



UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN NICOLÁS DE HIDALGO  
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
“DR. VÍCTOR HUGO GARDUÑO MONROY”

**“CARACTERIZACIÓN DE LA SISMICIDAD EN LA PORCIÓN  
OCCIDENTAL DEL SISTEMA DE FALLAS MORELIA-ACAMBAY”**

TESIS  
PARA OPTAR POR EL GRADO DE:  
**MAESTRIA EN GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO**

**PRESENTA:**

RUTH ARACELI OLIVARES SÁNCHEZ

**DIRECTOR:**

DR. ÁNGEL GREGORIO FIGUEROA SOTO

**CODIRECTORA:**

DRA. AVITH DEL REFUGIO MENDOZA PONCE

MORELIA, MICHOACÁN, ABRIL, 2024

## ***Dedicatoria***

*A Barbarita y Pedro, por su amor, por su ejemplo y por siempre estar.*

## AGRADECIMIENTOS

A mi director de tesis, el Dr. Ángel Gregorio Figueroa Soto por brindarme paciencia y asesoría en este proyecto de investigación, especialmente agradezco por la confianza y darme las herramientas necesarias para familiarizarme en el área de la sismología.

A la Dra. Raquel Judith Villegas Alvarez por dedicar tiempo para enseñarme y prestar asesoramiento en el procesamiento de los datos con el software ISOLA, durante mi estadía en el Instituto Geofísico Sismológico Volponi (IGSV), perteneciente a la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad de San Juan, en Argentina.

A la Dra. Martha Gabriela Gómez Vasconcelos, que me brindó dedicación y disposición para resolver mis dudas e inquietudes durante la elaboración de esta tesis.

A mi codirectora, la Dra. Avith del Refugio Mendoza Ponce por su valioso tiempo y dedicación en la revisión de este trabajo, que ha sido fundamental y enriquecedor.

A la Dra. Isabel Israde Alcántara por motivarme y ser un buen ejemplo a seguir como profesionalista.

Al Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, por la oportunidad de cursar la maestría en Geociencias y Planificación del Territorio.

A mis compañeros y amigos: Karla, Salvador, Néstor, Estrella y Guadalupe. A todos, gracias por los inolvidables momentos compartidos durante la maestría.

Al Consejo Nacional de Humanidades, Ciencias y Tecnologías (CONAHCYT), por la beca otorgada 2022-2024, que fue soporte fundamental para realizar mis estudios.

Al Servicio Sismológico Nacional (SSN), por tener la disponibilidad del conjunto de datos registrados por la estación MOIG. Agradecemos a todo el personal del mismo por el mantenimiento de las estaciones, la adquisición y distribución de los datos.

## CONTENIDO

1.	INTRODUCCIÓN .....	1
2.	PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA Y JUSTIFICACIÓN .....	2
3.	HIPÓTESIS.....	3
4.	OBJETIVOS .....	3
4.1	Objetivo General.....	3
4.2	Objetivos Específicos .....	3
5.	ÁREA DE ESTUDIO .....	3
6.	CONTEXTO TECTÓNICO REGIONAL.....	4
7.	ANTECEDENTES DE ESTUDIOS EN LA REGIÓN .....	6
8.	SISMICIDAD HISTÓRICA Y RECIENTE.....	9
9.	MARCO TEÓRICO.....	10
9.1.	Ondas características de un sismo.....	10
9.2	Ruido sísmico .....	13
9.3	Respuesta instrumental en los sismógrafos .....	14
9.4	Localización de sismos .....	15
9.5	Mecanismo focal.....	18
9.6	Tensor de momento sísmico .....	21
10.	DATOS Y RED SÍSMICA DE ESTACIONES .....	25
11.	METODOLOGÍA.....	27
11.1.	Preparación de los datos .....	27
11.2.	Corrección de la respuesta instrumental .....	27
11.3.	Función de densidad espectral de potencia.....	29
11.4.	Localización de los eventos sísmicos .....	29
11.4.1.	Definición de un modelo de velocidades.....	29
11.4.2.	Identificación de las fases sísmicas .....	32
11.4.3.	Cálculo de la magnitud coda .....	33

11.5.	Inversión del tensor de momento sísmico.....	33
11.5.1.	Definición del modelo de velocidades.....	33
11.5.2.	Parámetros de entrada del sismo .....	34
11.5.3.	Selección de las estaciones .....	35
11.5.4.	Pre-procesamiento de la señal .....	36
11.5.5.	Definición de la fuente sísmica (grillado de búsqueda de fuentes prueba) 39	
11.5.6.	Cálculo de la función de Green .....	39
11.5.7.	Inversión de forma de onda .....	39
12.	RESULTADOS .....	40
12.1.	Análisis espectral del ruido ambiente .....	40
12.2.	Modelo de velocidad.....	42
12.3.	Localización de los sismos .....	43
12.3.1.	Evento 1: Sismo del 7 de junio del 2018.....	44
12.3.2.	Evento 2: Sismo del 22 de enero del 2020 .....	44
12.3.3.	Evento 3: Sismo del 23 de enero del 2020 .....	44
12.3.4.	Evento 4: Sismo del 18 de enero del 2024 .....	45
12.4.	Comparación de las localizaciones con el catálogo sísmico del SSN .....	46
12.5.	Solución de mecanismos focales .....	47
12.5.1.	Inversión del tensor de momento para el evento 1 .....	48
12.5.2.	Inversión del tensor de momento para el evento 2 .....	51
12.5.3.	Inversión del tensor de momento para el evento 3 .....	54
12.5.4.	Inversión del tensor de momento para el evento 4 .....	57
13.	DISCUSIÓN.....	60
14.	CONCLUSIONES.....	66
15.	RECOMENDACIONES .....	67
16.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	68

### INDICE DE FIGURAS

Figura 1. A) Sistema de Fallas Morelia-Acambay (SFMA), ubicada en la parte central de México. B) Ubicación del área de estudio en la porción noreste del estado de Michoacán y suroeste del estado de Guanajuato. Se observan las principales fallas que representan el SFMA occidental..... 4

Figura 2. Ubicación de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (en gris), de las principales provincias geológicas de México y de las placas tectónicas actuales (Mooser, 1972; Demant, 1978; Ferrari et al., 2012)..... 6

Figura 3. Microregionalización del Sistema de fallas Morelia-Acambay (Mendoza-Ponce et al., 2018). El límite entre la zona central y oriental, es la línea punteada morada. La falla de Tzitzio-Valle de Santiago es el límite entre la zona occidental y central. .... 7

Figura 4. Zonas de fallas activas como fuentes sísmicas potenciales, en el graben y semigraben de la cuenca del lago de Cuitzeo (Gómez-Vasconcelos et al., 2021). .... 9

Figura 5. Tipos de ondas sísmicas y su movimiento característico. A) Las ondas P comprimen y expanden el material en la dirección de propagación de la onda. B) Las ondas S mueven el material en dirección perpendicular a la dirección de propagación de la onda. C) Las ondas superficiales Love, en esencia, son parecidas a las ondas S, pero exhiben solo movimiento horizontal. D) Las ondas superficiales Rayleigh recorren la superficie terrestre con un patrón elíptico, disminuyendo su amplitud con la profundidad..... 12

Figura 6. Sismograma esquemático que muestra el orden y patrón de llegada de los diferentes tipos de ondas sísmicas (modificado de Kusky, 2008)..... 13

Figura 7. Principales componentes del ruido sísmico ambiental. Las líneas grises arriba y abajo representan los niveles del modelo de ruido alto y bajo de Peterson (1993), NHNM y NLNM, respectivamente. .... 14

Figura 8. En un mapa, dada la estación como centro y con una distancia como radio, se trazan circunferencias en torno a cada estación y el punto de intersección es el epicentro del terremoto (Tarbuck y Lutgens, 2005)..... 16

Figura 9. Representación de los diferentes mecanismos focales que indican el tipo de movimiento producido por un evento sísmico (Shearer, 2019).....	19
Figura 10. Patrón de radiación de las ondas P en el instante que ocurre un sismo. Si el primer arribo de la onda P es hacia arriba, el desplazamiento en la dirección de propagación de la onda se acerca a la estación y se aleja del foco (movimiento de comprensión). Sin embargo, si el primer arribo de la onda P es hacia abajo, el desplazamiento en la dirección de propagación de la onda es hacia el foco y se aleja de la estación (movimiento de dilatación) (Cronin, 2004).....	20
Figura 11. El ángulo azimut ( $\emptyset$ ) se mide en sentido horario desde el norte geográfico, y el ángulo de incidencia ( $\Delta$ ) respecto a la vertical (Suetsugu, 1995).....	20
Figura 12. Datos sísmicos provenientes de distintas estaciones sismológicas para un mismo sismo. (a) Los puntos negros corresponden a las primeras llegadas de ondas comprensivas y los puntos blancos a las primeras llegadas de ondas de dilatación. (b) Traza de dos planos nodales perpendiculares entre sí y que separan las áreas de las comprensivas y las de dilatación. (c) Construcción final y representación más general del mecanismo focal. ....	21
Figura 13. Campo de fuerzas que actúan en la fuente sísmica (Shearer, 2019). a) El dipolo de fuerzas está formado por dos fuerzas de magnitud $f$ las cuales actúan en la misma dirección, pero en sentido contrario, y están separadas por una pequeña distancia $d$ , la cual está en la misma dirección que las fuerzas dipolo. b) La cupla de fuerzas está formada por dos fuerzas de magnitud $f$ las cuales actúan en la misma dirección, pero en sentido contrario, y están separadas por una pequeña distancia $d$ en una dirección perpendicular a las direcciones de las fuerzas. c) El doble o par de cuplas de fuerzas son dos pares de fuerzas de magnitud $f$ que se encuentran orientadas en direcciones perpendiculares. ....	22
Figura 14. Representación de los ángulos que definen la geometría de una falla (Shearer, 2019). El strike (rumbo) $\emptyset$ se define como el ángulo con respecto al norte geográfico que forma la orientación de la falla, se mide en sentido horario y se encuentra entre $0^\circ$ a $360^\circ$ . El dip (buzamiento) $\delta$ es un ángulo que indica la inclinación del plano de ruptura y se encuentra entre $0^\circ$ a $90^\circ$ . El slip o rake (deslizamiento) $\lambda$ corresponde al ángulo de deslizamiento que se forma entre la dirección del rumbo y el plano de falla, se mide en sentido antihorario y se encuentra entre $-180^\circ$ a $180^\circ$ . El	

ángulo de deslizamiento es positivo para fallas inversas y negativo para fallas normales (Suetsugu, 1995).....	24
Figura 15. Las figuras superiores representan los diagramas de los tres tipos de mecanismo en que queda descompuesto el tensor momento, las figuras inferiores muestran el movimiento de partículas que generan (modificado de Halló, 2018).....	25
Figura 16. Distribución de las estaciones sísmicas instaladas durante el periodo del 2018 al 2022. Los triángulos verdes representan las estaciones del INICIT-UMSNH y el triángulo anaranjado representa la estación del SSN, se encuentran acompañados con sus respectivos dígitos. ....	26
Figura 17. Gráfica de respuesta instrumental del sensor Trillium Compact User Guide. Las curvas de respuesta se representan en función de los polos y ceros (Nanometrics, 2009).....	28
Figura 18. Modelo de velocidad regional propuesto por Pacheco (1999).....	30
Figura 19. Modelo de velocidad local propuesto por el SSN.....	30
Figura 20. Archivo STATION0.HYP con (a) el modelo de velocidad de carácter regional y (b) el modelo de velocidad a nivel local. En las coordenadas de las estaciones (primera sección) se denota en los primeros cuatro caracteres el nombre de la estación, seguidamente las coordenadas geográficas (latitud y longitud) y en los últimos cuatro dígitos, la elevación de la estación. ....	31
Figura 21. Interfaz de SEISAN, donde se muestran las formas de onda del evento sísmico registrado el día 22 de enero del 2020, por la estación UM01 y en sus tres componentes (Norte-Sur, Este-Oeste y Vertical). Las marcas rojas indican la selección de la llegada de las ondas P y S, así como el marcado de la coda de la señal para el respectivo cálculo de la magnitud coda. “EP” son ondas P emergentes (si el arribo de la onda P fuera impulsivo se denota como IP), “IS” son ondas S impulsivas y “END” es la coda.....	32
Figura 22. Definición del modelo de velocidades propuesto por el SSN.....	34
Figura 23. Representación gráfica del modelo de velocidad de la onda P y S, en función de la profundidad. La curva azul representa velocidad de ondas S y la roja velocidad de ondas P.....	34

Figura 24. Ejemplo de la información ingresada para el evento sísmico registrado el día 22 de enero del 2020.....	35
Figura 25. Distribución de las estaciones sismológicas disponibles para la inversión de forma de onda. En este caso, se seleccionaron las estaciones UM01, UM03 y MOIG (resaltadas en color verde) para el sismo ocurrido el 22 de enero del 2020. La estrella azul simboliza el epicentro del sismo. ....	36
Figura 26. Sismogramas de la estación UM03 y en sus tres componentes (Norte-Sur, Este-Oeste y Vertical), del sismo registrado el día 22 de enero del 2020. (a) Se muestran los sismogramas sin filtro pasa bandas. (b) Luego, se aplica un filtro pasa banda de 0.01. (c) Se muestra la alineación de los registros a la hora origen del evento, para pasar de velocidad a desplazamiento. La reducción se aplica al principio y al final de la traza, entre las dos líneas azules.....	38
Figura 27. Nivel de ruido sísmico en los tres componentes (NS, EW y V) y de la estación UM01, localizada en Morelia. En la gráfica, las curvas grises representan las curvas de máximo (HNM) y mínimo (LNM) ruido admisible, definidas por Peterson (1993). ....	41
Figura 28. Nivel de ruido sísmico en los tres componentes (NS, EW y V) y de la estación UM03, localizada en Maravatío. En la gráfica, las curvas grises representan las curvas de máximo (HNM) y mínimo (LNM) ruido admisible, definidas por Peterson (1993). ....	41
Figura 29. Nivel de ruido sísmico en los tres componentes (NS, EW y V) y de la estación UM04, localizada en Cuitzeo. En la gráfica, las curvas grises representan las curvas de máximo (HNM) y mínimo (LNM) ruido admisible, definidas por Peterson (1993). ....	42
Figura 30. Cambios observados en el epicentro del sismo registrado el día 22 de enero del 2020, dado por los diferentes modelos de velocidad aplicados. El círculo violeta, refiere al epicentro localizado con el modelo de velocidad regional. El círculo amarillo, alude al epicentro localizado con el modelo de velocidad local.....	43
Figura 31. Localización de los eventos sísmicos registrados por las estaciones pertenecientes al INICIT-UMSNH y la estación MOIG del SSN, durante el periodo de estudio de este trabajo. Adicionalmente, se añade la localización del evento sísmico que ocurrió el 18 de enero del 2024. ....	45

Figura 32. Distribución de los sismos recopilados del catálogo del Servicio Sismológico Nacional (SSN) durante el periodo que comprende entre 2018 y 2022 (puntos amarillos). Las estrellas rojas representan los epicentros de los sismos que fueron localizados en este trabajo y el sismo que fue incluido del 17 de enero del 2024. ....	47
Figura 33. Resultados de la inversión del tensor de momento sísmico deviatorio para el evento del 7 de junio del 2018.....	49
Figura 34. Ajuste entre los sismogramas observados y sintéticos del sismo registrado el 7 de junio del 2018. Las formas de onda negras corresponden a los datos observados, mientras que las formas de onda rojas corresponden a los datos sintéticos. Los valores en color azul representan la reducción de varianza (VR) para cada componente de la estación UM01.....	49
Figura 35. Diagrama de correlación del sismo registrado el día 7 de junio del 2018. En cada punto se traza el mecanismo focal derivado (las pelotas de playa están codificadas por colores según el porcentaje de DC), el color del contorno está según la correlación. La mejor solución se resalta con un mecanismo focal más grande que las restantes.....	50
Figura 36. Mecanismo focal obtenido a través del proceso de inversión del tensor de momento sísmico. Correspondiente al evento del 07 de junio del 2018. ....	50
Figura 37. Resultados de la inversión del tensor de momento sísmico deviatorio para el evento del 22 de enero del 2020. En el mapa, se muestran las estaciones que fueron utilizadas durante el proceso de inversión. Los triángulos verdes indican las estaciones utilizadas, mientras que el triángulo rojo corresponde a la estación eliminada por presentar un ajuste deficiente. ....	52
Figura 38. Ajuste entre los sismogramas observados y sintéticos del sismo registrado el 22 de enero del 2020. Las formas de onda negras corresponden a los datos observados, mientras que las formas de onda rojas corresponden a los datos sintéticos. Los valores en color azul representan la reducción de varianza (VR) para cada componente de las estaciones utilizadas. Los sismogramas que no fueron utilizados durante el proceso de inversión se representan en color gris.....	52
Figura 39. Diagrama de correlación del sismo registrado el día 22 de enero del 2020. En cada punto se traza el mecanismo focal derivado (las pelotas de playa están codificadas por colores según el porcentaje de DC), el color del contorno está según la correlación. La mejor solución se resalta con un mecanismo focal más grande que las restantes.....	53

Figura 40. Mecanismo focal obtenido a través del proceso de inversión del tensor de momento sísmico. Correspondiente al evento del 22 de enero del 2020. ....	53
Figura 41. Resultados de la inversión del tensor de momento sísmico deviatorio para el evento del 23 de enero del 2020. En el mapa, se muestran las estaciones que fueron utilizadas durante el proceso de inversión. Los triángulos verdes indican las estaciones utilizadas, mientras que el triángulo rojo corresponde a la estación eliminada por presentar un ajuste deficiente. ....	55
Figura 42. Ajuste entre los sismogramas observados y sintéticos del sismo registrado el 23 de enero del 2020. Las formas de onda negras corresponden a los datos observados, mientras que las formas de onda rojas corresponden a los datos sintéticos. Los valores en color azul representan la reducción de varianza (VR) para cada componente de las estaciones utilizadas. Los sismogramas que no fueron utilizados durante el proceso de inversión se representan en color gris.....	55
Figura 43. Diagrama de correlación del sismo registrado el día 23 de enero del 2020. En cada punto se traza el mecanismo focal derivado (las pelotas de playa están codificadas por colores según el porcentaje de DC), el color del contorno está según la correlación. La mejor solución se resalta con un mecanismo focal más grande que las restantes.....	56
Figura 44. Mecanismo focal obtenido a través del proceso de inversión del tensor de momento sísmico. Correspondiente al evento del 23 de enero del 2020. ....	56
Figura 45. Resultados de la inversión del tensor de momento sísmico deviatorio para el evento del 18 de enero del 2024. ....	58
Figura 46. Ajuste entre los sismogramas observados y sintéticos del sismo registrado el 18 de enero del 2024. Las formas de onda negras corresponden a los datos observados, mientras que las formas de onda rojas corresponden a los datos sintéticos. Los valores en color azul representan la reducción de varianza (VR) para cada componente de la estación MOIG. ....	58
Figura 47. Diagrama de correlación del sismo registrado el día 18 de enero del 2024. En cada punto se traza el mecanismo focal derivado (las pelotas de playa están codificadas por colores según el porcentaje de DC), el color del contorno está según la correlación. La mejor solución se resalta con un mecanismo focal más grande que las restantes.....	59
Figura 48. Mecanismo focal obtenido a través del proceso de inversión del tensor de momento sísmico. Correspondiente al evento del 18 de enero del 2024. ....	59

Figura 49. Solución de mecanismos focales para los tres eventos sísmicos localizados durante el periodo del 2018 al 2022, así como el sismo que se incluyó del 18 de enero del 2024. Abreviaturas: FMAS, Falla El Malpaso-El Salto; FLAT, Falla La Alberca-Teremendo; TAO, Falla Tarímbaro-Álvaro Obregón; Hu, Segmento Huiramba; FCo, Falla Cointzio; FCe, Falla Cerritos; CM, Central de Morelia; M, Morelia; Ch, Charo; QI, Queréndaro-Indaparapeo; Zp, Zinapécuaro. .... 65

## INDICE DE TABLAS

Tabla 1. Polos y Ceros del sensor Trillium Compact User Guide.....	28
Tabla 2. Parámetros hipocentrales del sismo localizado el día 22 de enero del 2020....	43
Tabla 3. Parámetros hipocentrales de los eventos sísmicos localizados. ....	45
Tabla 4. Sismos en el área de estudio reportados por el Servicio Sismológico Nacional desde el 2018 hasta el 2022.....	46
Tabla 5. Parámetros del tensor de momento sísmico para cada uno de los eventos sísmicos. ....	62

## RESUMEN

El Sistema de Fallas Morelia-Acambay (SFMA) consta de un conjunto de fallas sísmicamente activas con una orientación principal E-W y NE-SW, que abarca la porción noreste del estado de Michoacán y parte de estados aledaños tales como, Guanajuato, Querétaro y Estado de México. Estudios de geología estructural, geomórficos y paleosísmicos han justificado la potencialidad sísmica de varias fallas específicas en el SFMA y su peligrosidad asociada. Sin embargo, los trabajos más exhaustivos referentes a los mecanismos focales y su correlación con las fallas activas conocidas en el SFMA, hasta ahora han sido muy limitados. En este trabajo se caracteriza la sismicidad de la porción occidental del SFMA, a partir del análisis y procesamiento de registros de datos sísmicos obtenidos durante el periodo del 2018 al 2022, de cuatro estaciones sísmicas del Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo (INICIT-UMSNH) y una estación del Servicio Sismológico Nacional (SSN). Se localizan tres eventos sísmicos con magnitudes coda  $\leq 3.8$  y a profundidades corticales entre 5 y 18.9 km, uno pertenece al 2018 y dos al 2020. Así también, se considera la localización del evento sísmico que ocurrió el 17 de enero del 2024 y que fue reportado por el SSN. Mediante la inversión del tensor de momento se obtuvieron las soluciones de mecanismos focales para los cuatro eventos sísmicos, a través del software ISOLA y se asociaron respecto a las fallas presentes en el área de estudio. Estos exhiben un tipo de falla que va de normal a normal oblicua con componente lateral izquierda o derecha, con una orientación predominante en dirección NE y ángulo de buzamiento casi vertical. En general, son congruentes con la cinemática de las fallas interpretadas por diferentes autores en el área de estudio.

**Palabras clave:** Sistema de Fallas Morelia-Acambay, Mecanismos Focales, Sismicidad, Tensor de Momento Sísmico, Riesgo Sísmico.

## ABSTRACT

The Morelia-Acambay Fault System (SFMA) consists of a set of active seismic faults with a main E-W and NE-SW orientation, which covers the northeastern portion of the state of Michoacán and part of surrounding states such as Guanajuato, Querétaro and Estado de Mexico. Structural geology, geomorphic and paleoseismic studies have demonstrated the seismic potential of several specific faults in the SFMA and their associated seismic risk. However, more exhaustive work regarding focal mechanisms and their correlation with known active faults in the SFMA has so far been very limited. In this work, the seismicity of the western portion of the SFMA is characterized, based on the analysis and processing of seismic data records obtained during the period from 2018 to 2022, from four seismic stations of the Earth Sciences Research Institute of the University Michoacana de San Nicolás de Hidalgo (INICIT-UMSNH) and a station of the National Seismological Service (SSN). Three seismic events are located with coda magnitudes  $\leq 3.8$  and at cortical depths between 5 and 18.9 km, one belongs to 2018 and two to 2020. Likewise, the location of the seismic event that occurred on January 17, 2024 reported by the SSN, was considered. Through the inversion of the moment tensor, the solutions of focal mechanisms for the four seismic events were obtained through the ISOLA software. The solutions obtained were associated with the active faults present in the study area. The solutions are correlated with types of faults ranging from normal to normal oblique with a left or right lateral component, with a predominant orientation in the NE direction and an almost vertical dip angle. In general, they are congruent with the kinematics of the faults interpreted by different authors in the study area.

**Keywords:** Morelia-Acambay Fault System, Focal Mechanisms, Seismicity, Seismic Moment Tensor, Seismic Hazard

## 1. INTRODUCCIÓN

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es el arco volcánico continental que se sitúa en el centro de México, como resultado de la subducción de las placas oceánicas Rivera y Cocos debajo de la placa continental Norteamericana a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (Mooser, 1972; Demant, 1978; Singh y Pardo, 1993; Ferrari *et al.*, 2012).

La deformación intra-arco en la FVTM consiste en sistemas de fallas extensionales que se expresan a lo largo y ancho de toda la provincia (Johnson y Harrison, 1990; Ferrari *et al.*, 2012). Específicamente, en el sector central se localiza el sistema de fallas Morelia-Acambay (SFMA), que consta de un conjunto de fallas normales sísmicamente activas orientadas E-W y NE-SW (Suter *et al.*, 1992, 1995, 2001; Garduño-Monroy *et al.*, 2009; Mendoza-Ponce *et al.*, 2018; Ortuño *et al.*, 2019; Soria-Caballero *et al.*, 2021; Mennella *et al.*, 2022).

Estudios de geología estructural, geomórficos y paleosísmicos han justificado la potencialidad sísmica de fallas específicas en el SFMA y su peligrosidad asociada (Langridge *et al.*, 2000; Suter *et al.*, 2001; Garduño-Monroy *et al.*, 2009; Sunye-Puchol *et al.*, 2015; Suter, 2016; Lacan *et al.*, 2018; Mendoza-Ponce *et al.*, 2018; Velázquez-Bucio y Garduño-Monroy, 2018; Ortuño *et al.*, 2019; Soria-Caballero *et al.*, 2019, 2021; Gómez -Vasconcelos *et al.*, 2020, 2021). Asimismo, la actividad persistente del SFMA ha sido demostrada por la ocurrencia de sismos que proporcionan evidencia de actividad pasada y reciente de al menos algunas fallas (por ejemplo, el sismo de 1845, 1858, 1912, 1979, 2007 y 2020).

En este trabajo, se caracteriza la sismicidad de la porción occidental del SFMA a partir del análisis de registros de datos sísmicos obtenidos durante el periodo del 2018 al 2022, de cuatro estaciones sísmicas del INICIT-UMSNH y una estación cercana del SSN, para asociar la microsismicidad a fallas potencialmente sísmicas conocidas en el área de estudio. La caracterización contempla el obtener la localización de la sismicidad y la determinación de mecanismos focales.

## 2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA Y JUSTIFICACIÓN

Evidencias geomórficas y análisis de paleosismos permiten estimar el máximo evento sísmico de  $M_w \geq 6$  a lo largo de cualquier segmento de falla en el SFMA, con períodos de recurrencia entre 1.000 y 10.000 años (Langridge *et al.*, 2000, 2013; Sunyé-Puchol *et al.*, 2015; Ortuño *et al.*, 2015, 2019; Suter, 2016; Lacan *et al.*, 2018; Soria-Caballero *et al.*, 2019, 2021; Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2021).

Un sismo de  $M_w \geq 6$  provocaría situaciones desfavorables con impactos socio-económicos sustanciales en el norte de Michoacán y estados aledaños, la cual está ocupada por poblaciones de alta densidad. Además, la interacción entre fallas múltiples durante un evento de ruptura modificaría las estimaciones de recurrencia y magnitud máxima esperada, lo que representa un importante peligro sísmico regional (Soria-Caballero *et al.*, 2019, 2021; Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2021).

Considerando que algunas fallas del SFMA han mostrado su potencialidad al ser la fuente de sismos importantes, tal como sucedió con el sismo de Acambay, el 19 de noviembre de 1912, el cual tuvo una magnitud de  $M_w$  6.9 (Urbina y Camacho, 1913; Suter *et al.*, 1995; Langridge *et al.*, 2000; Ego y Ansan, 2002; Suter, 2014; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2017), resulta imperioso caracterizar la sismicidad a partir de la localización de la sismicidad y obtención de mecanismos focales, para que se correlacionen con las fallas activas conocidas en la porción occidental del SFMA.

