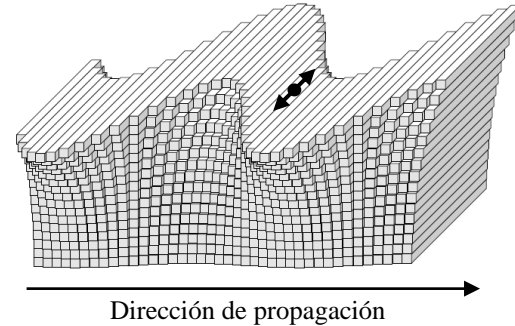


Figura 28. Movimiento de una onda de Love. Figura modificada de Shearer, (2009, p. 220).

## iii. Ecuación de onda

La ecuación de onda nos proporciona una relación entre el tiempo y el espacio derivado del desplazamiento  $u(x, t)$ . Las ondas en campo lejano se asemejan a una onda plana. Una onda es plana cuando su amplitud es constante a lo largo de un plano normal a la dirección de propagación (Vistnes 2016). Es un modelo matemático para la solución a la ecuación de onda (ver Ec.(2)), en la cual el desplazamiento varía solo en la dirección de propagación de la onda. En otras palabras, son planos perpendiculares a la dirección de propagación y en las direcciones ortogonales se mantiene constante. El concepto de onda se define matemáticamente de acuerdo con Stein & Wyssession (2003, p. 30) como la solución de la ecuación de onda:

$$\frac{\partial^2 u(x, t)}{\partial x^2} = \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 u(x, t)}{\partial t^2} \quad (2)$$

Viajando a lo largo del eje  $x$  puede expresarse matemáticamente como lo representa la ecuación (3):

$$\mathbf{u}(x, t) = \mathbf{U}e^{i(kx - \omega t)} \quad (3)$$

Es importante tener presente los conceptos físicos presentados a continuación puesto que serán de usados más adelante:

### Periodo ( $T$ )

El periodo ( $T$ ) es el tiempo que tarda un punto en realizar una oscilación completa desde su punto de equilibrio.

### Frecuencia ( $f$ )

La frecuencia ( $f$ ) es el número de ciclos durante una unidad de tiempo ( $T$ ), siempre es positiva

$$f = \frac{1}{T} \quad (4)$$

### Frecuencia angular ( $\omega$ )

La frecuencia angular ( $\omega$ ) representa la constancia del movimiento circular expresada en proporción del cambio de ángulo.

$$\omega = 2\pi f \quad (5)$$

### Longitud de onda ( $\lambda$ )

La longitud de onda es la distancia que existe entre dos puntos de una onda repetitiva que presenta el mismo patrón de forma. Por ejemplo, la distancia entre una cresta y otra, en una onda senoidal o la distancia entre un valle y otro en la misma. En la Figura 29, se muestra gráficamente la definición en cuestión, denotada con la letra griega  $\lambda$ .

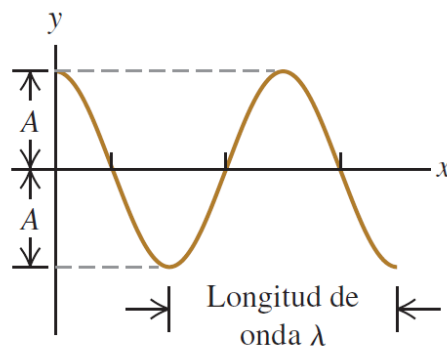


Figura 29. Gráfica de una función ondulatoria donde se explica gráficamente la definición de longitud de onda. Imagen tomada de Freedman & Zemansky (2009, p. 493).

### Vector de onda ( $k$ )

El vector de onda indica la dirección en la que se propaga la onda. Su magnitud es el número de onda y matemáticamente se define como:

$$k = \frac{2\pi}{\lambda} \quad (6)$$

### Velocidad de fase de la onda ( $c$ )

La velocidad de fase de la onda es la rapidez con la que la onda se propaga en un medio. Es igual al producto de la frecuencia ( $f$ ) por la longitud de onda  $\lambda$ .

$$c = f * \lambda \quad (7)$$

También se puede definir como el producto de la división de la frecuencia angular ( $\omega$ ) entre la magnitud del vector de onda.

$$c = \frac{\omega}{|k|} \quad (8)$$

Si retomamos la definición de  $\lambda$  de la Ec.(7) podemos reescribir la ec. (6) como:

$$k = \frac{\omega}{c} \quad (9)$$

Notamos  $\alpha$  y  $\beta$  las velocidades de las ondas P y S, respectivamente. Entonces, podemos escribir:

$$k_p = |\mathbf{k}_p| = \sqrt{k_x^p{}^2 + k_y^p{}^2} = \frac{\omega}{\alpha} \quad (10)$$

$$k_s = |\mathbf{k}_s| = \sqrt{k_x^s{}^2 + k_y^s{}^2} = \frac{\omega}{\beta} \quad (11)$$

### Densidad ( $\rho$ )

La densidad se define como masa ( $m$ ) por unidad de volumen ( $V$ ).

$$\rho = \frac{m}{V} \quad (12)$$

### Impedancia ( $Z$ )

La impedancia del material o del medio se refiere a la resistencia que este opone a la transmisión de las ondas y se define como el producto de la densidad ( $\rho$ ) por la velocidad de la fase sísmica ( $c$ ).

$$Z = \rho * c \quad (13)$$

### Distancia fuente receptor

Vector espacial entre la fuente ( $\mathbf{x}_s$ ) y el punto de observación ( $\mathbf{x}_r$ ) definidos en un espacio de 3 dimensiones (3D):

$$\mathbf{x}_s = \begin{bmatrix} x_{s1} \\ x_{s2} \\ x_{s3} \end{bmatrix} \quad (14)$$

$$\mathbf{x}_r = \begin{bmatrix} x_{r1} \\ x_{r2} \\ x_{r3} \end{bmatrix} \quad (15)$$

### Vector de polarización

El vector de polarización indica el movimiento de una partícula durante el paso de una onda y se puede expresar de la siguiente manera:

$$\mathbf{U} = \begin{bmatrix} U_1 \\ U_2 \\ U_3 \end{bmatrix} = U \begin{bmatrix} n_1 \\ n_2 \\ n_3 \end{bmatrix} = U\mathbf{n}^u \quad (16)$$

La ec.(16) se puede reescribir mediante un vector de polarización normalizado. En el caso particular de un medio isótropo, explicitamos la expresión de los vectores de polarización unitarios para las ondas P y S. Para la onda P, como el vector de polarización es colineal al vector de onda, tenemos:

$$\mathbf{n}_p^k = \begin{bmatrix} k_x^p \\ k_y^p \end{bmatrix} / |\mathbf{k}^p| \quad (17)$$

Para la onda S, en consecuencia, el vector de polarización es perpendicular al vector de onda:

$$\mathbf{n}_s^k = \begin{bmatrix} k_y^s \\ -k_x^s \end{bmatrix} / |\mathbf{k}^s| \quad (18)$$

Sabemos que el vector de onda P es colineal al desplazamiento:

$$\mathbf{n}_p^k = \mathbf{n}_p^u \quad (19)$$

Y que el vector de onda S es ortogonal al desplazamiento de la onda S

$$\mathbf{n}_s^k \cdot \mathbf{n}_s^u = 0 \quad (20)$$

### Amplitud

La amplitud del desplazamiento hace referencia a la magnitud máxima del desplazamiento, vea ec. (3) respecto a la posición de equilibrio.

$$A = \|\mathbf{u}\| = \|\mathbf{U}e^{i(kx-\omega t)}\| \quad (21)$$

Como el exponencial corresponde al termino propagativo y que es de norma unitaria cuando se trata de ondas homogéneas ( $k$  y  $\omega$  reales), entonces la amplitud es directamente:

$$A = \|\mathbf{U}\| \quad (22)$$

### Velocidad de la partícula $v(t)$

De la función de onda se puede obtener una expresión para la velocidad de cualquier partícula, solo se deriva la función de onda  $u(x,t)$  con respecto a  $t$ , entonces derivando la ec. (3) tenemos:

$$v(x,t) = \frac{\partial u(x,t)}{\partial t} = -iU\omega e^{i(kx-\omega t)} \quad (23)$$

### Diferencia entre la velocidad de fase y de grupo.

La fase se alcanza cuando la perturbación es la misma en cualquier instante. Para ondas de volumen no hay diferencia, pero para las ondas de superficie si hay diferencia. La de grupo es relacionada a la velocidad de un grupo de ondas que viajan a casi la misma velocidad. El paquete conformado por este grupo tiene una envolvente que viaja a una velocidad diferente de cada una de las ondas. La velocidad de fase hace referencia al tiempo que tarda una fase de cualquier frecuencia en moverse, estará dado por: (ver Ec. (7).

$$c = \frac{\omega}{k} \quad (24)$$

Por su parte la velocidad de grupo es la velocidad con la que la forma de la amplitud de la onda se propaga en el espacio y se define como:

$$v_g = \frac{\partial \omega}{\partial k} \quad (25)$$

Y finalmente uniendo las distintas partes (propagativa, polarización) concluimos las siguientes expresiones para la onda P y la onda S:

$$\mathbf{u}^P = U_P \begin{bmatrix} k_x^p \\ k_y^p \end{bmatrix} / |\mathbf{k}^p| e^{i(k_x^p - \omega t)} \quad (26)$$

$$\mathbf{u}^S = U_S \begin{bmatrix} k_y^S \\ -k_x^S \end{bmatrix} / |\mathbf{k}^S| e^{i(k_x^S x - \omega t)} \quad (27)$$

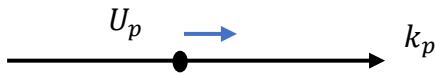


Figura 30. Representación del vector de polarización ( $U_p$ ), respecto al vector de onda para la onda P ( $k_p$ ).

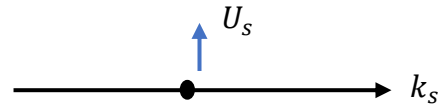


Figura 31. Representación del vector de polarización ( $U_s$ ), respecto al vector de onda para la onda S ( $k_s$ ).

#### iv. Velocidad de Propagación de ondas

La velocidad de propagación varía, aunque viajando por el mismo medio siempre será más rápida la propagación de las ondas compresionales que las ondas transversales. La velocidad será perturbada de acuerdo con la densidad del medio en el que las ondas se propagan. En un medio isótropo y homogéneo la velocidad de propagación de las ondas P estará dada por:

$$\alpha = V_P = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (28)$$

Por su parte las ondas S serán las segundas en llegar y de igual forma estas varían de acuerdo con la densidad del material en el que se propaga. Su velocidad en un medio isótropo y homogéneo dependerá directamente de la siguiente relación:

$$\beta = V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (29)$$

Donde:

$K$ : módulo de compresibilidad

$\mu$ : módulo de corte o rigidez o segunda constante de Lamé

$\rho$ : densidad del material

$\lambda$ : primera constante de Lamé:

$$\lambda = K - \frac{2}{3}\mu \quad (30)$$

#### d. Detección de sismos

Un sismógrafo es un instrumento que nos puede ayudar obtener el registro de las ondas sísmicas causadas por un sismo o cualquier fenómeno que estremezca la Tierra, convirtiendo el movimiento del suelo en una señal eléctrica. La detección de sismos ha sido históricamente una tarea compleja de realizar. Actualmente el desarrollo tecnológico nos permite tener técnicas más simples gracias a las tecnologías digitales, permitiendo que el procesamiento y análisis de la señal sea más fácil y confiables (Sharma et al. 2010). A continuación, se presentan distintos métodos de detección de eventos sísmicos:

### i. Método STA/LTA

Los algoritmos automáticos son ineficaces comparados con el reconocimiento de un sismólogo. Por ejemplo, los disparadores automáticos detectan mal las señales sísmicas de pequeña amplitud. Pero si por su parte se le configura de una manera más sensible, registrará disparadores falsos y además el ruido sísmico podría tener una amplitud excesiva. Por ende, de cualquier manera, esto perjudica la detección (Trnkoczy 1999).

El algoritmo de disparo más simple es inducido por el umbral de amplitud, es decir detecta cualquier señal que exceda un umbral preestablecido, aunque hay otros que se basan en el reconocimiento de patrones. La captura exitosa de los eventos sísmicos dependerá de la correcta configuración de los umbrales de registro. La razón STA/LTA calcula la relación de energía de dos ventanas de tiempo, el STA (Short Term Average por sus siglas en inglés) que se encarga de medir la amplitud instantánea de la señal sísmica y el LTA (Long Term Average por sus siglas en inglés) que se encarga de la medición de la amplitud del ruido sísmico actual, es decir en una ventana de tiempo más corta. En detalle, se calcula el promedio de las amplitudes absolutas en ambas ventanas para después sacar la relación entre ambos valores (STA/LTA). Esta relación se compara con un valor de umbral impuesto por el usuario, si la relación supera dicho umbral la señal será registrada como un evento. Sin embargo, puede realizar detecciones falsas en situaciones más complejas cuando el SNR (signal to noise ratio por sus siglas en inglés) es bajo, o existe superposición de eventos, ruido cultural o formas de onda emergentes, por lo que el STA/LTA tiene baja sensibilidad a la detección (Figura 32) (Trnkoczy 1999).

Las limitaciones presentadas por STA/LTA pueden superarse según Yoon et al. (2015) con la ayuda del análisis de la forma de onda, en lugar de solo analizar la llegada de las ondas impulsivas de cuerpo. Las fuentes sísmicas que se repiten en el tiempo, en el transcurso de semanas, meses o incluso años tienen formas de onda muy similares cuando se registran en la misma estación debido a que los efectos de la trayectoria son casi los mismos porque la estructura de la Tierra es fundamentalmente constante.

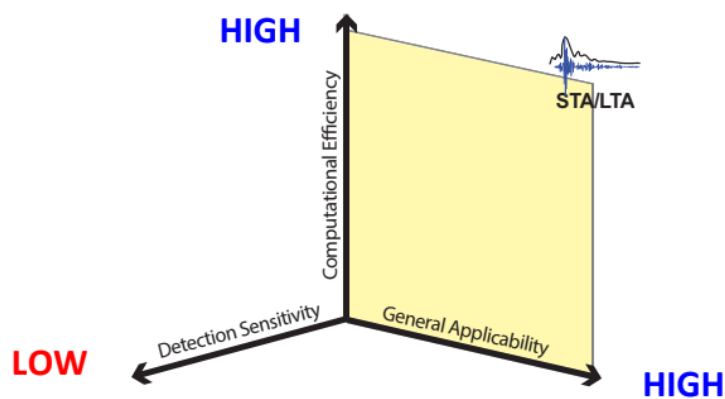


Figura 32. Método STA/LTA califica alto en dos de los tres principales parámetros usados para evaluar un método de detección. La eficiencia computacional y su aplicabilidad general son sus dos puntos fuertes. Sin embargo, tiene complicaciones con la susceptibilidad ante eventos con una relación baja de señal-ruido (SNR por sus siglas en inglés). Figura tomada de Yoon et al. (2015)

## ii. Método Template Matching

De acuerdo con Yoon et al. (2015), el template matching (correlación cruzada) de forma de onda se basa en la similitud de la forma de onda para funcionar como un detector sensible incluso a pesar de que la señal sea muy ruidosa. Es un método de búsqueda que calcula el coeficiente de correlación (CC) normalizado y considera cualquier ventana que contenga un CC por encima de un cierto umbral. La coincidencia de plantillas permite la detección de eventos con un SNR extremadamente bajo y con pocos falsos positivos, lo que convierte al “template matching” como un arma poderosa para la detección ante sismos de baja magnitud, réplicas, enjambres sísmicos, sismos de baja frecuencia, sismos tectónicos, monitoreo nuclear, monitoreo en yacimientos geotérmicos, petróleo o gas.

No obstante, una limitación importante del “templating matching” según Yoon et al. (2015) es que se requiere una forma de onda previa, que generalmente se toman de catálogos de sismos de eventos impulsivos por inspección humana, esto no es una forma eficaz de encontrar fuentes desconocidas de bajo SNR (Figura 33).

