



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

---

---

**LICENCIATURA EN GEOCIENCIAS**

Escuela Nacional de Estudios Superiores,  
Unidad Morelia

Localización epicentral de sismos  
mediante un arreglo sismológico de apertura  
corta

**T E S I S**

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

**LICENCIADA EN GEOCIENCIAS**

P R E S E N T A

MARIA GUADALUPE JUAREZ RUIZ

**TUTOR: DR. MIGUEL ÁNGEL SANTOYO GARCÍA GALIANO**

**CO-TUTOR: DR. LUIS ANTONIO DOMÍNGUEZ RAMÍREZ**

ESCUELA  
NACIONAL  
DE ESTUDIOS  
SUPERIORES  
  
UNIDAD MORELIA

MORELIA, MICHOACÁN

NOVIEMBRE, 2022



Universidad Nacional  
Autónoma de México



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

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

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

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



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

---

---

**LICENCIATURA EN GEOCIENCIAS**

Escuela Nacional de Estudios Superiores,  
Unidad Morelia

Localización epicentral de sismos  
mediante un arreglo sismológico de apertura  
corta

**T E S I S**

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

**LICENCIADA EN GEOCIENCIAS**

P R E S E N T A

MARIA GUADALUPE JUAREZ RUIZ

**TUTOR: DR. MIGUEL ÁNGEL SANTOYO GARCÍA GALIANO**

**CO-TUTOR: DR. LUIS ANTONIO DOMÍNGUEZ RAMÍREZ**

ESCUELA  
NACIONAL  
DE ESTUDIOS  
SUPERIORES  
  
UNIDAD MORELIA

MORELIA, MICHOACÁN

NOVIEMBRE, 2022



ESCUELA  
NACIONAL  
de ESTUDIOS  
SUPERIORES  
UNAM MORELIA

10  
años  
(2011-2021)

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

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

Por medio de la presente me permito informar a usted que en la **sesión ordinaria 22-5 del Comité Académico de la Licenciatura en Geociencias** de la Escuela Nacional de Estudios Superiores (ENES) Unidad Morelia celebrada el día **21 de junio de 2022**, se acordó poner a su consideración el siguiente jurado para la presentación del Trabajo Profesional de la alumna **María Guadalupe Juárez Ruiz** de la Licenciatura en **Geociencias**, con número de cuenta **416072019**, con el trabajo titulado: **"Localización epicentral de sismos mediante un arreglo sismológico de apertura corta"**, bajo la dirección como tutor del **Dr. Miguel Ángel Santoyo García Galiano** y como co-tutor el **Dr. Luis Antonio Domínguez Ramírez**.

El jurado queda integrado de la siguiente manera:

<b>Presidente:</b>	Dr. Gabriel Vázquez Castro
<b>Vocal:</b>	Dr. Arturo Iglesias Mendoza
<b>Secretario:</b>	Dr. Miguel Ángel Santoyo García Galiano
<b>Suplente:</b>	Dra. Xyoli Pérez Campos
<b>Suplente:</b>	Dr. Ángel Gregorio Figueroa Soto

Sin otro particular, quedo de usted.

Atentamente  
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"  
Morelia, Michoacán a 03 de noviembre de 2022.

**DRA. YUNUEN TAPIA TORRES**  
SECRETARÍA GENERAL

**CAMPUS MORELIA**

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

## Agradecimientos Institucionales

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por darme la oportunidad de prepararme con su alta calidad académica. A la Escuela Nacional de Estudios Superiores, Unidad Morelia, por permitirme estudiar en sus aulas, y con sus docentes de alto desempeño, que día a día generan profesionales de la más alta calidad.

A la licenciatura en Geociencias que me permitió conocer todo aquello que alguna vez soñé, todo con la mejor calidad en sus enseñanzas, docentes y herramientas, que son el conjunto de cosas que nos permiten a los alumnos acceder a grandes oportunidades laborales, académicas y de investigación.

Al Instituto de Geofísica Unidad Michoacán, que me permitió conocer al tutor de este trabajo, me dio la oportunidad de hacer mi servicio social y, además, me brindó las herramientas para llevarlo a cabo.

A los programas de becas “Beca de apoyo a la manutención UNAM”, “Becas excelencia Grupo BAL” y “Becas de apoyo nutricional”, gracias a cuyos recursos pude mantenerme estudiando y no salirme de la universidad por falta de recursos. Por lo anterior, le agradezco a todo el equipo de Becas UNAM, en especial a quién gestiona las becas en la ENES, Morelia; están haciendo un gran trabajo que además es noble, gracias a ello se evita la deserción en las aulas, y permiten a alumnos de diferentes niveles socioeconómicos seguir estudiando.

Al programa de becas Silvia Bravo para el servicio social del Instituto de Geofísica.

Al proyecto CONACYT PDCPN-15-639: “Transferencia de esfuerzos sísmicos y efectos sobre la sismicidad de la zona de subducción mexicana”, por los datos que se utilizaron para realizar este trabajo.