Actualmente, los trabajos más exhaustivos referentes a los mecanismos focales y su correlación con las fallas activas conocidas en el SFMA, hasta ahora han sido muy limitados. Los trabajos referentes a los mecanismos focales han sido reportados por Astiz-Delgado (1980), Suter *et al.* (1992, 1995) y Singh *et al.* (2012).

Este trabajo contribuirá a un aumento en el conocimiento de la actividad sismotectónica en la porción occidental del SFMA, que es fundamental para que en estudios futuros la información puede ser utilizada en la evaluación del potencial peligro sísmico en el centro de México, y consecuentemente, es importante para una mejor planificación territorial, que disminuya el riesgo que implica el peligro sísmico regional.

### 3. HIPÓTESIS

La existencia de microsismicidad en torno a la red de estaciones del INICIT-UMSNH y estación del SSN, está relacionada con las fallas potencialmente sísmicas en el área de estudio.

### 4. OBJETIVOS

#### 4.1 Objetivo General

Caracterizar la sismicidad en la porción occidental del SFMA a partir del análisis y procesamiento de registros de datos sísmicos obtenidos durante el periodo 2018 a 2022 por cuatro estaciones sísmicas del INICIT-UMSNH y una estación cercana del SSN, para asociar los eventos a fallas potencialmente sísmicas.

#### 4.2 Objetivos Específicos

- Obtener información bibliográfica del contexto geológico y tectónico de la zona en estudio.
- Generar una base de datos unificada y estandarizada para el catálogo sísmico (formas de onda) de las estaciones sísmicas del INICIT en el sistema SEISCOMP3.
- Procesar los datos sísmicos para localización de la sismicidad reciente (mono y multi estación) en el software SEISAN.
- Obtener mecanismos focales a partir de la inversión de forma de onda, mediante el uso del software ISOLA y la correcta parametrización de sus variables para cada sismo registrado en la red de estaciones.
- Interpretar geológicamente la localización de la sismicidad y las soluciones de mecanismo focal obtenidas con respecto a las fallas interpretadas por diferentes autores en el área de estudio.

### 5. ÁREA DE ESTUDIO

En el sector central de México, y particularmente en la porción noreste del estado de Michoacán y suroeste del estado de Guanajuato, se localiza el área de estudio (*Figura 1*). Principalmente, abarca la porción occidental del SFMA y se encuentra delimitada con las siguientes coordenadas UTM-Datum WGS84: 250000mE, 2170000mN y 360000mE, 2220000mN.

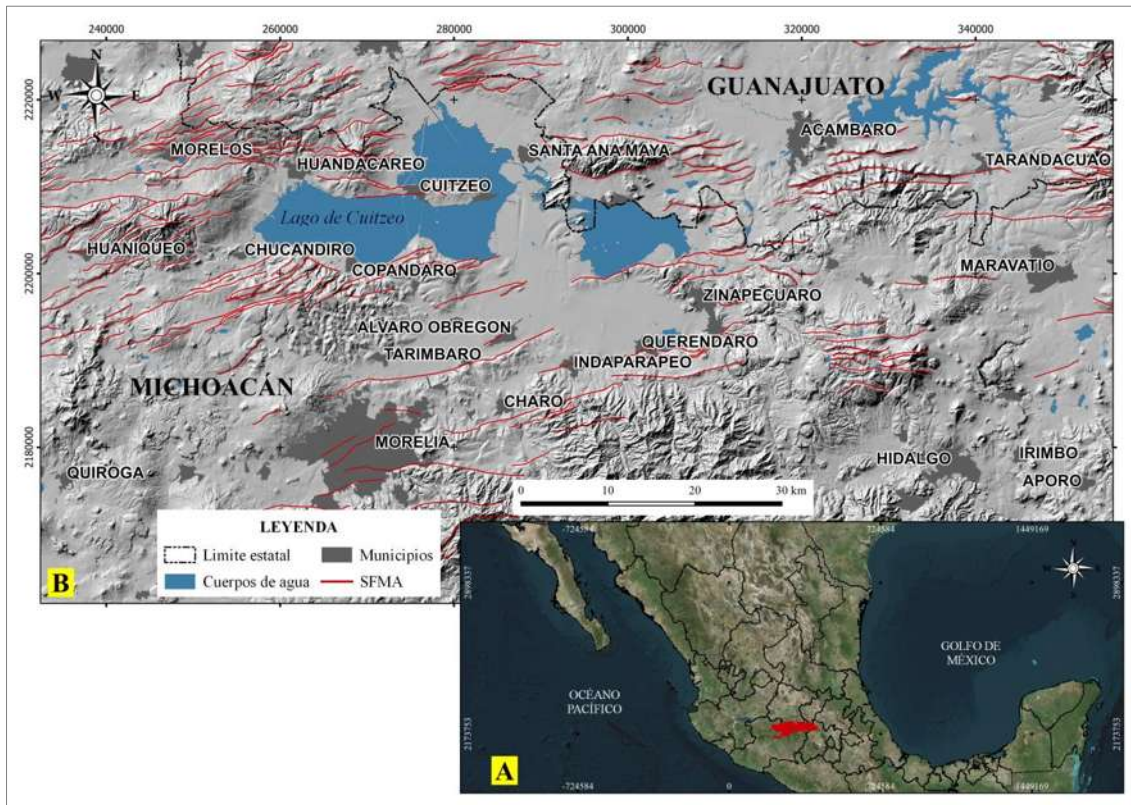


Figura 1. A) Sistema de Fallas Morelia-Acambay (SFMA), ubicada en la parte central de México. B) Ubicación del área de estudio en la porción noreste del estado de Michoacán y suroeste del estado de Guanajuato. Se observan las principales fallas que representan el SFMA occidental.

## 6. CONTEXTO TECTÓNICO REGIONAL

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es el arco volcánico continental que se sitúa en el centro de México, con una longitud de ~1000 km y una amplitud irregular entre los 80 y 230 km, se distribuye desde el Océano Pacífico (en las costas de Jalisco y Nayarit) hasta el Golfo de México (en las costas de Veracruz), con una dirección preferencial E-W en su parte central y oriental, WNW-ESE en su parte occidental (*Figura 2*) (Mooser, 1972; Demant, 1978; Gómez-Tuena et al., 2005; Ferrari *et al.*, 2012).

La FVTM se divide en tres sectores o porciones con base en su geología y tectónica: una porción occidental, central y oriental (Demant, 1978; Pasquaré *et al.*, 1988). Específicamente, en la porción central se localiza el sistema de fallas Morelia-Acambay (SFMA), que abarca la porción noreste del estado de Michoacán y parte de estados aledaños tales como, Guanajuato, Querétaro y Estado de México (Suter *et al.*, 1992,

1995, 2001; Garduño-Monroy *et al.*, 2009; Mendoza-Ponce *et al.*, 2018; Ortuño *et al.*, 2019; Soria-Caballero *et al.*, 2021; Mennella *et al.*, 2022).

El SFMA consiste en un conjunto de fallas activas corticales, en su mayoría normales, con geometrías segmentadas y arreglos en *échelon*, que se caracterizan por presentar orientaciones E-W y NE-SW, distribuidas en un área de ~220 km de largo y ~30 km de ancho (Suter *et al.*, 1992, 1995, 2001; Garduño-Monroy *et al.*, 2009; Mendoza-Ponce *et al.*, 2018; Ortuño *et al.*, 2019; Soria-Caballero *et al.*, 2021; Mennella *et al.*, 2022).

De acuerdo a Mennella (2011) se reconocen tres conjuntos de fallas en el SFMA. El sistema NNW-SSE, expresado principalmente por la falla Tzitzio-Valle de Santiago, es el primero y más antiguo de los tres. Este sistema ha sido reactivado por el campo de esfuerzos regional actual, produciendo mayormente fallamiento de tipo normal con una componente de desplazamiento lateral derecha (Ego y Ansan, 2002; Garduño-Monroy *et al.*, 2009; Mennella, 2011; Mennella *et al.*, 2022).

Los otros dos conjuntos de fallas ENE y NE, de reciente formación, conocidas como Sistema de Fallas Morelia-Acambay (indicado en rojo en la *Figura 1*), poseen evidencias cinemáticas que indican que se formaron en un campo de esfuerzos de transtensión lateral izquierda, donde el esfuerzo mínimo ( $\sigma_3$ ) se orienta al NW y el esfuerzo máximo ( $\sigma_1$  o  $\sigma_2$ ) al NE, en correspondencia con la traza de las estructuras principales E-W (Suter *et al.*, 1992, 1995, 2001; Ego y Ansan, 2002; Quintero-Legorreta, 2002; Garduño-Monroy *et al.*, 2009; Mennella, 2011; Mennella *et al.*, 2022; Pérez-Orozco *et al.*, 2018).

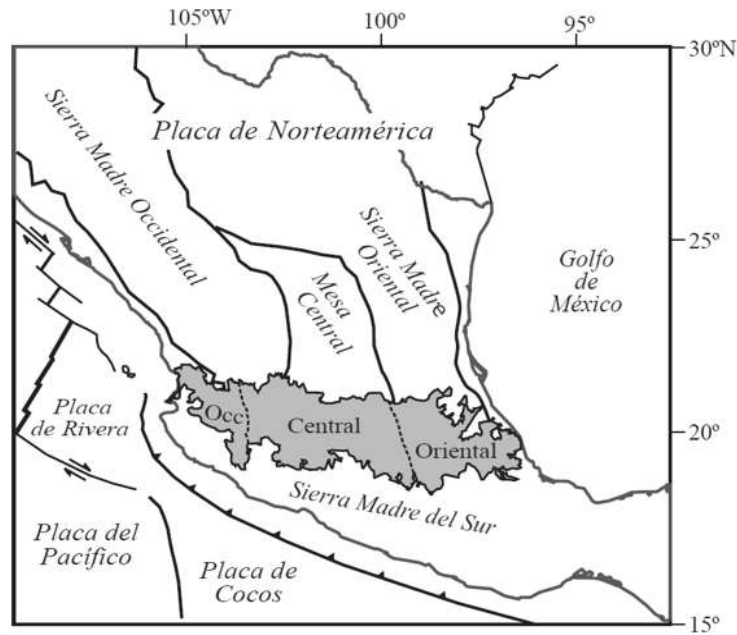


Figura 2. Ubicación de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (en gris), de las principales provincias geológicas de México y de las placas tectónicas actuales (Mooser, 1972; Demant, 1978; Ferrari et al., 2012).

## 7. ANTECEDENTES DE ESTUDIOS EN LA REGIÓN

El SFMA ha sido estudiado desde un enfoque paleosismológico debido a sus antecedentes de sismicidad cortical histórica y de magnitud sobresaliente. Para el sector oriental, estos estudios han estimado tasas de desplazamiento promedio de 0.03 a 0.37 mm/año (Suter *et al.*, 1992; Langridge *et al.*, 2000; Ortuño *et al.*, 2015), con tiempos de recurrencia que van de 1.100 a 11.570 años (Ortuño *et al.*, 2015; Sunye-Puchol *et al.*, 2015) y magnitudes potenciales  $M_w$  de 6.4 a 7.0 (Langridge *et al.*, 2000; Ortuño *et al.*, 2015; Sunye-Puchol *et al.*, 2015; Arzate *et al.*, 2018; Lacan *et al.*, 2018; Ortuño *et al.*, 2019).

En la región Pátzcuaro-Morelia-Cuitzeo los estudios paleosísmicos reportan tasas de desplazamiento promedio de 0.01 a 2.78 mm/año, con tiempos de recurrencia que van de 1.200 a 20.000 años y magnitudes potenciales  $M_w$  de 5.8 a 7.2 (Garduño-Monroy *et al.*, 2009; Suter, 2016; Soria-Caballero *et al.*, 2019; Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2021).

Mendoza-Ponce *et al.* (2018) sugieren una microregionalización del SFMA en tres zonas principales (zona occidental, zona central y zona oriental), que en términos de deformación muestran diferente dinámica de actividad sismotectónica (Figura 3). La zona oriental es conocida como la más activa en función de la magnitud máxima obtenida  $5.5 \leq M_w \leq 7.0$  y longitud de fallas mayores, que acomodan la deformación de

manera más eficiente. Seguidamente, se encuentra la zona occidental, entre Pátzcuaro y la falla Tzitzio-Valle de Santiago, con magnitudes que oscilan entre  $5.5 \leq M_w \leq 6.9$ . La zona central se extiende entre la falla Tzitzio-Valle de Santiago y Maravatío, difiere tectónicamente con los sectores oriental y occidental debido a una menor deformación en el área, longitudes de falla muy cortas y, magnitudes entre  $5.5 \leq M_w \leq 6.7$ , que puede estar relacionado con el magmatismo y los procesos hidrotermales del campo geotérmico Los Azufres.

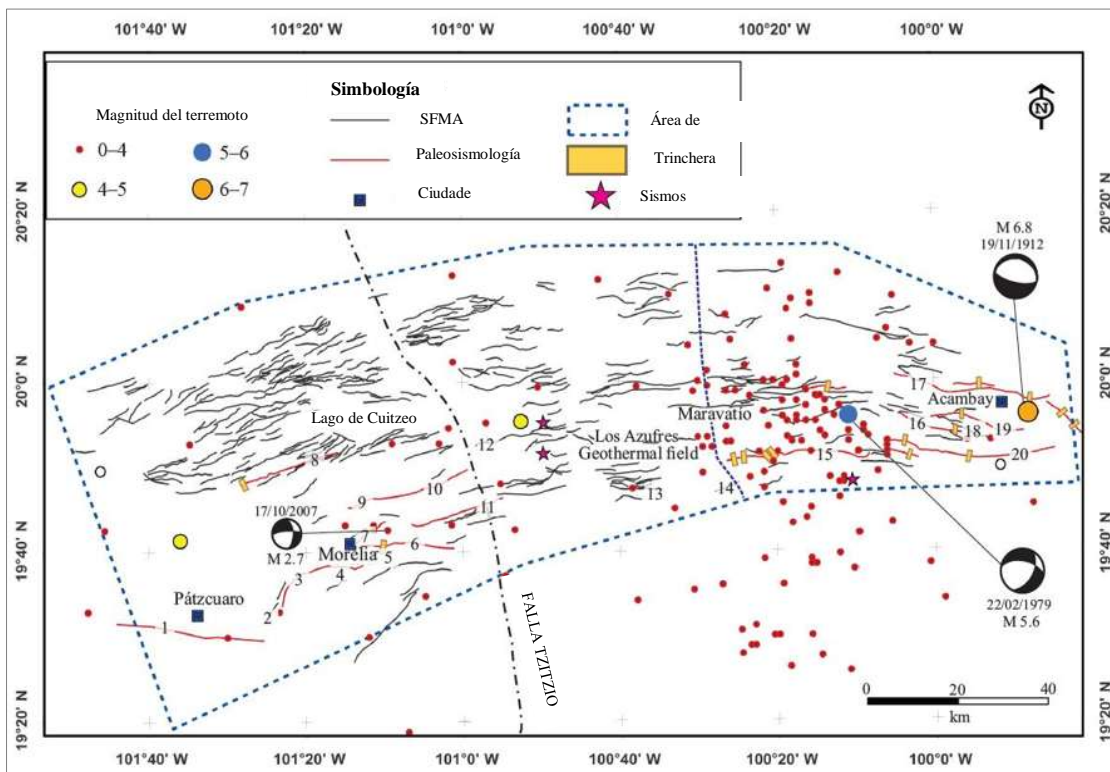


Figura 3. Microregionalización del Sistema de fallas Morelia-Acambay (Mendoza-Ponce et al., 2018). El límite entre la zona central y oriental, es la línea punteada morada. La falla de Tzitzio-Valle de Santiago es el límite entre la zona occidental y central.

Soria-Caballero *et al.* (2021), realizaron un análisis geomorfológico y paleosismológico en la falla El Malpaso-El Salto, la cual pertenece a la porción occidental del SFMA. Estimaron que la falla El Malpaso-El Salto presenta tasas de deslizamiento a largo plazo de  $0.086 \pm 0.015$  mm/año, con periodo de recurrencia entre  $10021 \pm 1221$  y  $12606 \pm 2278$  años, produciendo desplazamientos verticales por evento de entre 80 y 100 cm. De acuerdo a las relaciones empíricas, si la falla El Malpaso-El Salto sufriera una ruptura en la totalidad de su longitud y de 28 km, tendría la capacidad de producir eventos con

magnitudes máximas  $M_w$  en el rango de 6.6 a 7.3. Asimismo, durante un evento de ruptura, la falla El Malpaso-El Salto podría derivar interacciones en profundidad con la falla La Alberca-Teremendo, modificando las estimaciones de recurrencia y magnitud máxima esperada.

Recientemente, Aray *et al.* (2021) realizaron estudios geofísicos en la cuenca de Llano Grande dentro del graben de Agua Fría y del complejo volcánico Los Azufres, para identificar, localizar y caracterizar la geometría en profundidad de la prolongación oriental del segmento norte de la falla Agua Fría, parcialmente cubierta por depósitos sedimentarios recientes. Utilizando métodos magnéticos, levantamientos con georadar y refracción sísmica, interpretaron la estructura como una falla normal de alto ángulo, con orientación WSW-ENE y buzamiento hacia el norte, que desplaza unidades sedimentarias poco profundas y, por lo tanto, recientes.

Gómez-Vasconcelos *et al.* (2021) presentan una caracterización geomórfica de zonas de fallas activas como fuentes sísmicas potenciales en el graben y semigraben de la cuenca del lago de Cuitzeo (*Figura 4*). Evalúan la segmentación de las zonas de falla, la distribución de deslizamiento de las fallas, la partición transtensional, las implicaciones del peligro sísmico y el desarrollo de la cuenca del lago de Cuitzeo. Aquí, las zonas de falla presentan una tasa de deslizamiento vertical promedio de  $0.17 \pm 0.27$  mm/año durante 1 Ma, capaces de generar sismos con  $M_w$  de 6.2 a 7.0 y desplazamientos promedio de un solo evento de 0.2 a 1.2 m. En caso de una ruptura por múltiples fallas y con una longitud de hasta 63 km, las magnitudes podrían ser de  $M_w$  entre 7.0 y 7.2, con intervalos de recurrencia prolongados (11.200 – 19.200 años), aumentando el peligro sísmico a largo plazo, pero disminuyéndolo a corto plazo.

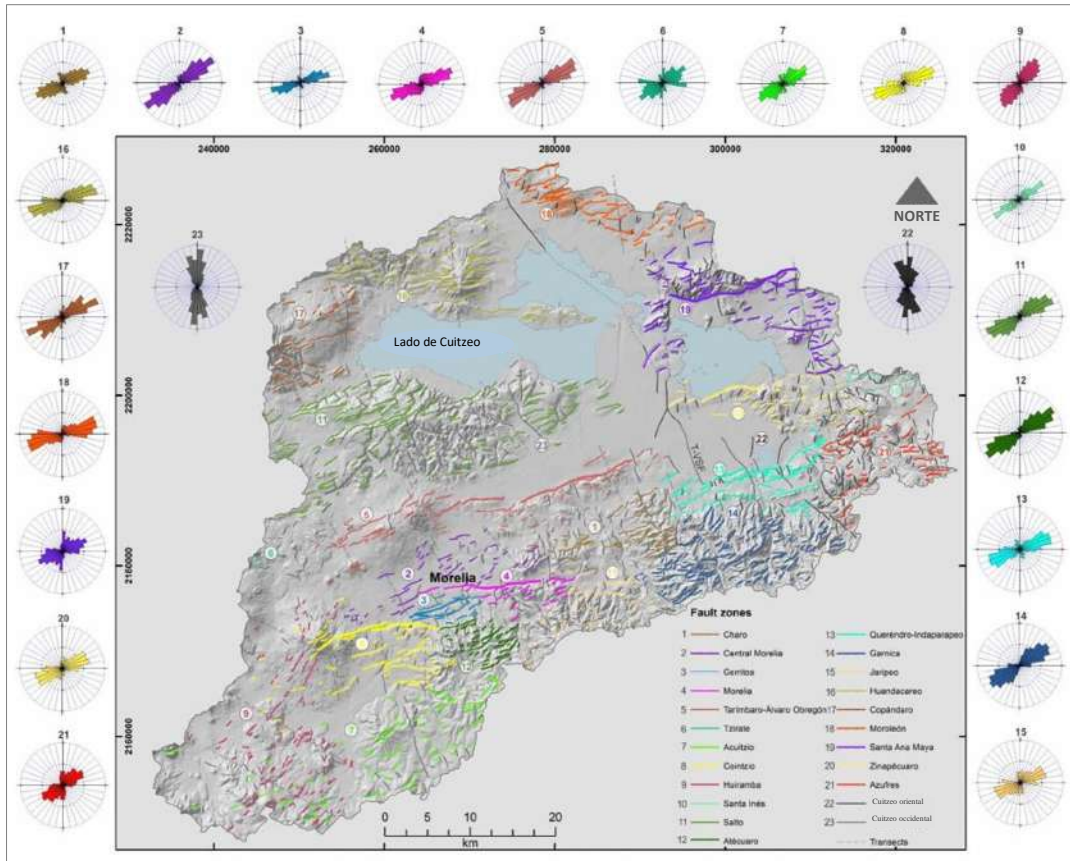


Figura 4. Zonas de fallas activas como fuentes sísmicas potenciales, en el graben y semigraben de la cuenca del lago de Cuitzeo (Gómez-Vasconcelos et al., 2021).

## 8. SISMICIDAD HISTÓRICA Y RECIENTE

El SFMA cuenta con un registro histórico e instrumental de sismos intraplaca que proporcionan evidencia de actividad de algunas fallas. Históricamente, se tiene conocimiento de la ocurrencia de sismos importantes en los años 1845 y 1858, afectando a poblaciones como Araró y Pátzcuaro (Cortés-Arreola, 1985; Garduño *et al.*, 2009).

Uno de los sismos más significativos ha sido el de Acambay, que sucedió el 19 de noviembre de 1912 con una magnitud de 6.9 (Urbina y Camacho, 1913; Suter *et al.*, 1995; Langridge *et al.*, 2000; Ego y Ansan, 2002; Suter, 2014; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2017), y en el que al menos tres fallas mostraron ruptura en superficie tal como las fallas Acambay-Tixmadejé, Temascalcingo y Pastores.

En Maravatío, ocurrió otro sismo el 22 de febrero de 1979, con una magnitud de 5.6 y profundidad de 8.2 km (Astíz-Delgado, 1980; Garduño-Monroy y Gutiérrez-Negrín, 1992; Rodríguez-Pérez y Zúñiga, 2017). Luego, en octubre del 2007, ocurrieron un

conjunto de sismos en las inmediaciones de la ciudad de Morelia, como consecuencia de la actividad tectónica de la falla Morelia (anteriormente conocida como “La Paloma”) y con magnitudes entre  $2.5 < M_w < 3.0$  (Garduño *et al.*, 2009; Singh *et al.*, 2012).

Más recientemente, en enero del 2020, el Servicio Sismológico Nacional (SSN) reportó dos sismos con magnitudes de 3.7 y 3.8, a profundidades de 5 km, que tuvieron epicentros cercanos a la falla Tarímbaro y la falla La Alberca-Teremendo ([www.ssn.unam.mx](http://www.ssn.unam.mx)).

## 9. MARCO TEÓRICO

### 9.1. Ondas características de un sismo

Un sismo se origina debido a la liberación repentina de energía acumulada en ciertas regiones del interior de la Tierra, por lo general como resultado de la acumulación de esfuerzos en las rocas en forma de deformación que, al alcanzar la resistencia máxima, rompen generando nuevos planos de falla o aprovechando los ya existentes. Generalmente, la ruptura comienza en un punto y de allí se propaga a puntos cercanos, hasta completar todo el plano de falla; este proceso se lleva a cabo en fracciones de segundos en el caso de sismos pequeños o puede durar más de un minuto cuando se trata de grandes terremotos.

La energía liberada se irradia en todas las direcciones desde su origen (foco o hipocentro), una parte se disipa en forma de calor (energía térmica) y la mayor parte se transmite como energía mecánica (ondas de cuerpo y ondas superficiales) (*Figura 5*).

Las ondas de cuerpo, uno de los dos tipos principales de ondas sísmicas, se propagan a través del volumen interno de un sólido elástico, en este caso el interior de la Tierra. Estas ondas son fundamentales para entender la estructura interna de la Tierra y los sismólogos las utilizan para estudiar la composición y la dinámica del planeta. Las mismas se clasifican en dos tipos: ondas primarias (P) y secundarias (S).

- Ondas P o primarias (compresivas): presentan un movimiento longitudinal, provocando un movimiento de las partículas de material en la misma dirección de propagación de las ondas, mediante compresiones y dilataciones alternadamente, lo que origina cambio de volumen en el medio por el que atraviesan. Las ondas P son más rápidas que las ondas S, es decir que después de un sismo, son las primeras en llegar. Las ondas P se pueden propagar a través de

cualquier tipo de material, es decir, a través de medios sólidos, líquidos y gaseosos.

- Ondas S o secundarias (de cizalla): son ondas transversales o de corte, se transmiten provocando que las partículas del medio se desplacen perpendicularmente a la dirección de propagación. Estas ondas originan cambios de forma en el medio sin alterar el volumen del mismo. Las ondas S pueden viajar únicamente a través de sólidos debido a que los líquidos no pueden soportar esfuerzos de corte, por ejemplo, en el núcleo externo, que es un medio líquido, no permite el paso de las ondas S.

Las ondas superficiales son aquellas que se propagan por la superficie de la Tierra en los primeros kilómetros. Estas se caracterizan por presentar una amplitud máxima en la superficie y nula a grandes profundidades, por lo cual son las responsables de la mayoría de los daños causados por un sismo. Llegan después de la onda S, por lo tanto, son más lentas, y se dividen en dos tipos, ondas Rayleigh y ondas Love.

- Ondas Love: son aquellas que se propagan generando un movimiento de las partículas perpendicular a la dirección de propagación, como las ondas S, pero polarizadas en el plano de la superficie de la Tierra, sólo poseen la componente horizontal. Las ondas Love suelen ser más rápidas que las ondas Rayleigh pero menos destructivas en términos de daños estructurales.
- Ondas Rayleigh: son ondas que se mueven en un patrón elíptico, provocando que las partículas se muevan en forma elipsoidal retrógrada en el plano vertical, en la dirección de propagación. Son generalmente las ondas más lentas de todas, pero poseen una amplitud mayor que las ondas P o S, lo cual las hace responsables de la mayoría de los daños estructurales.

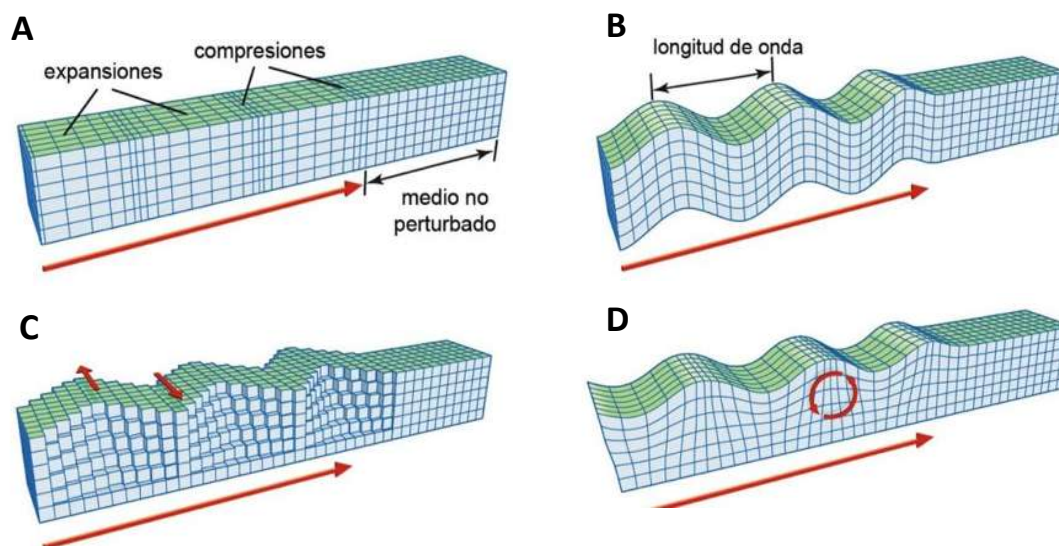


Figura 5. Tipos de ondas sísmicas y su movimiento característico. A) Las ondas P comprimen y expanden el material en la dirección de propagación de la onda. B) Las ondas S mueven el material en dirección perpendicular a la dirección de propagación de la onda. C) Las ondas superficiales Love, en esencia, son parecidas a las ondas S, pero exhiben solo movimiento horizontal. D) Las ondas superficiales Rayleigh recorren la superficie terrestre con un patrón elíptico, disminuyendo su amplitud con la profundidad.