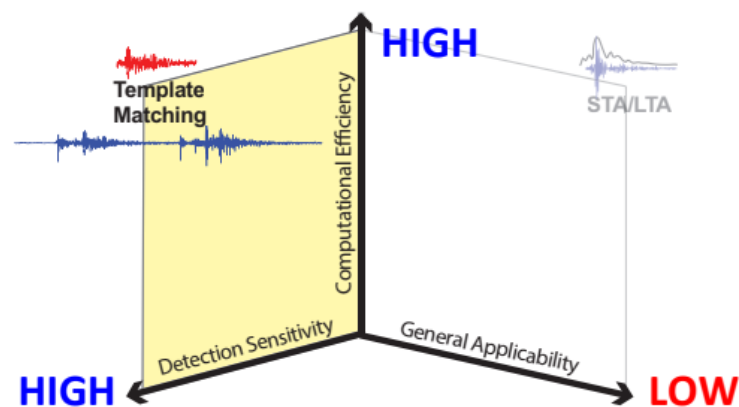


Figura 33. “Template Matching” es óptimo en dos de los principales tres parámetros usados para evaluar un método de detección. Destaca en la eficiencia computacional y la sensibilidad de detección, mientras que la aplicabilidad general deja que desear porque previamente necesita de plantillas de forma de onda. Figura tomada de Yoon et al. (2015)

## iii. Método de Autocorrelación

La autocorrelación es una búsqueda de muchas formas de ondas similares cuando se desconoce la forma de onda de señal deseada. Sabemos que las señales sísmicas tienen una corta duración, por lo que los datos continuos en “n” ventanas superpuestas cortas y después se correlaciona todos los pares de ventanas posibles. Las ventanas con correlación cruzada que exceden un umbral de detección se clasifican como eventos candidatos, estos se pueden procesar posteriormente con correlación cruzada adicional, o agruparse en “familias” y apilarse para formar formas de onda menos ruidosas (Yoon et al. 2015).

La autocorrelación tiene una gran desventaja porque es computacionalmente intensiva y no es favorable para la detección de sismos en conjuntos de datos masivos. La autocorrelación realiza una cantidad significativa de trabajo redundante porque la mayoría de los pares de



ventanas no están correlacionadas y no son de interés para la detección (Figura 34) (Yoon et al. 2015).

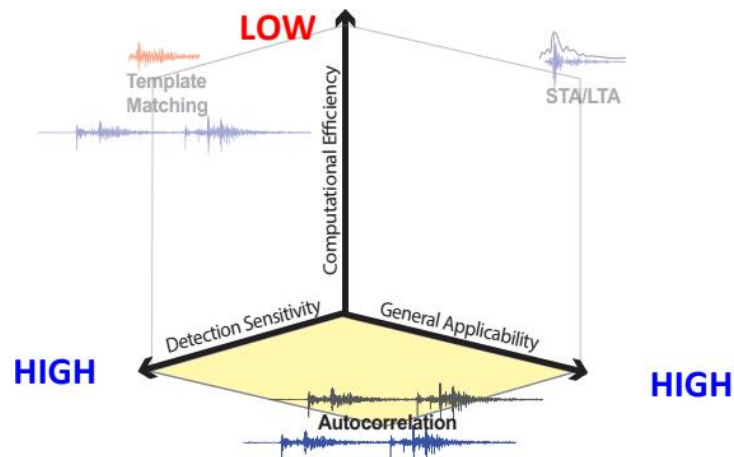


Figura 34 Autocorrelación. Califica bien en dos de los tres principales parámetros usados para evaluar un método de detección de sismos. La sensibilidad de detección y la aplicabilidad general son los dos parámetros fuertes. No obstante, la eficiencia computacional es su punto débil. Figura tomada de Yoon et al. (2015)

#### iv. Método FAST

Identifica los sismos mediante una búsqueda no supervisada de forma de ondas similares (Bergen et al. 2016). Es decir, se extraen características discriminatorias clave de cada segmento de forma de onda, de corta duración que se compactan en una huella digital, que sirven como proxy de una forma de onda, por supuesto que dos formas de onda similares deberían tener huellas digitales similares y se clasifican como señales candidatas y dos formas de onda diferentes deben tener huellas digitales diferentes. Este método de detección se adaptó a partir de la toma de huellas digitales de audio que son muy semejantes a los sismogramas. Este método obtiene puntaje alto en las tres métricas cualitativas. Se han elaborado muchos algoritmos para buscar de manera eficiente elementos similares en conjuntos de datos masivos como identificar páginas web casi duplicadas, detectar plagio en documentos, y reconocer clips de audio similares para la identificación de música. Dentro de la sismología recién se comienza a trabajar con estas tecnologías de búsqueda para detección de eventos y su posterior análisis (Yoon et al. 2015).

En lugar de comparar directamente las formas de onda, primero Yoon et al. (2015) realizaron una extracción de características para sintetizar cada forma de onda como una "huella digital" que conserva solo sus características discriminatorias clave. Yoon et al. (2015) usaron un algoritmo llamado Fingerprint And Similarity Thresholding (FAST por sus siglas en inglés). Se basa en el algoritmo de huella digital de audio Waveprint, que combina técnicas de visión por computadora y métodos de procesamiento de datos a gran escala para hacer coincidir clips de audio similares. Yoon et al. (2015) modificaron el algoritmo Waveprint en función de las propiedades y los requisitos específicos para la detección de terremotos similares a partir de datos sísmicos continuos. Yoon et al. (2015) usaron Waveprint por sus capacidades en la identificación de audio. Una señal de audio se parece a un sismograma en varios

aspectos: ambos son datos de forma de onda de series de tiempo continuas y las señales de interés a menudo no son impulsivas. Además, Waveprint calcula huellas dactilares utilizando clips de audio cortos superpuestos, como en la autocorrelación (*II.d.iii Método de Autocorrelación*). También, Waveprint aprovecha LSH (Local Sensitive Hashing por sus siglas en inglés) para buscar solo en un pequeño subconjunto de huellas digitales. Waveprint informa resultados de recuperación rápida con alta precisión. FAST puntúa alto en tres métricas cualitativas deseables para los métodos de detección de sismos (sensibilidad de detección, aplicabilidad general y eficiencia computacional) (Figura 35).

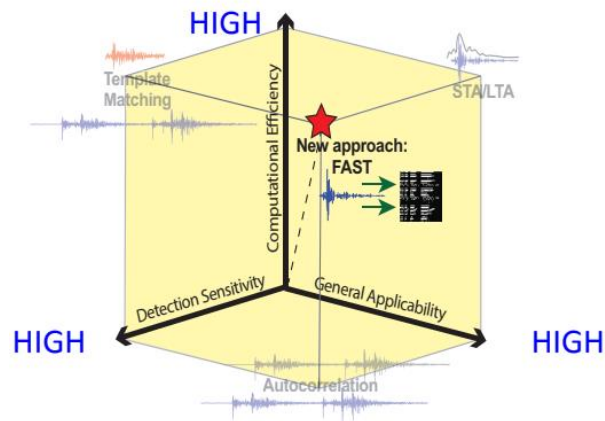


Figura 35 Método FAST califica alto dentro de las tres principales características (Sensibilidad de detección, Aplicabilidad General y eficiencia computacional) evaluadas en un método de detección de sismos. Figura tomada de Yoon et al. (2015).

## e. Técnicas de Localización

La localización exacta de un sismo es muy importante en la sismología. Esta es definida como el hipocentro que es el lugar donde se inicia el proceso de ruptura y estará dado por latitud, longitud y profundidad. Por lo general, para determinar el epicentro de un sismo, se utilizan al menos 3 estaciones sísmicas, aunque también es posible determinarlo solo con una estación sísmica que mida en las 3 componentes (N-S, E-O y Z). Pero entre mayor sea el número de estaciones sean involucradas más precisa será la localización.

### i. Localización con una Estación

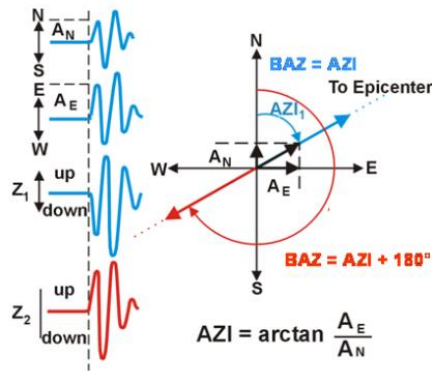


Figura 36. Ejemplo de primeros movimientos en diferentes componentes y como se determina el azimut. Tomado de Havskov, Jens. Bormann (2011)

Para lograr localizar con una sola estación es necesario que esta sea capaz de medir en tres componentes. La onda P se polariza en el vector vertical a la dirección de propagación y se puede descomponer en la componente de movimiento vertical y horizontal, esto permite determinar el azimut que es el ángulo desde la estación hacia el epicentro medido a partir del Norte en sentido horario. La componente horizontal puede ser determinada a partir del registro de las dos componentes horizontales (N-S y E-W) y el azimut será calculado como lo muestra la ec. (31) en la llegada de la onda P (Havskov, Jens. Bormann, 2011).

$$AZI = \arctan \frac{A_E}{A_N} \quad (31)$$

Sin embargo, la Ecuación (31) deja una ambigüedad de  $180^\circ$  la cual se puede resolver de acuerdo con la polarización de la onda P en la componente vertical versus la componente radial. Para determinar el ángulo de incidencia aparente se podrá hacer con la Ec. (32)

$$A_R = (A_E^2 + A_N^2)^{\frac{1}{2}} \quad (32)$$

Aunque de acuerdo con Wiechert, E., Zoeppritz, (1907) el ángulo de incidencia real estará en función de la relación de  $V_p$  a  $V_s$  que hay en la corteza debajo de la estación como lo muestra la Ec (33).

$$\theta_{true} = \arcsin \left[ \frac{V_p}{V_s} * \sin(0.5 * \theta_{app}) \right] \quad (33)$$

Sabiendo el ángulo de incidencia y la velocidad sísmica local podemos calcular la velocidad horizontal aparente con la ec (34).

$$V_{app} = \frac{v_o}{\sin \theta_o} \quad (34)$$

Se debe tener en cuenta que los valores medidos del  $\theta_{app}$  y de  $V_{app}$  dependerán de la frecuencia dominante del registro sísmico (Havskov, Jens. Bormann, 2011).

## ii. Localización con múltiples estaciones

La localización de un sismo tendrá mayor certidumbre conforme más estaciones aporten datos para la localización del evento. Para ello se han establecido distintos métodos que se usan para la localización de un sismo. A continuación, se presentan distintos métodos para lograr la localización de eventos con múltiples estaciones:

### Localización manual solo para medio homogéneo

Cuando tenemos por lo menos tres estaciones se puede dibujar círculos con su centro en la ubicación de estaciones. El radio de cada círculo será igual a las distancias hipocentrales calculadas a partir de la diferencia de arribo de las ondas P y S. Estos círculos rara vez se cruzarán en un punto ya sea por errores en las lecturas de tiempo de inicio de las ondas, en el modelo de velocidad relacionado y/o que se asume erróneamente un foco de superficie, por lo tanto, se debe fijar el epicentro en el centro del área que existe dentro de los tres puntos donde los círculos se intersecan (Figura 37). No obstante solo es útil para la localización de sismos superficiales, de igual modo para sismos con mayor profundidad se podría usar el método de las esferas en vez de círculos (Havskov, Jens. Bormann, 2011).

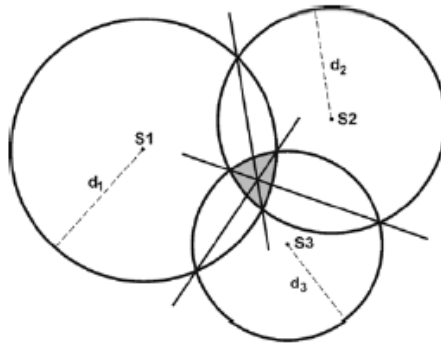


Figura 37. Localización manual por el método del círculo donde S1, S2 y S3 son las estaciones sísmicas, respectivamente d1, d2 y d3 son las distancias calculadas. El epicentro se encontrará en la intersección de las líneas trazadas a partir de los cruces de los círculos. Tomada de Havskov, Jens. Bormann (2011).

### Ejemplo de localización en un modelo homogéneo

El caso más simple de localización es una fuente en un medio homogéneo. Los tiempos de llegada pueden ser calculados como:

$$T_i = \frac{\sqrt{(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2 + (z - z_i)^2}}{v} + t_0, \quad (35)$$

Donde  $v$  es la velocidad. La derivada parcial respecto a  $x$  de la ecuación anterior es:

$$\frac{\partial T_i}{\partial x} = \left( \frac{x - x_i}{v} \right) \left( \frac{1}{(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2 + z^2} \right) \quad (36)$$

Expresiones similares pueden obtenerse para “y” y “z”.

### Diagrama de Wadati

Con ayuda de varios datos de estaciones en una fuente sísmica local o regional, el tiempo de origen se puede determinar mediante el diagrama de Wadati (Havskov, Jens. Bormann 2011), la diferencia de tiempo de viaje S-P se puede calcular como:

$$t_s - t_p = \left( \frac{v_p}{v_s} - 1 \right) * (t_p - t_0) \quad (37)$$

Los tiempos de S-P son graficados contra los tiempos absolutos de P. Debido a que  $t_s - t_p$  es igual a cero cuando se llega al hipocentro solo se requiere de un ajuste lineal en el diagrama de Wadati para que resulte en el tiempo inicial que será indicado en la intersección que este tenga con el eje P absoluto con lo cual podemos obtener una relación  $v_p/v_s$  media sin ningún tipo de conocimiento previo de la estructura de la corteza y que esta relación será constante (Figura 38) (Havskov, Jens. Bormann 2011).

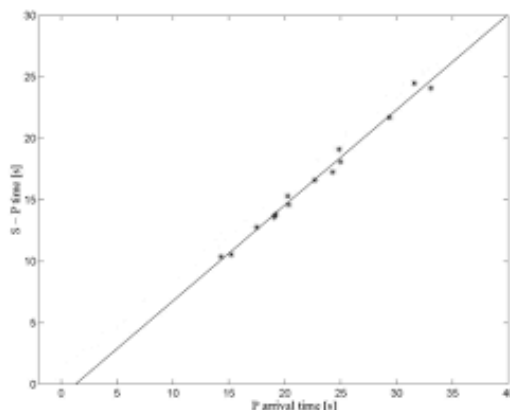


Figura 38 Diagrama de Wadati para determinar el tiempo de origen de un sismo. En el eje “x” se grafica los tiempos de arribo de la onda P, en el eje “y” se grafica la diferencia entre la fase S. Figura obtenida de (Kayal, 2006)

### Localización computacional

La localización con los métodos manuales no es tan sencilla como parece, por lo que en la práctica se utiliza métodos informáticos para determinar los tiempos de llegada a las estaciones y el hipocentro que se describen a continuación.

El tiempo de llegada  $t_i^c$  calculado se puede escribir como:

$$t_i^c = T(x_i, y_i, z_i, x_0, y_0, z_0) + t_0 \quad (38)$$

Donde  $T$  es el tiempo de viaje en función de la ubicación de la estación  $(x_i, y_i, z_i)$  y el hipocentro. Esta ecuación tiene 4 incógnitas, por lo que en principio se necesitan 4 observaciones de tiempo de llegada de al menos 3 estaciones para determinar el hipocentro y el tiempo de origen. Si se tiene “n” observaciones se tendrán “n” ecuaciones del tipo anterior y se producirá una sobre determinación del sistema el cual se resolverá minimizando

el desajuste o  $r_i$  residual en cada estación,  $r_i$  se define como la diferencia en los tiempos de llegada observados y calculados:

$$r_i = t_i^o - t_i^c. \quad (39)$$

Donde  $t_i^o$  es el tiempo de llegada observado, debido a que la función de tiempo de viaje  $T$  es una función no lineal de los parámetros del modelo, no es posible resolver la ecuación con ningún método analítico. Cuando se usa un modelo 1D de la Tierra o tablas de tiempo de viaje precalculadas,  $T$  puede calcularse relativamente fácil, la no linealidad de  $T$  complica enormemente la tarea de invertir para los mejores parámetros hipocentrales, la no linealidad es evidente incluso en una simple determinación de epicentro 2-D donde el tiempo de viaje  $t_i$  desde el punto  $(x, y)$  a la estación  $(x_i, y_i)$  puede ser calculada de acuerdo a la siguiente ecuación (Havskov, Jens. Bormann 2011).

$$t_i = \frac{\sqrt{(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2}}{v} \quad (40)$$

Donde  $v$  es la velocidad, es obvio que  $t_i$  no se encuentra a escala linealmente con  $x$  o  $y$ , entonces no es posible usar ningún conjunto de ecuaciones lineales para resolver el problema y no se pueden usar métodos lineales estándar, es decir que, dado un conjunto de tiempos de llegada, no existe una forma sencilla de encontrar la mejor solución. Para resolver este problema Havskov, Jens. Bormann (2011) discuten algunos métodos que se presentan a continuación:

#### Búsqueda en Cuadrícula

Havskov, Jens. Bormann (2011) lo define como un método sencillo si se tiene suficiente potencia informática. Puesto que calcular los tiempos de viajes de las fases sísmicas es fácil. Consiste en realizar una búsqueda en cuadrícula de todas las localizaciones, tiempos de origen posibles y calcular el tiempo de llegada a cada punto. La ubicación Hipocentral y el tiempo de origen del evento se define por el punto de mayor concordancia entre los tiempos observados y calculados. Comúnmente se usa la solución de mínimos cuadrados basado en encontrar la suma de los cuadrados de los residuos “e” de las “n” observaciones.

$$e = \sum_{i=1}^n (r_i)^2 \quad (41)$$

La raíz cuadrada media residual (RMS por sus siglas en inglés) según Havskov, Jens. Bormann (2011) se define como  $\sqrt{e/n}$ . Es usada en la mayoría de los programas de localización como una guía a la precisión de la ubicación. Un RMS bajo no necesariamente significa una determinación más precisa del hipocentro. En general, la precisión de la solución computacional, que se basa en varias suposiciones del modelo, no debe confundirse con la precisión real de la localización y el tiempo de origen.

El  $e/n$  residual promedio es llamado también la varianza de los datos. Formalmente,  $n$  debería ser el número de grados de libertad (NDF por sus siglas en inglés) que es igual al número de observaciones menos el número de parámetros en ajuste. Generalmente  $n$  suele

ser grande por lo que se considera que es igual al número de grados de libertad, esto significa que  $RMS^2$  es aproximadamente proporcional a la varianza. El enfoque del método de mínimos cuadrados es la medida más común de desajuste. También funciona bastante bien si los residuos son causados por ruido gaussiano no correlacionado. Sin embargo, en la realidad no es muy común que este sea el caso. Un problema particularmente desagradable es la existencia de valores atípicos, es decir, grandes residuos individuales. Un residual de 4 contribuirá 16 veces más al descentrado "e", que un residual de 1. Usar la suma de los residuos absolutos como norma para la muestra con mayor desviación puede resolver en parte este problema (Havskov, Jens. Bormann 2011):

$$e1 = \sum_{i=1}^n |r_i| \quad (42)$$

Esto se llama la norma L1 y entre más grandes sean los valores atípicos se considera más sólida. Usualmente no es muy usada en programas de ubicación estándar puesto que el valor absoluto crea conflictos en las ecuaciones. En el caso de la búsqueda de cuadrícula no se busca realizar esto por lo que los programas que localización tendrán un esquema donde pueda discriminar residuos grandes (Havskov, Jens. Bormann 2011).

Una vez calculados los desajustes en todos los puntos de la cuadrícula, se podría asignar el punto con el RMS más bajo como solución. En la realidad suele suceder que pueda haber varios puntos separados considerablemente. Por lo tanto, el siguiente paso es estimar las incertidumbres probables de la solución. La forma más fácil de obtener la incertidumbre es contornear el RMS como una función de "x" y "y" (2D) En la cercanía del punto con el RMS más bajo (Havskov, Jens. Bormann 2011).

Si el RMS crece rápidamente al alejarse del mínimo, se ha logrado una mejor solución que si el RMS crece lentamente. Un punto importante en todas las rutinas de búsqueda de cuadrícula es el método de cómo buscar a través del espacio modelo posible. En particular, para eventos observados a distancias telesísmicas, el espacio del modelo puede ser muy grande (Havskov, Jens. Bormann 2011).

#### Localización por métodos iterativos.

A pesar de que las computadoras cada vez tienen mayor capacidad de procesamiento de datos, de acuerdo con Havskov, Jens. Bormann (2011) las localizaciones de sismos se realizan principalmente mediante métodos distintos a la búsqueda de cuadrícula. Estos métodos se basan principalmente en linealizar el problema de inversión. Primeramente, se debe adivinar el hipocentro y el tiempo de origen  $(x_0, y_0, z_0, t_0)$ . Por ejemplo, se puede usar dentro de un arreglo de estaciones una ubicación cerca de la estación con el tiempo de llegada más temprano y usando ese tiempo de llegada como  $t_0$ . Aunque no es el único método para linealizar el problema según Havskov, Jens. Bormann (2011) se supone que el hipocentro real se encuentra suficientemente cerca del valor supuesto para que los residuos del tiempo de viaje en el hipocentro de prueba sean una función lineal de la corrección que tenemos que hacer en la distancia hipocentral.

Los tiempos de llegada calculados a la estación desde la localización de prueba serán dados por la Ec (38) y los tiempos de viaje residuales ( $r_i$ ) serán dados por la ecuación (39). Para minimizar esos tiempos de viaje residuales, se ajustan los parámetros  $\Delta x, \Delta y, \Delta z$  y  $\Delta t$ . Si las correcciones son pequeñas, se puede calcular las correcciones correspondientes en los tiempos de viaje aproximando la función de tiempo de viaje por una serie de Taylor y usando solo el primer término. El residuo se puede escribir de la siguiente manera:

$$r_i = (\partial T / \partial x_i) * \Delta x + (\partial T / \partial y_i) * \Delta y + (\partial T / \partial z_i) * \Delta z + \Delta t \quad (43)$$

En forma de matriz se puede escribir como:

$$r = G * X, \quad (44)$$

Donde  $r$  es el vector residual,  $G$  la matriz de derivadas parciales y  $X$  es el vector de corrección desconocido tanto en tiempo como en localización (Havskov, Jens. Bormann 2011).

Este es un conjunto de ecuaciones lineales con 4 incógnitas y hay una ecuación para cada tiempo de fase observado. La mejor solución para la ecuación pasada sea una u otra generalmente se obtiene con técnicas estándar de mínimos cuadrados. La localización de prueba posteriormente se corrige con los resultados de la Ecuación (43) y esta localización se puede usar como solución de prueba para una nueva iteración. Este proceso de iteración puede continuar hasta que se alcance un punto de interrupción predefinido. Este método de inversión fue inventado y aplicado por primera vez por Geiger (1910) y es mejor conocido como el “método Geiger”. El proceso de iteraciones en general converge rápidamente en caso contrario las causas pueden ser debido a que este mal configurado o bien a que la localización de prueba inicial esté muy lejos de la mejor solución matemática (Havskov, Jens. Bormann 2011).

El azimut de llegada es registrado por estaciones triaxiales. Si se dispone de una o varias observaciones de azimut se pueden utilizar estos datos junto con las observaciones del tiempo de llegada en el algoritmo de inversión. Las ecuaciones adicionales para los residuos de azimut son:

$$r_i^\phi = (\partial \phi / \partial x_i) * \Delta x + (\partial \phi / \partial y_i) * \Delta y \quad (45)$$

Luego, estas ecuaciones se agregan a las ecuaciones (43) y (44). Los  $\Delta x$  y  $\Delta y$  en esta ecuación son los mismos que en las ecuaciones (43) y (44). Sin embargo, los residuos ahora están en grados. Para hacer un RMS general los grados se deben convertir a segundos (Havskov, Jens. Bormann 2011).

Las estaciones individuales no solo pueden medir el azimut posterior de una fase sísmica, sino también su parámetro de rayo ( $v_{app}$ ) que es una función de la distancia epicentral y la profundidad de la fuente. En consecuencia, los sistemas de ecuaciones a resolver para la localización de un evento, también se amplían usando los parámetros de rayo observados de  $p$  (o velocidades aparentes) y se puede escribir:

$$r_i^p = (\partial p / \partial x_i) * \Delta x + (\partial p / \partial y_i) * \Delta y + (\partial p / \partial z_i) * \Delta z \quad (46)$$



Asimismo, la ecuación anterior es independiente del tiempo de la fuente, pero dependiente de la profundidad de la fuente. Las ecuaciones (43), (44) y (46) son escritas sin discutir si el modelo de velocidad aplicado se define para un modelo de la Tierra en capas, plano o esférico porque son exactamente iguales. Los tiempos de viaje y derivadas parciales se calculan interpolando tablas y se puede usar cualquier modelo incluidos los modelos 2D y 3D para calcular los tiempos de viajes teóricamente. En la práctica los modelos 1D son los más frecuentemente usados, derivado de que los modelos 2D y 3D no son suficientemente conocidos y los cálculos del tiempo de viaje requieren mucho más tiempo. Para la sismología local, es común usar un modelo de corteza 1D y calcular los tiempos de llegada para cada rayo Havskov, Jens. Bormann (2011).

#### Métodos avanzados de localización de sismos

La localización de eventos ha sido un problema atendido de manera más atenta en los últimos años, por lo que se han desarrollado nuevos procedimientos de acuerdo con Havskov, Jens. Bormann (2011) como:

- Algoritmo de localización de doble diferencia
- Algoritmo de evolución diferencial global
- Enfoque probabilístico de ubicación en modelos tridimensionales y en capas
- Procedimientos avanzados de búsqueda en cuadrícula
- Cálculos de tiempo para estructuras tridimensionales

Sin embargo, para los alcances de esta investigación no entraremos en detalles de los métodos avanzados mencionados, de igual modo se puede consultar Thurber y Engdahl (2000).

#### iii. Errores de localización

Para todos los cálculos siempre existirá una incertidumbre asociada a los factores que son participes del problema, para la localización de un sismo no es distinto. En la sismología entran en juego múltiples factores que afectan el resultado. A continuación, se habla de la incertidumbre asociada a la localización de eventos.

#### Cuantificación y estadísticas de errores

Debido a que los eventos sísmicos se localizan con los tiempos de llegada que tienen errores de observación en consecuencia a que es complicado conocer el modelo exacto, de acuerdo con Havskov, Jens. Bormann (2011) todas las determinaciones del hipocentro contendrán errores. Graficar el RMS de búsqueda de cuadrícula nos da una indicación de la incertidumbre del epicentro. De igual manera, sería posible hacer el RMS para el caso tridimensional. La incógnita es como cuantificar la medida del error. Aunque el RMS nos da una idea, este depende del número de estaciones y por sí mismo no da ninguna señal de errores. Para los contornos del RMS se puede calcular la probabilidad que dentro de dicho contorno se encuentre el epicentro y es comúnmente conocida como elipse de error. Es la manera en que comúnmente se presenta el error de los hipocentros y no es preciso dar un número debido a que varía espacialmente.

Hay que tomar en cuenta que elementos afectan la forma y tamaño de la elipse de error epicentral. En el caso idóneo (nunca sucederá) donde no hay errores de tiempo de llegada no habrá errores en el epicentro, por ende, la magnitud del error (tamaño de la elipse del error) deben estar relacionadas con las incertidumbres del tiempo de llegada. Asumiendo que todos los errores de lectura de tiempo de llegada son iguales, solo se puede ver afectado el tamaño y no la forma de la elipse de error Havskov, Jens. Bormann (2011).

Cambiar la geometría en la instalación de las estaciones daría una forma distinta en la elipse del error. En consecuencia, es posible que cualquier red prediga la forma y la orientación de las elipses de error y dado un error de llegada, también el tamaño de la elipse para cualquier localización deseada del epicentro. Esto se puede usarse para predecir cómo un cambio en la configuración de la red afectaría las ubicaciones de los terremotos en un sitio determinado (Havskov, Jens. Bormann 2011).

Todo lo anterior asumiendo que los errores tienen una distribución gaussiana y que no hay errores de reloj, igualmente se supone que no hay errores en los tiempos de viaje teóricos para las fases, los azimuts y los cálculos de parámetros de rayos debido a estructuras desconocidas en el subsuelo. Si bien en la vida real esto no es cierto, los cálculos de error sin estas asunciones dificultarían en demasía. En consecuencia, los cálculos de error nos dan solo una idea sobre la precisión de las ubicaciones dentro del modelo en el que se basan Havskov, Jens. Bormann (2011).

#### iv. Métodos de localización relativa

La ubicación relativa de sismos se puede hacer con mayor precisión comparado con la localización absoluta de los eventos. Sobre todo, si las variaciones de la velocidad a nivel regional o telesísmico son la causa principal a los residuos de tiempo de viaje Havskov, Jens. Bormann (2011). A continuación, se presentan distintos métodos de localización relativa:

##### Método Evento maestro

Comúnmente los eventos locales se reubican en relación con un evento particularmente bien ubicado, que posteriormente se denomina evento maestro. Cabe mencionar que esta técnica se puede usar únicamente cuando la distancia entre las estaciones es mucho mayor que la distancia entre los eventos. La mayoría de los programas actuales de localización se pueden utilizar para esta técnica. Es evidente que solo las estaciones y fases que se usaron para la localización del evento maestro serán las que se puedan usar para realizar la localización del resto de los eventos Havskov, Jens. Bormann (2011).

##### Método Determinación del hipocentro conjunto

La determinación del hipocentro conjunto trata de determinar los residuales de las estaciones usando todo el conjunto de datos. En lugar de determinar un hipocentro y tiempo de origen, simultáneamente se determina “m” hipocentros y tiempos de origen, y “n” correcciones de estación. Esto se realiza sumando los residuos de la estación ( $\Delta t_i^s$ ) a la ecuación (43) escribiendo la ecuación para todos los eventos:

$$r_{ij} = \left(\frac{\partial T}{\partial x_{ij}}\right) * \Delta x + \left(\frac{\partial T}{\partial y_{ij}}\right) * \Delta y + \left(\frac{\partial T}{\partial z_{ij}}\right) * \Delta z + \Delta t_i^s + \Delta t_j \quad (47)$$

Solo si se tiene la ubicación absoluta de uno de los eventos, se podrá convertir las localizaciones relativas realizadas por el método del evento maestro en localizaciones absolutas. Mientras que para la determinación del hipocentro conjunto se obtiene directamente la localización absoluta para todos los eventos si el modelo de velocidades propuesto es el correcto. Las localizaciones relativas precisas son de utilidad cuando se quiere estudiar, por ejemplo, la estructura de una zona de subducción o la geometría de un área de réplicas que nos ayudara a definir la geometría de la falla (Havskov, Jens. Bormann 2011).

#### v. Consideraciones Prácticas de acuerdo a Havskov, Jens. Bormann (2011)

Estos son algunas consideraciones practicas expuestas por Havskov, Jens. Bormann (2011) para la localización de fuentes sísmicas.

#### Fases sísmicas

De acuerdo con Havskov, Jens. Bormann (2011), la fase sísmica menos ambigua para elegir a menudo ser la primera (onda P), que es mayormente usado para los eventos telesísmicos. Para el caso local y regional, es común que se use la fase S. El uso de fases de distintas velocidades discrimina de mejor manera las distancias y ayuda a definir de mejor manera el tiempo y el foco de origen. Generalmente, entre más fases sean usadas es mejor en la suposición de que están correctamente identificadas.

#### Profundidad hipocentral

La profundidad hipocentral es el parámetro más difícil de determinar en consecuencia de que la derivada del tiempo de viaje con respecto a la profundidad cambia muy lentamente en función de la profundidad, salvo que la estación se encuentre muy cerca de la fuente sísmica, entre la estación este más lejos de la fuente sísmica es más complicado (Figura 39) (Havskov, Jens. Bormann 2011).

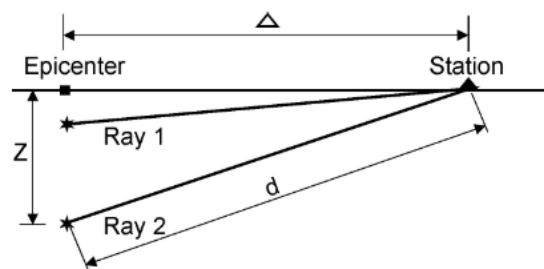


Figura 39. La profundidad se puede mover hacia arriba y hacia abajo sin cambiar mucho el tiempo de viaje. Imagen tomada de Havskov, Jens. Bormann (2011).

Según Havskov, Jens. Bormann (2011) para los eventos telesísmicos, la manera más adecuada para obtener la profundidad de los eventos es incluir lecturas de las fases de profundidad como PcP, ScP o ScS. Las diferencias de tiempo como pP-P, sP-P, sS-S y pS-S se comportan de manera constante en un rango grande de distancias epicentrales para una

profundidad determinada, de modo que la profundidad se puede determinar independientemente de la distancia epicentral.