Los diferentes tipos de onda descritas anteriormente pueden ser reconocidos en los sismogramas (gráficas de velocidad del terreno) (Figura 6). Dichos sismogramas presentan el desplazamiento continuo del suelo, que consta de diferentes tipos de oscilaciones que pueden ser clasificados como, ruido de fondo de muy alta frecuencia, señales sísmicas con frecuencias definidas, y amplitudes con envolventes típicas que dependen de la distancia hipocentral y la magnitud del sismo.

La onda P que viaja con mayor velocidad que cualquier otro tipo de onda, es el primer arribo de energía registrado en el sismograma. Luego, le sigue la onda S que por lo general tiene una amplitud mayor que la onda P. Posteriormente, continúan las ondas con una gran amplitud asociadas a ondas superficiales, que son las más lentas y presentan periodos más largos, por consiguiente, se suele hacer referencia a ellas como ondas largas. Cabe resaltar, que además de los tipos de ondas nombradas anteriormente, se generan muchas otras fases convertidas, producidas a partir de la reflexión y refracción de las ondas P y S en las interfaces entre capas con diferentes propiedades.

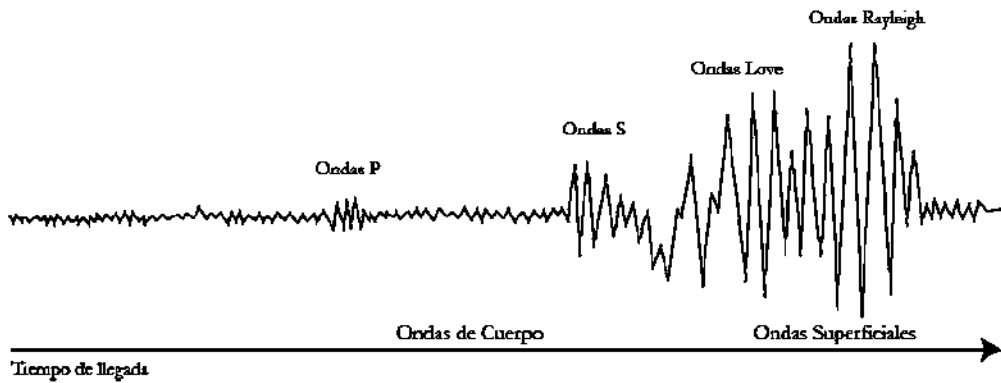


Figura 6. Sismograma esquemático que muestra el orden y patrón de llegada de los diferentes tipos de ondas sísmicas (modificado de Kusky, 2008).

## 9.2 Ruido sísmico

Las señales sísmicas registradas por los instrumentos no corresponden directamente con la señal real producida por la fuente (foco), la información recibida por el sensor generalmente es la convolución de la señal real que produce la fuente, la respuesta instrumental y el ruido que pueda introducir el ambiente.

El ruido sísmico también llamado ruido sísmico de fondo o ruido ambiental es la vibración constante en la superficie de la Tierra presente en todo registro sísmico continuo, que emana de múltiples fuentes naturales y antrópicas (Aki, 1957).

Las fuentes que perturban el medio y contribuyen al ruido sísmico pueden ser de diverso origen tales como, mareas, oleadas, condiciones meteorológicas como tormentas o vientos, o cualquier perturbación hecha por la actividad diaria del hombre (pisadas del hombre, maquinaria pesada en funcionamiento, vehículos en movimiento, edificaciones en proceso de creación, etc.) (Pérez-Campos *et al.*, 2021; Condori, 2021).

Estas fuentes son difíciles de identificar en los registros sísmicos por la aleatoriedad que presentan, pero se pueden clasificar en términos de su contenido de frecuencias. De acuerdo con el teorema de Fourier, cualquier función transitoria arbitraria en el dominio del tiempo  $f(t)$ , puede ser representada mediante una función equivalente en el dominio de la frecuencia  $F(\omega)$ .

En general, el ruido de sísmico puede convertirse en una señal que enmascare las señales sísmicas de interés y limite la capacidad de detección de arribo de las ondas sísmicas en un sismograma que, por tal efecto, reduciría a la determinación de la

localización de los eventos sísmicos registrados y afectaría a la construcción de mecanismos focales (Kulháněk, 2012).

Una herramienta muy utilizada para evaluar la calidad de las señales sísmicas es el cálculo de la Densidad Espectral de Potencia (PSD), la cual nos da una visión general de la variación temporal del ruido. Los niveles de ruido aceptables que se toman como referencia son los del modelo estándar propuesto por Peterson (1993) (Figura 7).

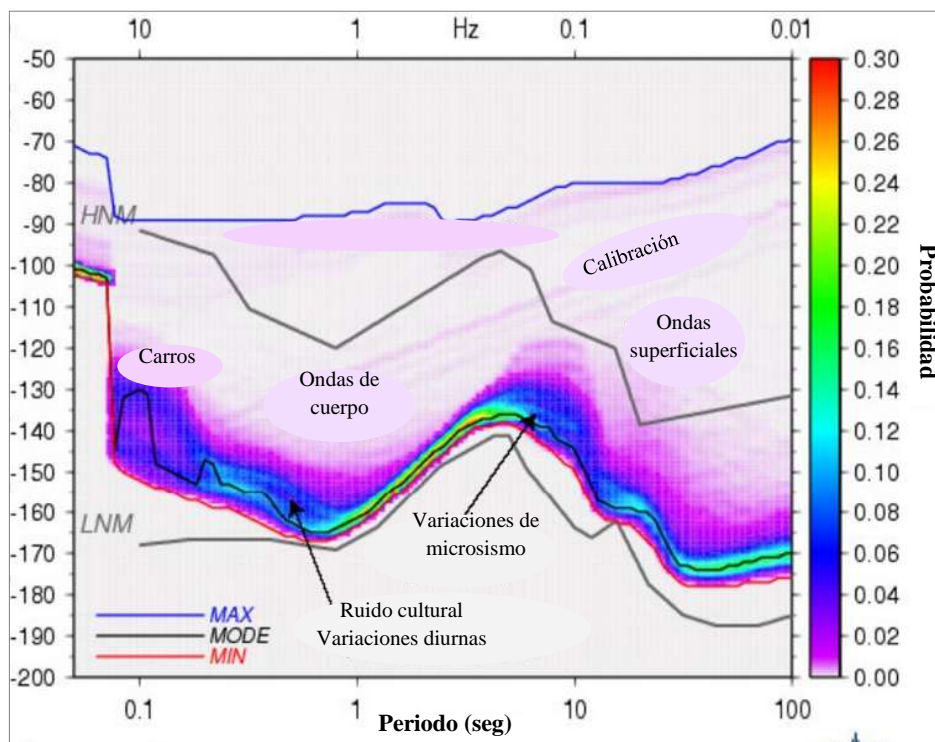


Figura 7. Principales componentes del ruido sísmico ambiental. Las líneas grises arriba y abajo representan los niveles del modelo de ruido alto y bajo de Peterson (1993), HNM y LNM, respectivamente.

### 9.3 Respuesta instrumental en los sismógrafos

Inherente al equipo de medición existe una componente de respuesta instrumental cuya amplitud debe estar por debajo de los niveles del movimiento real del suelo. En sismología, la relación lineal entre la señal que percibe el instrumento y la que se registra, se asume para todos los cálculos. Esto quiere decir que, dado el caso de tener una señal y su registro de salida, si se duplica la señal real de la tierra en magnitud, la señal registrada por el sensor también se duplicará proporcionalmente de acuerdo con la linealidad que se asume en las correcciones instrumentales.

Se define una función de respuesta de frecuencia compleja  $T(\omega)$ , una señal compleja de entrada  $X(\omega)$  y una de salida  $Y(\omega)$ . Conociendo el espectro de salida, podemos calcular el espectro de entrada con la siguiente ecuación (Havskov, 2004):

$$X(\omega) = \frac{Y(\omega)}{T(\omega)}$$

Generalmente la función de respuesta compleja  $T(\omega)$ , puede representarse mediante funciones racionales, tal como:

$$T(\omega) = \frac{a_0 + a_1(i\omega) + a_2(i\omega)^2 + \dots}{b_0 + b_1(i\omega) + b_2(i\omega)^2 + \dots}$$

Donde  $(a_i)$  y  $(b_i)$ , son constantes y el número de términos de los polinomios dependerá de la complejidad del sistema implementado. Además, considerando que estos polinomios pueden ser factorizados, la ecuación anterior se reescribe y adquiere la siguiente forma:

$$T(\omega) = c \frac{(i\omega - z_1)(i\omega - z_2)(i\omega - z_3) \dots}{(i\omega - p_1)(i\omega - p_2)(i\omega - p_3) \dots}$$

Las constantes  $(a_i)$  y  $(b_i)$ , se normalizan con la constante  $c$  para el numerador y el denominador,  $z$  corresponde a los ceros o raíces de los polinomios del numerador, mientras que los ceros del denominador son  $p$  o polos.

## 9.4 Localización de sismos

La localización de un evento sísmico es de gran importancia ya que es el punto de partida para una caracterización completa de la fuente sísmica. Para resolver el problema de localizar un sismo, es decir, encontrar el punto de origen en el que se comienza a liberar la energía sísmica, debemos encontrar los cuatro parámetros que definen su hipocentro, tales como: tiempo origen ( $t_0$ ), latitud ( $x_0$ ), longitud ( $y_0$ ) y profundidad ( $z_0$ ).

En sismología, se usa comúnmente también el término epicentro, que es la proyección del hipocentro sobre la superficie de la tierra.

Una de la metodología más utilizada para localizar sismos, es establecer la diferencia de tiempo entre la llegada de la onda P y S a una estación, a través de la identificación de los primeros arribos en un sismograma. Ambas ondas sísmicas viajan a diferentes velocidades y, por ello, llegan a la estación en tiempos diferentes.

Considerando la diferencia de tiempo entre las llegadas de las ondas sísmicas para cada estación que registró el evento sísmico y suponiendo un modelo de velocidad correcto, se calcula la distancia del epicentro a la estación sísmica.

Cuanto mayor sea la diferencia de tiempo entre la llegada de la onda P y la onda S, mayor será la distancia de la fuente del sismo a la estación.

Se requiere un registro de por lo menos tres estaciones sísmicas, donde se toma la estación como centro y la distancia epicentral como radio, se trazan circunferencias en torno a cada estación y el punto o zona de intersección de las circunferencias es donde se encuentra el epicentro del sismo (*Figura 8*).

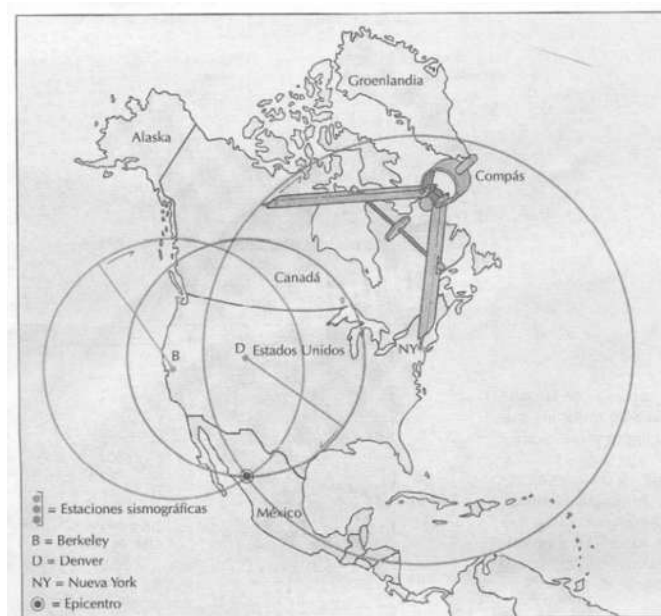


Figura 8. En un mapa, dada la estación como centro y con una distancia como radio, se trazan circunferencias en torno a cada estación y el punto de intersección es el epicentro del terremoto (Tarbuck y Lutgens, 2005).

Otra forma de resolver el problema de localización hipocentral, como en la mayoría de los problemas en sismología, es mediante la solución del problema inverso, basándose en la aplicación del método de mínimos cuadrados (Aki y Richards, 2002), que permite calcular los errores entre los tiempos de llegada observados y los calculados teóricamente, suponiendo un determinado modelo de velocidad de región de interés.

Asumiendo que el evento sísmico ocurre en un tiempo desconocido  $t$  y en una ubicación desconocida  $x = x, y, z$ , se considerará un conjunto de  $n$  estaciones sísmicas

que detectan el evento sísmico y de las cuales se conoce su ubicación  $x_i = (x_i, y_i, z_i)$ . El tiempo de arribo  $d'_i$  dependerá del tiempo de origen del evento sísmico  $t$  y del tiempo de viaje entre la fuente y la estación receptora  $T(x, x_i)$ , expresándose de la siguiente manera (Lahr, 1999; Udias y Buforn, 2018):

$$d'_i = T(x, x_i) + t$$

No obstante, si se conoce un modelo de velocidad, el problema puede ser escrito utilizando la siguiente fórmula:

$$d_i = A(m_j)$$

Si observamos los datos como un conjunto vectorial, estos contienen los tiempos de arribo a las estaciones. Por lo tanto, se pueden calcular asumiendo que el modelo vectorial  $m$  está conformado por la localización de la fuente  $(x, y, z)$  y el tiempo de origen  $(t)$ :

$$m = (x, y, z, t)$$

Entonces, el problema de inversión comienza de la siguiente manera:

Dados los tiempos de arribo observados, se busca un modelo que mejor se ajuste a ellos. Para efectuarlo, se comienza a definir un modelo inicial  $m_0$ , el cual es un estimado del modelo que esperamos se ajuste a la solución inversa buscada. El modelo inicial estará dado por la siguiente fórmula:

$$d_0 = A(m_{0j})$$

Si dicho modelo inicial no se ajusta, tendrá un subsiguiente cambio y se espera se acerque a los datos observados:

$$m_j = m_{0j} + \Delta m_j$$

En general, los datos se linealizan expandiéndolos en series de Taylor sobre el modelo inicial  $m_0$  y considerando la siguiente ecuación:

$$d_i \approx d_i^+ \sum_j \frac{\partial d_i}{\partial m_j} |_{m_0} \Delta m_j$$

que podemos reescribirla en términos de las diferencias entre los datos observados y los datos calculados teóricamente, como:

$$\Delta d_i \equiv d_i - d_i^+ \approx \sum_j \frac{\partial d_i}{\partial m_j} |_{m_0} \Delta m_j$$

Tal relación es común en el problema inverso y por simplicidad, la ecuación es considerada como una matriz de derivadas parciales:

$$G_{ij} = \frac{\partial d_i}{\partial m_j}$$

y se reescribe de la siguiente forma:

$$\Delta d_i = \sum_j G_{ij} \Delta m_j$$

Este conjunto de ecuaciones representa una matriz vectorial que expresa un sistema lineal de ecuaciones simultáneas. Dicha matriz está conformada por los tiempos de arribo a cada estación y los parámetros del modelo.

Básicamente, los parámetros del hipocentro hipotético inicial (longitud, latitud, profundidad y tiempo de origen) tomará un valor cada vez que se realice un ajuste, y un ajuste se realiza en cada iteración. El objetivo es encontrar después de cada iteración un valor que proporcione el mínimo error posible, entre los tiempos de llegada observados y los tiempos de llegada calculados teóricamente, en función del residual RMS (*Root Mean Square*).

## 9.5 Mecanismo focal

El mecanismo focal es una proyección estereográfica, resultado del análisis de la forma de las ondas sísmicas liberadas tras un sismo. La caracterización de un mecanismo focal proporciona la geometría de una falla, es decir, la orientación del plano de falla y la dirección del deslizamiento a lo largo del plano, y por tanto el tipo de falla involucrada en el sismo: transcurrente, inversa, normal u oblicua (*Figura 9*).

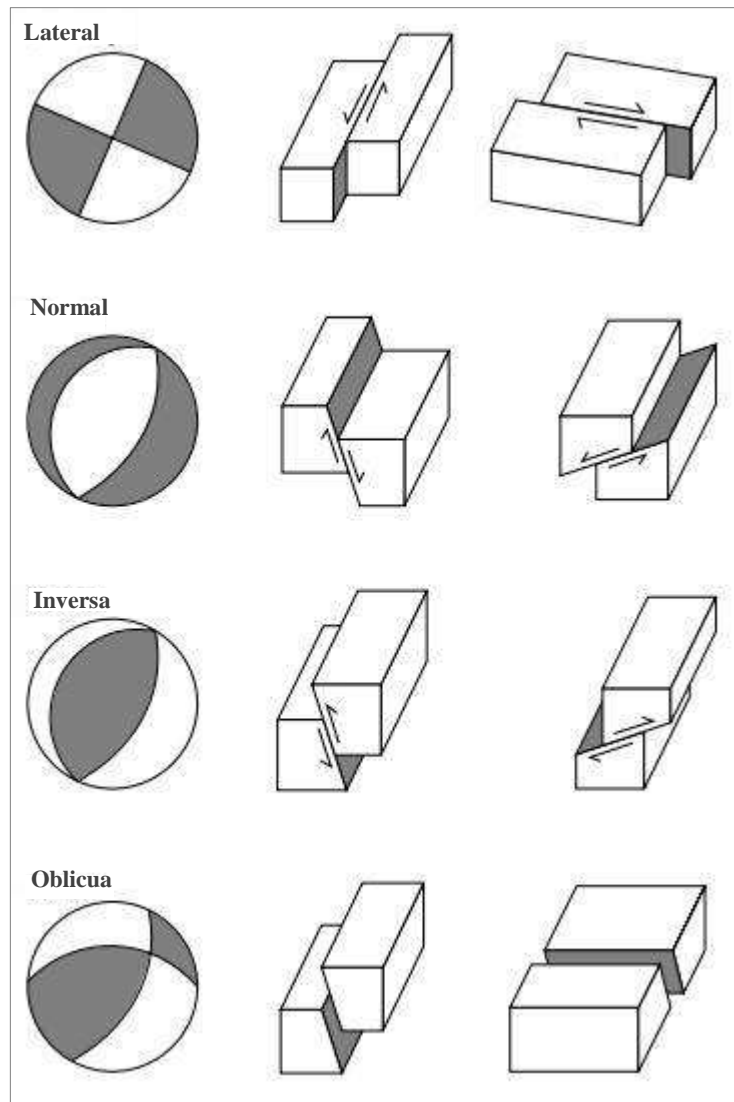


Figura 9. Representación de los diferentes mecanismos focales que indican el tipo de movimiento producido por un evento sísmico (Shearer, 2019).

El método más utilizado para calcular el mecanismo focal de un sismo consiste en identificar la llamada “polaridad” o primer impulso de la onda P que se registra en un sismograma. Este procedimiento de lectura se efectúa en cada una de las estaciones sismológicas que registran el evento sísmico.

Dicha llegada de onda puede presentar un primer movimiento hacia arriba (de compresión) si se acerca a la estación, o hacia abajo (de dilatación) si se aleja de la estación (*Figura 10*). La dirección de la polaridad dependerá de la ubicación en la que se encuentre la estación respecto al epicentro.

Para representar los datos hacemos uso de la red estereográfica, considerando el ángulo incidencia y el azimut de la estación respecto al epicentro (*Figura 11*).

Cada dato estará representado con un círculo color negro si el primer movimiento es de compresión y en caso contrario, si el movimiento es de dilatación el círculo se representará color blanco. Asimismo, si la llegada de la primera onda P fue muy débil como para diferenciarla estará representada por una  $x$ .

La división de las áreas de acuerdo con el tipo de polaridad (es decir, las zonas oscuras de compresión y las zonas blancas de dilatación) y que pase cerca o a través de las  $x$ , generan cuadrantes delimitados por dos planos nodales que se cruzan a través del epicentro y son perpendiculares entre sí, uno de los cuales corresponde al plano de falla y el otro a un plano auxiliar (*Figura 12*). Es necesario tener argumentos geológicos de la región a estudiar para diferenciar entre el plano de falla principal y el plano de falla auxiliar.

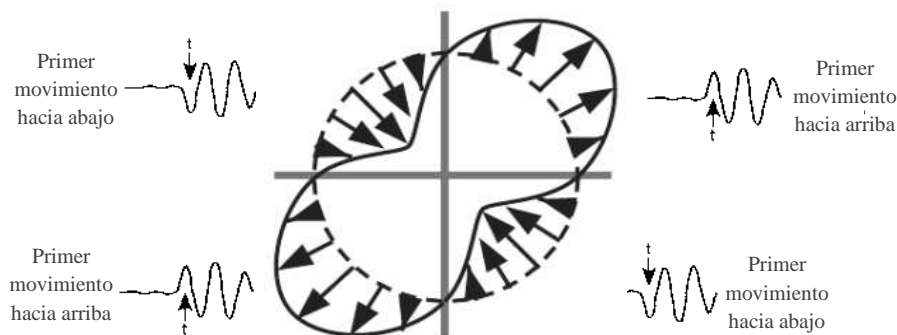


Figura 10. Patrón de radiación de las ondas P en el instante que ocurre un sismo. Si el primer arribo de la onda P es hacia arriba, el desplazamiento en la dirección de propagación de la onda se acerca a la estación y se aleja del foco (movimiento de compresión). Sin embargo, si el primer arribo de la onda P es hacia abajo, el desplazamiento en la dirección de propagación de la onda es hacia el foco y se aleja de la estación (movimiento de dilatación) (Cronin, 2004).

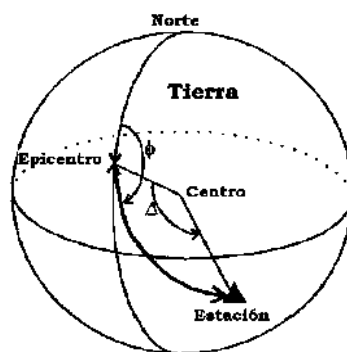


Figura 11. El ángulo azimut ( $\phi$ ) se mide en sentido horario desde el norte geográfico, y el ángulo de incidencia ( $\Delta$ ) respecto a la vertical (Suetsugu, 1995).

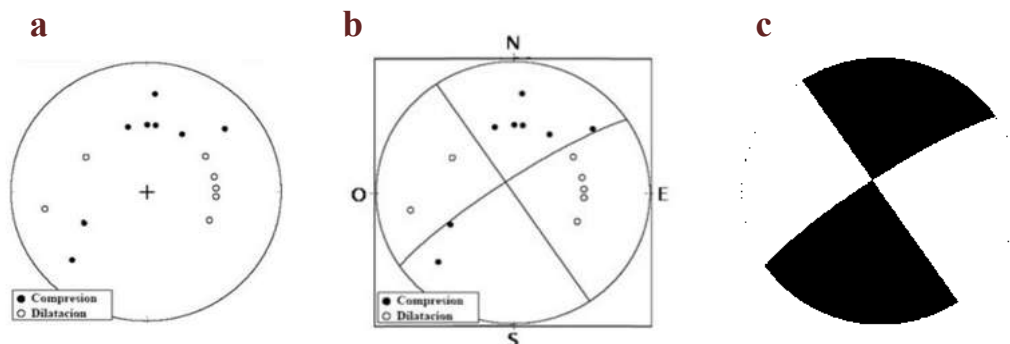


Figura 12. Datos sísmicos provenientes de distintas estaciones sismológicas para un mismo sismo. (a) Los puntos negros corresponden a las primeras llegadas de ondas comprensivas y los puntos blancos a las primeras llegadas de ondas de dilatación. (b) Traza de dos planos nodales perpendiculares entre sí y que separan las áreas de las comprensivas y las de dilatación. (c) Construcción final y representación más general del mecanismo focal.

## 9.6 Tensor de momento sísmico

Otra manera de calcular el mecanismo focal de un sismo, no considerando la polaridad de los primeros arribos de las ondas P, es utilizando la forma de onda en su totalidad.

Con este método, mediante técnicas de inversión se calcula el tensor momento y a partir de éste los ejes de presión (P), tensión (T) y eje nulo (N) que definen los planos nodales de manera única (los ejes P y T pasan a  $45^\circ$  de los planos nodales, y el eje N coincide con la intersección de los planos).

El tensor de momento sísmico representa en forma general una fuente sísmica y las fuerzas que se generan internamente en ella.

La fuente sísmica puede considerarse como una fuente simple, es decir, como un punto en un medio homogéneo y elástico (Morales, 2016), cuyas dimensiones se encuentran en el orden de las medidas de las longitudes de las ondas sísmicas (Shearer, 2009).

El modelo más simple de fuente puntual que se puede estudiar es la fuente puntual isotrópica, donde la fuente es considerada como un punto desde el cual las ondas sísmicas se propagan con la misma amplitud en todas las direcciones.

El campo de fuerzas que actúan en la fuente sísmica es conocido como fuerzas de cuerpo equivalente y se forman mediante combinaciones de vectores unitarios, que pueden ser cuplas o dipolos de fuerzas, o un par de cuplas de fuerzas (Figura 13).

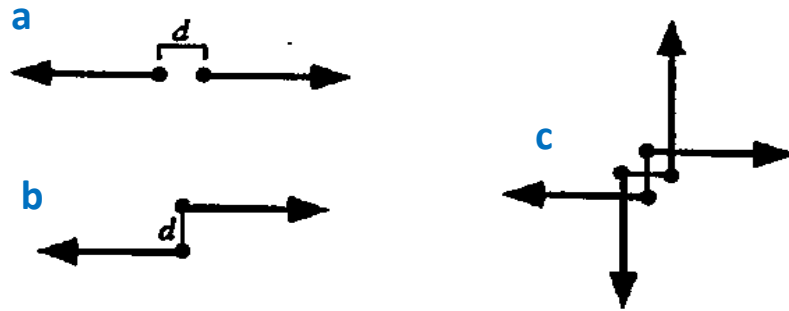


Figura 13. Campo de fuerzas que actúan en la fuente sísmica (Shearer, 2019). a) El dipolo de fuerzas está formado por dos fuerzas de magnitud  $f$  las cuales actúan en la misma dirección, pero en sentido contrario, y están separadas por una pequeña distancia  $d$ , la cual está en la misma dirección que las fuerzas dipolo. b) La cupla de fuerzas está formada por dos fuerzas de magnitud  $f$  las cuales actúan en la misma dirección, pero en sentido contrario, y están separadas por una pequeña distancia  $d$  en una dirección perpendicular a las direcciones de las fuerzas. c) El doble o par de cuplas de fuerzas son dos pares de fuerzas de magnitud  $f$  que se encuentran orientadas en direcciones perpendiculares.

En el sistema de coordenadas cartesiano, una cupla y dipolos de fuerzas, está definido por  $M_{ij}$ , donde  $i$  representa la dirección en que actúan las fuerzas, y  $j$  representa la dirección en que están separadas las fuerzas (Shearer, 2009).

Entonces,  $i, j = x, y, z$ , por lo tanto se define una matriz del tensor de momento con nueve componentes diferentes de la forma  $M_{ij}$ , mediante la siguiente expresión:

$$M = \begin{matrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{matrix}$$

Las componentes de la diagonal principal representan a los dipolos de fuerzas (tal que  $i = j$ ) y las demás componentes serían las cuplas de fuerzas ( $M_{ij}$  tal que  $i \neq j$ ) (Suetsugu, 1995).