Para eventos locales Havskov, Jens. Bormann (2011) menciona que hay una regla en la cual al menos varias estaciones locales no deben estar más lejos de dos veces la profundidad para obtener un resultado de profundidad fiable. Puesto que a una distancia de más de dos veces la profundidad, la derivada parcial dependiente de la profundidad cambia muy poco con la profundidad Havskov, Jens. Bormann (2011).

#### *Importancia del modelo de velocidad*

De acuerdo con Havskov, Jens. Bormann (2011) el modelo de velocidad regional 1D elegido tiene una fuerte influencia en la localización de fuentes sísmicas, incluso puede mejorarse usando correcciones de estación. Sin embargo, se ha demostrado que en áreas locales sumamente heterogéneas incluso un modelo 1D con correcciones de estación no mejora significativamente las localizaciones de las fuentes sísmicas. En estos casos lo ideal sería usar un modelo 3D y es particularmente útil en las zonas volcánicas.

### III. Metodología

#### a. Incidencia real: Fórmula teórica semi espacio

En particular, en el presente caso de estudio fue necesario localizar los eventos solo con ayuda de una estación sísmica de tres componentes como se menciona en la sección *II.e.i Localización con una Estación*. Por ende, un objetivo particular de mi tesis es conocer el ángulo de incidencia de la onda incidente a partir de la incidencia del campo total para verificar la Ec (33). Este objetivo se puede lograr mediante tres pasos que se presentan a continuación:

- 1) Obtener la expresión de la incidencia en función de los componentes del vector  $U_{tot}$
- 2) Expresar los componentes de  $U_{tot}$  en función de  $U_{pi}$   $U_{pr}$   $U_{sr}$ . Introduciendo  $R_{pp}$  y  $R_{ps}$ .
- 3) Dar una expresión del ángulo de incidencia simplificada.

El campo de desplazamiento total se puede describir como la suma:

$$\mathbf{u}^{tot} = \mathbf{u}^{pi} + \mathbf{u}^{pr} + \mathbf{u}^{sr} \quad (48)$$

Donde:

$pi$  = fase "P" incidente

$pr$  = fase "P" reflejada

$sr$  = fase "S" reflejada

En campo lejano, cada uno de los términos pueden ser representados por una onda plana (Vea II.c.iii Ecuación de onda). Retomando la expresión de la ec.(3), tenemos para cada termino:

$$\mathbf{u}^{pi} = \mathbf{U}_{pi} e^{i(\mathbf{k}^{pi} \cdot \mathbf{x} - \omega t)} \quad (49)$$

$$\mathbf{u}^{pr} = \mathbf{U}_{pr} e^{i(\mathbf{k}^{pr} \cdot \mathbf{x} - \omega t)} \quad (50)$$

$$\mathbf{u}^{sr} = \mathbf{U}_{sr} e^{i(\mathbf{k}^{sr} \cdot \mathbf{x} - \omega t)} \quad (51)$$

A continuación, detallamos cada término y explicitamos las relaciones intrínsecas, primero sobre las relaciones que existen con los diferentes números de ondas y después con los vectores de polarización.

Suponiendo que  $x$  es la dirección de la interfaz, entonces la Ley de Snell impone conservación de la componente a lo largo de la interfaz de todos los vectores de onda, por lo que:

$$k_x = k_x^{pi} = k_x^{pr} = k_x^{sr} \quad (52)$$

Cada  $k$  la podemos describir vectorialmente en tres dimensiones (3D) como:

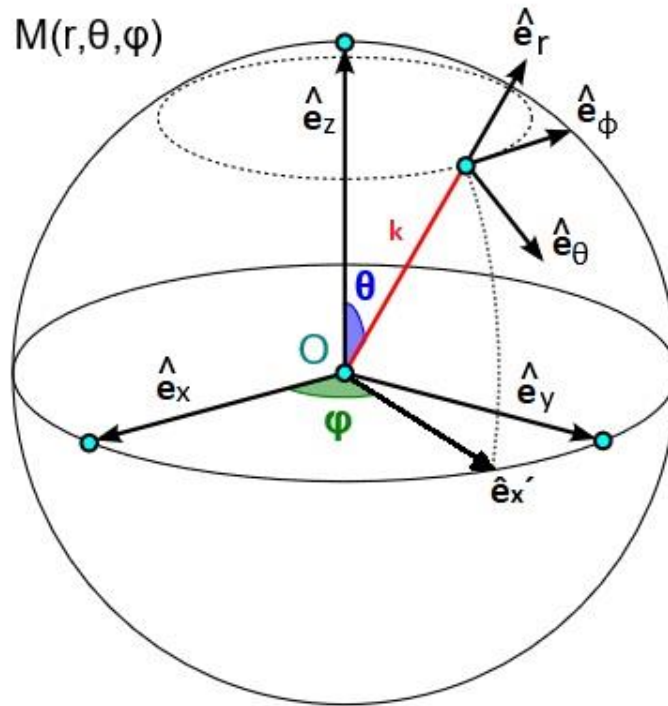


Figura 40. Esquema 3D con referencias cartesianas y esféricas. Donde  $k$  representa el vector de onda,  $\phi$  el ángulo azimutal descrito en el plano  $\hat{e}_x - \hat{e}_y$ ,  $\theta$  el ángulo polar formado en el plano  $\hat{e}_z - \hat{e}_x'$

$$\mathbf{k}^{pi} = \begin{cases} = \begin{bmatrix} k_x^{pi} \\ k_y^{pi} \\ k_z^{pi} \end{bmatrix}_{\{e_x, e_y, e_z\}} = k \begin{bmatrix} \text{sen}(\theta) \cos(\phi) \\ \text{sen}(\theta) \text{sen}(\phi) \\ \cos(\theta) \end{bmatrix}_{\{e_x, e_y, e_z\}} \\ = k \begin{bmatrix} \text{sen}(\theta) \\ \cos(\theta) \end{bmatrix}_{\{e_{x'}, e_z\}} \end{cases} \quad (53)$$

De acuerdo con la (Figura 40) podemos hacer el cambio de sistema de referencia. Donde  $x$  y  $y$  pasan a ser representadas por  $x'$  y  $z$  por  $y$ .

$$k_i^p = \begin{bmatrix} k_x^{pi} \\ k_y^{pi} \end{bmatrix} = \frac{\omega}{\alpha} \begin{bmatrix} \text{sen}(\theta) \\ \cos(\theta) \end{bmatrix} \quad (54)$$

La onda P reflejada tiene el vector de onda con el mismo componente que la onda incidente a lo largo de  $x$ , pero de signo opuesto a lo largo de  $y$ :

$$k_r^p = \begin{bmatrix} k_x^{pr} \\ k_y^{pr} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} k_x^{pi} \\ -k_y^{pi} \end{bmatrix} \quad (55)$$

La onda S reflejada también tiene el vector de onda con el mismo componente que la onda P incidente a lo largo de  $x$ :

$$\mathbf{k}_r^s = \begin{bmatrix} k_x^{sr} \\ k_y^s \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} k_x^{pi} \\ k_y^s \end{bmatrix} \quad (56)$$

A partir de las ecuaciones (10) y (11) deducimos que:

$$k_y^s = \sqrt{k_s^2 - k_{sx}^2} = \sqrt{\left(\frac{\omega}{\beta}\right)^2 - k_x^2} \quad (57)$$

$$k_y^p = \sqrt{k_p^2 - k_{px}^2} = \sqrt{\left(\frac{\omega}{\alpha}\right)^2 - k_x^2} \quad (58)$$

Los vectores de polarización al ser de norma unitaria se componen de su vector entre la norma del mismo vector, como se expresa a continuación a partir de las ec (26) y (27):

$$\mathbf{u}_{pi} = |\mathbf{U}_{pi}| \frac{\begin{bmatrix} k_x^p \\ k_y^p \end{bmatrix}}{|k_i^p|} e^{i(\mathbf{k}^{pi} \cdot \mathbf{x} - \omega t)} \quad (59)$$

$$\mathbf{u}_{pr} = |\mathbf{U}_{pi}| R_{pp} \frac{\begin{bmatrix} k_x^p \\ -k_y^p \end{bmatrix}}{|k_r^p|} e^{i(\mathbf{k}^{pr} \cdot \mathbf{x} - \omega t)} \quad (60)$$

$$\mathbf{u}_{sr} = |\mathbf{U}_{pi}| R_{ps} \frac{\begin{bmatrix} k_y^s \\ -k_x^s \end{bmatrix}}{|k_r^s|} e^{i(\mathbf{k}^{sr} \cdot \mathbf{x} - \omega t)} \quad (61)$$

Como evaluamos estas ecuaciones en la interfaz donde  $y=0$  y cualquier  $x$ , en particular  $x=0$ , se puede simplificar en:

$$\mathbf{u}_{pi}(x=0) = |\mathbf{U}_{pi}| \frac{\begin{bmatrix} k_x^p \\ k_y^p \end{bmatrix}}{|k_i^p|} e^{-i\omega t} = |\mathbf{U}_{pi}| \frac{\begin{bmatrix} k_x \\ \sqrt{\left(\frac{\omega}{\alpha}\right)^2 - k_x^2} \end{bmatrix}}{\frac{\omega}{\alpha}} e^{-i\omega t} \quad (62)$$

$$\mathbf{u}_{pr}(x=0) = |\mathbf{U}_{pi}| R_{pp} \frac{\begin{bmatrix} k_x^p \\ -k_y^p \end{bmatrix}}{|k_r^p|} e^{-i\omega t} = |\mathbf{U}_{pi}| R_{pp} \frac{\begin{bmatrix} k_x \\ -\sqrt{\left(\frac{\omega}{\alpha}\right)^2 - k_x^2} \end{bmatrix}}{\frac{\omega}{\alpha}} e^{-i\omega t} \quad (63)$$

$$\mathbf{u}_{sr}(x=0) = |\mathbf{U}_{pi}| R_{ps} \frac{\begin{bmatrix} k_y^s \\ -k_x^s \end{bmatrix}}{|k_r^s|} e^{-i\omega t} = |\mathbf{U}_{pi}| R_{ps} \frac{\begin{bmatrix} \sqrt{\left(\frac{\omega}{\beta}\right)^2 - k_x^2} \\ -k_x \end{bmatrix}}{\frac{\omega}{\beta}} e^{-i\omega t} \quad (64)$$

Sumando las Ecuaciones (62),(63) y (64) como lo señala la Ec.(48) obtenemos:

$$\mathbf{u}^{tot} = \left\{ \begin{array}{l} \left[ \begin{array}{c} k_x \\ -\sqrt{\left(\frac{\omega}{\alpha}\right)^2 - k_x^2} \end{array} \right] / \frac{\omega}{\alpha} + \\ R_{pp} \left[ \begin{array}{c} k_x \\ \sqrt{\left(\frac{\omega}{\alpha}\right)^2 - k_x^2} \end{array} \right] / \frac{\omega}{\alpha} + \\ \left( \frac{R_{ps}}{\beta} \alpha \right) \left[ \begin{array}{c} -\sqrt{\left(\frac{\omega}{\beta}\right)^2 - k_x^2} \\ k_x \end{array} \right] / \frac{\omega}{\beta} \end{array} \right\} |\mathbf{U}_{pi}| e^{-i\omega t} \quad (65)$$

Los coeficientes de Lamé ( $\lambda$  y  $\mu$ ) deducidos a partir de las ecuaciones (28) y (29) nos sirven para obtener los coeficientes de reflexión  $R_{pp}$  y  $R_{ps}$  usados para calcular los potenciales y posteriormente nos ayudarán a calcular los desplazamientos:

$$R_{pp} = \frac{U_{pr}}{U_{pi}} = \frac{(\lambda + 2\mu)\eta_\alpha^2 + p^2\lambda + \left(4\mu p^2\eta_\alpha\eta_\beta / (p^2 - \eta_\beta^2)\right)}{-[(\lambda + 2\mu)\eta_\alpha^2 + p^2\lambda] + \left(4\mu p^2\eta_\alpha\eta_\beta / (p^2 - \eta_\beta^2)\right)} \quad (66)$$

$$R_{ps} = \frac{U_{sr}}{U_{pi}} = \left( \frac{4p\eta_\alpha}{p^2 - \eta_\beta^2} \right) \left[ \frac{(\lambda + 2\mu)\eta_\alpha^2 + p^2\lambda}{(\lambda + 2\mu)\eta_\alpha^2 + p^2\lambda - \left(4\mu p^2\eta_\alpha\eta_\beta / (p^2 - \eta_\beta^2)\right)} \right] \quad (67)$$

Donde:

$$\eta_\alpha = k_y^p / \omega \quad (68)$$

$$\eta_\beta = k_y^s / \omega = \sqrt{\frac{1}{\beta^2} - p^2} \quad (69)$$

$$p = k_x / \omega = \frac{\sin \theta_{inc}}{\alpha} \quad (70)$$

Gráficamente se puede representar las ecuaciones (59),(60) y (61)

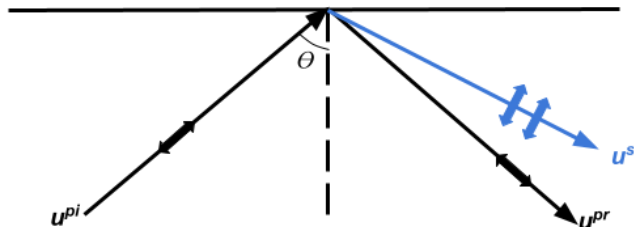


Figura 41. Representación gráfica de cada componente,  $\mathbf{u}^{pi}$ ,  $\mathbf{u}^{pr}$  y  $\mathbf{u}^{sr}$ . Las flechas contiguas tanto en  $\mathbf{u}^{pi}$  como en  $\mathbf{u}^{pr}$  representan como la polarización de la onda es paralela a la dirección de propagación. Por otra parte, las flechas perpendiculares a  $\mathbf{u}^{sr}$  manifiestan la polarización ortogonal a la propagación de la onda. El símbolo  $\theta$  representa ángulo de incidencia.



El ángulo de incidencia observado o ángulo aparente es definido por:

$$\tan \theta_{app} = \frac{u_{x\ tot}}{u_{y\ tot}} \quad (71)$$

Donde  $u_{xtot}$  y  $u_{ytot}$  son los desplazamientos y se definen con la ayuda de la Ecuación (65):

$$u_{x\ tot} = \left( \frac{k_x(1 + R_{pp})}{\frac{\omega}{\alpha}} - \sqrt{\left(\frac{\omega}{\beta}\right)^2 - k_x^2} \cdot \left(\frac{R_{ps}}{\beta}\alpha\right) / \frac{\omega}{\beta} \right) |U_{pi}| e^{-i\omega t} \quad (72)$$

$$u_{y\ tot} = \left( \frac{-\sqrt{\left(\frac{\omega}{\alpha}\right)^2 - k_x^2} (1 - R_{pp})}{\frac{\omega}{\alpha}} + k_x \cdot \left(\frac{R_{ps}}{\beta}\alpha\right) / \frac{\omega}{\beta} \right) |U_{pi}| e^{-i\omega t} \quad (73)$$

Simplificando tanto las ecuaciones (72) y (73) tenemos:

$$u_{x\ tot} = \left( k_x(1 + R_{pp})\alpha + \sqrt{\left(\frac{\omega}{\beta}\right)^2 - k_x^2} \left(\frac{R_{ps}}{\beta}\alpha\right) \beta \right) / \omega |U_{pi}| e^{-i\omega t} \quad (74)$$

$$u_{y\ tot} = \left( \sqrt{\left(\frac{\omega}{\alpha}\right)^2 - k_x^2} (1 - R_{pp})\alpha - k_x \cdot \left(\frac{R_{ps}}{\beta}\alpha\right) \beta \right) / \omega |U_{pi}| e^{-i\omega t} \quad (75)$$

Sustituyendo las ecuaciones (74) y (75) en la ecuación (71) obtenemos el ángulo incidente aparente:

$$\tan \theta_{app} = \frac{\left( k_x(1 + R_{pp})\alpha + \sqrt{\left(\frac{\omega}{\beta}\right)^2 - k_x^2} \cdot \left(\frac{R_{ps}}{\beta}\alpha\right) \beta \right) / \omega}{\left( \sqrt{\left(\frac{\omega}{\alpha}\right)^2 - k_x^2} (1 - R_{pp})\alpha - k_x \cdot \left(\frac{R_{ps}}{\beta}\alpha\right) \beta \right) / \omega} \quad (76)$$

Donde:

$$k_x = k \sin \theta_{inc} \quad (77)$$

Como se menciona en *II.e.i Localización con una Estación*, el ángulo observado desde la estación es necesario corregirlo de acuerdo con las velocidades de onda por debajo de la estación. El ángulo incidente real será dado por la Ec. (78):

$$\theta_{real} = \arcsin \left[ \frac{V_p}{V_s} * \sin(0.5 * \theta_{app}) \right] \quad (78)$$

Realizado el desarrollo matemático con la intención de comprender el fenómeno físico se elaboró un programa en Matlab. Donde se introdujeron los datos mostrados en la Tabla 4 y con ayuda de las ecuaciones (28) y (29) se dedujeron los coeficientes de Lamé ( $\lambda$  y  $\mu$ ).

Tabla 4. Modelo de velocidades para el área de estudio		
$\alpha$ (km/s)	$\beta$ (km/s)	$\rho$ (Kg/m <sup>3</sup> )
4.25	2.5	2.2

Con los coeficientes de Lamé y el modelo de velocidades mostrado en la Tabla 4 se tienen los datos necesarios para el análisis de él ángulo incidente. Se introducen en el programa los datos anteriormente mencionados para comparar el ángulo incidente aparente ( $\theta_{app}$ ) representado por la curva color naranja, contra el ángulo incidente real ( $\theta_{real}$ ) representado por la curva amarilla, como lo muestra la Figura 42. El  $\theta_{app}$  proviene del análisis de la polarización realizado a partir de la ecuación (48) hasta la ecuación (76). Por otra parte, el  $\theta_{real}$  hace una pequeña corrección al  $\theta_{app}$  tomando en cuenta el modelo de velocidades de la región (Havskov, Jens. Bormann 2011).

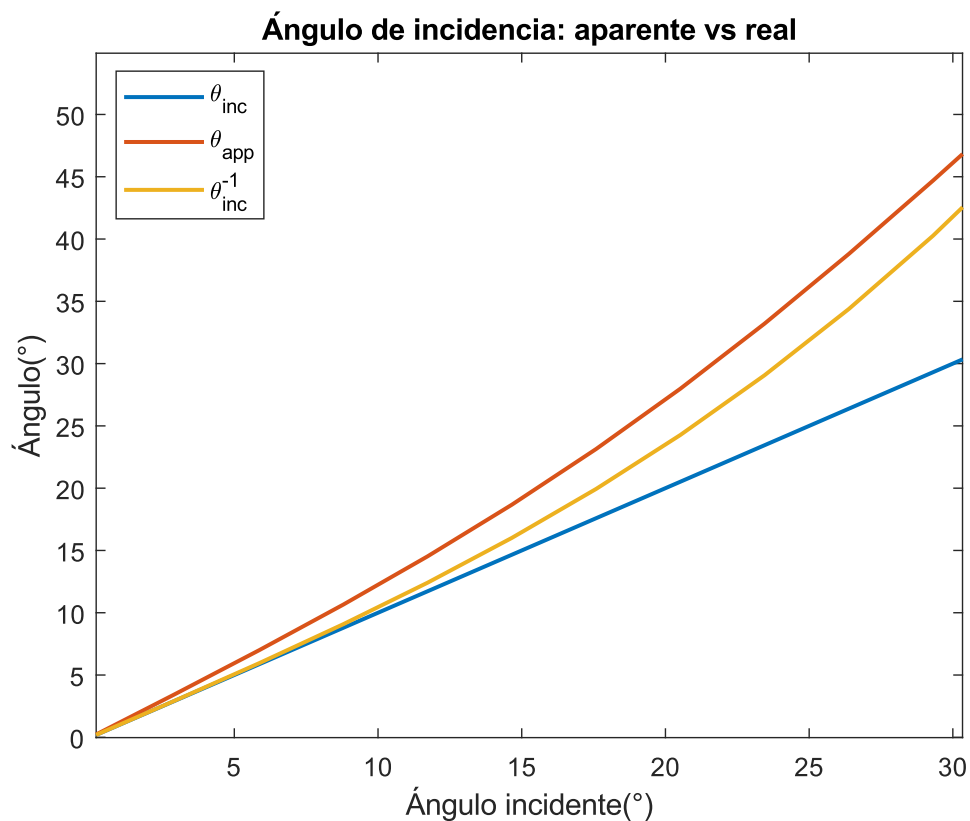


Figura 42. Gráfica comparativa entre el ángulo de incidencia real vs el ángulo de incidencia aparente. El eje "x" y el eje "y" representan el ángulo en grados. La línea de color azul representa el ángulo incidente simulado ( $\theta_{inc}$ ) de la onda P incidente. La línea color naranja representa el ángulo incidente aparente ( $\theta_{app}$ ) del campo total, equivalente al que se mide con los datos. La línea de color amarillo representa el ángulo de incidencia real ( $\theta_{real}$ ). Es decir, la incidencia de la onda P deducida a partir del campo total.

La Figura 42 muestra como para ángulos bajos ( $0^{\circ}$ - $15^{\circ}$ ) se puede obtener una corrección más apegada al ángulo incidente de la onda P ( $\theta_{inc}$ ) para el ángulo de incidencia real ( $\theta_{real}$ ). Esto significa que entre más bajo es el ángulo incidente se tendrá mayor certeza para la determinación del azimut. En otras palabras, podemos decir que entre más cercano estén las estaciones sismológicas a los epicentros, mejor se determinara el ángulo.

Los coeficientes de reflexión de la onda P como de la onda S se dedujeron a partir de las ecuaciones (66) y (67) respectivamente. En la Figura 43 se muestra los coeficientes de reflexión contrastados con el ángulo de incidencia:

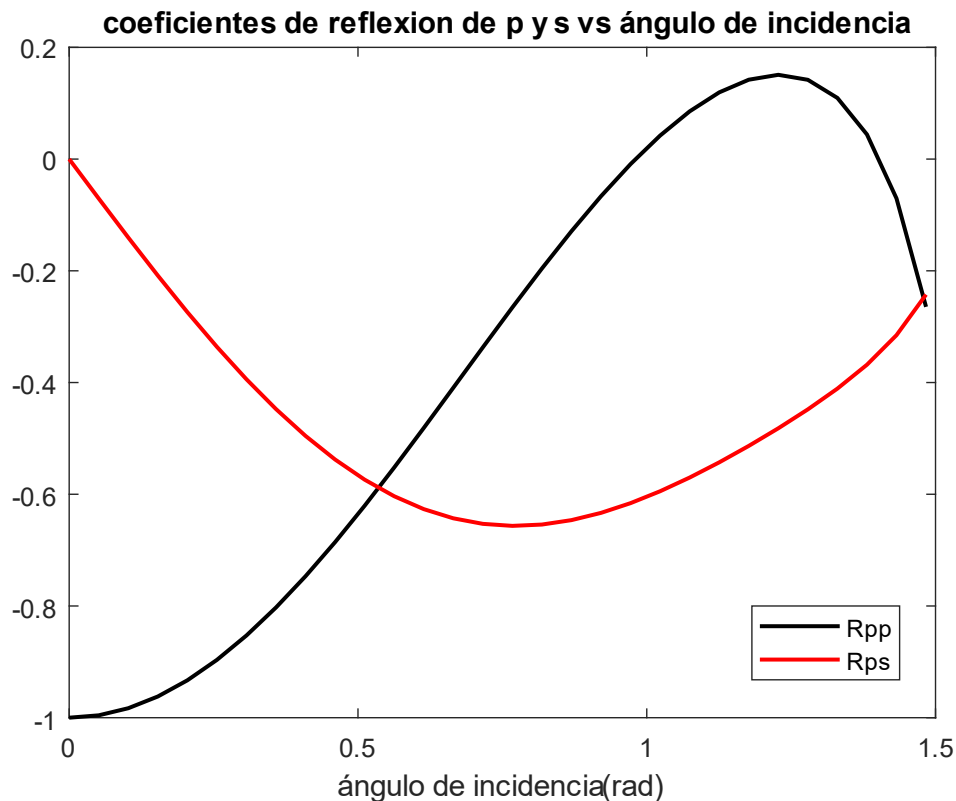


Figura 43. Gráfica que muestra cómo se comportan los coeficientes de reflexión en función de él ángulo de incidencia.

Como se puede observar (Figura 43) el coeficiente de reflexión de la onda P ( $R_{pp}$ ) se incrementa a medida que el ángulo de incidencia incrementa hasta encontrar su punto máximo cuando el ángulo de incidencia es alrededor de  $1.22^{\circ}$ , después el coeficiente de reflexión disminuye.

Los desplazamientos obtenidos a partir de las ecuaciones (72) y (73) se representan en la Figura 44 contrastados con el ángulo de incidencia.

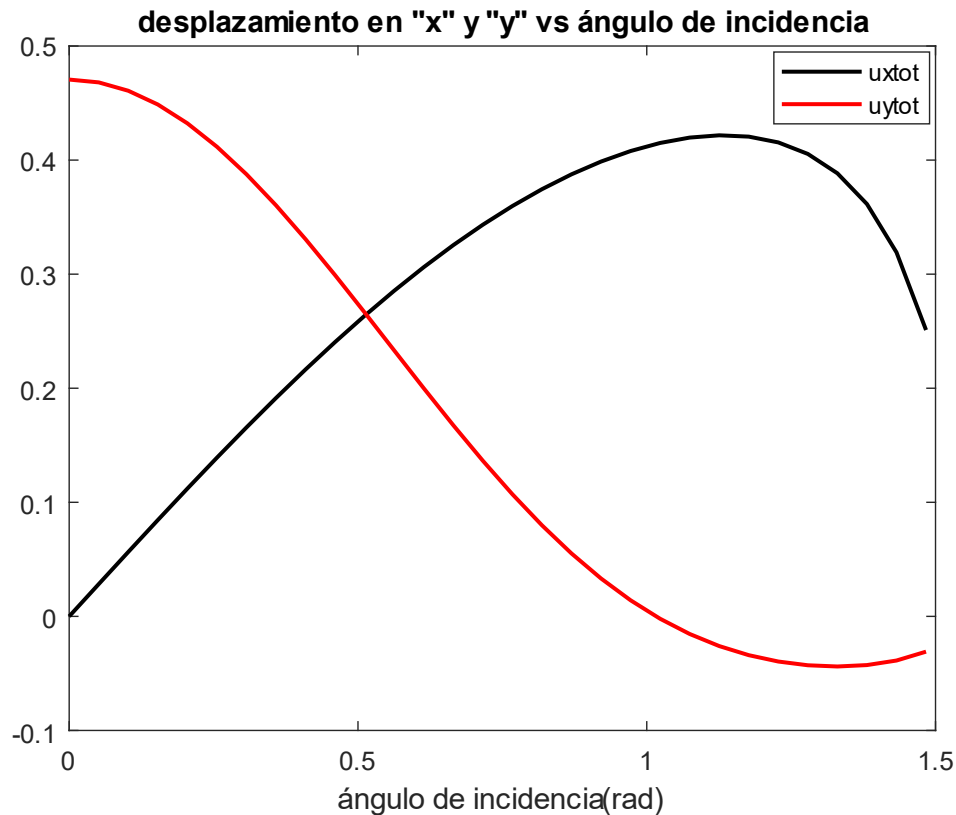


Figura 44. Gráfica que representa los desplazamientos en "x" (curva color negro) y los desplazamientos en "y" (curva color rojo) en función del ángulo de incidencia al punto de observación (estación sísmológica).

Los desplazamientos de la componente en "x" aumentan a medida que el ángulo de incidencia se incrementa, alcanzando un máximo cuando el ángulo de incidencia es  $1.10^\circ$ , después comienza a decrecer el valor del desplazamiento hasta alcanzar el valor de 0.15 cuando el ángulo de incidencia es  $1.5^\circ$ . Mientras que el desplazamiento en la componente "y" disminuye a medida que el ángulo de incidencia aumenta, alcanzando un mínimo en  $1.33^\circ$ , seguido de un aumento del valor del desplazamiento.

## b. Resultados: Aplicación a los sismos medidos cerca del Tancítaro

En diciembre de 2019 a junio de 2020 se organizó una campaña a campo con el fin de la instalación de cinco estaciones para la medición de señales sísmicas Figura 45. En enero de 2020 el Servicio Sismológico Nacional (SSN) reportó el inicio de un enjambre sísmico en la región. A causa de las condiciones de inseguridad y pandemia no se instalaron las estaciones al ritmo deseado. En consecuencia, la mayor parte del enjambre fue detectado por una sola estación (TA01) ubicada al sur del Parícutín (Figura 45).

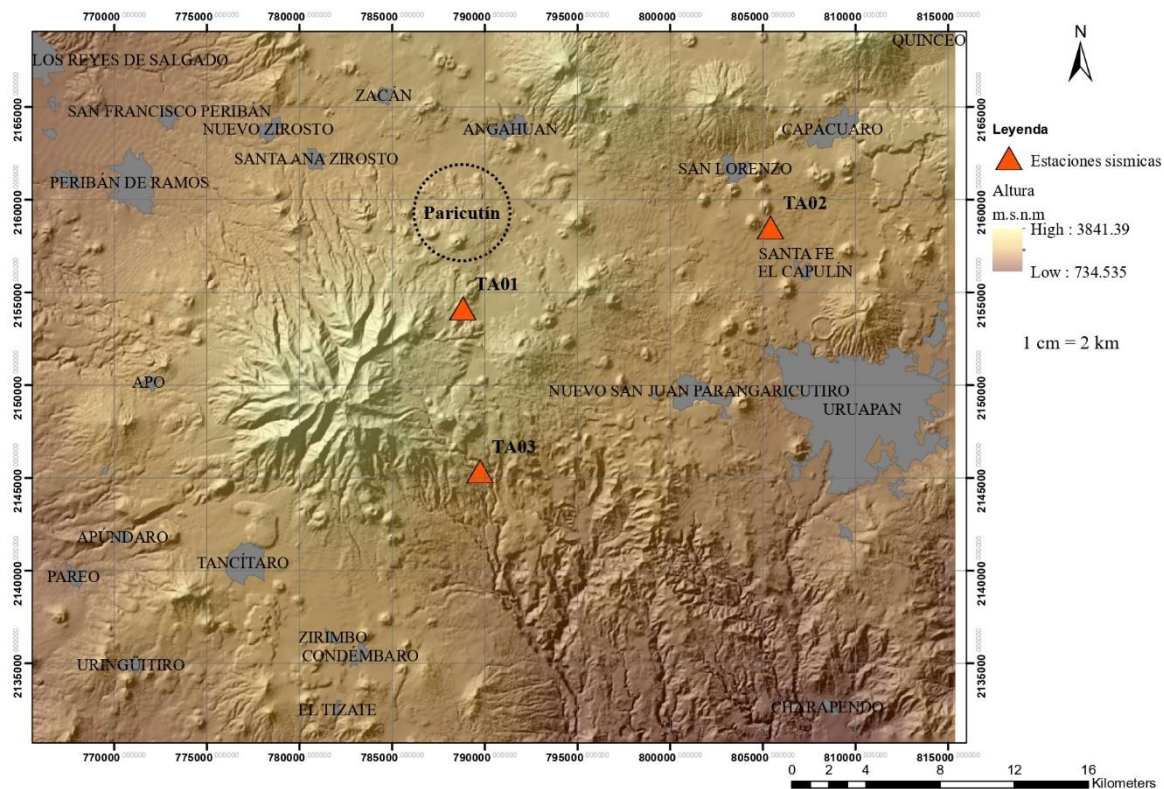


Figura 45. Mapa que muestra la disposición de las estaciones sísmológicas representadas por triángulos naranjas instaladas en el área de estudio. También se presentan las poblaciones que se encuentran en el área de estudio en gris. El mapa se presenta en coordenadas UTM 13Q.

Cabe resaltar, la instalación de las estaciones sísmicas se llevó a cabo en zonas alejadas de las poblaciones y caminos, dentro de las posibilidades para no comprometer la seguridad de los equipos. Cada estación al instalarse fue orientada al Norte. Tenía un sistema de adquisición y la energía para que los equipos se mantuvieran registrando provenía de baterías que a su vez se recargaban con paneles solares, con la finalidad de tener registros completos. Durante este periodo fue necesario ir periódicamente a cada estación a extraer los datos. En la Tabla 5 se muestra las especificaciones de las estaciones sísmicas instaladas.