Según Shearer (2009) cada magnitud de  $M_{ij}$  está definido por el producto de fuerza por distancia  $f \cdot d$ , donde este se conservará constante si  $d$  tiende a cero en el límite de una fuente puntual. Asimismo, la fuerza neta de las cuplas y dipolos de fuerzas tenderá a ser cero, ya que son opuestas, y se encuentran en la misma dirección (Suetsugu, 1995).

Si una cupla de fuerzas tiene un torque diferente de cero, físicamente significa una rotación en la vecindad de la fuente sísmica, en consecuencia, para evitar esta rotación

se debe complementar con una segunda cupla de fuerzas y de esta manera conservar el momento angular, además de definir que la matriz del tensor de momento sísmico sea simétrica y que cuente con solo 6 componentes independientes, lo que implica que  $M_{ij}$  sea igual a  $M_{ji}$ , que en forma matricial se representa de la siguiente manera:

$$\begin{aligned}M_{yx} &= M_{xy} \\M_{zx} &= M_{xz} \\M_{zy} &= M_{yz}\end{aligned}$$

Para Rueda (2006) una doble cupla de fuerzas representaría a una fuente sísmica. Por lo que, para una doble cupla de fuerzas, cada componente de la matriz puede ser expresada en función del momento sísmico escalar ( $M_0$ ), del vector unitario normal al plano de ruptura ( $\hat{n}$ ) y del vector unitario de deslizamiento ( $\hat{d}$ ), quien yace en el plano de ruptura y representa la orientación del deslizamiento del techo respecto al plano de ruptura, mediante la siguiente ecuación Stein y Wysession (2009):

$$M_{ij} = M_0(n_i d_j + n_j d_i) \quad \text{donde} \quad i, j = x, y, z$$

Por consiguiente, determinamos las componentes de la matriz del tensor de momento sísmico de la siguiente forma:

$$M = \begin{matrix} 2n_x d_x & n_x d_y + n_y d_x & n_x d_z + n_z d_x \\ n_x d_y + n_y d_x & 2n_y d_y & n_y d_z + n_z d_y \\ n_x d_z + n_z d_x & n_y d_z + n_z d_y & 2n_z d_z \end{matrix}$$

Dónde:

$$\begin{aligned}\hat{n} &= \begin{matrix} -\sin \delta \sin \phi_s \\ -\sin \delta \cos \phi_s \\ \cos \delta \end{matrix} \\ \hat{d} &= \begin{matrix} \cos \lambda \cos \phi_s + \sin \lambda \cos \delta \sin \phi_s \\ -\cos \lambda \sin \phi_s + \sin \lambda \cos \delta \cos \phi_s \\ \sin \lambda \sin \delta \end{matrix}\end{aligned}$$

De la matriz se observa que  $\hat{n}$  y  $\hat{d}$  se pueden intercambiar sin generar cambios, por lo tanto, el deslizamiento del plano de ruptura o del plano auxiliar pueden ser representados por el mismo tensor de momento sísmico, ya que  $\hat{n}$  yace en el plano auxiliar y  $\hat{d}$  yace en el plano de ruptura, debido a que son ortogonales.

Resolviendo cada componente de la matriz, se obtienen los ángulos de orientación del plano de ruptura (ángulo azimut o strike ( $\phi_s$ ), ángulo de buzamiento o dip ( $\delta$ ) y ángulo de deslizamiento o rake ( $\lambda$ ) de un foco sísmico (*Figura 14*).

Las componentes de la matriz se definen como sigue:

$$\begin{aligned}
 M_{xx} &= -M_0(\sin \delta \cos \lambda \sin 2\phi_s + \sin 2\delta \sin \lambda \sin^2 \phi_s) \\
 M_{xy} &= M_0 \left( \sin \delta \cos \lambda \cos 2\phi_s + \frac{1}{2} \sin 2\delta \sin \lambda \sin 2\phi_s \right) \\
 M_{xz} &= -M_0(\cos \delta \cos \lambda \cos \phi_s + \cos 2\delta \sin \lambda \sin 2\phi_s) \\
 M_{yx} &= M_0 \left( \sin \delta \cos \lambda \cos 2\phi_s + \frac{1}{2} \sin 2\delta \sin \lambda \sin 2\phi_s \right) \\
 M_{yy} &= M_0(\sin \delta \cos \lambda \sin 2\phi_s + \sin 2\delta \sin \lambda \cos^2 \phi_s) \\
 M_{yz} &= -M_0(\cos \delta \cos \lambda \sin \phi_s + \cos 2\delta \sin \lambda \cos \phi_s) \\
 M_{zx} &= -M_0(\cos \delta \cos \lambda \cos \phi_s + \cos 2\delta \sin \lambda \sin 2\phi_s) \\
 M_{zy} &= -M_0(\cos \delta \cos \lambda \sin \phi_s + \cos 2\delta \sin \lambda \cos \phi_s) \\
 M_{zz} &= M_0(\sin 2\delta \sin \lambda)
 \end{aligned}$$

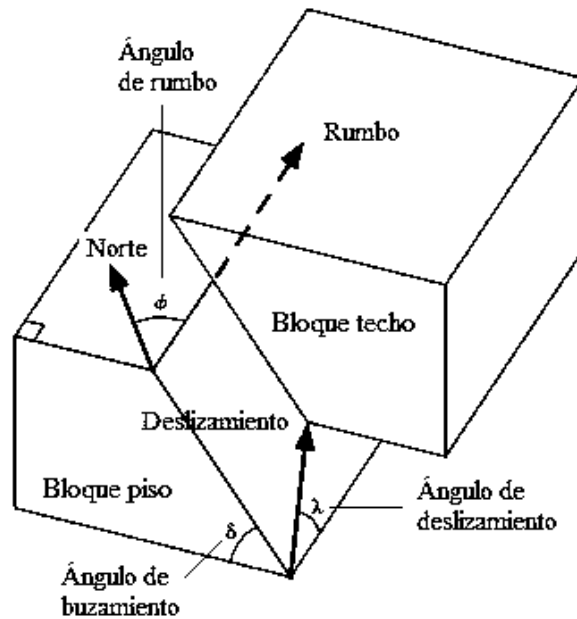


Figura 14. Representación de los ángulos que definen la geometría de una falla (Shearer, 2019). El strike (rumbo)  $\phi$  se define como el ángulo con respecto al norte geográfico que forma la orientación de la falla, se mide en sentido horario y se encuentra entre  $0^\circ$  a  $360^\circ$ . El dip (buzamiento)  $\delta$  es un ángulo que indica la inclinación del plano de ruptura y se encuentra entre  $0^\circ$  a  $90^\circ$ . El slip o rake (deslizamiento)  $\lambda$  corresponde al ángulo de deslizamiento que se forma entre la dirección del rumbo y el plano de falla, se mide en sentido antihorario y se encuentra entre  $-180^\circ$  a  $180^\circ$ . El ángulo de deslizamiento es positivo para fallas inversas y negativo para fallas normales (Suetsugu, 1995).

Dicho tensor de momento sísmico no está limitado a ser doble cupla puro, y puede ser descompuesto en dos componentes; una componente puramente isotrópica (ISO) y otra componente deviatoria (DEV), según las direcciones en las que actúan los esfuerzos principales.

La componente isotrópica (ISO) representa parte del proceso de la fuente en la que se generan cambios de volumen, y se asocia a procesos como las explosiones o implosiones, produciendo solo movimientos longitudinales que tienen la misma amplitud en todas las direcciones (*Figura 15*).

La componente deviatoria (DEV) puede a su vez descomponerse; en una componente doble cupla pura (DC) y una componente no doble cupla (CLVD). La sigla CLVD se debe a su nombre en inglés *Compensated Linear Vector Dipole* (vector dipolo lineal compensado) y representa a una parte del mecanismo sin cambio de volumen, que se obtiene al combinar mecanismos que corresponden a dipolos, dando como resultado una deformación en un eje, que es compensada por una deformación sobre el plano perpendicular a este (*Figura 15*).

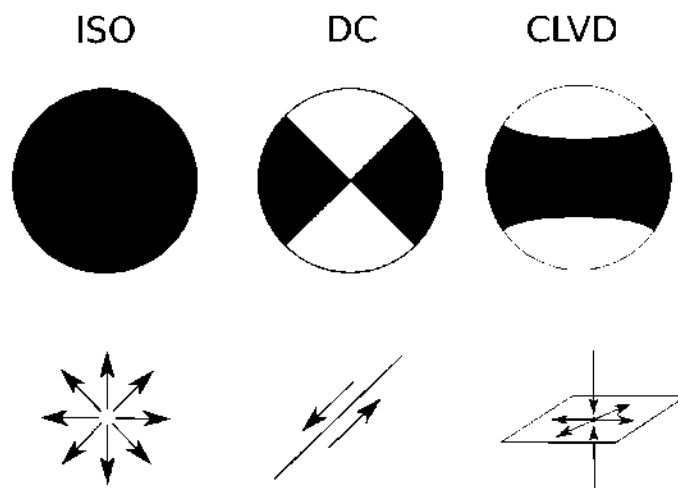


Figura 15. Las figuras superiores representan los diagramas de los tres tipos de mecanismo en que queda descompuesto el tensor momento, las figuras inferiores muestran el movimiento de partículas que generan (modificado de Halló, 2018).

## 10. DATOS Y RED SÍSMICA DE ESTACIONES

En el año 2018, el Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra (INICIT) de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo (UMSNH), instaló temporalmente

una red de cuatro estaciones sismológicas con sensores de banda ancha, localizadas en Morelia (UM01), Los Azufres (UM02), Maravatío (UM03) y Cuitzeo (UM04) (Figuroa-Soto y Mendoza-Ponce, 2021) (Figura 16).

Las estaciones sismológicas del INICIT-UMSNH operaron en forma continua durante el periodo del 2018 hasta el 2022. Estuvieron conformadas principalmente por sensores de banda ancha *Trillium Compact User Guide* y digitalizadores *Datacube*, registrando 120 muestras por segundo en las tres componentes (Norte-Sur, Este-Oeste y Vertical).

Para llevar a cabo este trabajo, además de utilizar los registros de las estaciones del INICIT-UMSNH, se utilizan los registros de la estación MOIG del SSN, con el propósito de ampliar la base de datos que se procesarán.

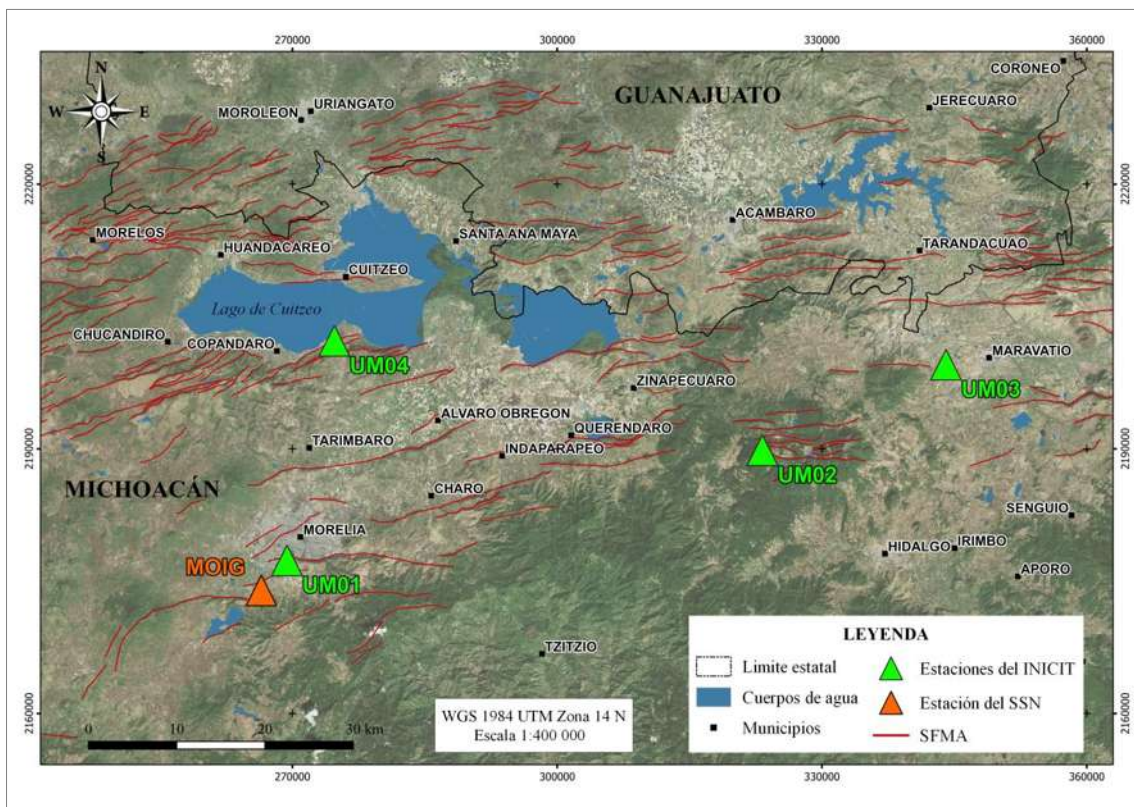


Figura 16. Distribución de las estaciones sísmicas instaladas durante el periodo del 2018 al 2022. Los triángulos verdes representan las estaciones del INICIT-UMSNH y el triángulo anaranjado representa la estación del SSN, se encuentran acompañados con sus respectivos dígitos.

## 11. METODOLOGÍA

### 11.1. Preparación de los datos

Para el procesamiento de los datos registrados por las estaciones del INICIT-UMSNH y la estación (MOIG) del SSN, es necesaria la conversión de los datos que se encuentran en formato mseed (*Standard for the Exchange of Earthquake Data*) a formato SAC (*Seismic Analysis Code*), debido a que este último formato es el solicitado por los softwares a utilizar.

### 11.2. Corrección de la respuesta instrumental

Es importante disponer de la respuesta instrumental para cada estación y en sus tres componentes (Norte-Sur, Este-Oeste y Vertical), a fin de poder removerla y obtener la amplitud que refleje el real desplazamiento del suelo (*Figura 17*).

La elaboración de los archivos polos y ceros (*Tabla 1*) comprende la revisión de las sensibilidades del instrumento que registró las ondas sísmicas observadas y gracias a esto, se puede remover el ruido introducido por la incertidumbre del instrumento.

Los archivos polos y ceros deben incluir la constante de sensibilidad, que se obtiene mediante la siguiente ecuación:

$$\text{Constante} = A_0 \cdot S \cdot G$$

donde  $S$  es la ganancia del sensor con unidades de  $\frac{V/m}{s}$ ,  $G$  es la ganancia del digitalizador con unidades de  $\frac{\text{cuentas}}{\text{volt}}$ , y  $A_0$  es un factor de normalización. Por lo tanto, en este caso particular, la ecuación se reescribe de la siguiente manera:

$$\begin{aligned}\text{Constante} &= 4,34e^{17} \cdot 754,53 \cdot 361794,500072 \\ &= 1,1857378e^{26}\end{aligned}$$

**Tabla 1.** Polos y Ceros del sensor *Trillium Compact User Guide*.

Ceros (6)		Polos (11)	
0.000000e+00	0.000000e+00	-3.691000e-02	3.702000e-02
0.000000e+00	0.000000e+00	-3.691000e-02	-3.702000e-02
-3.920000e+02	0.000000e+00	-3.430000e+02	0.000000e+00
-1.960000e+03	0.000000e+00	-3.700000e+02	4.670000e+02
-1.490000e+03	1.740000e+03	-3.700000e+02	-4.670000e+02
-1.490000e+03	-1.740000e+03	-8.360000e+02	1.522000e+03
		-8.360000e+02	-1.522000e+03
		-4.900000e+03	4.700000e+03
		-4.900000e+03	-4.700000e+03
		-6.900000e+03	0.000000e+00
		-1.500000e+04	0.000000e+00

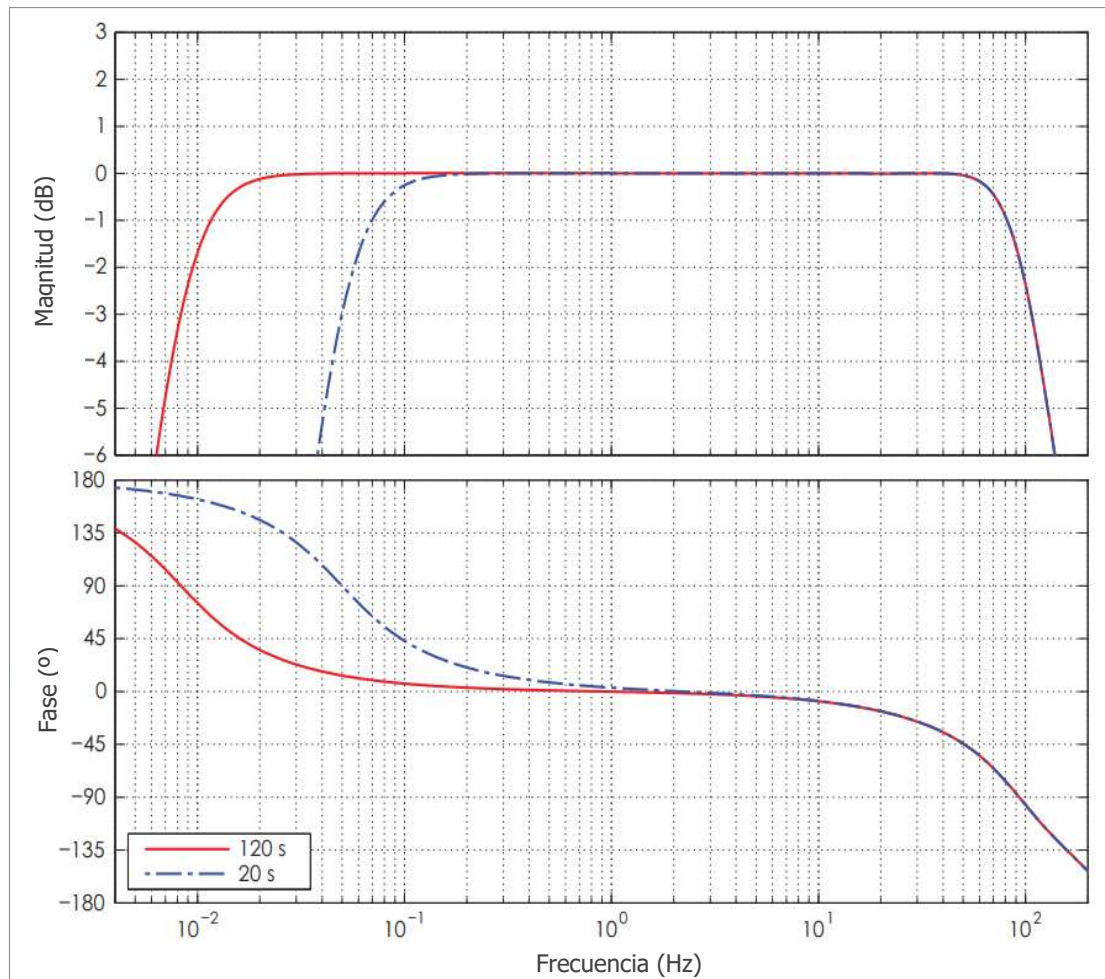


Figura 17. Gráfica de respuesta instrumental del sensor Trillium Compact User Guide. Las curvas de respuesta se representan en función de los polos y ceros (Nanometrics, 2009).

### 11.3. Función de densidad espectral de potencia

A fin de evaluar la calidad de las señales recibidas (en términos de su contenido de frecuencias) desde cada una de las estaciones (UM01, UM03 y UM04) y para cada una de sus tres componentes (Norte-Sur, Este-Oeste y Z), se calculó la Densidad Espectral de Potencia (PSD) y se comparó con los niveles de ruido propuestos por Peterson (1993). Este proceso fue realizado mediante Obspy (Beyreuther *et al.*, 2010), un entorno de trabajo de Python, de código abierto para el procesamiento de datos sísmológicos.

### 11.4. Localización de los eventos sísmicos

Para obtener la localización de cada evento sísmico registrado, se empleó el paquete de software SEISAN (Ottemöller, Voss y Havskov, 2021), el cual emplea el algoritmo HYPOCENTER (Lienert *et al.*, 1986; Lienert, 1991; Lienert y Havskov, 1995).

#### 11.4.1. Definición de un modelo de velocidades

Se requiere un modelo de velocidad apropiado para la zona y para el proceso de localización de sismos. Este modelo debe proporcionar una velocidad de propagación de las ondas a través de las diferentes capas en profundidad lo más real para la zona de estudio, y por ende, esto da confiabilidad y menor incertidumbre en el cálculo de los tiempos de recorrido de las ondas sísmicas y en la localización del hipocentro de los sismos.

A efecto de definir un modelo de velocidad congruente para la zona de estudio y minimizar posibles errores de localización, se realizó una comparación a partir de dos modelos publicados para la región de estudio, un modelo de velocidad regional (*Figura 18*) y un modelo de velocidad a nivel local (*Figura 19*).

Dicha comparación se ejecutó mediante un análisis previo a la localización del sismo registrado el 22 de enero del 2020, utilizando el software SEISAN. En general, ambos modelos consisten en nueve capas con sus respectivas velocidades de ondas P, que va en aumento continuamente conforme incrementa la profundidad.

El modelo de velocidad regional (*Figura 18*) es de un estudio publicado por Pacheco (1999), el cual se caracteriza por poseer una velocidad de ondas P de 3.34 km/s en superficie. La cual aumenta en la siguiente capa del modelo (a 2 km de profundidad) hasta 5.82 km/s. Posteriormente, su velocidad sigue incrementando continuamente en las siguientes cuatro capas, hasta llegar a los 7.61 km/s a los 21 km de profundidad.

Luego, en las siguientes dos capas, la velocidad se mantiene constante en 8 km/s desde una profundidad de 33 km. En la última capa se tiene una velocidad máxima de 8.5 km/s, a una profundidad de 400 km.

Por su parte, el modelo de velocidad local (*Figura 19*) propuesto por el SSN proporciona una velocidad de ondas P de 1.24 km/s en superficie. Esta aumenta en las siguientes dos capas del modelo, hasta llegar a una velocidad de 2.85 km/s a una profundidad de 0.65 km. Enseguida, ocurre otro incremento de velocidad que es relativamente constante de 3.54 km/s, 3.69 km/s y 3.90 km/s, hasta llegar a una profundidad de 1.93 km. Luego, en las siguientes dos capas continúa incrementando la velocidad, hasta 5.18 km/s a 2.37 km de profundidad. Finalmente, la última capa presenta una velocidad máxima de 6 km/s con una profundidad de 30 km.

Velocidad (km/s)	Profundidad (km)
3.34	0
5.82	2
6.7	4
6.73	9
7	15
7.61	21
8	33
8	33
8.5	400

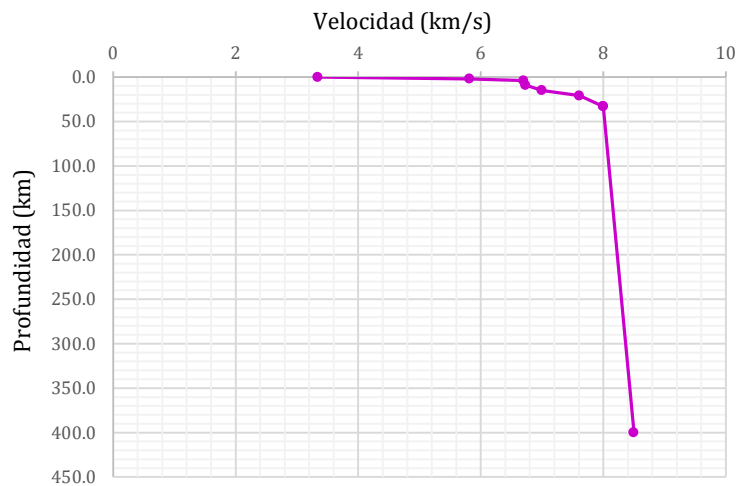


Figura 18. Modelo de velocidad regional propuesto por Pacheco (1999).

Velocidad (km/s)	Profundidad (km)
1.24	0
1.94	0.24
2.85	0.65
3.54	1.25
3.69	1.79
3.90	1.93
4.14	2.13
5.18	2.37
6	30

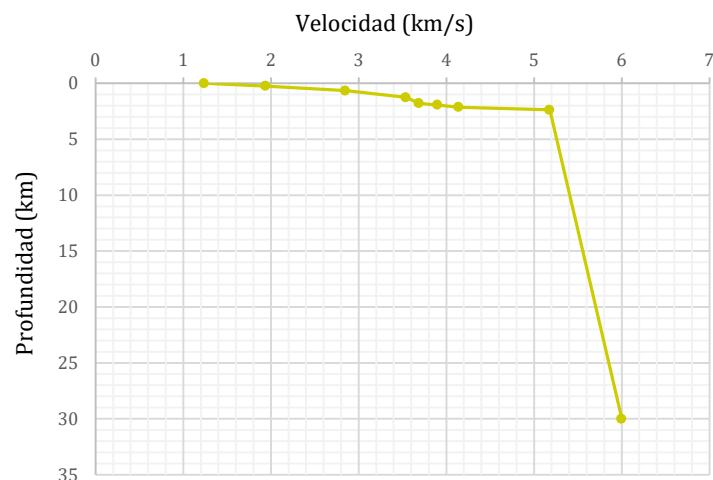


Figura 19. Modelo de velocidad local propuesto por el SSN.

SEISAN, inicialmente utiliza un modelo de velocidad global IASP91, el cual viene por default en el software, para localizar sismos. Dicho modelo de velocidad fue reemplazado por los distintos modelos anteriormente mencionados (de carácter regional y a nivel local) en el archivo STATION0.HYP.

El archivo STATION0.HYP contiene las coordenadas de las estaciones sísmicas y el modelo de velocidad que se emplea para calcular el hipocentro del evento sísmico. Dicho archivo se encuentra dividido en tres secciones, la primera sección es un conjunto de constantes generadas por los programas internos de SEISAN, la segunda parte es utilizada para precisar las coordenadas de las estaciones sísmicas, y en la tercera sección se encuentra el modelo de velocidad en profundidad (*Figura 20*).

<b>a</b>	PTVM1935.58N 9906.79W2230 CIVM1906.18N 9859.16W3530 MDVM1932.16N 9915.66W2240 PBVM1926.47N 9905.06W2200 POHV1904.13N 9716.82W4150 RFVM1919.99N 9845.70W3105 PPMA1903.98N 9837.80W3980 PTVM1935.58N 9906.79W2230 IIZV1911.25N 9914.48W3430 PPX 1900.52N 9839.39W3980 MOIG1938.80N10113.62W1968 ACIG1959.07N 9952.94W2877 UM011940.69N10111.99W1946 UM021947.79N10041.24W2798 UM031953.15N10029.36W2117 UM041954.20N101 9.09W1851 UM051939.17N10155.24W2282 DB421941.10N 9729.28W2768	Primera sección	<b>b</b>	PTVM1935.58N 9906.79W2230 CIVM1906.18N 9859.16W3530 MDVM1932.16N 9915.66W2240 PBVM1926.47N 9905.06W2200 POHV1904.13N 9716.82W4150 RFVM1919.99N 9845.70W3105 PPMA1903.98N 9837.80W3980 PTVM1935.58N 9906.79W2230 IIZV1911.25N 9914.48W3430 PPX 1900.52N 9839.39W3980 MOIG1938.80N10113.62W1968 ACIG1959.07N 9952.94W2877 UM011940.69N10111.99W1946 UM021947.79N10041.24W2798 UM031953.15N10029.36W2117 UM041954.20N101 9.09W1851 UM051939.17N10155.24W2282 DB421941.10N 9729.28W2768	Primera sección
	3.34 0.0 5.82 2.0 6.70 4.0 6.73 9.0 7.00 15.0 7.61 21.0 8.00 33.0 8.00 33.0 8.50 400.0	Segunda sección		1.240 0.000 1.940 0.240 2.850 0.650 3.540 1.250 3.690 1.790 3.900 1.930 4.140 2.130 5.180 2.370 6.000 30.000	Segunda sección

Figura 20. Archivo STATION0.HYP con (a) el modelo de velocidad de carácter regional y (b) el modelo de velocidad a nivel local. En las coordenadas de las estaciones (primera sección) se denota en los primeros cuatro caracteres el nombre de la estación, seguidamente las coordenadas geográficas (latitud y longitud) y en los últimos cuatro dígitos, la elevación de la estación.