Tabla 5. Modelo y características de las estaciones instaladas en el área de estudio.

Estación	Modelo y características
TA 01 y TA 02	Nanometrics Trillium PA 120s, con un Sistema de adquisición Centaur Nanometrics de 24-bit.
TA03	Sensor Nanometrics Meridian compact Posthole de 120s
TA04 y TA05	Guralp CMG-40T of 60s, con un Sistema de adquisición CMG-DAS Guralp de 24-bit.

La señal mostrada en la Figura 46 corresponde al día 04 de febrero de 2020 desde las 11:00 horas hasta las 12:00. Se registraron más de 70 eventos de diferente magnitud. En la Figura 46, los rectángulos rojos cercanos al segundo 500 del registro muestran el evento seleccionado para obtener su localización tanto con una estación sismológica como con un arreglo de tres estaciones. En consecuencia, para lograr la localización con una sola estación es de ayuda obtener la rotación de la señal. La rotación de la señal se realiza con la finalidad de separar las componentes P, SV y SH. También nos permite resaltar la fase P de la SH, permitiendo realizar la colocación de los cursores más sencilla.

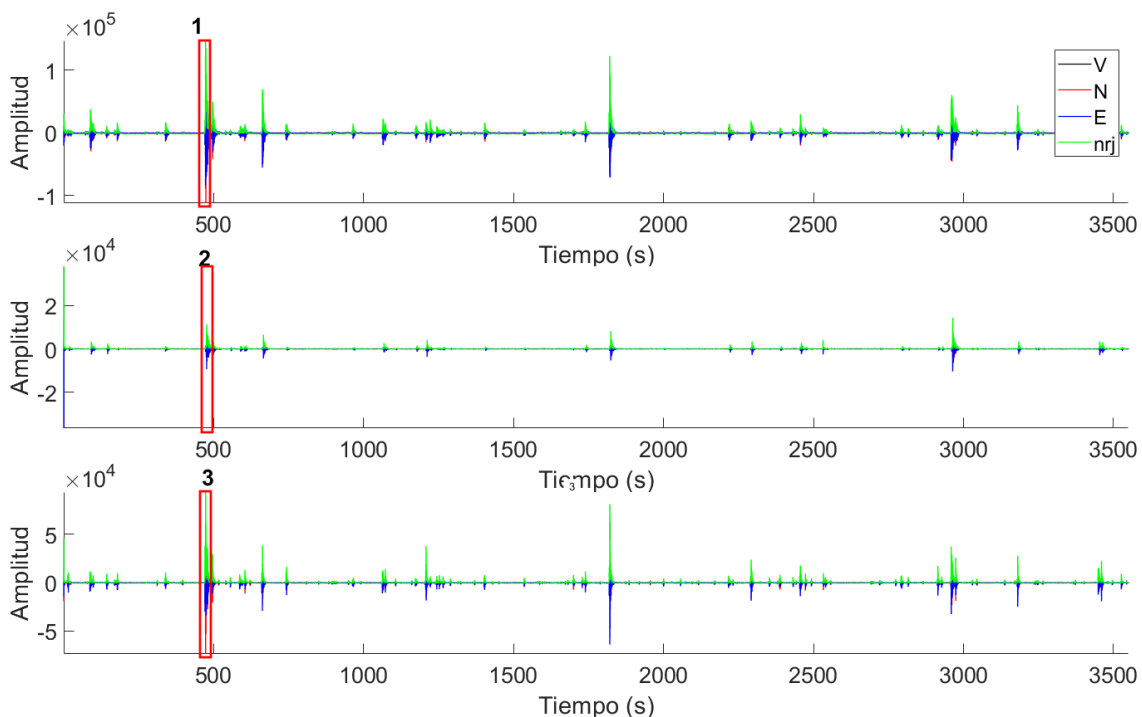


Figura 46. Lectura de la señal correspondiente a las 11:00 horas del día 04 de febrero de 2020. En el recuadro rojo se muestra el evento seleccionado del registro. La línea negra muestra el registro en la componente vertical, La línea roja muestra el registro en la componente Norte- Sur, La línea azul denota el registro de la componente Este-Oeste y por último el verde muestra el espectro de energía.

#### i. Obtención del Modelo de velocidad

Como se mencionó para las ecuaciones (28) y (29) es en el caso ideal para un medio isótropo. Sin embargo, en la práctica no es así. Para fines de estudios de localización es importante considerar que la Tierra es anisótropa. Por ende, afectará los tiempos de viaje de las ondas

sísmicas dependiendo de factores como lo son el tipo de roca que se encuentre entre la zona, la porosidad, los fluidos etc. Un modelo de velocidad sísmica expone la variación de la velocidad de distintas fases de una señal respecto a la profundidad.

En consecuencia, el modelo de velocidad de la región juega un papel determinante para la localización de los eventos. Los tiempos de arribo de las fases nos proporcionan información del interior. En zonas heterogéneas como lo es nuestra zona de estudio es importante tener en cuenta dicho modelo mostrado en la Figura 47. Para el modelo de la zona de estudio se muestra el cambio de la velocidad de distintas fases con respecto a la profundidad hasta llegar a los 30 km tomado de Spica et al. (2017). La línea roja muestra la fase  $V_{SV}$  (Velocidad de la onda “S” en la vertical), la línea azul la fase  $V_{SH}$  (Velocidad de la onda “S” en la horizontal), Mientras que la línea punteada muestra la fase S del sismo.

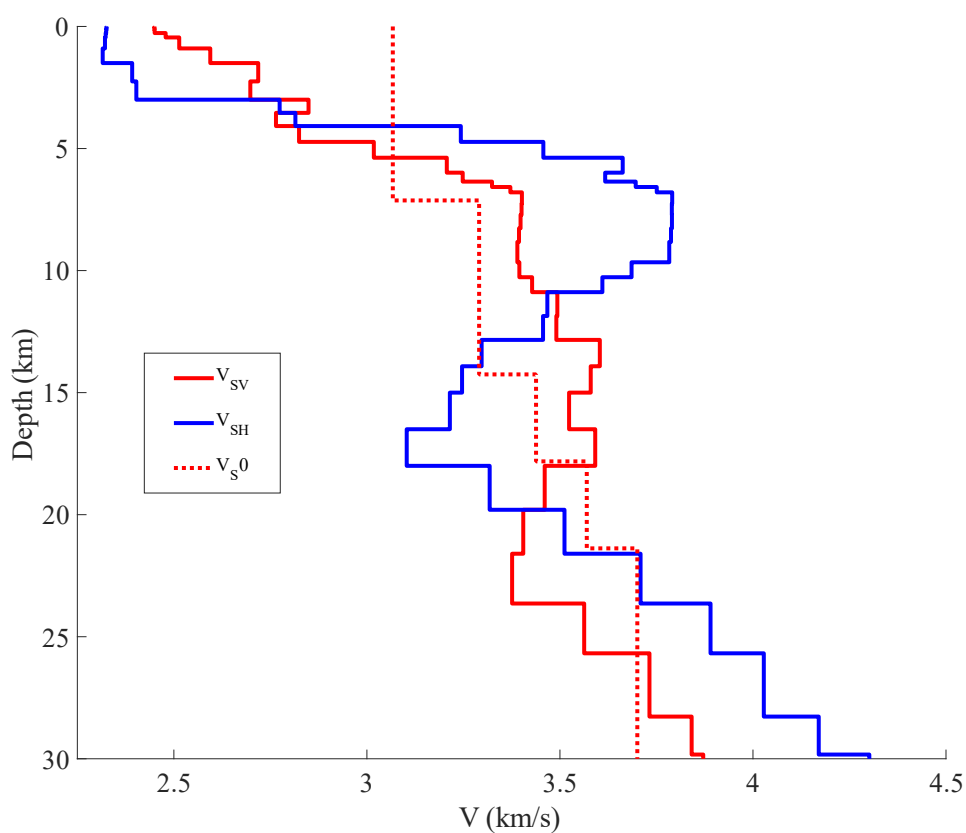


Figura 47. Perfil de velocidades 1-D tomado de Spica et al. (2017) donde se puede observar la variación de la velocidad ( $V$ ) representada en km/s en el eje horizontal respecto a la profundidad representada en km en el eje vertical (Depth). La línea continua roja ( $V_{SV}$ ) representa la Velocidad de la onda “S” en la vertical. La línea continua azul ( $V_{SH}$ ) representa la Velocidad de la onda “S” en la horizontal. La línea punteada roja ( $V_{S0}$ ) representa la fase “S”.

La relación  $V_P/V_{SV}$  para la zona de estudio se extrajo a partir del modelo de velocidades obtenido por Spica et al. (2017) mostrado en la Figura 47. Siendo precisos en específico de la fase  $V_{SV}$ , como se puede observar en la Figura 47 tiene una velocidad mayor. Por ende,

llega antes en comparación con la fase  $V_{SH}$ , que se pierde en la parte final del registro de la  $V_{SV}$ . De esta manera se obtiene como resultado para  $V_P/V_{SV}$  una velocidad en términos simples constante de 1.7 km/s como se observa en la Figura 48 lo que nos permite validar los datos expuestos en la Tabla 4.

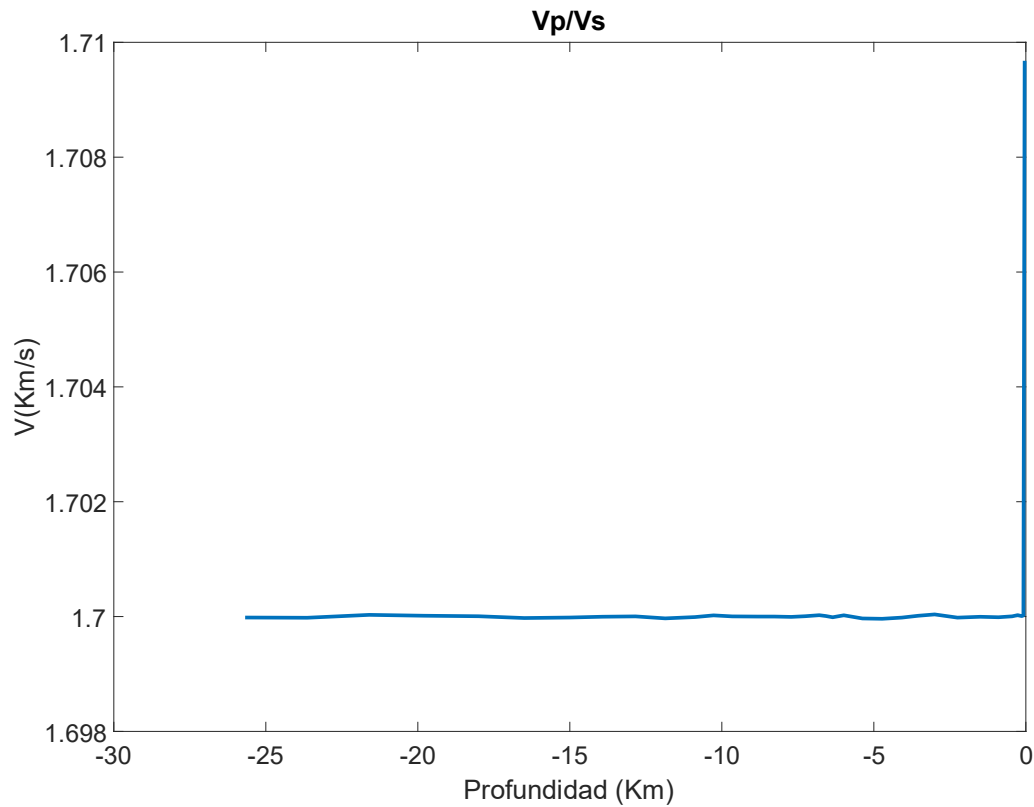


Figura 48. Perfil de velocidad  $V_P/V_{SV}$  obtenido para la zona de estudio a partir del modelo de Spica et al. (2017). La relación  $V_P/V_{SV}$  se mantiene constante al menos para los primeros 25 km de profundidad.



## ii. Forma de onda de las estaciones sísmicas

La Figura 49 muestra la forma de onda del sismo seleccionado. Un acercamiento del registro de las tres estaciones exhibidas en la Figura 46.

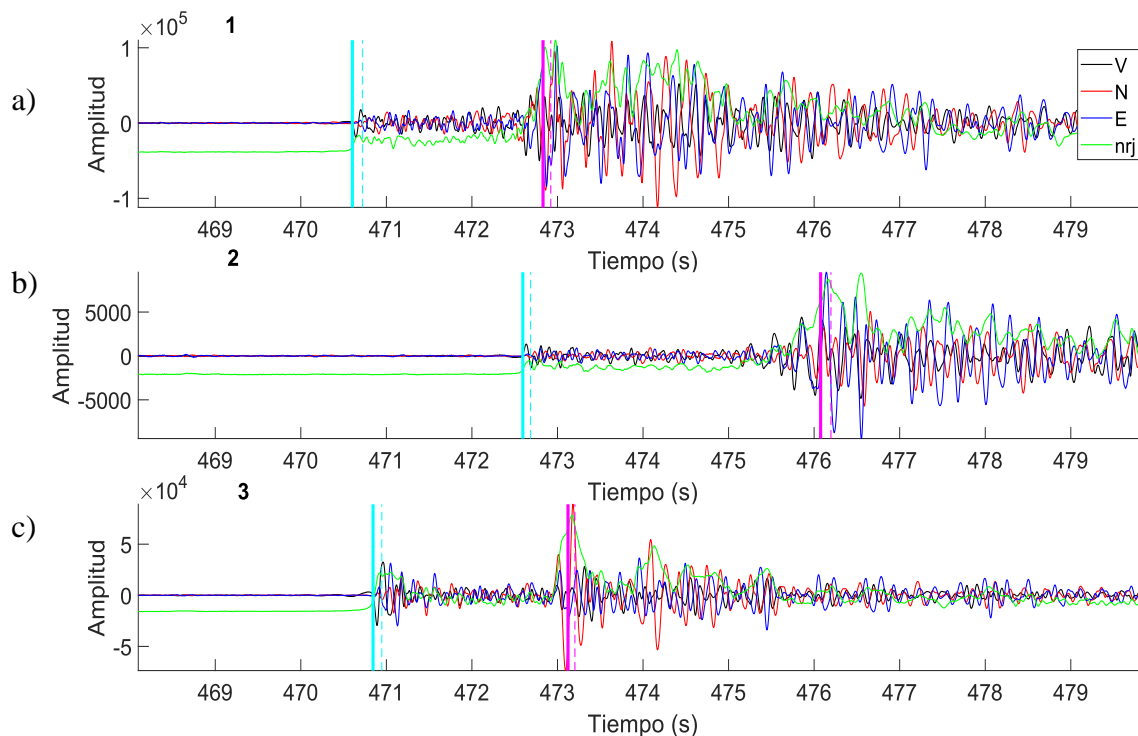


Figura 49. Forma de onda del sismo seleccionado, se muestra el registro de las estaciones TA 01(La escondida), TA 02 (San Lorenzo) y TA 03 (El Durazno). La línea vertical azul define la llegada de la onda P, la línea vertical rosa define la llegada de la onda S para cada una de las estaciones. La V, N y E se refieren a las componentes vertical, norte-sur y este-oeste respectivamente. El contenido de energía es representado por nrj.

## iii. Rotación de las señales y picados

### Estación TA 01 (La escondida)

La forma de onda del sismo seleccionado para la estación TA 01, se muestra en la Figura 49a. Se define la llegada tanto de la onda P con la línea vertical azul como de la onda S con la línea vertical de color rosa. Para localizar el sismo con una estación se muestra la rotación de la señal. Nos ayuda a definir el azimut separando las componentes de la señal (P, SV, SH). La rotación de la señal para la estación TA 01(La escondida) obtuvo un azimut de  $354.39^\circ$  respecto al norte (Figura 50).