### 11.4.2. Identificación de las fases sísmicas

Una de las principales virtudes de SEISAN es poder seleccionar las fases sísmicas de manera gráfica utilizando el cursor. Por lo tanto, se procedió a identificar y seleccionar manualmente los tiempos de llegada de las fases sísmicas para cada estación que registró un evento sísmico, principalmente de las ondas P y S, ya que son tiempos fundamentales para determinar el hipocentro del evento sísmico.

Inicialmente, se visualizaron las ondas sísmicas sin aplicar ningún tipo de filtro en el sismograma. Posteriormente, se utilizaron filtros tipo pasa banda en frecuencias de 1 a 5 Hz, 5 a 10 Hz, 10 a 15 Hz y en algunos casos 15 a 25 Hz, dependiendo de cómo se ajustará la relación señal-ruido y se observará el arribo de las fases sísmicas con claridad (*Figura 21*).

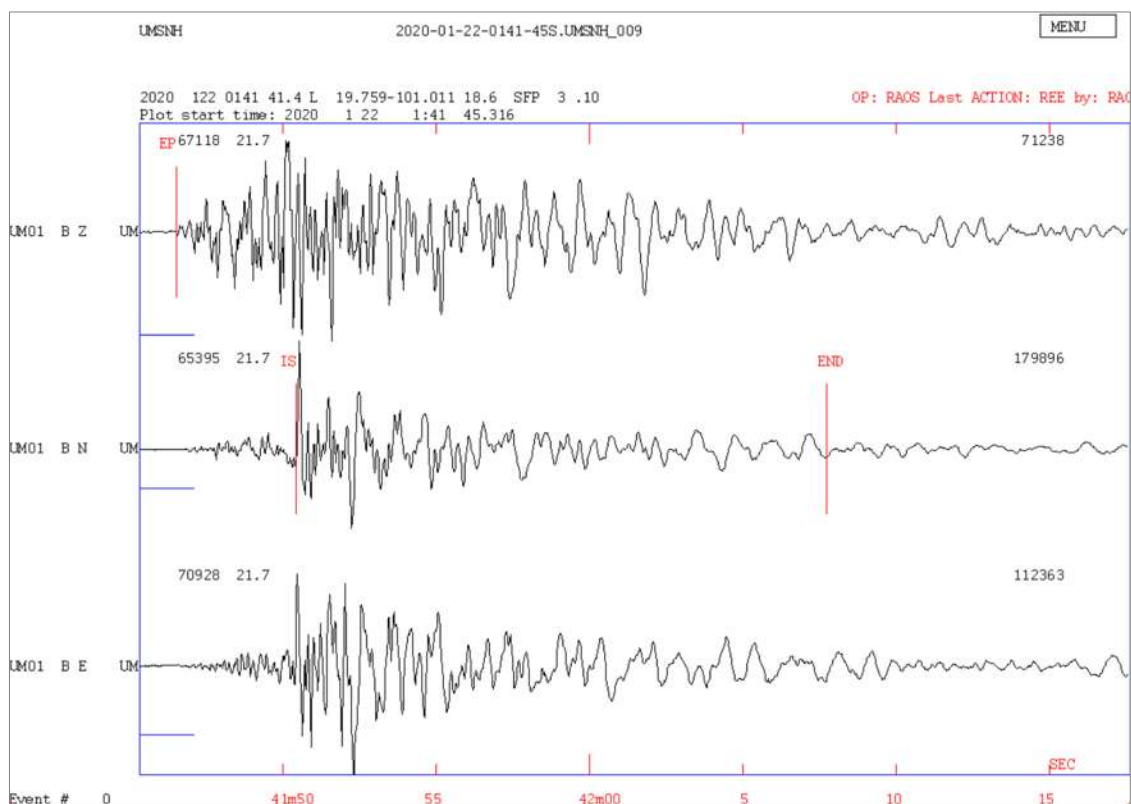


Figura 21. Interfaz de SEISAN, donde se muestran las formas de onda del evento sísmico registrado el día 22 de enero del 2020, por la estación UM01 y en sus tres componentes (Norte-Sur, Este-Oeste y Vertical). Las marcas rojas indican la selección de la llegada de las ondas P y S, así como el marcado de la coda de la señal para el respectivo cálculo de la magnitud coda. “EP” son ondas P emergentes (si el arribo de la onda P fuera impulsivo se denota como IP), “IS” son ondas S impulsivas y “END” es la coda.

El marcado de la fase P se realiza en la componente Vertical. La fase S se marca en la componente Norte-Sur o Este-Oeste, dependiendo en donde se visualicé mejor la onda. Dichas fases de onda pueden ser de carácter impulsivo (si es bien marcada y fácil de identificar) o emergente (si se comporta más bien como una curva reiterada y difícil de estimar).

#### 11.4.3. Cálculo de la magnitud coda

Para el cálculo de la magnitud coda, primero se identificó y seleccionó la última parte de la señal en el sismograma (*Figura 21*), es decir, la parte tardía de la señal que decrece en amplitud conforme pasa el tiempo y el nivel de ruido de fondo vuelve a predominar. Esta magnitud se calcula en función de  $tc$  (tiempo que se marca en el registro donde como coda), y se puede expresar como:

$$Mc = a \log(tc) + br + c$$

donde  $a, b, c$  son constantes y  $r$  es la distancia hipocentral.

### 11.5. Inversión del tensor de momento sísmico

Por medio del software ISOLA (Zahradník y Sokos, 2020), se buscó obtener el tensor de momento sísmico para cada evento sísmico localizado. Por consiguiente, para realizar la inversión de las formas de onda, se requiere de una serie de pasos que se describen a continuación:

#### 11.5.1. Definición del modelo de velocidades

Como primer paso, se define el modelo de velocidad con el cual se efectuará el proceso de inversión. Para esto, ISOLA proporciona una ventana a modo de tabla, en la que se debe suministrar para cada capa, máximo 15 capas: profundidad de la capa superior, velocidades de onda P (en km/s), velocidades de onda S (en km/s), densidad (en g/cm<sup>3</sup>), y factores de atenuación  $Q_p$  y  $Q_s$ .

Para este trabajo finalmente se optó por utilizar el modelo de velocidad local propuesto por el SSN (*Figura 22*), el cual representa de mejor forma la estructura cortical bajo el área de estudio y proporciona para nueve capas las velocidades de la onda P y S, desde superficie hasta llegar a una profundidad de 30 km. En la *Figura 23*, se muestra la representación gráfica de ISOLA del modelo de velocidades definido.

**Crustal model definition**

Velocity model Title:

SFPA

	Top of Layer depth (km)	Vp (km/sec)	Vs (km/sec)	Density (g/cm <sup>3</sup> )	Qp	Qs
1.	0	1.24	0.709	1.948	300	300
2.	0.2	1.94	1.109	2.088	300	300
3.	0.7	2.85	1.629	2.27	300	300
4.	1.3	3.54	2.023	2.408	300	300
5.	1.8	3.69	2.109	2.438	300	300
6.	1.9	3.9	2.229	2.48	300	300
7.	2.1	4.14	2.366	2.528	300	300
8.	2.4	5.18	2.96	2.736	300	300
9.	30	6	3.429	2.9	300	300

Figura 22. Definición del modelo de velocidades propuesto por el SSN.

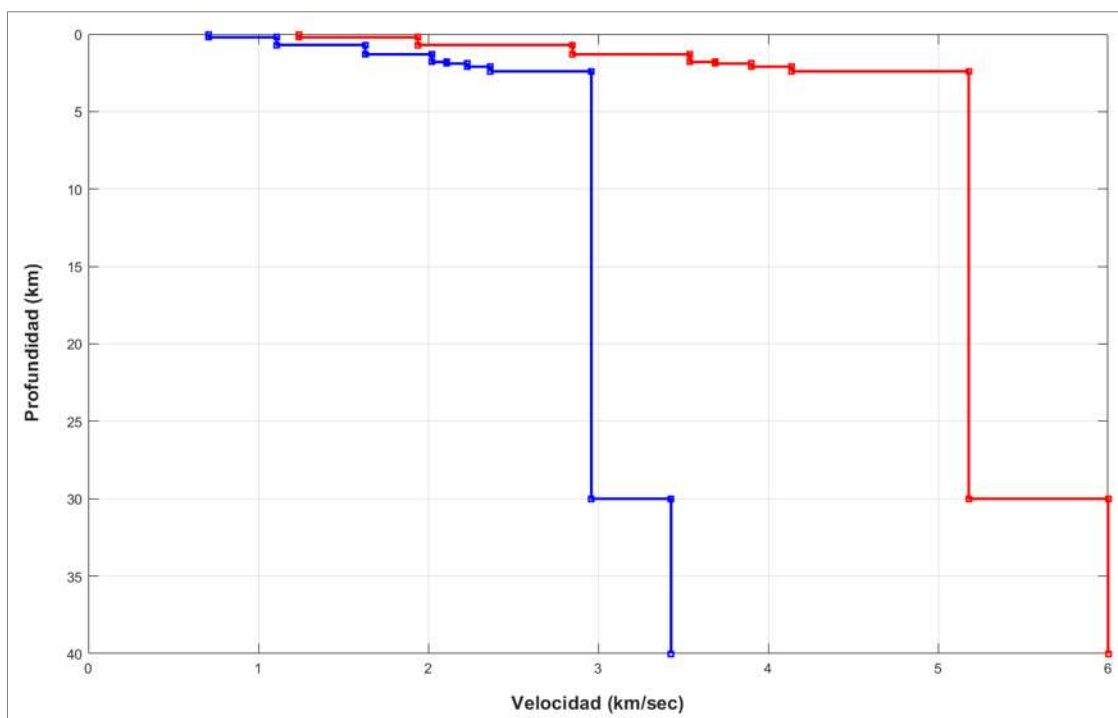


Figura 23. Representación gráfica del modelo de velocidad de la onda P y S, en función de la profundidad. La curva azul representa velocidad de ondas S y la roja velocidad de ondas P.

### 11.5.2. Parámetros de entrada del sismo

Los parámetros de entrada del sismo se definen en una ventana proporcionada por ISOLA, a manera de formulario se provee la información del evento sísmico tal como,

latitud, longitud, profundidad, magnitud, fecha del sismo y tiempo de origen (Figura 24).

Asimismo, se define la longitud de la ventana de tiempo que se utilizará en la inversión. Esta se selecciona a modo que sea lo suficientemente grande como para incluir el tiempo de recorrido desde el epicentro hasta la estación sísmica más lejana, tiene que abarcar la duración total del registro.

<b>Date</b> Date (YYYYMMDD) <input type="text" value="20200122"/>		<b>Location (specify either as Deg, Min or Deg)</b> <b>Lat (Deg,Min)</b> <input type="text" value="19"/> <input type="text" value="45.540"/> <input type="text" value="DDMM-&gt; DDEG"/>		<b>Lat (N) (Deg)</b> <input type="text" value="19.759"/>					
<b>Origin Time</b> <b>Hour</b> <input type="text" value="01"/> <b>Min</b> <input type="text" value="41"/> <b>Seconds</b> <input type="text" value="41.40"/>		<b>Lon (Deg,Min)</b> <input type="text" value="-101"/> <input type="text" value="0.660"/>		<b>Depth (km)</b> <input type="text" value="18.6"/> <b>Lon (E) (Deg)</b> <input type="text" value="-101.011"/>					
<b>Comments</b> <table border="1"> <tr> <td><b>Magnitude</b></td> <td><b>Location agency</b></td> </tr> <tr> <td><input type="text" value="1.5"/></td> <td><input type="text" value="SFPA"/></td> </tr> </table>						<b>Magnitude</b>	<b>Location agency</b>	<input type="text" value="1.5"/>	<input type="text" value="SFPA"/>
<b>Magnitude</b>	<b>Location agency</b>								
<input type="text" value="1.5"/>	<input type="text" value="SFPA"/>								
<b>Time Window Length (sec)</b> <div style="display: flex;"> <div style="flex: 1;"> <p>The chosen Time Window Length should be large enough to include the travel time from epicenter to stations plus the seismogram duration plus twice the safety interval.</p> </div> <div style="flex: 1;"> <input type="text" value="102.4"/>  <input type="text" value="204.8"/>  <input type="text" value="307.2"/>  <input type="text" value="409.6"/>  <input type="text" value="1024"/>  <input type="text" value="2048"/> </div> </div>									

Figura 24. Ejemplo de la información ingresada para el evento sísmico registrado el día 22 de enero del 2020.

### 11.5.3. Selección de las estaciones

ISOLA solicita la creación de un archivo de texto que conste de 3 columnas y contenga, el nombre de la estación, la latitud y la longitud. Este archivo al ser leído por el programa despliega un mapa con la distribución espacial de las mismas, y el usuario puede seleccionar las estaciones que desea incluir en la inversión. Previamente, se

realiza un análisis de que estaciones deben ser incluidas y cuyas formas de onda sean óptimas para la inversión con la ayuda de otras herramientas de ISOLA (Figura 25).

Más adelante, durante el desarrollo de la inversión, si es necesario, el usuario puede descartar aquellas estaciones cuyas formas de onda no se consideren útiles. Sin embargo, para incluir más estaciones este paso debe repetirse.

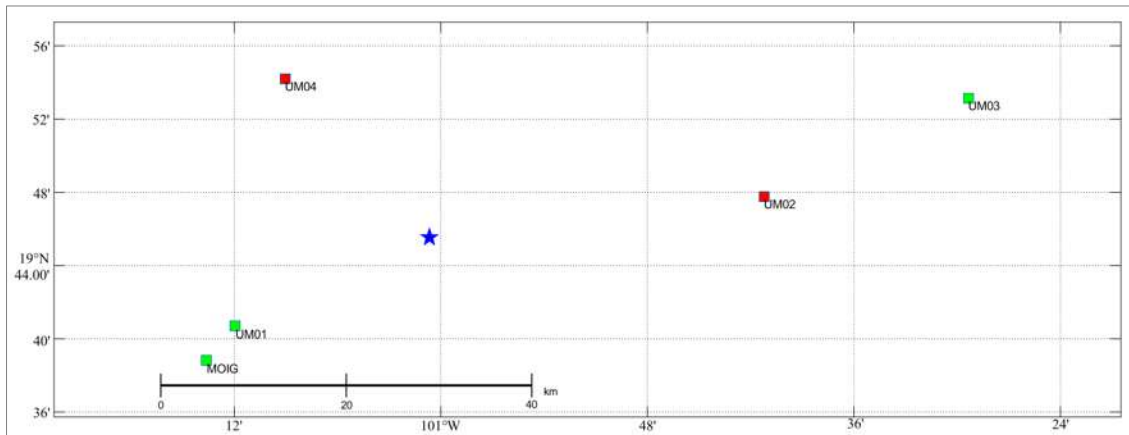


Figura 25. Distribución de las estaciones sismológicas disponibles para la inversión de forma de onda. En este caso, se seleccionaron las estaciones UM01, UM03 y MOIG (resaltadas en color verde) para el sismo ocurrido el 22 de enero del 2020. La estrella azul simboliza el epicentro del sismo.

#### 11.5.4. Pre-procesamiento de la señal

El software ISOLA necesita que se le ingresen datos de los archivos de respuesta instrumental de cada estación (sus 3 componentes), principalmente los datos de polos y ceros. El programa permite verificar que estos datos sean correctos, graficando la respuesta combinada del instrumento, la cual tiene en cuenta todos los factores de corrección, y debe mostrar una meseta para el rango de frecuencias esperadas (Apéndice I).

Los archivos pz, que hacen referencia a polos y ceros, se deben elaborar con un formato específico el cual es procesado por ISOLA. Cada componente (Norte-Sur, Este-Oeste y Vertical) del sensor utilizado debe tener un archivo “pz” específico que debe ser nombrado con el nombre exacto de la estación, seguido de las letras que hacen referencia al espectro de frecuencias que puede captar el registrador (en este caso BH) y luego la componente correspondiente. Por ejemplo, la estación de UMO1 tendrá tres archivos de polos y ceros, “UM01BHZ.pz, UMO1BHN.pz y UMO1BHE.pz”.

A su vez, las señales deben ser filtradas en rangos de frecuencias apropiados, según la magnitud del evento y la distancia epicentral de las estaciones. Esto permitirá asegurar de que realmente se está invirtiendo la señal y por lo tanto, estaremos modelando correctamente el sismograma del evento y no señales espurias (ruido) que no están relacionadas con el evento.

Luego, se alinean los registros a la hora de origen del evento, añadiendo ceros antes y después del sismograma de cada sismo, para suavizar los efectos del filtro en los bordes de los mismos, y pasar de unidades de velocidad a unidades de desplazamiento (*Figura 26*). La reducción debe ser lo más larga posible, pero no más larga, que el intervalo entre el tiempo de origen (la línea azul de la izquierda) y la onda P.

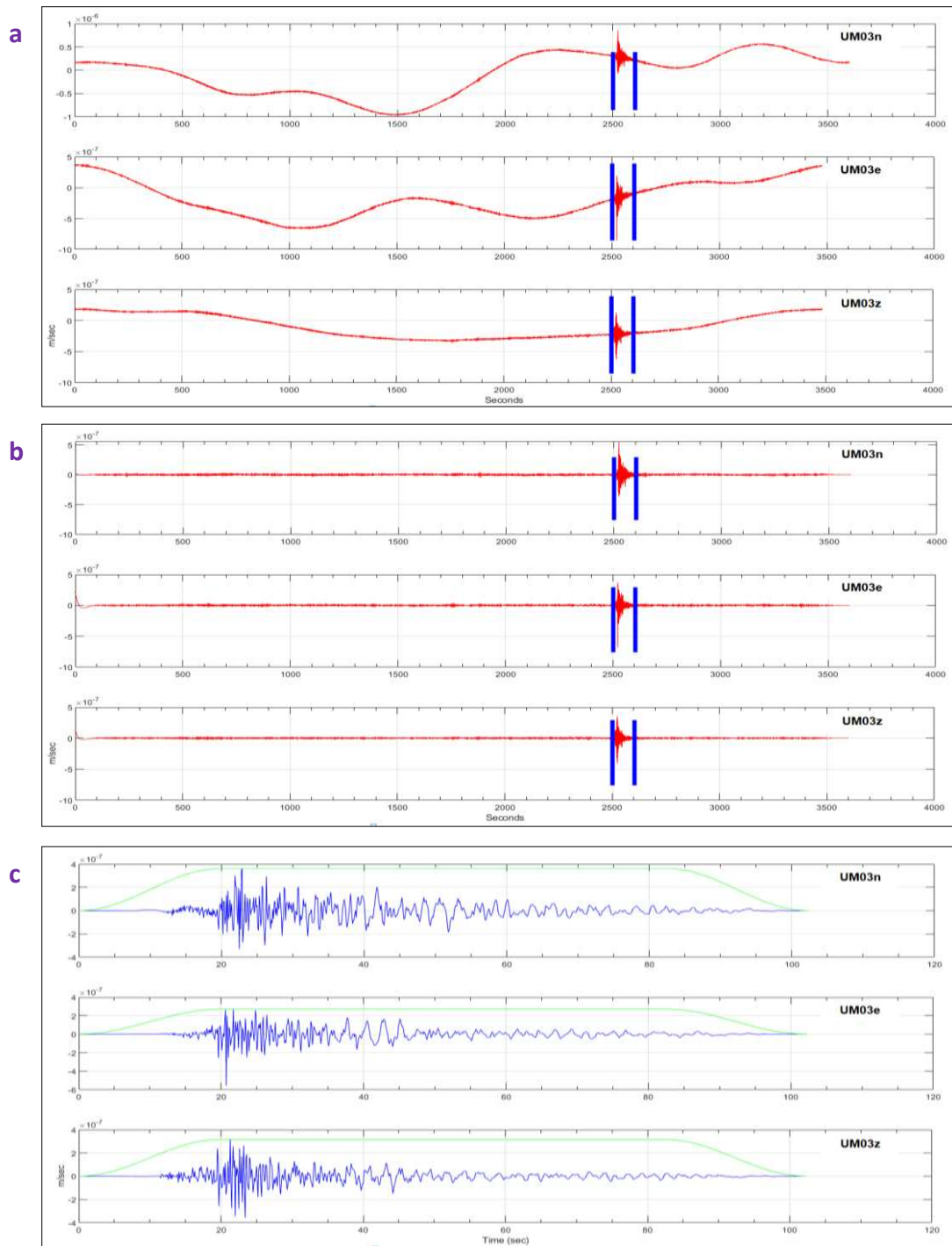


Figura 26. Sismogramas de la estación UM03 y en sus tres componentes (Norte-Sur, Este-Oeste y Vertical), del sismo registrado el día 22 de enero del 2020. (a) Se muestran los sismogramas sin filtro pasa bandas. (b) Luego, se aplica un filtro pasa banda de 0.01. (c) Se muestra la alineación de los registros a la hora origen del evento, para pasar de velocidad a desplazamiento. La reducción se aplica al principio y al final de la traza, entre las dos líneas azules.

#### 11.5.5. Definición de la fuente sísmica (grillado de búsqueda de fuentes prueba)

Seguidamente, se configura un grillado de búsqueda espacial de fuentes para realizar las pruebas de inversión, debajo del epicentro. De manera que, ISOLA solicita información acerca de la profundidad inicial (en km), el paso o incrementos de búsqueda por profundidad (en km) y el número de fuentes de prueba que se desea trabajar.

Para cada evento sísmico se consideraron 25 fuentes prueba, iniciando en 1 km y terminando en 25 km, es decir con pasos de 1 km. La posición de la fuente sísmica se calcula mediante una búsqueda de cuadrícula espacio-temporal.

#### 11.5.6. Cálculo de la función de Green

Después de finalizar con la definición de la fuente sísmica, se procede a preparar el cálculo de las funciones de Green, para cada combinación evento-estación, mediante el método del número de onda discreto. De manera que, es necesario especificar la frecuencia máxima (Hz) que se calculará y la función de tiempo.

En este caso se ha empleado un valor máximo de 2 Hz, ya que la frecuencia máxima debe ser mayor que el límite superior del rango de frecuencias que se utilizaran en la inversión de forma de onda. Asimismo, en ISOLA se puede elegir entre dos opciones, dada una duración específica: una función Delta o una función triangular. En este trabajo para los cálculos se hace uso de la función Delta.

#### 11.5.7. Inversión de forma de onda

El último paso, es el proceso de inversión de forma de onda, en el que se debe seleccionar determinadas opciones con respecto al tipo de inversión que se desea trabajar, el filtro o rango de frecuencias a considerar, y la ventana de tiempo de búsqueda de la fuente.

El tipo de inversión tiene cuatro opciones: tensor de momento completo (*Full MT*), tensor de momento deviatorio (*Deviatoric MT*), tensor de momento restringido (*DC constrained*) y de mecanismo fijo (*Fixed mechanism*). En este caso, se ejecutó la inversión del tensor de momento deviatoria con el objetivo de estudiar la componente doble cupla para cada evento sísmico. También se hicieron pruebas con los otros tipos de inversión, pero los mejores ajustes se consiguieron con *Deviatoric MT*.

Es importante resaltar que el rango de frecuencias apropiado para la inversión es uno de los parámetros más críticos a determinar y requiere de varias pruebas, hasta llegar a un óptimo ajuste entre las formas de onda de los sismogramas observados y los sintéticos, que se cuantifica mediante su correlación o reducción de la varianza (VR). Asimismo, la resolución del tensor de momento se expresa mediante el número de condición (CN).

## 12. RESULTADOS

### 12.1. Análisis espectral del ruido ambiente

Mediante la comparación con los niveles de ruido propuestos por Peterson (1993) para cada una de las estaciones UM01, UM03 y UM04, a través del cálculo de la Densidad Espectral de Potencia (PSD), se observó que los niveles de ruido son aceptables dentro de los estándares establecidos.

En general, los resultados muestran niveles de ruido no mayores al nivel máximo. Los registros se encuentran en un nivel intermedio entre las curvas de los niveles de ruido máximo (NHNM) y mínimo (NLNM), y cercano a la curva de bajo nivel de ruido (NLNM). Lo anterior indica una calidad óptima de los registros para su posterior tratamiento en los sismogramas y en cada una de las estaciones a trabajar.

En la estación UM01 y para los tres componentes (BHZ, BHN y BHE) (*Figura 27*), se observa que para la banda de frecuencia entre 1 Hz y 10 Hz (1 - 0.1 s) el nivel de ruido es alto cercano a la curva (NHNM), principalmente para la componente vertical (BHZ) y en la que supera la curva de alto nivel de ruido. Sin embargo, para frecuencias entre 0.1 Hz y 1 Hz (10 – 1 s) el nivel de ruido está por debajo de la curva de alto nivel de ruido (NHNM) y por arriba de la curva de bajo nivel de ruido (NLNM), es decir, se encuentra en un nivel intermedio entre ambas curvas.

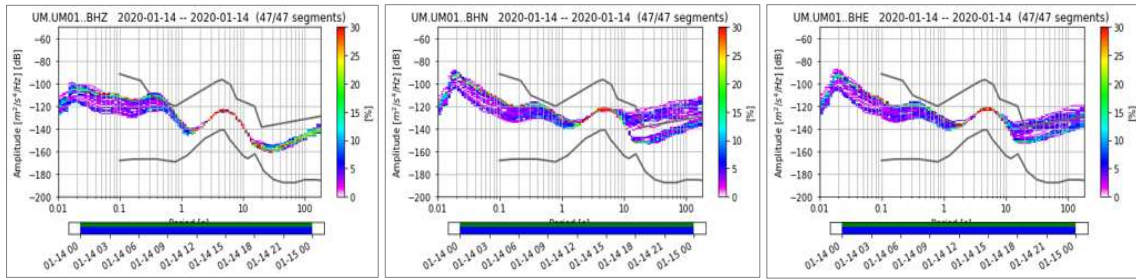


Figura 27. Nivel de ruido sísmico en los tres componentes (NS, EW y V) y de la estación UM01, localizada en Morelia. En la gráfica, las curvas grises representan las curvas de máximo (HNM) y mínimo (LNM) ruido admisible, definidas por Peterson (1993).

En la estación UM03 y para las tres componentes (BHZ, BHN y BHE) (Figura 28), las curvas de densidad espectral de potencia indican que para las frecuencias  $> 1\text{ Hz}$  ( $< 1\text{ s}$ ) el nivel de ruido es intermedio con relación a las curvas de alto (NHNM) y bajo (NLNM) nivel de ruido. Por otro lado, para frecuencias entre  $0.1\text{ Hz}$  y  $1\text{ Hz}$  ( $10 - 1\text{ s}$ ) los niveles de ruido son bajos y cercano a la curva de bajo nivel de ruido.

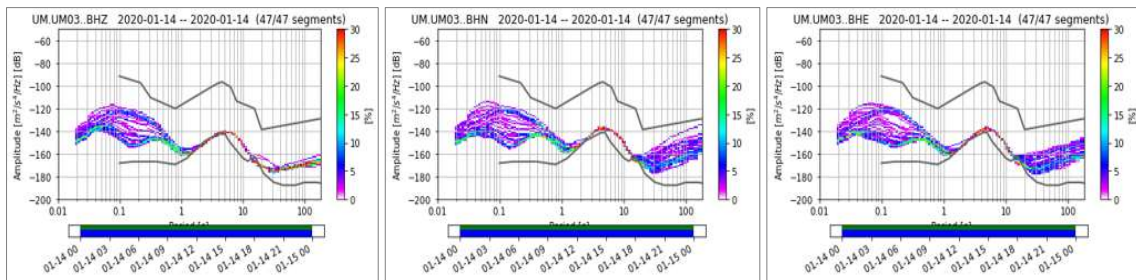


Figura 28. Nivel de ruido sísmico en los tres componentes (NS, EW y V) y de la estación UM03, localizada en Maravatío. En la gráfica, las curvas grises representan las curvas de máximo (HNM) y mínimo (LNM) ruido admisible, definidas por Peterson (1993).