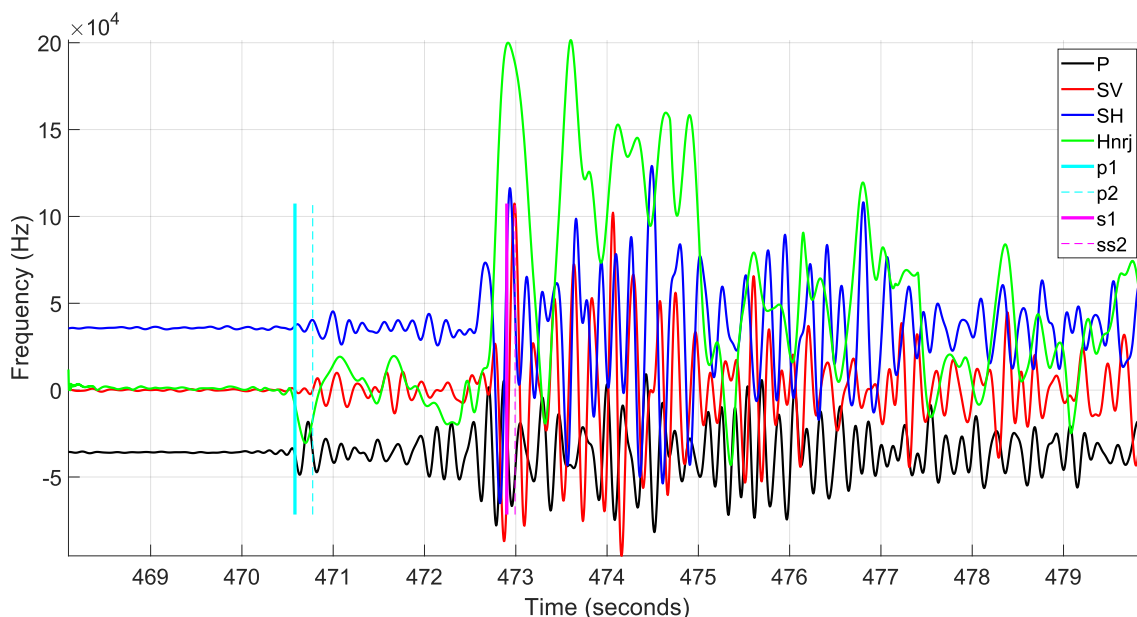


Figura 50. Rotación de la señal percibida por la estación TA01. Donde P es la componente radial, SH la componente transversal y SV la componente vertical. Hnrj hace referencia al contenido de energía. Por su parte p1, p2 y s1, ss2 indican las fases P y S del sismo respectivamente.

#### Estación TA 02 (San Lorenzo)

La forma de onda del sismo seleccionado para la estación TA 02, se muestra en la Figura 49b. Para localizar el sismo con una estación, se muestra la rotación de la señal (Figura 51). Para la estación TA 02(San Lorenzo) Se obtuvo un azimut de  $294.8933^\circ$  respecto al norte.

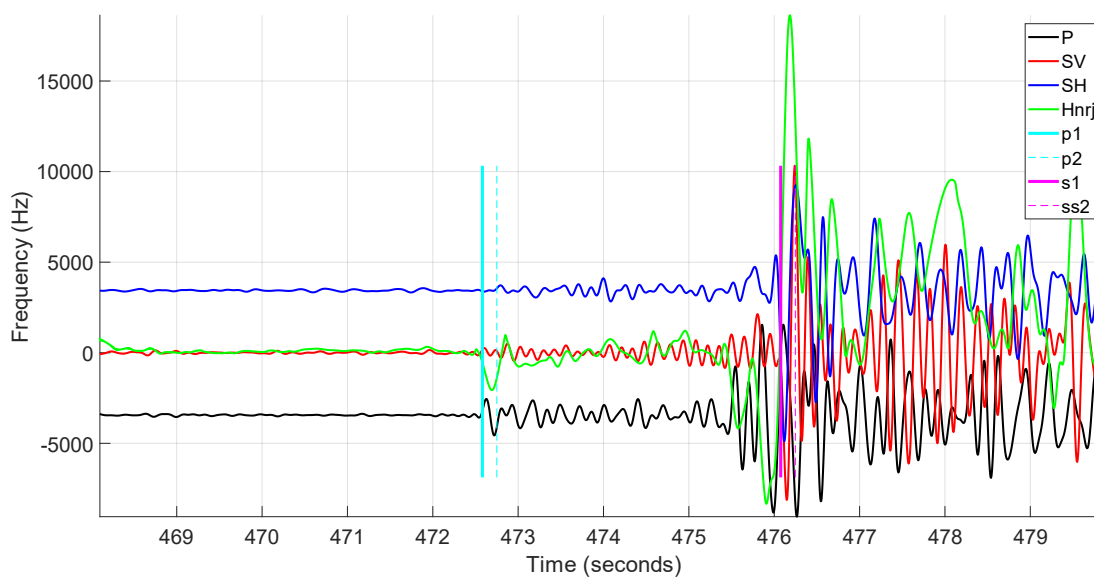


Figura 51. Rotación de la estación sismológica TA 02 (San Lorenzo). Donde P es la componente radial, SH la componente transversal y SV la componente vertical. Hnrj hace referencia al contenido de energía. Por su parte p1, p2 y s1, ss2 indican las fases P y S del sismo respectivamente.

### Estación TA 03 (El Durazno)

La forma de onda del sismo seleccionado para la estación TA 03, se muestra en la Figura 49c. Una vez definidas los arribos de ondas se localiza el sismo. Para localizar el sismo con una estación, se muestra la rotación de la señal (Figura 52). Para la estación TA 03(El Durazno) Se obtuvo un azimut de  $51.17^\circ$  respecto al norte.

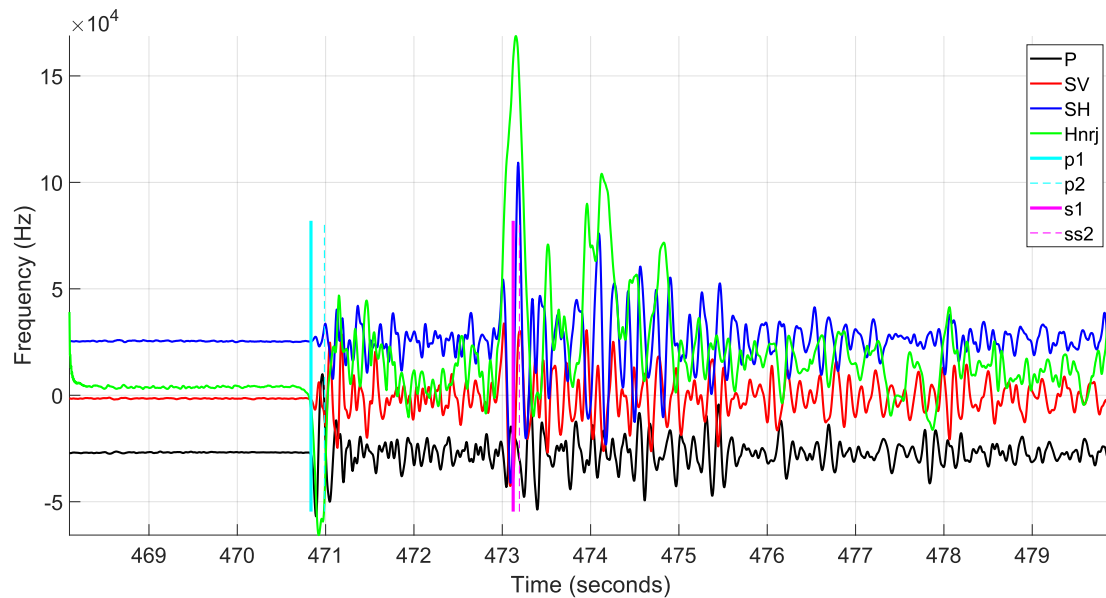


Figura 52. Rotación de la estación #3 (El Durazno). Donde P es la componente radial, SH la componente transversal y SV la componente vertical. Hnrj hace referencia al contenido de energía. Por su parte p1, p2 y s1, ss2 indican las fases P y S del sismo respectivamente.

#### iv. Resultado de la localización

Se logró determinar los epicentros del sismo seleccionado (Figura 53). Para un arreglo de 3 estaciones el resultado se denota por el asterisco de color rojo. Los epicentros logrados por una estación para TA 01, TA 02 y TA 03, se muestran con los asteriscos verde, cian y azul respectivamente.

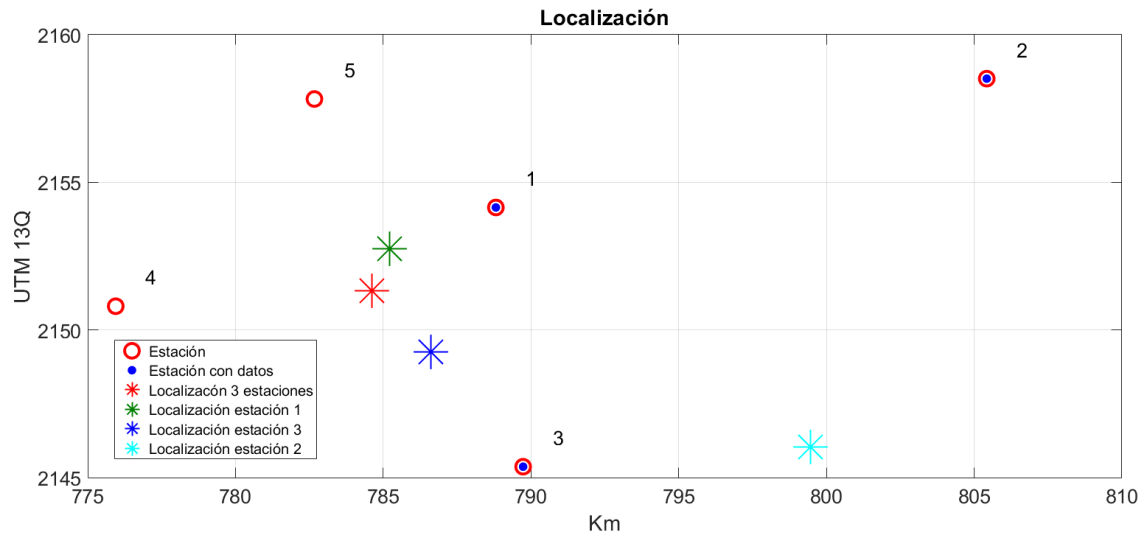


Figura 53. Arreglo de estaciones sismológicas instaladas (círculos rojos) vista desde planta y epicentros determinados (asteriscos). El eje vertical va de sur a norte, por su parte el eje horizontal va de oeste a este. Ambas en coordenadas UTM 13Q.

En la Figura 54 se muestra los hipocentros, donde se observa claramente la profundidad determinada. Para un arreglo de 3 estaciones el resultado se denota por el asterisco de color rojo (~ -13.3km). Los epicentros logrados por una estación para TA 01, TA 02 y TA 03, se muestran con los asteriscos verde (~ -13.9km), cian (~ -21.86), azul (~ -14.3) respectivamente.

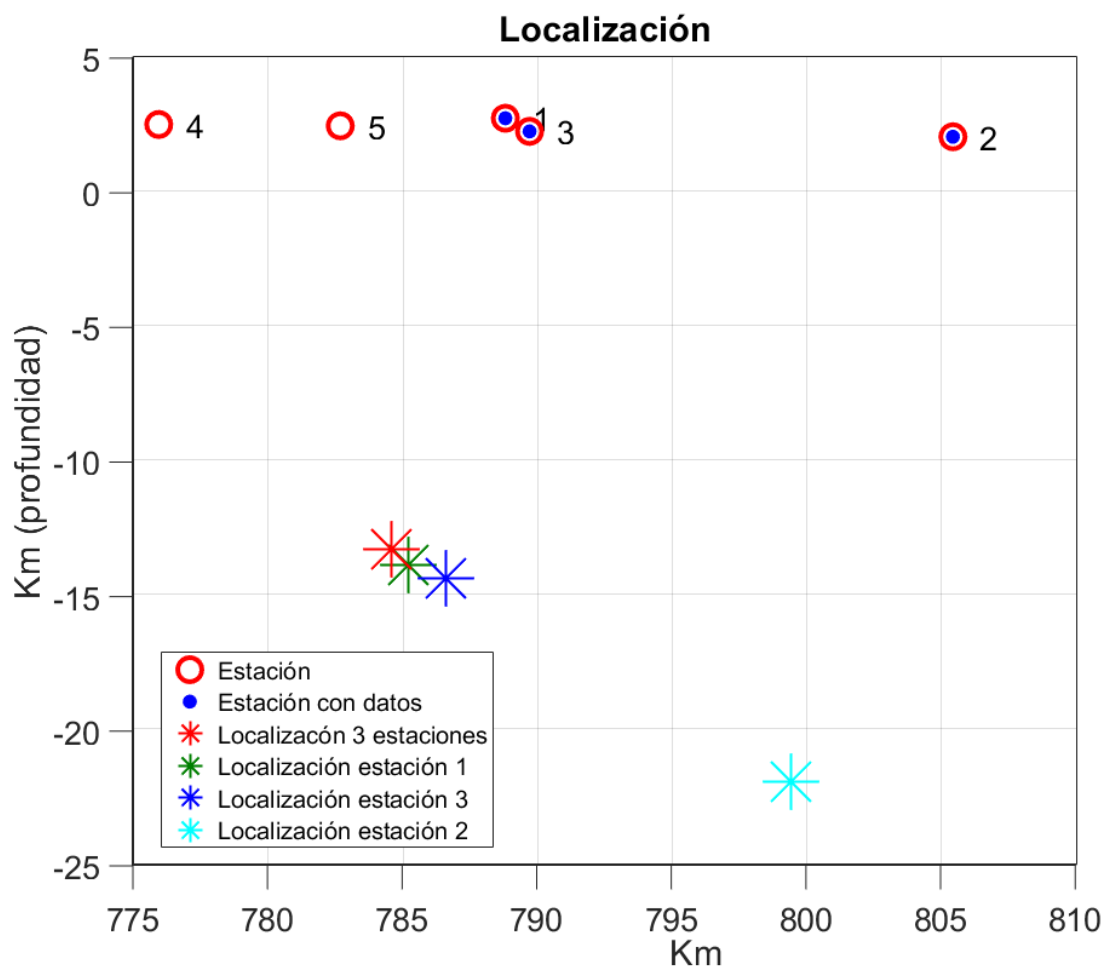


Figura 54. Arreglo de estaciones sismológicas instaladas (círculos rojos) vista lateralmente e hipocentros determinados (asteriscos). En el eje horizontal se presentan las coordenadas UTM 13Q. El eje Vertical presenta la profundidad en Km, tomando el cero como nivel medio del mar.

#### v. Comparación de la localización con respecto a la del SSN

De acuerdo con el reporte especial emitido por el Servicio Sismológico Nacional (SSN), el enjambre sísmico inició el 5 de enero y terminó el 10 de marzo de 2020 (SSN 2020). El mismo SSN realizó la localización de los eventos relacionados con el enjambre reportado, incluido el mismo evento explicado en la sección previa. El SSN reporta en este periodo de tiempo 3,294 eventos, mismos que presenta su localización. Contrastando con nuestros datos, evidentemente hay un gran número de eventos que no se logran detectar por las estaciones del SSN. Tenemos registro de mayor cantidad de eventos, ejemplo de ello es entre las 11:00 y 12:00 horas del día 4 de febrero de 2020 donde el SSN reporta 8 sismos mientras que las estaciones instaladas muestran más de 70 sismos.

La Figura 55 presentada a continuación muestra un mapa donde se presenta las localizaciones realizadas tanto con estaciones individuales como con 3 estaciones. Además, presentamos una comparativa con la localización obtenida por el SSN del mismo sismo.