En la estación UM04 y para la componente (BHN y BHE) (Figura 29), se muestra que para la banda de frecuencia entre  $1\text{ Hz}$  y  $10\text{ Hz}$  ( $1 - 0.1\text{ s}$ ) el nivel de ruido se encuentra en el límite de la curva de máximo nivel de ruido (NHNM). Sin embargo, para la componente BHZ la banda de frecuencia entre  $1\text{ Hz}$  y  $10\text{ Hz}$  ( $1 - 0.1\text{ s}$ ) supera la curva de alto nivel de ruido. Por otro lado, las curvas de densidad espectral de potencia indican que para frecuencias entre  $0.1\text{ Hz}$  y  $1\text{ Hz}$  ( $10 - 1\text{ s}$ ) los niveles de ruido son bajos y muy cercanas a la curva de bajo nivel de ruido.

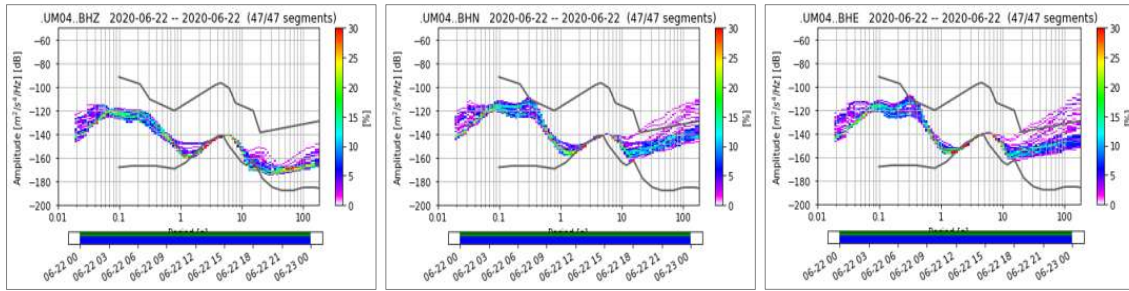


Figura 29. Nivel de ruido sísmico en los tres componentes (NS, EW y V) y de la estación UM04, localizada en Cuitzeo. En la gráfica, las curvas grises representan las curvas de máximo (HNM) y mínimo (LNM) ruido admisible, definidas por Peterson (1993).

## 12.2. Modelo de velocidad

Se probó el comportamiento de los dos diferentes modelos de velocidad propuestos para la región de estudio, obteniendo una previa localización del sismo registrado el día 22 de enero del 2020, en el software SEISAN (*Figura 30*).

Se comprueba que el modelo de velocidad local publicado por el SSN, es el más apropiado para localizar los sismos. Dado que, con el modelo de velocidad regional (Pacheco, 1999) el evento sísmico adquiere un valor de profundidad incongruente de 0 km.

Utilizando el modelo de velocidad local el evento sísmico se localizó en las coordenadas  $19.9460^\circ$  y  $-101.1600^\circ$ , a 3.8 km NW de San Antonio Corrales y a 3.6 km SW de Charo, con una profundidad de 18.9 km y tiempo de origen de 01:41:41.4 (hora UTC).

En cambio, aplicando el modelo regional el evento sísmico se localizó en las coordenadas  $19.9460^\circ$  y  $-101.1600^\circ$ , a 4.8 km SSW de San Agustín del Maíz y a 7.8 km SW de Copándaro, con una profundidad de 0 km y tiempo de origen de 01:41:41.4 (hora UTC).

El modelo de velocidad local mejora significativamente la localización del evento sísmico, especialmente en profundidad. Esto puede ser atribuido a que el modelo de velocidad local presenta en más detalle la estructura cortical, con una velocidad de la onda P que va de 1.24 km/s a 6 km/s, desde superficie hasta una profundidad de 30 km.

El modelo regional fue elaborado para una zona amplia, que incluye a la zona de estudio de este trabajo, pero al ser un modelo tan general, no representa las características

geológicas y físicas de ningún sector particular, sino más bien las características promedio de un área grande.

En la *Tabla 2* se muestra la comparación entre los parámetros hipocentrales obtenidos con el modelo de velocidad regional y el modelo de velocidad local.

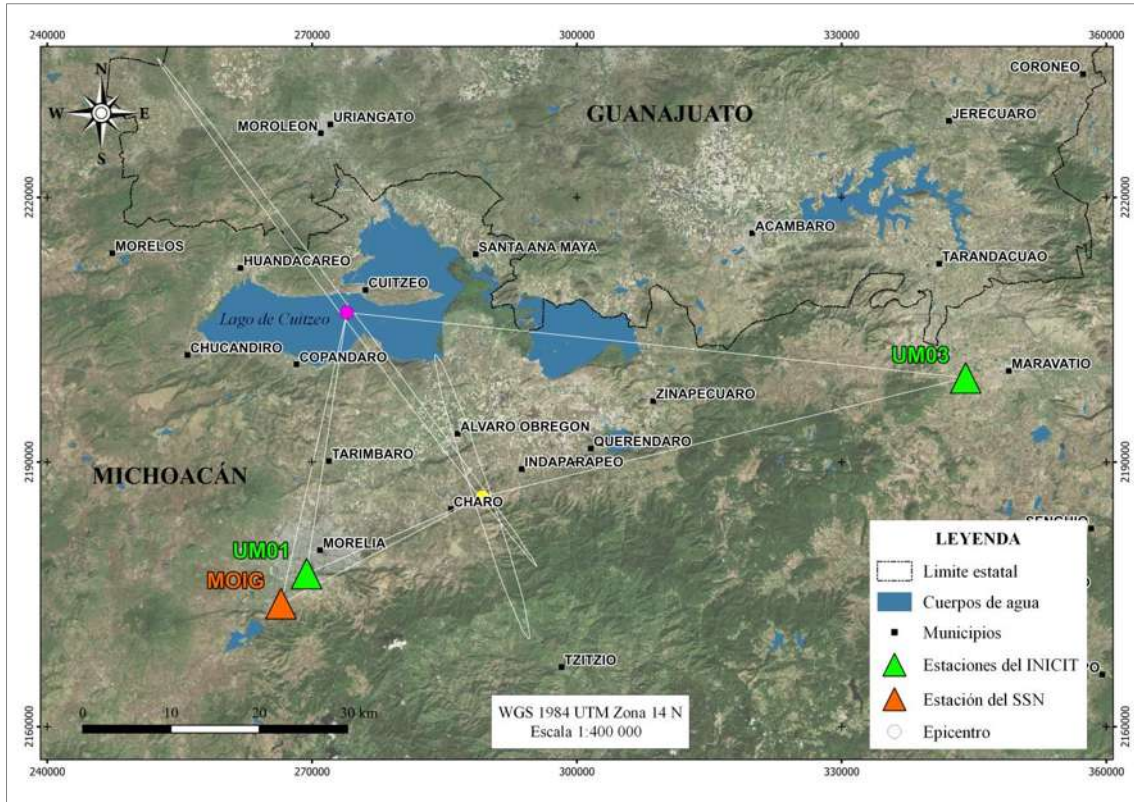


Figura 30. Cambios observados en el epicentro del sismo registrado el día 22 de enero del 2020, dado por los diferentes modelos de velocidad aplicados. El círculo violeta, refiere al epicentro localizado con el modelo de velocidad regional. El círculo amarillo, alude al epicentro localizado con el modelo de velocidad local.

**Tabla 2.** Parámetros hipocentrales del sismo localizado el día 22 de enero del 2020.

Modelos de velocidad	Parámetros hipocentrales			
	Latitud	Longitud	Profundidad	Tiempo de origen (UTC)
<b>Regional</b>	19.9460	-101.1600	0 km	01:41:41.4
<b>Local</b>	19.7590	-101.0110	18.9 km	01:41:41.4

### 12.3. Localización de los sismos

Mediante el software SEISAN y utilizando el modelo de velocidades local propuesto por el SSN, se han localizado tres eventos sísmicos durante el periodo estudio que

comprende del 2018 al 2022 (*Figura 31 y Tabla 3*). Adicionalmente, se ha considerado en este trabajo la localización del evento sísmico que ocurrió el 17 de enero del 2024 y que fue reportado por el SSN.

Se buscó una alta certidumbre en la localización de los eventos, por lo que el error entre los tiempos de llegada observados y los tiempos de llegada calculados teóricamente, en función del residual RMS, llegó a tener un valor menor a 1.

Los sismos solo aparecen en algunas estaciones, en vista de que la magnitud de los mismos es baja. Además, debido a la pequeña amplitud de las señales sísmicas registradas, las primeras llegadas de las ondas P y S, fueron prácticamente indistinguibles del ruido de fondo, sin filtrar los datos y aun con filtro, dificultando el proceso de localización.

Se trabajó únicamente con las estaciones donde era claramente notoria la llegada de las ondas P y S. Asimismo, se evitó trabajar con sismos en los que hubiese demasiado ruido de fondo que impidiese determinar claramente las fases sísmicas, previniendo un resultado erróneo debido a una mala selección. A continuación, se describe cada uno de los eventos sísmicos localizados:

#### **12.3.1. Evento 1: Sismo del 7 de junio del 2018**

El sismo registrado el día 7 de junio del 2018, se localizó en las coordenadas  $20.0398^{\circ}$  y  $-101.023^{\circ}$ , a 0.2 km NNW de la localidad Huacao y a 4 km al este de la localidad La Lobera, municipio de Santa Ana Maya, del estado de Michoacán. Los parámetros hipocentrales del evento sísmico indican una profundidad de 10 km, una magnitud coda de 3.8 y un tiempo origen de 11:09:25.8 (hora UTC).

#### **12.3.2. Evento 2: Sismo del 22 de enero del 2020**

El sismo del día 22 de enero del año 2020, se localizó en las coordenadas  $19.9340^{\circ}$  y  $-101.0760^{\circ}$ , a 2.8 km NNE de la comunidad de San Agustín del Pulque y a 5.6 km SW de la localidad San Juan Benito Juárez, del municipio de Cuitzeo, estado de Michoacán. Sus parámetros hipocentrales muestran una profundidad muy superficial de 2.5 km, una magnitud coda de 1.5 y tiempo origen de 01:41:40.4 (hora UTC).

#### **12.3.3. Evento 3: Sismo del 23 de enero del 2020**

El sismo registrado el día 23 de enero del 2020, se localizó en las coordenadas  $19.8158^{\circ}$  y  $-101.184^{\circ}$ , a 1 km WNW de la localidad Cañada del Herrero y a 0.7 km SSW de la

localidad El Puesto, municipio de Tarímbaro, del estado de Michoacán. Los parámetros hipocentrales del evento sísmico muestran una profundidad superficial de 5 km, magnitud coda de 3.7 y tiempo origen de 23:05:40.0 (hora UTC).

#### 12.3.4. Evento 4: Sismo del 18 de enero del 2024

El sismo del día 17 de enero del 2024, se localizó en las coordenadas 19.75° y -100.84°, a 1 km al norte de la comunidad Rincón de Zetina y a 1.2 km SSW de la localidad San Miguel las Cuevas, del municipio de Queréndaro, estado de Michoacán. Sus parámetros hipocentrales indican una profundidad de 5 km, una magnitud coda de 3.8 y tiempo origen de 03:38:36.0 (hora UTC).

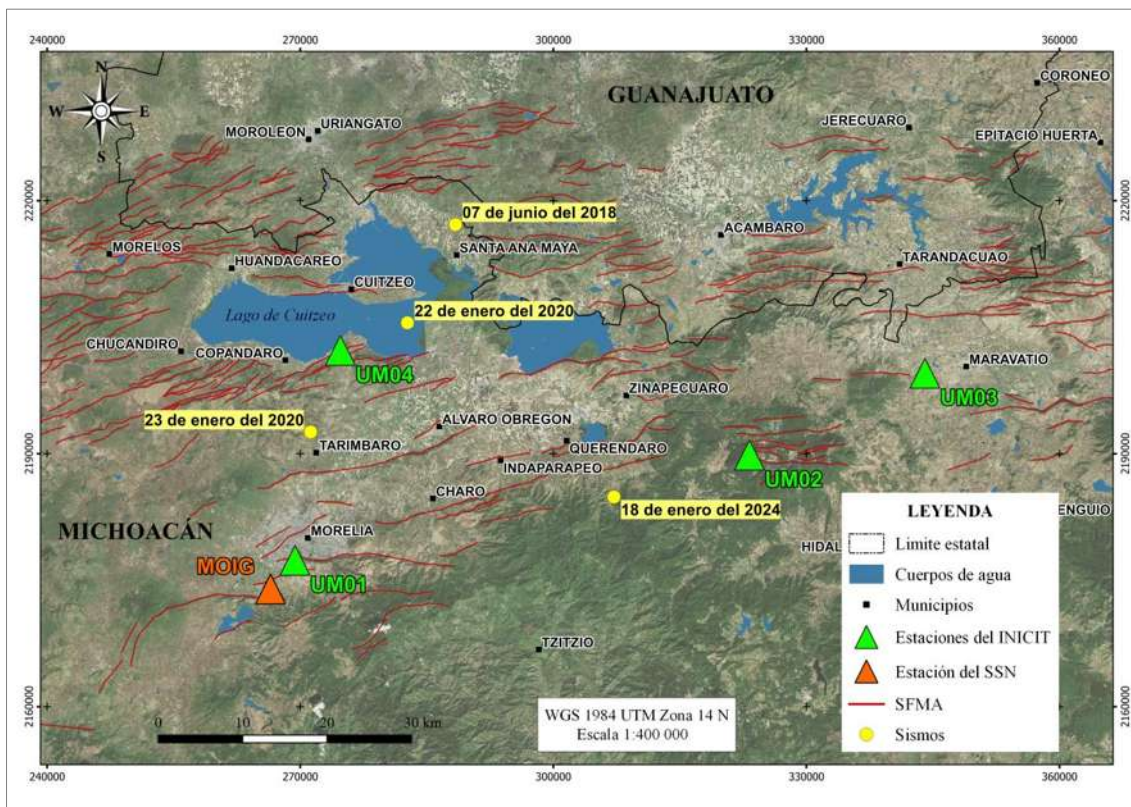


Figura 31. Localización de los eventos sísmicos registrados por las estaciones pertenecientes al INICIT-UMSNH y la estación MOIG del SSN, durante el periodo de estudio de este trabajo. Adicionalmente, se añade la localización del evento sísmico que ocurrió el 18 de enero del 2024.

**Tabla 3.** Parámetros hipocentrales de los eventos sísmicos localizados.

Evento sísmico	Fecha	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad	Magnitud coda	Tiempo de origen (hh:mm:ss)
1	07 de junio del 2018	20.0398	-101.023	10 km	3.8	11:09:25.8

2	22 de enero del 2020	19.7590	-101.0110	18.9 km	1.5	01:41:41.4
3	23 de enero del 2020	19.8158	-101.184	5 km	3.7	23:05:40.0
4	18 de enero del 2024	19.75	-100.84	5 km	3.8	03:38:36.0

#### 12.4. Comparación de las localizaciones con el catálogo sísmico del SSN

A modo de comparación, una búsqueda en el catálogo del Servicio Sismológico Nacional (SSN) en la misma región y para el mismo período de tiempo, da un resultado de 11 eventos sísmicos reportados, excluyendo al sismo del 22 de enero del 2020 y que fue localizado en este trabajo (*Tabla 4 y Figura 32*).

La baja magnitud del evento explica el por qué no es registrado por el SSN, lo cual pone en evidencia la importancia de la instalación de estaciones locales en la región del SFMA.

Los eventos sísmicos del SSN se caracterizan por presentar  $M_w \leq 4.1$  y profundidades que oscilan entre 3.4 km y 17.3 km, habiendo ocurrido el último sismo el 13 de agosto del 2022 a 10 km al noreste de Morelia (*Tabla 4*).

**Tabla 4.** Sismos en el área de estudio reportados por el Servicio Sismológico Nacional desde el 2018 hasta el 2022.

Fecha	Localización	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad (km)	Magnitud (Mw)	Hora UTC
07/06/2018	20 km al SURESTE de URIANGATO, GTO	28.840	221.7166	10	3.8	06:27:53
24/04/2019	24 km al SUROESTE de ZINAPECUARO, MICH	29.797	217.5255	10	4	08:34:25
29/08/2019	17 km al SUROESTE de ZINAPECUARO, MICH	29.259	219.1228	17.3	4.1	08:44:57
29/08/2019	11 km al SUROESTE de ZINAPECUARO, MICH	29.879	219.2629	7.8	3.9	08:48:25
18/01/2020	23 km al NOROESTE de MORELIA, MICH	25.290	219.3764	5	3.8	18:32:16
21/01/2020	21 km al NORESTE de MORELIA, MICH	28.292	219.7578	3.4	4.1	19:41:45
23/01/2020	13 km al NORTE de MORELIA, MICH	27.123	219.2576	5	3.7	17:05:40

03/02/2020	21 km al NOROESTE de ZINAPECUARO, MICH	29.132	220.7830	12.4	3.8	06:23:47
22/09/2021	8 km al SUROESTE de ZINAPECUARO, MICH	30.317	219.0609	8.5	3.9	16:40:28
01/12/2021	11 km al SUROESTE de SALVATIERRA, GTO	299071,94	2225864,80	5	3.8	08:54:22
13/08/2022	10 km al NORESTE de MORELIA, MICH	28.098	218.4060	5	4.0	16:30:20

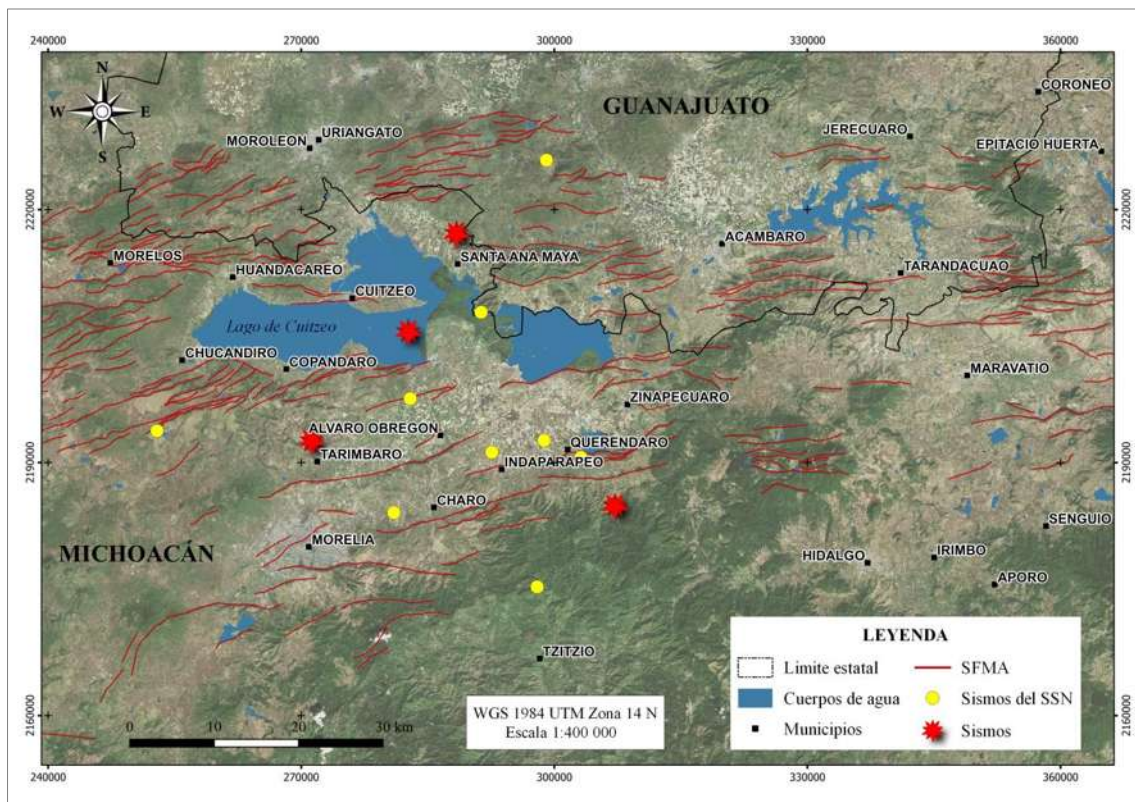


Figura 32. Distribución de los sismos recopilados del catálogo del Servicio Sismológico Nacional (SSN) durante el periodo que comprende entre 2018 y 2022 (puntos amarillos). Las estrellas rojas representan los epicentros de los sismos que fueron localizados en este trabajo y el sismo que fue incluido del 17 de enero del 2024.

## 12.5. Solución de mecanismos focales

Se determinaron las soluciones de mecanismos focales para los cuatro eventos sísmicos, a través de la inversión del tensor de momento en el software ISOLA (Zahradník y Sokos, 2020). A continuación, se describe cada uno de los resultados obtenidos.

### 12.5.1. Inversión del tensor de momento para el evento 1

Para el evento del día 7 de junio del 2018, la solución con construcción deviatoria evidencia un tensor de momento sísmico de  $1.541 \times 10^{14}$  Nm, con una magnitud  $M_w$  de 3.43 y profundidad de 17 km (*Figura 33*). De las 25 fuentes de prueba ejecutadas, la solución del tensor corresponde a la fuente de prueba 17 y con una búsqueda de tiempo de +12.5 segundos.

El mecanismo de mejor ajuste está restringido con un número de condición (CN) de 48.6 y una reducción de varianza (VR) de 0.87. En la *figura 34* se ilustra el ajuste entre los sismogramas observados y los sintéticos, para cada componente de la estación UM01, en la que se empleó un rango de frecuencia de 0.07 - 0.09 Hz.

Considerando que existe una alta reducción de varianza para las tres componentes de la estación UM01, la correlación entre la forma de onda sintética y observada indican un buen ajuste. Sin embargo, esta situación no es favorable, ya que la solución está sesgada por los datos de una sola estación.

Los porcentajes para las componentes del tensor de momento sísmico presentan los siguientes valores: 80.6 % de DC (doble cupla), 0 % de VOL (volumétrico) y 0.87 % de CLVD (componente de dipolo lineal compensado).

En la *figura 35* se muestra el diagrama de correlación para este evento, el cual indica la mejor solución obtenida en la cuadrícula espacio-temporal (es decir, la posición de la fuente respecto a la cuadrícula de búsqueda temporal). Se destaca la posición de la fuente sísmica a 17 km de profundidad y +12.5 segundos después del tiempo origen, con una ventana de búsqueda de tiempo que comienza en 11 segundos y termina en 15 segundos.

Respecto a los planos nodales obtenidos para esta solución (*Figura 36*), se presenta para el primer plano un rumbo (strike) de  $310^\circ$ , un buzamiento (dip) de  $13^\circ$  y una inclinación (rake) de  $-167^\circ$ . Para el segundo plano se tiene un rumbo (strike) de  $207^\circ$ , un buzamiento (dip) de  $87^\circ$  y una inclinación (rake) de  $-77^\circ$ .

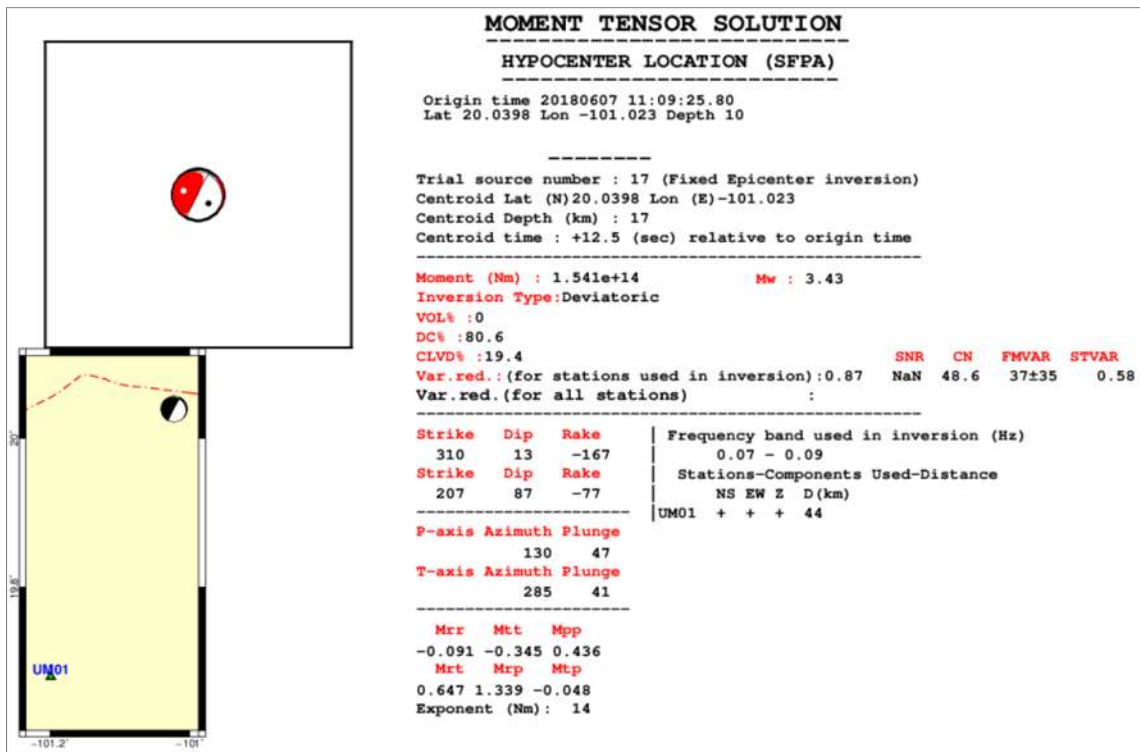


Figura 33. Resultados de la inversión del tensor de momento sísmico deviatorico para el evento del 7 de junio del 2018.

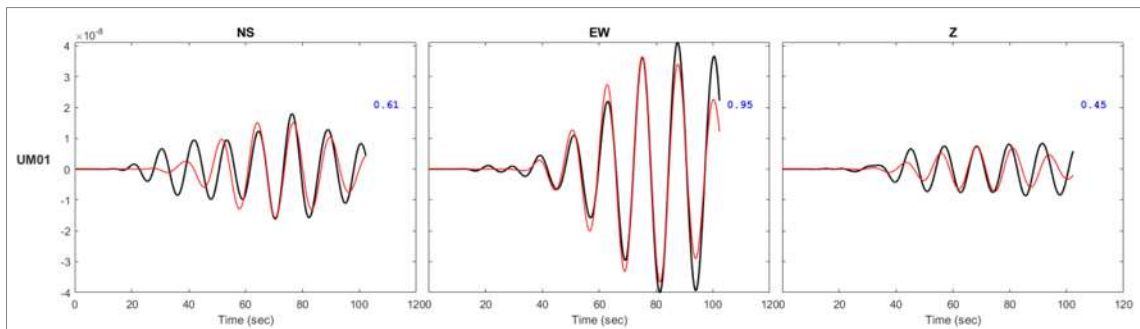


Figura 34. Ajuste entre los sismogramas observados y sintéticos del sismo registrado el 7 de junio del 2018. Las formas de onda negras corresponden a los datos observados, mientras que las formas de onda rojas corresponden a los datos sintéticos. Los valores en color azul representan la reducción de varianza (VR) para cada componente de la estación UM01.

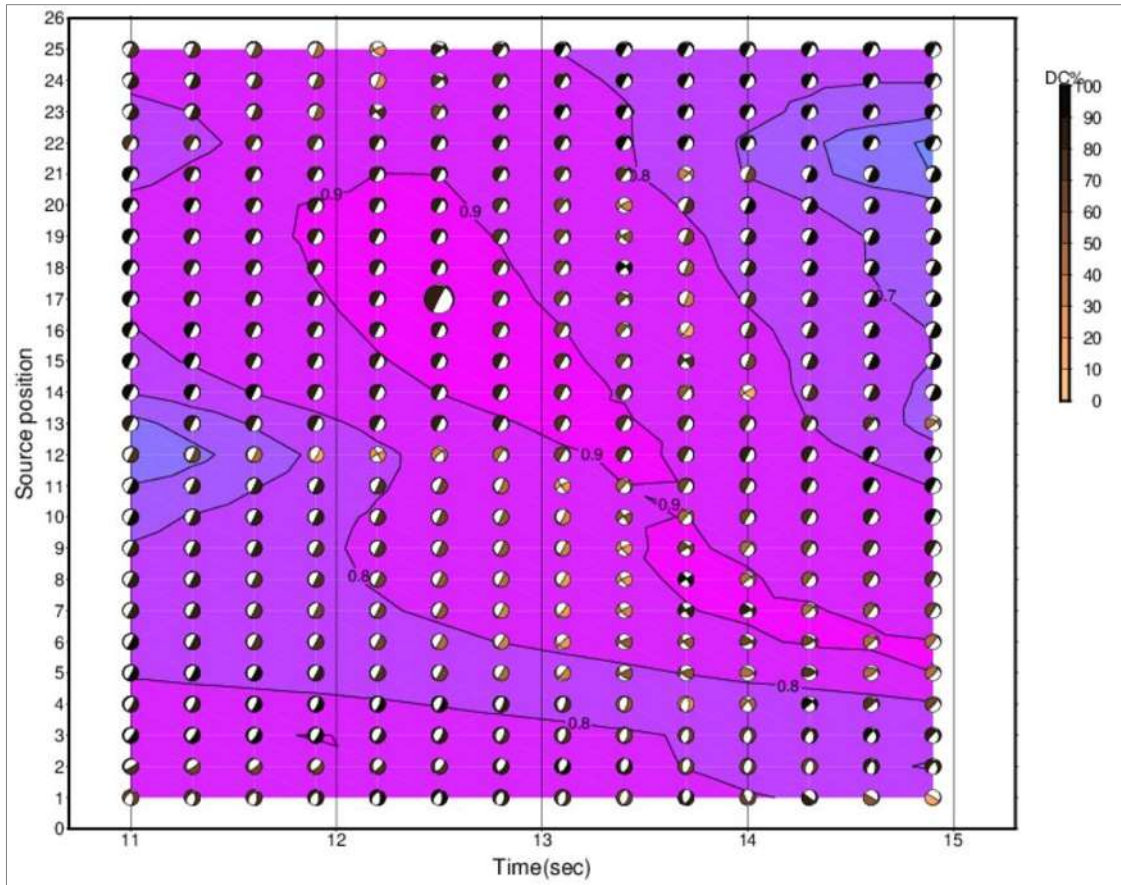


Figura 35. Diagrama de correlación del sismo registrado el día 7 de junio del 2018. En cada punto se traza el mecanismo focal derivado (las pelotas de playa están codificadas por colores según el porcentaje de DC), el color del contorno está según la correlación. La mejor solución se resalta con un mecanismo focal más grande que las restantes.

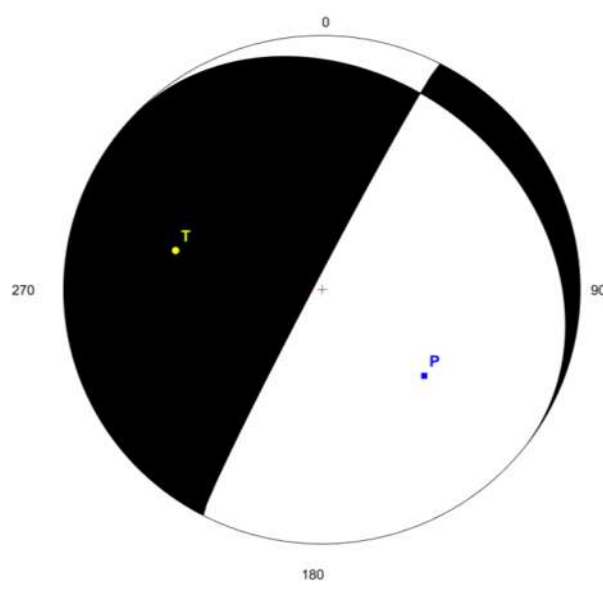


Figura 36. Mecanismo focal obtenido a través del proceso de inversión del tensor de momento sísmico. Correspondiente al evento del 07 de junio del 2018.

### 12.5.2. Inversión del tensor de momento para el evento 2

Para el evento del día 22 de enero del 2020, la solución con construcción deviatoria evidencia un tensor de momento sísmico de  $5.540 \times 10^{14}$  Nm, con una magnitud  $M_w$  de 3.80 y profundidad de 21 km (*Figura 37*). De las 25 fuentes de prueba ejecutadas, la solución del tensor corresponde a la fuente de prueba 21 y con una búsqueda de tiempo de +18.1 segundos.

El mecanismo de mejor ajuste está restringido con un número de condición (CN) de 13.2 y una reducción de varianza (VR) de 0.8. En la *figura 38* se ilustra el ajuste entre los sismogramas observados y los sintéticos, para cada uno de los componentes de las estaciones UM01 y MOIG, en la que se empleó un rango de frecuencia de 0.11 - 0.13 Hz.

Las estaciones UM01 y MOIG, más cercanas al epicentro, mostraron un buen ajuste entre los sismogramas sintéticos y observables, lo cual contribuyó significativamente a la obtención de la solución óptima. Sin embargo, la estación UM03 mostró un deficiente ajuste entre los sismogramas sintéticos y observables en sus tres componentes, por lo que no fue considerada en la inversión.

La componente vertical de la estación MOIG igual fue extraída del proceso de inversión, debido a que presentaba una baja reducción de varianza y afectaba a las demás componentes de las estaciones en conjunto.

Los porcentajes para las componentes del tensor de momento sísmico presentan los siguientes valores: 81.9 % de DC (doble cupla), 0 % de VOL (volumétrico) y -18.1 % de CLVD (componente de dipolo lineal compensado).

En la *figura 39* se muestra el gráfico de correlación para este evento, el indica la mejor solución obtenida en la cuadrícula espacio-temporal (es decir, la posición de la fuente respecto a la cuadrícula de búsqueda temporal). Se destaca la posición de la fuente sísmica a 21 km de profundidad y +18.1 segundos después del tiempo origen, con una ventana de búsqueda de tiempo que empieza en 16 segundos y termina en 20 segundos.

En cuanto a los planos nodales obtenidos para esta solución (*Figura 40*), para el primer plano se tiene un rumbo (strike) de  $67^\circ$ , un buzamiento (dip) de  $89^\circ$  y una inclinación (rake) de  $-121^\circ$ . Para el segundo plano el rumbo (strike) es de  $334^\circ$ , el buzamiento (dip) de  $31^\circ$  y la inclinación (rake) de  $-2^\circ$ .



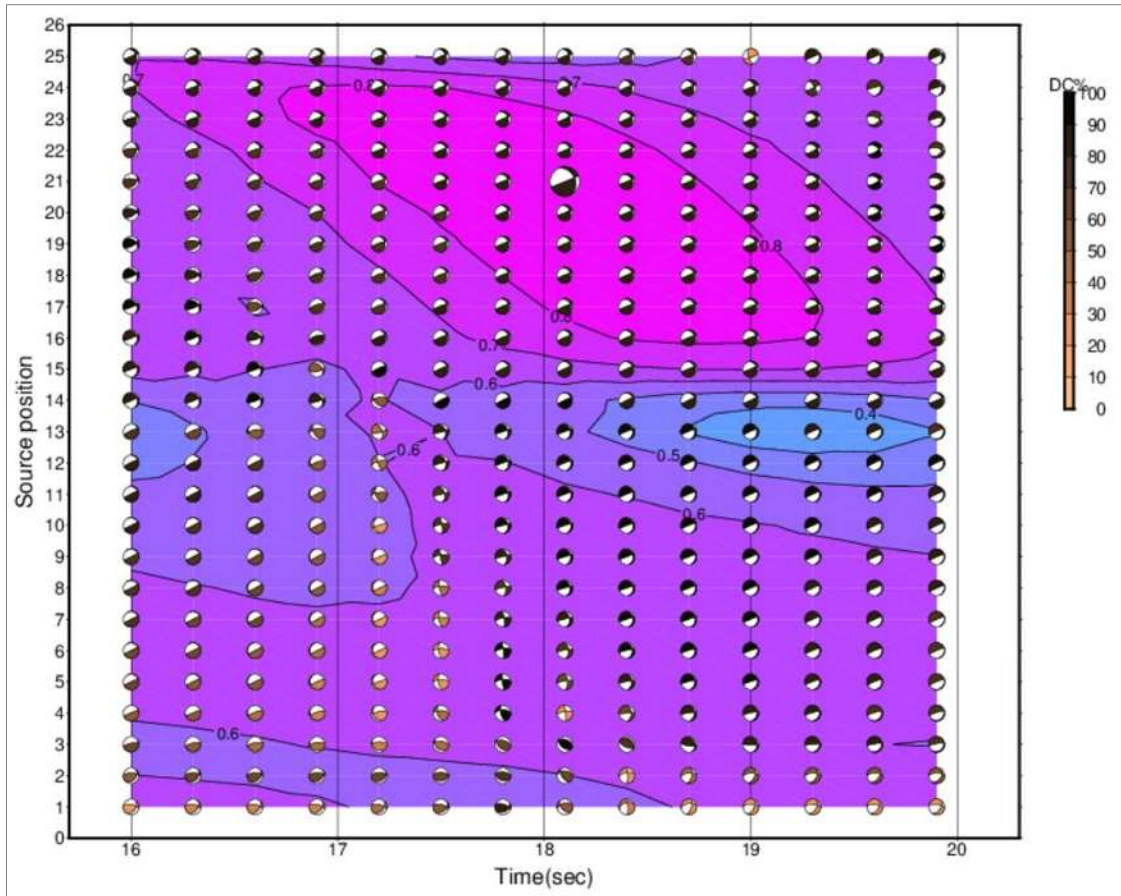


Figura 39. Diagrama de correlación del sismo registrado el día 22 de enero del 2020. En cada punto se traza el mecanismo focal derivado (las pelotas de playa están codificadas por colores según el porcentaje de DC), el color del contorno está según la correlación. La mejor solución se resalta con un mecanismo focal más grande que las restantes.

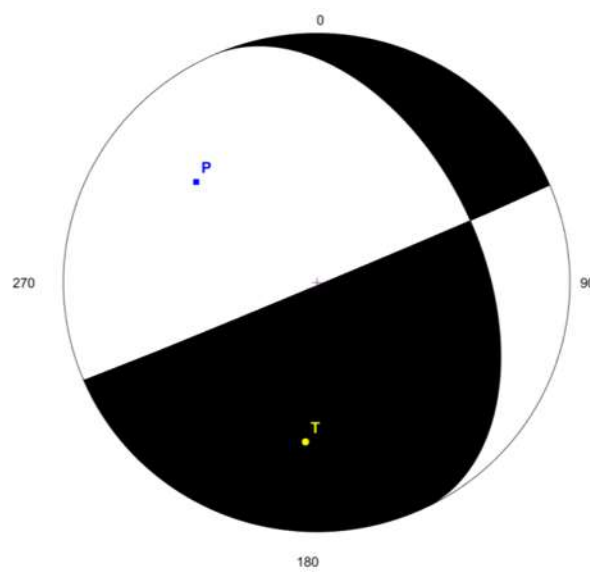


Figura 40. Mecanismo focal obtenido a través del proceso de inversión del tensor de momento sísmico. Correspondiente al evento del 22 de enero del 2020.

### 12.5.3. Inversión del tensor de momento para el evento 3

Para el evento del día 23 de enero del 2020, la solución con construcción deviatoria evidencia un tensor de momento sísmico de  $2.761 \times 10^{14}$  Nm, con una magnitud  $M_w$  de 3.59 y profundidad de 19 km (*Figura 41*). De las 25 fuentes de prueba ejecutadas, la solución del tensor corresponde a la fuente de prueba 19 y con una búsqueda de tiempo de +26.8 segundos.

El mecanismo de mejor ajuste está restringido con un número de condición (CN) de 14 y una reducción de varianza (VR) de 0.69. En la *figura 42* se ilustra el ajuste entre los sismogramas observados y los sintéticos, para cada uno de los componentes de las estaciones UM01 y MOIG, en la que se empleó un rango de frecuencia de 0.1 - 0.12 Hz. Las estaciones UM01 y MOIG mostraron un buen ajuste entre los sismogramas sintéticos y observables, lo cual contribuyó significativamente a la obtención de la solución más idónea. No obstante, la estación UM03 no fue considerada en la inversión debido a un deficiente ajuste entre los sismogramas sintéticos y observables en sus tres componentes.

Los porcentajes para las componentes del tensor de momento sísmico presentan los siguientes valores: 96.6 % de DC (doble cupla), 0 % de VOL (volumétrico) y -3.4 % de CLVD (componente de dipolo lineal compensado).

En la *figura 43* se muestra el gráfico de correlación para este evento, el cual indica la mejor solución obtenida en la cuadrícula espacio-temporal (es decir, la posición de la fuente respecto a la cuadrícula de búsqueda temporal). Se destaca la posición de la fuente sísmica a 19 km de profundidad y +26.8 segundos después del tiempo origen, con una ventana de búsqueda de tiempo que comienza en 25 segundos y termina en 29 segundos.

Respecto a los planos nodales obtenidos para esta solución (*Figura 44*), se muestra para el primer plano un rumbo (strike) de  $294^\circ$ , un buzamiento (dip) de  $41^\circ$  y una inclinación (rake) de  $-64^\circ$ . Para el segundo plano se presenta un rumbo (strike) de  $192^\circ$ , buzamiento (dip) de  $80^\circ$  y una inclinación (rake) de  $-50^\circ$ .



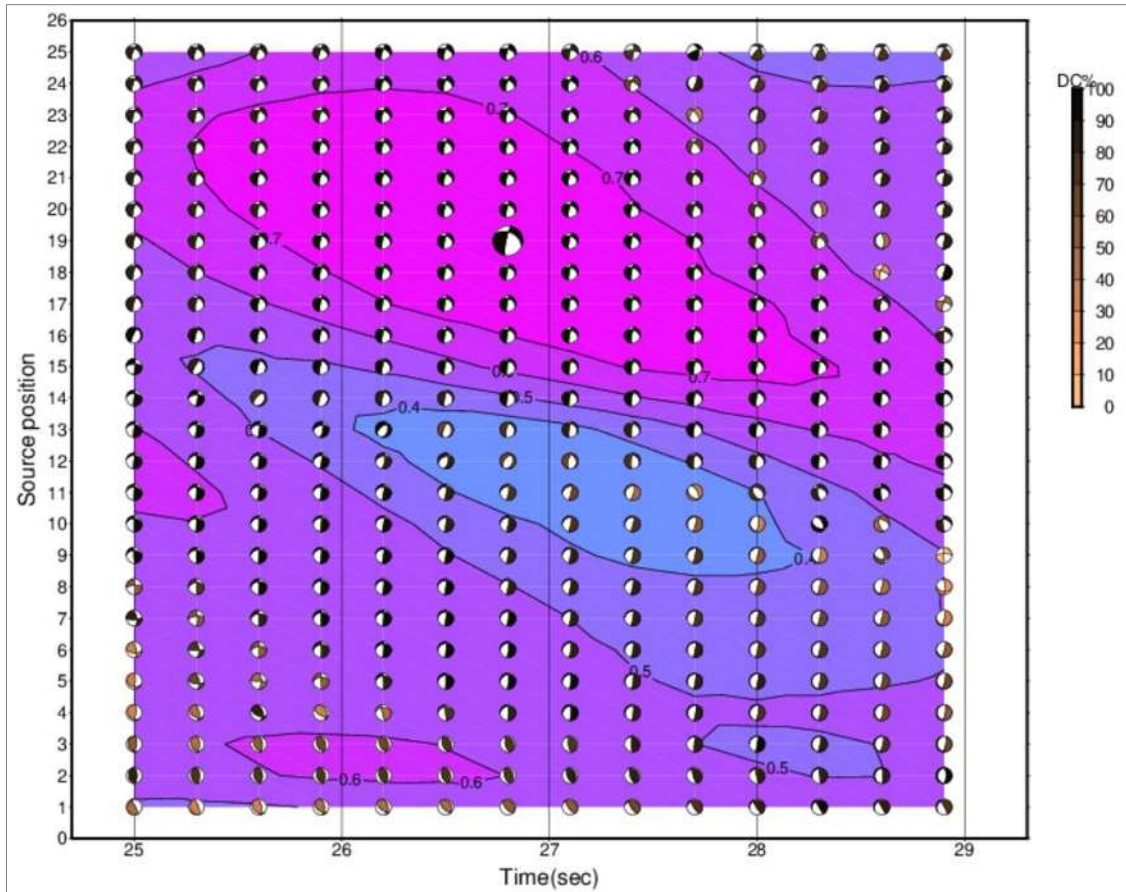


Figura 43. Diagrama de correlación del sismo registrado el día 23 de enero del 2020. En cada punto se traza el mecanismo focal derivado (las pelotas de playa están codificadas por colores según el porcentaje de DC), el color del contorno está según la correlación. La mejor solución se resalta con un mecanismo focal más grande que las restantes.

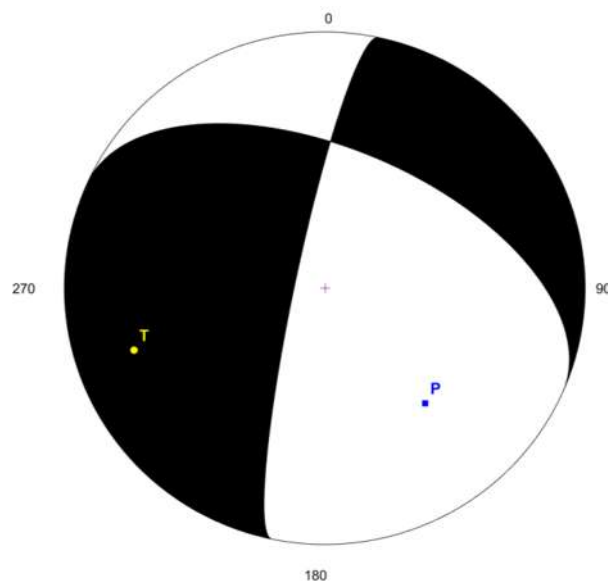


Figura 44. Mecanismo focal obtenido a través del proceso de inversión del tensor de momento sísmico. Correspondiente al evento del 23 de enero del 2020.

#### 12.5.4. Inversión del tensor de momento para el evento 4

Para el evento del día 18 de enero del 2024, la solución con construcción deviatoria evidencia un tensor de momento sísmico de  $3.583 \times 10^{13}$  Nm, con una magnitud  $M_w$  de 3.00 y profundidad de 5 km (*Figura 45*). De las 25 fuentes de prueba ejecutadas, la solución del tensor corresponde a la fuente de prueba 5 y con una búsqueda de tiempo de +1.2 segundos.

El mecanismo de mejor ajuste está restringido con un número de condición (CN) de 8.4 y una reducción de varianza (VR) de 0.87. En la *figura 46* se ilustra el ajuste entre los sismogramas observados y los sintéticos, para cada componente de la estación MOIG, en la que se empleó un rango de frecuencia de 0.08 - 0.1 Hz.

Teniendo en cuenta de que hay una alta reducción de varianza para las tres componentes de la estación MOIG, la correlación entre la forma de onda sintética y observada, indican un buen ajuste. No obstante, la situación no es favorable, debido a que la solución está sesgada por los datos de una sola estación.

Los porcentajes para las componentes del tensor de momento sísmico presentan los siguientes valores: 66.6 % de DC (doble cupla), 0 % de VOL (volumétrico) y -33.4 % de CLVD (componente de dipolo lineal compensado).

En la *figura 47* se muestra el gráfico de correlación para este evento, el cual indica la mejor solución obtenida en la cuadrícula espacio-temporal (es decir, la posición de la fuente respecto a la cuadrícula de búsqueda temporal). Se destaca la posición de la fuente sísmica a 5 km de profundidad y +1.2 segundos después del tiempo origen, con una ventana de búsqueda de tiempo que empieza en -3 segundos y termina en 5 segundos.

Respecto a los planos nodales obtenidos para esta solución (*Figura 48*), se presenta para el primer plano un rumbo (strike) de  $242^\circ$ , un buzamiento (dip) de  $32^\circ$  y una inclinación (rake) de  $-101^\circ$ . Para el segundo plano se tiene un rumbo (strike) de  $75^\circ$ , un buzamiento (dip) de  $59^\circ$  y una inclinación (rake) de  $-83^\circ$ .



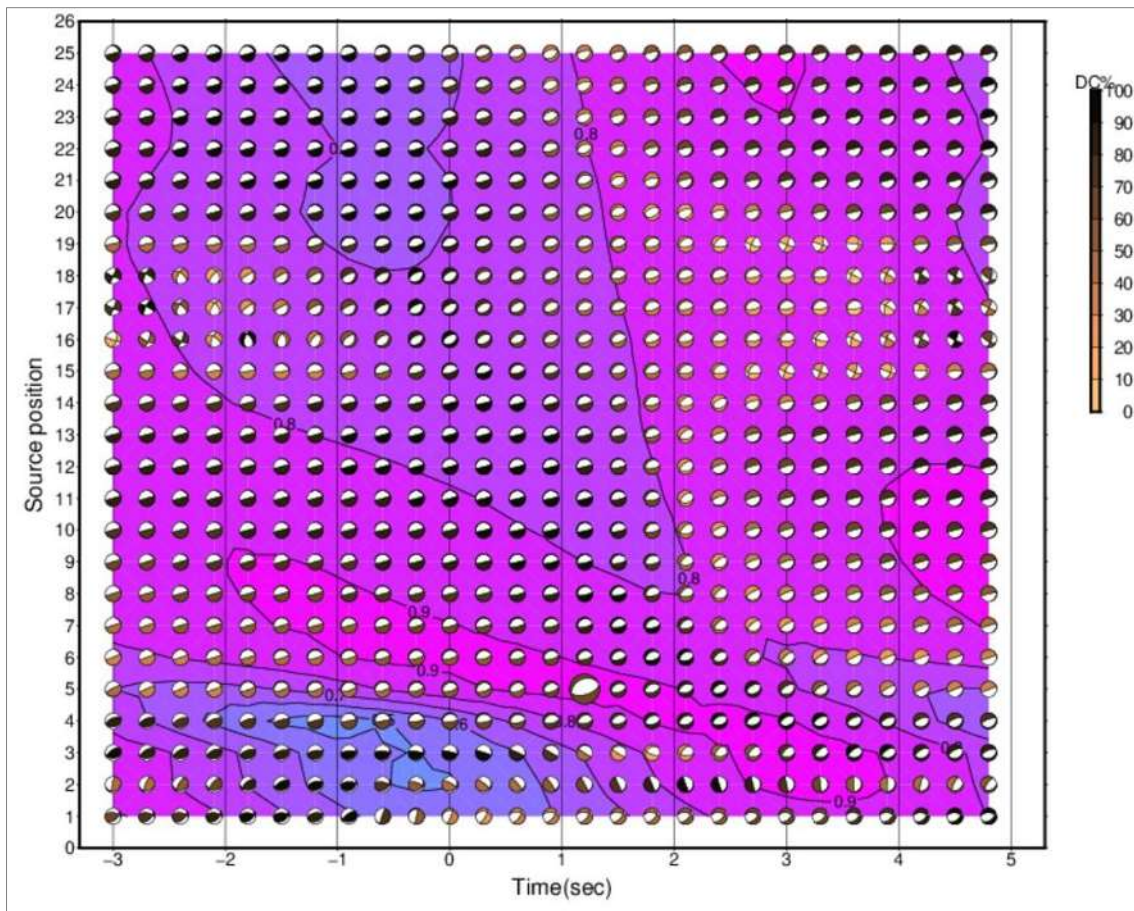


Figura 47. Diagrama de correlación del sismo registrado el día 18 de enero del 2024. En cada punto se traza el mecanismo focal derivado (las pelotas de playa están codificadas por colores según el porcentaje de DC), el color del contorno está según la correlación. La mejor solución se resalta con un mecanismo focal más grande que las restantes.

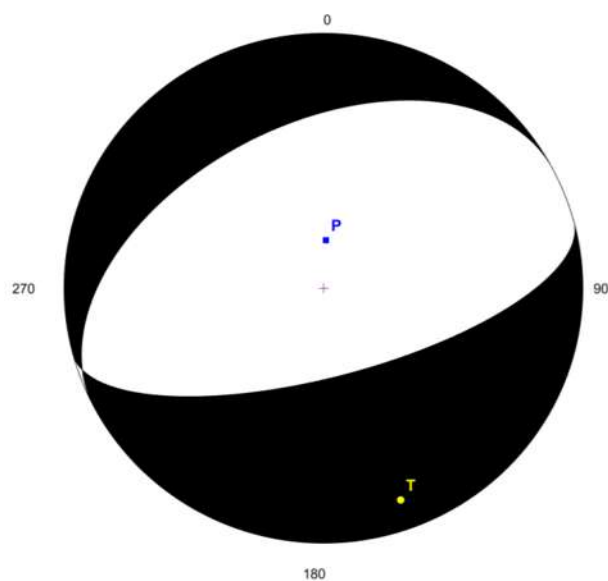


Figura 48. Mecanismo focal obtenido a través del proceso de inversión del tensor de momento sísmico. Correspondiente al evento del 18 de enero del 2024.

### 13. DISCUSIÓN

Durante el periodo que comprende del 2018 al 2022, se han localizado tres eventos sísmicos, uno pertenece al 2018 y dos al 2020. Adicionalmente, se ha considerado la localización del evento sísmico que ocurrió el 17 de enero del 2024 y que fue reportado por el SSN.

Tales eventos sísmicos se caracterizan por presentar magnitudes coda  $\leq 3.8$  y profundidades hipocentrales muy someras que oscilan entre 5 y 18.9 km, que posiblemente estén asociados a la tectónica superficial de algunos segmentos de fallas conocidas de la porción occidental del SFMA.

En su mayoría, para tres de los eventos sísmicos la componente doble cupla (DC) posee un porcentaje  $\geq 80.6$ , lo que demuestra el origen tectónico de las fuentes (*Tabla 5*). El evento del 18 de enero del 2024 es el único que presenta un 66.6% de DC, menor que los restantes (*Tabla 5*). Esto se le atribuye en virtud de que la correlación entre la forma de onda sintética y observada para el evento, está sesgada por los datos de una sola estación a pesar de que indique una buena reducción de varianza (VR).

Para el sismo del 7 de junio del 2018 también se utilizó una sola estación, detonando una alta reducción de varianza (VR) de 0.87 y número de condición (CN) de 48.6 (*Tabla 5*). En el caso de los eventos del 22 de enero del 2020 y 23 de enero del 2020, en los que se emplearon las estaciones UM01 y MOIG, igual se obtuvo una buena reducción de varianza (VR) y número de condición (CN) considerable (*Tabla 5*).

Sokos y Zahradník (2022) refieren que lo ideal es que el número de condición tenga un valor  $\leq 10$  para considerar el problema de inversión como bien resuelto. Sin embargo, para sismos en el que solo es posible utilizar una limitada cantidad de estaciones el número de condición tenderá independientemente a ser mayor. Asimismo, Sokos y Zahradník (2022) mencionan que, para sismos de magnitud pequeña, la fuente sísmica y el hipocentro son (con ciertos errores) idénticos.

El sismo del 7 de junio del 2018, a una profundidad hipocentral de 10 km y con una magnitud coda de 3.8, la fuente sísmica se presentó a una profundidad de 17 km (*Tabla 5*). En el caso del sismo que ocurrió el 22 de enero del 2020, a una profundidad hipocentral de 18.9 km y con magnitud coda de 1.5, la fuente sísmica se presentó a una profundidad de 21 km (*Tabla 5*). El sismo del 18 de enero del 2014, a una profundidad

hipocentral de 5 km y magnitud coda de 3.8, la fuente sísmica ocurrió a una profundidad de 5 km (*Tabla 5*).