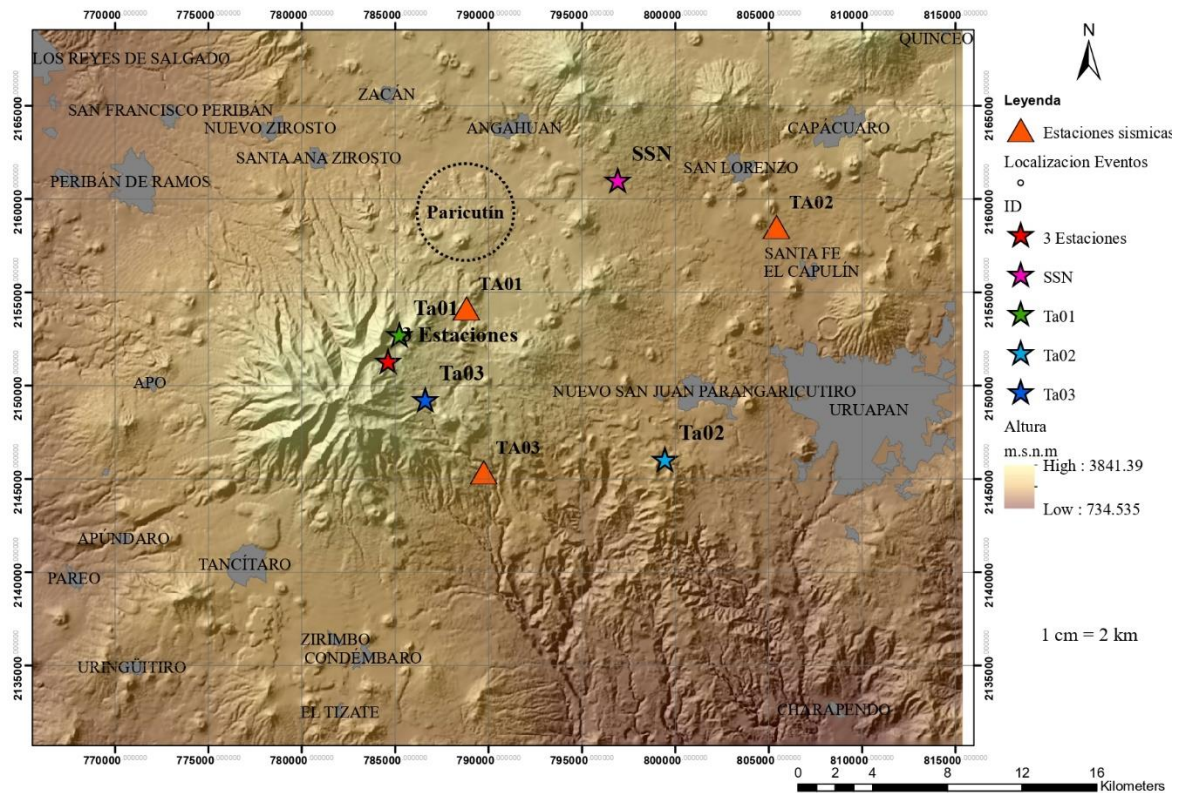


Figura 55. Mapa del arreglo de estaciones (triángulos naranjas) y localizaciones logradas (estrellas) del sismo por distintas estaciones. Los datos de localización del SSN fueron tomados del catálogo de sismos. El mapa se presenta en coordenadas UTM 13Q.

La diferencia de resultados obtenidos en comparación con el SSN radica en múltiples variables, principalmente afectadas por la distancia desde los epicentros a las estaciones.

Las estaciones sismológicas del SSN más cercanas a la zona de estudio durante el enjambre de 2020 se encuentran al oeste, en el estado de Colima, y al sur en la costa michoacana cercano a Maruata y en Morelia (Figura 56). Al ser sismos de baja magnitud ( $<4$ ) según el reporte del SSN, el SNR será menor desencadenando un problema para detectar los sismos de menor magnitud.



Figura 56. Imagen obtenida de *Observación Sísmica en la UNAM, Servicio Sismológico Nacional*, s. f. que muestra las estaciones operadas por el SSN representadas por triángulos. El cuadrado de contorno negro muestra la locación de la zona de estudio y por su parte las estaciones sísmicas encerradas en círculos de color verde, rosa y morado son las estaciones más cercanas a la zona de estudio ubicadas en Morelia, Colima y Maruata respectivamente.

El modelo de velocidad utilizado por ambas partes es distinto a causa de la distancia entre los epicentros y las estaciones. Si bien incluso en una escala local hay que considerar que la geología es variable y por ende afecta los resultados. A una escala regional o telesísmica la geología se torna aún más heterogénea.

#### vi. Evaluación del error de la localización

A continuación, se presenta un análisis cualitativo del error a cerca de los resultados precedentes de las localizaciones. De acuerdo con lo revisado a lo largo de la investigación, los factores a considerar son múltiples. En consecuencia, es evidente la disparidad de los resultados obtenidos mediante la estación TA02 en comparativa con los resultados obtenidos con 3 estaciones, con TA01 y con TA03. En la estación TA02 (San Lorenzo) es complicado obtener un azimut fiable. La estación como se puede observar en Figura 45 se encuentra a una mayor distancia del epicentro lo que conlleva un mayor ángulo de incidencia generando mayor incertidumbre como se explica gráficamente en la Figura 42. Como resultado obtenemos una amplitud pequeña de la onda P y sus componentes no logran resaltarse lo

suficiente del ruido. En consecuencia, el resultado de la localización de dicha estación individualmente es poco fiable.

La localización obtenida a partir de una sola estación, si bien nos puede dar una buena idea de los hipocentros también hay que recalcar que es incierta a comparación de la obtenida por 3 estaciones. Para lograr la localización con una sola estación es recomendable obtener los datos localmente lo que permite una mejor determinación del azimut como se expone en la Figura 42.



## IV. Conclusiones

Es importante la correcta instalación de las estaciones sísmicas, de esta manera se pueden obtener datos claros que permitan tener un SNR óptimo de modo que la detección, localización y determinación de las fases sea sencilla y correcta.

Para la localización realizada a partir de una estación sísmica de tres componentes es necesario realizar una corrección respecto al ángulo de incidencia observado por la estación de acuerdo con el modelo de velocidades de la zona. Esto permitirá realizar una localización del hipocentro más fiable.

La localización del evento muestra acontecido en el registro del día 04 de febrero de 2020 desde las 11:00 horas hasta las 12:00 mostrado en *III.b Resultados: Aplicación a los sismos medidos cerca del Tancítaro* se logró localizar confiablemente tanto con tres estaciones como con una sola. Con excepción de la localización realizada con la estación TA02 (San Lorenzo) en consecuencia de la lejanía de las fuentes sísmicas.

La localización lograda con las tres estaciones TA01 (La Escondida), TA02 (San Lorenzo) y TA03 (El Durazno) permite validar las localizaciones realizadas con una estación ya sea con la estación TA01 (La escondida) o TA03 (El Durazno). El caso de la localización de la estación TA02 (San Lorenzo) no es fiable.

La detección de sismos realizada por el SSN es menor debido a la lejanía de las estaciones sismológicas. Por esto es importante tener equipos sismológicos más cercanos en la región que permita la recopilación de datos con mejor resolución y calidad.

La localización llevada a cabo con una sola estación se debe tener muy en cuenta que mientras más alejado se encuentre del epicentro mayor será la incertidumbre del resultado. En el dado caso de realizar localización con una estación es recomendable que sea cercana a la fuente sismogénica a estudiar.

Para el resultado obtenido por el SSN es importante considerar que el arreglo de estaciones con las cuales se obtienen los resultados se encuentra más alejadas del epicentro de los sismos. Lo que se traduce en menor capacidad de detección de sismos de menor magnitud, pero no menos importantes para la caracterización del enjambre. Por ello debido a la historia y actualidad sísmica de la región sería importante considerar la instalación de estaciones cercanas. Si bien recientemente se ha instalado una estación cerca del Poblado de Tancítaro (Figura 55), en el presente trabajo se muestra algunas complicaciones que conlleva trabajar con los datos de una sola estación. Por este motivo se debe considerar el instalar por lo menos otras dos estaciones cercanas.

Como perspectiva es importante tener en cuenta los siguientes aspectos:

Es necesario instalar estaciones sismológicas en campo, sobre todo para este tipo de eventos (enjambres sísmicos). Es importante una buena planeación de donde instalar las estaciones debido a que son eventos muy pequeños y es necesario obtener una señal clara para su correcta localización sobre todo si es localización con una sola estación.

De acuerdo con el marco geológico y sísmico regional es evidente la frecuente actividad sísmica presentada principalmente en forma de enjambres. Por ende, es importante prestar la debida importancia a estos fenómenos, dado los antecedentes de la región especialmente el nacimiento del volcán Parícutín en 1943.

## V. Referencias

- Alle. (1954). Petrology of the Parícutin volcano. En *U.S. Geological Survey Bulletin* (Vol. 965C).
- Ban, M., Hasenaka, T., Delgado-Granados, H., & Takaoka, N. (1992). K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacan-Guanajuato volcanic field, Mexico. *Geofísica Internacional*, 31(4), 467–473.
- Ben A, van der P., & Stephen, M. (2004). *Earth Structure* (2° Ed). [https://www.academia.edu/37725277/Earth\\_Structure\\_An\\_Introduction\\_to\\_Structural\\_Geology\\_and\\_Tectonics](https://www.academia.edu/37725277/Earth_Structure_An_Introduction_to_Structural_Geology_and_Tectonics)
- Bergen, K., Yoon, C., & Beroza, G. C. (2016). *Scalable Similarity Search in Seismology: A New Approach to Large-Scale Earthquake Detection* (pp. 301–308). Springer International Publishing. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-46759-7\\_23](https://doi.org/10.1007/978-3-319-46759-7_23)
- Carrillo, V. (2020). *CARACTERIZACIÓN Y ANÁLISIS DEL B-VALUE PARA LA ZONA DEL TERREMOTO  $M_w$  8.8 DEL MAULE 2010* [Universidad de Concepción]. [https://www.dgeo.udec.cl/wp-content/uploads/2021/03/vcarrillobarra\\_tesis\\_geofisica\\_udec-comprimido.pdf](https://www.dgeo.udec.cl/wp-content/uploads/2021/03/vcarrillobarra_tesis_geofisica_udec-comprimido.pdf)
- Cruz-reyna, S. De, & Yokoyama, I. (2014). *A geophysical characterization of monogenetic volcanism* A geophysical characterization of monogenetic volcanism. November, 465–484.
- Foshag, W. F., & González-Reyna, J. (1956). Birth and Development of Parícutin Volcano Mexico. En *U.S. Geol. Surv. Bull.* (Vol. 965). <https://pubs.usgs.gov/bul/0965d/report.pdf>
- Freedman, Y., & Zemansky, S. (2009). *Física universitaria* (12° Ed). Pearson. <http://ifssa.ddns.net/biblioteca/files/original/350d864efa9a39094fe025507270c1cf.pdf>
- Frisch, W., Meschede, M., & Blakey, R. C. (2011). *Plate Tectonics*. Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-76504-2>
- Fuentes, V. (1997). *Determinación de la estructura cortical para el sur de México utilizando dispersión de ondas superficiales.pdf*. <http://132.248.9.195/ppt2002/0249685/Index.html>
- Gardine, M., West, M. E., & Cox, T. (2011). Dike emplacement near Parícutin volcano, Mexico in 2006. *Bulletin of Volcanology*, 73(2), 123–132. <https://doi.org/10.1007/s00445-010-0437-9>
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., & Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 227–283. <https://doi.org/10.18268/BSGM2005v57n3a2>
- Gómez-Vasconcelos, M. G. (2018). El volcán Parícutín en el campo volcánico Michoacán-Guanajuato: una revisión. *Ciencia Nicolaita*, 74, 15–30.

- Gutenberg, B. Richter, C. F. (1949). Seismicity of the earth and associated phenomena: by B. Gutenberg and C. F. Richter Princeton University Press, 1949. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 40(1), 76. <https://doi.org/10.1785/BSSA0400010076>
- Havskov, Jens. Bormann, P. J. S. (2011). *Earthquake Location Exercise*. November, 1–36. <https://doi.org/10.2312/GFZ>.
- Johnson, C. A., & Harrison, C. G. A. (1990). Neotectonics in central Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 64(2–4), 187–210. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(90\)90037-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201(90)90037-X)
- Kayal, J. R. (2006). Seismic waves and earthquake location. *Geological Survey of India*, 27, 1–42.
- Larrea, P., Siebe, C., Juárez-Arriaga, E., Salinas, S., Ibarra, H., & Böhnell, H. (2019). The ~ AD 500–700 (Late Classic) El Astillero and El Pedregal volcanoes (Michoacán, Mexico): a new monogenetic cluster in the making? *Bulletin of Volcanology*, 81(10). <https://doi.org/10.1007/s00445-019-1318-5>
- Minakami, T. (1974). Seismology of Volcanoes in Japan. *Physical Volcanology*, 6, 1–27. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-41141-9.50007-3>
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., & Dávalos-Elizondo, M. G. (2008). On the nature and role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican Volcanic Belt and its fore-arc region, southern and central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(2), 346–364.
- Ownby, S., Delgado Granados, H., Lange, R. A., & Hall, C. M. (2007). Volcán Tancítaro, Michoacán, Mexico,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  constraints on its history of sector collapse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161(1–2), 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.10.009>
- Ownby, S. E., Lange, R. A., Hall, C. M., & Delgado-Granados, H. (2011). Origin of andesite in the deep crust and eruption rates in the Tancítaro-Nueva Italia region of the Central Mexican Arc. *Bulletin of the Geological Society of America*, 123(1–2), 274–294. <https://doi.org/10.1130/B30124.1>
- Pacheco, J. F., Valdés-González, C., Delgado, H., Singh, S. K., Zuñiga, F. R., Mortera-Gutiérrez, C. A., Santoyo, M. A., Domínguez, J., & Barrón, R. (1999). Tectonic implications of the earthquake swarm of 1997 in the Michoacan Triangle, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(6), 567–577. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(99\)00040-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(99)00040-1)
- Sharma, B. K., Kumar, A., & Murthy, V. M. (2010). Evaluation of seismic events detection algorithms. *Journal of the Geological Society of India*, 75(3), 533–538. <https://doi.org/10.1007/s12594-010-0042-8>
- Shearer, P. (2009). *Introduction to Seismology*.
- Spica, Z., Pertou, M., & Legrand, D. (2017). Anatomy of the Colima volcano magmatic system, Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, 459, 1–13.

<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.11.010>

SSN. (2020). *Secuencia Sísmica del 5 de enero al 10 de MARzo de 2020 Michoacán*.

Stein, S., & Wysession, M. (2003). An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure. En *Eos, Transactions American Geophysical Union* (Vol. 84, Número 22). <https://doi.org/10.1029/2003eo220007>

Thurber, C. H., & Engdahl, E. R. (2000). Advances in Global Seismic Event Location. En C. H. Thurber & N. Rabinowitz (Eds.), *Advances in Seismic Event Location* (pp. 3–22). Springer Netherlands. [https://doi.org/10.1007/978-94-015-9536-0\\_1](https://doi.org/10.1007/978-94-015-9536-0_1)

Trnkoczy, A. (1999). Understanding and parameter setting of STA/LTA trigger algorithm. *Understanding and parameter setting of STA/LTA trigger Algorithm*, 14(1), 27–35. [https://doi.org/10.2312/GFZ.NMSOP\\_R1\\_IS\\_8.1](https://doi.org/10.2312/GFZ.NMSOP_R1_IS_8.1)

Urrutia-Fucugauchi, J., & Flores-Ruiz, J. H. (1996). Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico. *International Geology Review*, 38(2), 176–194. <https://doi.org/10.1080/00206819709465330>

Vistnes, A. I. (2016). *Physics of oscillation and Waves*. Springer. <https://doi.org/https://doi.org/10.1007/978-3-319-72314-3>

Waldhauser, F., & Ellsworth, W. L. (2000). A Double-difference Earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward Fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(6), 1353–1368. <https://doi.org/10.1785/0120000006>

Wiechert, E., Zoeppritz, K. (1907). Ueber die Uniformisierung beliebiger analytischer Kurven. *Nachrichten von der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen*, 1907(1), 191–210. <http://eudml.org/doc/58694>

Williams, H. (1950). Volcanoes of the Parícutin region, Mexico. En *Bulletin*. <https://doi.org/10.3133/b965B>

Williams, H. (1986). Volcanoes of the Parícutin Region Mexico. En *Biología Centrali-Americana* (Vol. 2).

Won-Young Kim. (1987). Modelling short-period crustal phases at regional distances for the seismic source parameter inversion. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 47(C), 159–178. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(87\)90075-6](https://doi.org/10.1016/0031-9201(87)90075-6)

Yokoyama, I., & de la Cruz-Reyna, S. (1990). Precursory earthquakes of the 1943 eruption of Parícutin volcano, Michoacan, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44(3–4), 265–281. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(90\)90021-7](https://doi.org/10.1016/0377-0273(90)90021-7)

Yoon, C. E., O'Reilly, O., Bergen, K. J., & Beroza, G. C. (2015). Earthquake detection through computationally efficient similarity search. *Science Advances*, 1(11), 68–70. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1501057>

Zobin, V. (2012). *Introduction to volcanic seismology* (2° Ed). Elsevier.

<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/C2011-0-06141-0>