Solo el sismo del 23 de enero del 2020, a una profundidad hipocentral de 5 km y con una magnitud coda de 3.7, la fuente sísmica ocurrió a una profundidad de 19 km, que es lejana a la profundidad hipocentral del evento (*Tabla 5*). No obstante, sigue siendo un resultado válido, considerando que existe una alta reducción de varianza y número de condición bajo. Además, es el sismo que presenta mayor porcentaje de DC en comparación con los restantes (*Tabla 5*).

**Tabla 5.** Parámetros del tensor de momento sísmico para cada uno de los eventos sísmicos.

Evento Sísmico	Profundidad	Magnitud	DC (%)	VR	CN	Strike/Dip/Rake	Tipo de falla
7 de junio del 2018	17 km	3.4	80.6	0.87	48.6	310°/13°/-167°	Deslizamiento de rumbo lateral derecho
						207°/87°/-77°	Normal
22 de enero del 2020	21 km	3.8	81.9	0.8	13.2	67°/89°/-121°	Normal oblicua con componente lateral derecha
						336°/31°/-2°	Deslizamiento de rumbo lateral izquierdo
23 de enero del 2020	19 km	3.6	96.6	0.69	14	294°/ 41°/-164°	Deslizamiento de rumbo lateral derecho
						192°/80°/-50°	Normal oblicua con componente lateral izquierda
18 de enero del 2024	5 km	3	66.6	0.67	0.87	242°/ 32°/-101°	Normal
						75°/59°/-83°	Normal

Considerando como falla principal al segundo plano del sismo del 7 de junio del 2018 ( $207^{\circ}/87^{\circ}/-77^{\circ}$ , *Tabla 5*), se interpreta como una falla de tipo normal que evidencia una orientación hacia el NE y un buzamiento casi vertical.

Gómez-Vasconcelos *et al.* (2021) caracterizan a una zona de falla denominada “Santa Ana Maya” que se encuentra en la parte nororiental de la cuenca del Lago de Cuitzeo, desde Santa Ana Maya hasta los pueblos de Acámbaro. Esta zona de falla se caracteriza por presentar fallas normales  $060-090^{\circ}$  que se hundan principalmente hacia el SE (Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2021).

Alguna de las fallas de la zona Santa Ana Maya podría estar asociada con la actividad sísmica del evento ocurrido el 7 de junio del 2018, debido a la ubicación del evento cercana a la zona de falla Santa Ana Maya y similar cinemática (*Figura 49*).

Es relevante destacar que la solución de mecanismo focal del sismo localizado el 7 de junio del 2018, considerando como falla principal al primer plano ( $310^{\circ}/13^{\circ}/-167^{\circ}$ , *Tabla 5*), se interpreta como una falla de deslizamiento de rumbo lateral derecho que presenta una orientación hacia el NW y un buzamiento al NE, similar a la tectónica regional NNW-SSE del lineamiento estructural Tzitzio-Valle de Santiago. Sin embargo, debido a que muestra un buzamiento relativamente bajo en el plano de falla se descarta.

El sismo del 22 de enero del 2020, localizado en la parte oriental de la cuenca del Lago de Cuitzeo, probablemente pueda ser atribuido a la actividad tectónica de la falla La Alberca-Teremendo (FLAT) (*Figura 49*). Soria-Caballero *et al.* (2019) refieren a la FLAT como una estructura cortical de 26 km de largo, conformada por once segmentos escalonados, que se localiza fuera del límite occidental de la cuenca del Lago de Cuitzeo.

De la solución de mecanismo focal para el evento del 22 de enero del 2020, teniendo en cuenta la incertidumbre tanto en latitud como en longitud, se interpreta como plano de falla principal el primer plano ( $67^{\circ}/89^{\circ}/-121^{\circ}$ , *Tabla 5*). Este plano define una falla de tipo normal oblicua con componente lateral derecha, que muestra una orientación hacia el noreste (NE) y un buzamiento casi vertical, lo cual está en concordancia con la cinemática de la FLAT.

La FLAT se caracteriza por presentar un desplazamiento normal con un componente lateral izquierdo menor, que posee una orientación  $N85^{\circ}E$  y un buzamiento de  $75^{\circ}NW$  (Soria-Caballero *et al.*, 2019).

Con respecto al sismo del 23 de enero del 2020, posiblemente se encuentra relacionado con la actividad tectónica de la falla Tarímbaro-Álvaro Obregón (TAO) (*Figura 49*), la cual localiza en el sector central de la cuenca del Lago de Cuitzeo, desde el pueblo de Álvaro Obregón hasta Capula (Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2021).

Considerando sus incertidumbres del sismo del 23 de enero del 2020 y seleccionando como plano de falla principal el segundo plano ( $192^{\circ}/80^{\circ}/-50^{\circ}$ , *Tabla 5*), este muestra un mecanismo de falla tipo normal oblicua lateral izquierda, que evidencia una orientación hacia el NE y un ángulo de buzamiento alto.

La falla TAO se caracteriza por presentar fallas normales entre  $055^{\circ}$  y  $085^{\circ}$  y fallas oblicuas secundarias de  $330^{\circ}$  y  $350^{\circ}$  (Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2021). Asimismo, Gómez-Vasconcelos *et al.* (2021) caracteriza a la zona de falla El Salto, con fallas normales que oscilan entre  $050^{\circ}$  y  $080^{\circ}$  con dirección predominantemente descendente hacia el NO, y fallas oblicuas secundarias que alcanzan  $310^{\circ}$  -  $350^{\circ}$  y  $010^{\circ}$  -  $040^{\circ}$  (Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2021). Esta zona de falla se ubica en el sector occidental de la cuenca del Lago de Cuitzeo, desde la orilla suroeste del Lago de Cuitzeo hasta el oeste del pequeño volcán en escudo Picacho, en donde se sitúa el sismo del 23 de enero del 2020.

En cuanto al sismo del 18 de enero del 2024, dada su ubicación en la zona de falla denominada “Garnica” por Gómez-Vasconcelos *et al.* (2021), provee información importante. Esta zona no muestra evidencia geomórfica de actividad reciente y/o el momento de la ruptura no está bien limitado debido a la edad desconocida de las rocas desplazadas en la superficie (Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2021). Sin embargo, la ocurrencia de este evento a 5 km de profundidad y con una magnitud coda de 3.8 demuestra que esta zona de falla es sísmicamente activa.

Considerando como falla principal al primer plano ( $75^{\circ}/59^{\circ}/-83^{\circ}$ , *Tabla 5*), la solución de mecanismo focal para el evento del 18 de enero del 2024, indica una falla de tipo normal con una orientación ENE y ángulo de buzamiento al NW. Quizás este evento está vinculado a la actividad de la falla Queréndaro-Indaparapeo (QI), el cual se encuentra al sur del pueblo de Queréndaro (*Figura 49*).

Gómez-Vasconcelos *et al.* (2021) describen a la falla QI con una dirección de tensión principal horizontal máxima de  $082^{\circ}$ , resultante de una extensión NNW-SSE. Esta muestra una clara interacción de actividad volcano-tectónica que afecta la distribución,

morfología, volumen de magma y dinámica eruptiva de conos de escoria pertenecientes al campo volcánico oriental de Michoacán-Guanajuato (Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2021). La influencia de actividad tectónica se manifiesta con el alineamiento de trece conos de escoria cuya orientación es ENE, paralela a la falla QI (Gómez-Vasconcelos *et al.*, 2021).

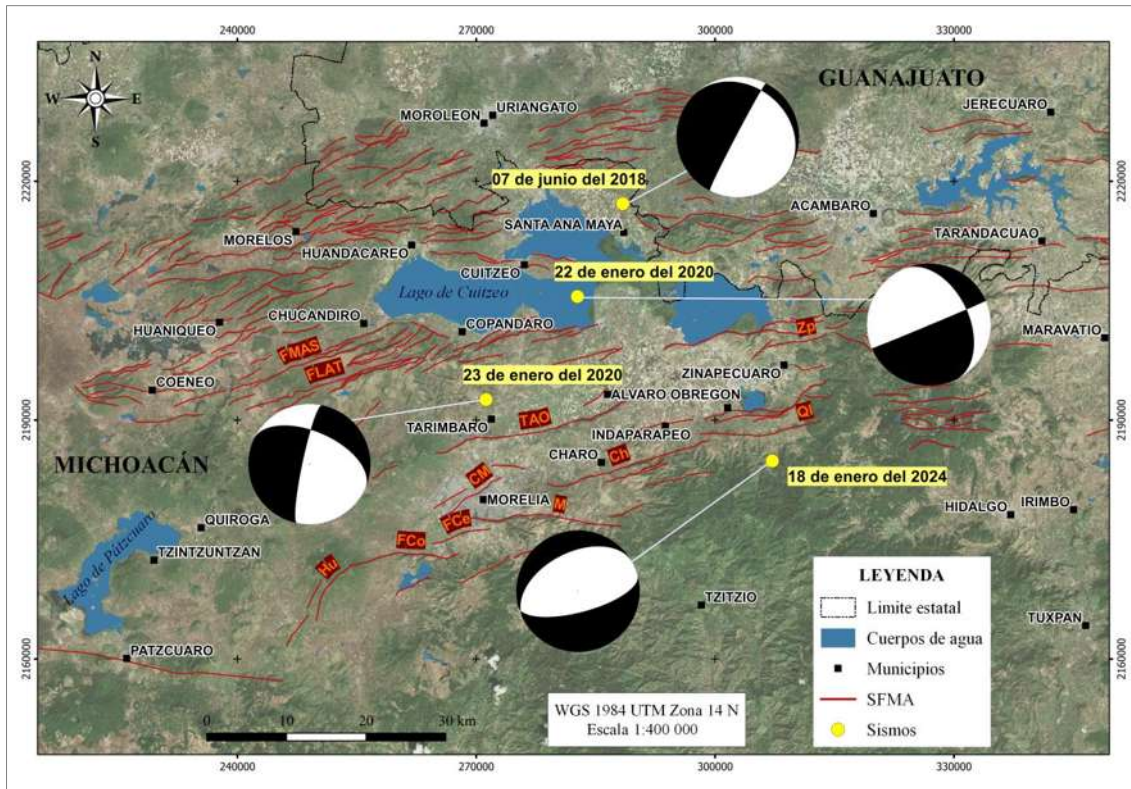


Figura 49. Solución de mecanismos focales para los tres eventos sísmicos localizados durante el periodo del 2018 al 2022, así como el sismo que se incluyó del 18 de enero del 2024. Abreviaturas: FMAS, Falla El Malpaso-El Salto; FLAT, Falla La Alberca-Teremendo; TAO, Falla Tarímbaro-Álvaro Obregón; Hu, Segmento Huiramba; FCo, Falla Cointzio; FCe, Falla Cerritos; CM, Central de Morelia; M, Morelia; Ch, Charo; QI, Queréndaro-Indaparapeo; Zp, Zinapécuaro.

En general, las soluciones de mecanismo focal para los cuatro eventos sísmicos exhiben un tipo de falla que va de normal a normal oblicua con componente lateral izquierda o derecha, con una orientación predominante en dirección NE y ángulo de buzamiento casi vertical. Aunque existe una baja magnitud de los eventos sísmicos, su potencial sismogénico es importante porque las soluciones de mecanismo focal muestran orientaciones favorablemente en relación con el campo de esfuerzos actual.

La profundidad cortical (entre 5 y 18.9 km) en la que estos ocurren y su cercanía a zonas altamente pobladas, denotan un importante riesgo sísmico regional. Aunando que la fuente sísmica podría reactivarse hasta cierto punto por vinculación de segmentos de fallas a profundidad, lo que incrementa la probabilidad de una futura ruptura de falla. Sin embargo, deben ser considerados más estudios geofísicos y de evaluación del peligro sísmico regional en el centro de México para aclarar la conexión entre los segmentos a profundidad.

Monitorear y obtener localizaciones y/o mecanismos focales confiables de esta zona de estudio, potencialmente peligrosa desde el punto de vista histórico debido a los grandes sismos que ha generado, es de suma importancia para medir el riesgo sísmico de la región.

## 14. CONCLUSIONES

- La comparación con los niveles de ruido propuestos por Peterson (1993) para cada una de las estaciones UM01, UM03 y UM04, demostró que los niveles de ruido son adecuados para lograr el registro de sismos locales, regionales y telesismos. Solo en el caso de la estación UM01 el nivel de ruido es un poco alto debido a la cercanía con la zona urbana de la Ciudad de Morelia.

- El análisis y procesamiento de registros de datos sísmicos obtenidos durante el periodo del 2018 al 2022, permitió localizar tres eventos sísmicos, uno pertenece al 2018 y dos al 2022. Adicionalmente, se ha considerado la localización del evento sísmico que ocurrió el 17 de enero del 2024 y que fue reportado por el SSN.

- Integrar los sismos localizados en este trabajo con los del catálogo del Servicio Sismológico Nacional (SSN), posibilitó que se aportará información de la microsismicidad en la porción occidental del SFMA.

- Se determinaron los mecanismos focales para los cuatro eventos sísmicos mediante la inversión del tensor de momento en el software ISOLA (Zahradník y Sokos, 2020).

- A pesar de no trabajar con una densa red de estaciones y de contar con pocos registros finalmente útiles al momento de procesar, los mecanismos focales son congruentes con la cinemática de las fallas interpretadas por diferentes autores en la zona de estudio.

- Es importante mencionar que ninguna de las agencias internacionales (*United States Geological Survey (USGS)* y *Global Centroid Moment Tensor (GCMT)*) posee el cálculo de mecanismos focales para los eventos del período de este estudio en la zona de estudio.

- De los resultados obtenidos de estudios sismológicos de este tipo, con buena calidad y cantidad de datos, se pueden realizar interpretaciones geológicas de la actividad actual de los sistemas de fallamiento, de la estructura del subsuelo y cómo respondería al paso de las ondas sísmicas, entre otras cosas.

## 15. RECOMENDACIONES

- Se requiere una red de estaciones más densa con buena distribución de estaciones que cubra toda la región del SFMA con periodos más largos, ya que actualmente solo existe un instrumento permanente del SSN y se encuentra en proceso la reinstalación de la estación Maravatío.

- La necesidad de buscar sitios apropiados para la instalación instrumental, que garanticen la obtención de registros con buena señal-ruido puede ser la motivación de estudios futuros para en la región del SFMA.

## 16. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aki, K. (1957). Espectros espaciales y temporales de ondas estocásticas estacionarias, con especial referencia a microtemblores. Boletín del Instituto de Investigación de Terremotos, 35, 415-456.

Aki, K., y Richards, P. G. (2002). Quantitative seismology.

Aray Castellano, J.C., Lacan, P., Garduño Monroy, V.H., Ávila García, J., Gómez Cortés, J., Audemard M., F.A., Lázaro Mancilla, O., Bandy, W., 2021, Geophysical characterization of a potentially active fault in the Agua Fría micro-graben, Los Azufres, Mexico: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 73 (2), A040121. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2021v73n2a040121>

Arzate, J., Lacan, P., Corbo-Camargo, F., Arango-Galván, C., Félix-Maldonado, R., Pacheco, J., León-Loya, R., 2018, Crustal structure of the eastern Acambay Graben, Central Mexico, from integrated geophysical data: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 35(3), 228-239, DOI: 10.22201/cgeo.20072902e.2018.3.864

Astíz-Delgado, L.M., 1980. Sismicidad en Acambay, Estado de México. El temblor del 22 de febrero de 1979: Universidad Nacional Autónoma de México, 130 p. Facultad de Ingeniería (Doctoral dissertation, tesis doctoral).

Beyreuther, M., Barsch, R., Krischer, L., Megies, T., Behr, Y., and Wassermann, J. (2010). Obspy: A python toolbox for seismology. Seismological Research Letters, 81(3):530–533.

Cortés Arreola, R., 1985. Obras completas de Don melchor ocampo, tomo V.

Condori, C. (2021) Estudo e caracterização das variações da estrutura da crosta e dinâmica do Manto Superior sob o Norte do Peru, com métodos sísmológicos. Universidade de Brasília, Brasília. Disponible en: <https://repositorio.unb.br/handle/10482/41623>.

Cronin, V., (2004). A Draft Primer on Focal Mechanism Solutions for Geologists. Universidad de Baylor, Texas - EE.UU

Demant, A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: Revista Instituto de Geología, 2, 172-187.

Ego, F., Ansan, V., 2002. Why is the central Trans-Mexican volcanic belt (102–99 W) in transtensive deformation? Tectonophysics 359 (1–2), 189–208.

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M., 2012, The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone: *Tectonophysics*, 522,122–149. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.018>

Garduño-Monroy, V.H., Gutiérrez-Negrín, A., L, C., 1992. Magmatismo, hiatus y tectonismo de la Sierra Madre Occidental y del Cinturón Volcánico Mexicano. *Geofisc. Int.* 31 (4).

Garduño-Monroy, V. H., Pérez, R., Israde, I., Rodríguez, M. A., Szykaruk, E., Hernández, V. M., García, M. L., Corona, P., Ostroumov, M., Medina, V. H., García, G.; Carranza, O., Lopez, E., Mora, J. C., 2009, Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central Mexico: *Geofísica Internacional*, 48(3), 319-335.<https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2009.48.3.29>

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.

Gómez-Vasconcelos, M.G., Luis Macías, J., Avellán, D.R., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V.H., Cisneros-Máximo, G., Layer, P.W., Benowitz, J., López-Loera, H., López, F.M., Perton, M., 2020. The control of preexisting faults on the distribution, morphology, and volume of monogenetic volcanism in the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field. *Geol. Soc. Am. Bull.* 132 (11–12), 2455–2474.

Gómez-Vasconcelos, M.G., Avellán, D.R., Soria-Caballero, D., Macías, J.L., Velázquez-Bucio, M.M., Jiménez-Haro, A., Israde-Alcántara I., Garduño-Monroy, V.H., Ávila-Olivera, J.A., Figueroa-Soto, Á., Cisneros-Máximo, G., Cardona-Melchor, S., 2021, Geomorphic characterization of faults as earthquake sources in the Cuitzeo Lake basin, central México: *Journal of South American Earth Sciences*, 109, 103196.

Halló, M. (2018). Influence of velocity model uncertainty in earthquake source inversions. Tesis doctoral, Univerzita Karlova, Matematicko-fyzikální fakulta.

Havskov, J., & Alguacil, G. (2004). Instrumentation in earthquake seismology (Vol. 358). Dordrecht, The Netherlands: Springer.

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)

Kulháněk, O. (2012). Anatomy of seismograms: For the iaspei/unesco working group on manual of seismogram interpretation. Elsevier.

Lahr, J. C. (1999). HYPOELLIPSE: A Computer Program for Determining Local Earthquake Hypocentral Parameters , Magnitude , and First-Motion Pattern. U.S. Geological Survey Professional Paper.

Lacan, P., Ortuño, M., Audin, L., Perea, H., Baize, S., Aguirre-Díaz, G., Zúñiga, F.R., 2018, Sedimentary evidence of historical and prehistorical earthquakes along the venta de Bravo fault system, Acambay graben (Central Mexico): Sedimentary Geology, 365, 62–77. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.12.008>

Langridge, R.M., Persaud, M., Zúñiga, F.R., Aguirre-Díaz, G.J., Villamor, P., Lacan, P., 2013, Preliminary paleoseismic results from the Pastores fault and its role in the seismic hazard of the Acambay graben, Trans-Mexican Volcanic Belt, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 30, 463–481.

Lienert, B. R., Berg, E., and Frazer, L. N. (1986). Hypocenter: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares. Bulletin of the Seismological Society of America, 76(3):771–783.

Lienert, B. (1991). Report on modifications made to hypocenter. Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen.

Lienert, B. R. and Havskov, J. (1995). A computer program for locating earthquakes both locally and globally. Seismological Research Letters, 66(5):26– 36.

Mendoza-Ponce, A., Figueroa-Soto, A., Soria-Caballero, D., Garduño-Monroy, V.H., 2018, Active faults sources for the Pátzcuaro–Acambay fault system (Mexico): fractal analysis of slip rates and magnitudes Mw estimated from fault length: Natural Hazards and Earth System Sciences, 18, 3121-3135. <https://doi.org/10.5194/nhess-18-3121-2018>

Mennella, L., Garduño-Monroy, V.H., Giner, J.L., Liotta, D., Brogi A., 2022, Definición del campo de esfuerzos-deformación y sismotectónica del sistema de fallas Morelia-Acambay, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 39(1), 82-99. [doi:10.22201/cgeo.20072902e.2022.1.1688](https://doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2022.1.1688)

Mooser, F., 1972, The mexican volcanic belt structure and tectonics: Geofísica Internacional, 12, 55-70.

Morales C. (2016). Marco teórico. Inversión del tensor de momento sísmico y función fuente temporal de terremotos utilizando registros de campo cercano. (p. 6 - 19). Chile.

Ortuño, M., Zúñiga, F.R., Aguirre-Díaz, G.J., Carreón-Freyre, D., Cerca, M., Roverato, M., 2015, Holocene paleo-earthquakes recorded at the transfer zone of two major faults: the Pastores and Venta de Bravo faults (Trans-Mexican Volcanic Belt): *Geosphere* 11, 160–184. <https://doi.org/10.1130/GES01071.1>

Ortuño, M., Corominas, O., Villamor, P., Zúñiga, R.F., Lacan, P., Aguirre-Díaz, G., Perea, H., Štěpančíková, P., Ramírez-Herrera, M.T., 2019, Evidence of recent ruptures in the central faults of the Acambay Graben (central Mexico): *Geomorphology*, 326, 17–37. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.07.010>

Ottmøller, L., Voss, P.H. and Havskov J. (2021). *SEISAN Earthquake Analysis Software for Windows, Solaris, Linux and MacOSx, Version 12.0*. 607 pp. University of Bergen. ISBN 978-82-8088-501-2, URL <http://seisan.info>.

Pérez-Campos, X. et al. (2021) “The effect of confinement due to COVID-19 on seismic noise in Mexico”, *Solid Earth*, 12(6), pp. 1411–1419. doi: 10.5194/se-12-1411-2021.

Pérez-Orozco, J.D., Sosa-Ceballos, G., Garduño-Monroy, V.H., Avellán, D.R., 2018, Felsicintermediate magmatism and brittle deformation in Sierra del Tzirate (Michoacán-Guanajuato Volcanic Field): *Journal of South American Earth Sciences*, 85, 81-96. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.04.02>

Pasquaré, G., Garduño, V., Tibaldi, A., Ferrari, M., 1988, Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, 146, 353-364.

Peterson, J. (1993). Observation and modeling of seismic background noise, U.S. Geol. Surv. Tech. Rept., 93-322, 1-95.

Quintero-Legorreta, O., 2002, Análisis estructural de fallas potencialmente activas: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 55(1), 12-29. <https://doi.org/10.18268/bsgm2002v55n1a1>

Rodríguez-Pascua, M.A., Pérez-López, R., Garduño-Monroy, V.H., Perucha, M.A., Israde-Alcántara, I., 2017. Estimation of the epicentral area of the 1912 Acambay

earthquake (M 7.0, Mexico) determined from the earthquake archaeological effects (EAE) and the ESI07 macroseismic scale. *Quat. Int.* 451, 74–86.

Rodríguez-Pérez, Q., Zúñiga, F.R., 2017, Seismicity characterization of the maravatío-Acambay and Actopan regions, Central Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 76, 264–275. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.03.013>.

Rueda, J. (2006). Discriminación sísmica mediante el análisis de las señales generadas por explosiones y terremotos. Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Madrid, p.71 - 185.

Shearer, P. (2009). *Earthquakes and source theory. Stress and strain* (2a ed., p. 17- 23). EE. UU., New York: Cambridge University Press.

Shearer, P. (2019). *Earthquakes and source theory. Introduction to seismology* (2da edición, p. 241- 248). EE. UU, New York: Cambridge University Press.

Singh, S.K., Pardo, M., 1993, Geometry of the Benioff Zone and state of stress in the overriding plate in central Mexico: *Geophysical Research Letters*, 20, 1483-1486.

Singh, S.K., Iglesias, A., Garduño, V.H., Quintanar, L., Ordaz, M., 2012. A source study of the October, 2007 earthquake sequence of Morelia, Mexico and ground-motion estimation from larger earthquakes in the region. *Geofisc. Int.* 51 (1), 73–86.

Soria-Caballero, D. C., Garduño-Monroy, V. H., Alcalá, M., Velázquez-Bucio, M. M., Grassi, L., 2019, Evidence for quaternary seismic activity of the La Alberca-Teremendo fault, Morelia region, Trans-Mexican Volcanic Belt: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 36(2), 242-258.

Soria-Caballero, D. C., Gómez-Calderón, D. A., Garduño-Monroy, V.H., 2021, Análisis paleosísmico de la falla El Malpaso – El Salto, norte de Michoacán, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 73 (2), A181220. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2021v73n2a181220>

SSN (2024): Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, Servicio Sismológico Nacional, México. Dirección electrónica: <http://www.ssn.unam.mx>.

Stein, S., & Wysession, M. (2009). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. John Wiley & Sons.

Suetsugu, D. (1995). *Source Mechanism Practice*. Japón: [s. n.].

Sunyé-Puchol, I., Lacan, P., Ortuño, M., Villamor, P., Audin, L., Zúñiga, F.R., Langridge, R.M., Lawton, T.F., 2015, La Falla San Mateo: nuevas evidencias paleosismológicas de fallamiento activo en el Graben de Acambay, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32, 361–376.

Suter, M., Quintero, O., Johnson, C. A., 1992, Active faults and state of stress in the central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico 1. The Venta de Bravo fault: *Journal of Geophysical Research*, 97, 11983–11993. <https://doi.org/10.1029/91JB00428>

Suter, M., Quintero-Legorreta, O., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G.J., Farrar, E., 1995, The Acambay graben: active intra arc extension in the trans-Mexican volcanic belt, Mexico: *Tectonics*, 14, 1245–1262. <https://doi.org/10.1029/95TC01930>

Suter, M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., Carrillo-Martínez, M., 2001, Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt: *Geological Society of America Bulletin*, 113 (6), 693–703. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<0693:QIAEIT>2.0.CO](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<0693:QIAEIT>2.0.CO)

Suter, M., 2014. Comment on “estimation of ground motion in Mexico city from a repeat of the M~ 7.0 Acambay earthquake of 1912” by SK singh, A. Iglesias, M. Ordaz, X. Pérez-campos, and L. Quintanar. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 104 (5), 2562–2564.

Suter, M., 2016, Structure and Holocene ruptura of the Morelia fault, trans-Mexican volcanic belt, and their significance for seismic-hazard assessment: *Bulletin of the Seismological Society of America*, 106, 2376–2388. <https://doi.org/10.1785/0120160092>

Tarback, E. J., & Lutgens, F. K. (2005). *Ciencias de la tierra*. PRENTICE HALL.

Udias, A., y Buforn, E. (2018). *Principles of seismology*. Cambridge University Press.

Urbina, F., Camacho, H., 1913. La zona megasísmica Acambay-Tixmadeje, estado de México: conmovida el 19 de noviembre de 1912, vol. 32. Imprenta y fototipia de la Secretaría de fomento.

Velázquez-Bucio, M.M., Garduño-Monroy, V.H., 2018. Soft-sediment Deformation Structures Induced by Seismic Activity in the San Pedro El Alto Area, Acambay Graben, 1st, vol. 35. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Mexico, pp. 28–40.

Zahradník, J. y E. Sokos (2020). Código ISOLA para modelado de fuentes de múltiples puntos –revisión. En: “Soluciones de tensor de momento: una herramienta útil para la sismotectónica” (S. D'Amico, Ed.), Springer.

## 17. APÉNDICES

**Apéndice 1.** Gráficas de respuesta combinada para cada una de las estaciones utilizadas y en sus tres componentes (Vertical, Norte-Sur y Este-Oeste).