Al proyecto UNAM-PAPIIT IN120220: “Investigación de sismos repetitivos basados en registros anfibios a lo largo de la costa de México”, por los recursos económicos otorgados para el desarrollo de este trabajo.

A mis tutores; Dr. Miguel Ángel Santoyo García Galiano, por ayudarme a conocer el mundo de la sismología, mostrarme desde lo básico hasta lo complejo que se puede investigar en los sismos, y al Dr. Luis Antonio Domínguez Ramírez, por todo el conocimiento que me compartió, las felicitaciones y las retroalimentaciones que necesitaba para mejorar mi trabajo y mi persona. Y a ambos, por no dejar de confiar en mí y alentarme a terminar mi investigación.

A mis sinodales; Dra. Xyoli Pérez Campos, por su retroalimentación tan detallada y el tiempo que le dedico, agradezco que una académica de excelencia forme parte de mi sínodo; al Dr. Arturo Iglesias Mendoza, por todas sus observaciones, sugerencias y tiempo dedicado a mi trabajo; al Dr. Gabriel Vázquez Castro, gracias por sus comentarios

y por su asesoría y consejos en el proceso de titulación; al Dr. Ángel Gregorio Figueroa Soto, gracias por su valioso tiempo empleado en la revisión de mi trabajo, agradezco que haya aceptado estar en mi sínodo.

Al Departamento de Servicios Escolares de la ENES Morelia, en especial al Lic. Agustín Martínez, gracias por atender con tanta eficiencia y amabilidad mis dudas, su asistencia fue invaluable en el proceso de titulación, y en general, durante mi estancia en la universidad.

## Agradecimientos Personales

A mi mamá, Angelina, gracias por todo lo que hace por mí, todo el esfuerzo que puso en el trabajo para que yo pudiera seguir estudiando y sus cuidados para mantenerme saludable y enfocada. A mi papá, Guadalupe, gracias por todas sus palabras de aliento, por creer que sus niñas pueden hacer todo lo que ellas deseen, no importando si 'era cosa de hombres' y también por su esfuerzo para mantenerse trabajando para que yo pudiera terminar la licenciatura. Y gracias a ambos, por su amor, cariño y apoyo; la locura, inteligencia, independencia y ganas de comerse al mundo que ven en mí, es reflejo de las increíbles personas que son ustedes. Pero, sobre todo, gracias por cambiar todo lo que creían, por superar sus miedos y comprender lo que yo quería para que pudiera lograr mis sueños. Son los mejores papá y mamá.

A mi hermana Graciela, gracias por tu apoyo, sus pláticas motivacionales, las pláticas profundas, por secar mis lágrimas, por cuidarme cuando me sentía mal. Eres la mejor cómplice, amiga y compañera de vida; admiro la fuerza, determinación y valentía que tienes para superar tus miedos y problemas, eso me ha motivado en los momentos más difíciles de mi vida. Estoy segura que muy pronto te veré logrando cada uno de tus sueños, que este sea un recordatorio para ti de que sí se puede.

A mi novio Mau, gracias por el apoyo que me has dado en todo sentido, muchas cosas no hubieran sido posibles sin ti. Agradezco tu presencia en mi vida, tu amor, y sobre todo, las confrontaciones que me han hecho una mejor persona, gracias por no evitarlas, has cambiado el lente con el que veía la vida. No podría estar más agradecida por toda la paz y felicidad que me aportas.

A mi Anubis, que llegó a mejorar todo nuestro ánimo y a sanar nuestro corazón, es la mejor compañía que pude tener en esta etapa final de la carrera. Es un gatito excepcional.

A Paola, José Martín y Daniela, gracias por inspirarme tanto, me han ayudado a redescubrir el mundo desde sus ojitos. Un día espero que también se encuentren logrando sus sueños y nada los limite.

A todos los amigos que he hecho durante mi vida y que me han apoyado incondicionalmente, especialmente a Missael, Alicia, Aritsha, Esteban, Vanesa, Diana, Yeritt, Isabel y Felipe. Admiro a cada uno de ustedes, su determinación para lograr sus metas y vencer los obstáculos ha sido inspiración para mí; sus palabras de apoyo, su compañía, risas y pláticas profundas tuvieron una gran influencia en mi motivación para lograr este objetivo. Agradezco su compañía y espero seguir compartiendo su valiosa amistad. Estoy segura de que lograrán todos sus sueños. Los quiero.

A mis compañeros de la carrera, de mi generación y de las generaciones que me adoptaron, en especial a Luz y Liz, aprendí mucho de cada uno y me alegra haber compartido momentos tan buenos con ustedes.

A los profesores Neftalí, Sinhué, Gabriel y Benjamín, gracias por su ayuda, por escucharme, por sus palabras y apoyo en diversos sentidos, cada uno aportó a mi permanencia en la universidad a pesar de lo difícil que se volvía a veces. A aquellos y aquellas docentes que en diferentes momentos de la carrera me apoyaron para poder asistir a las prácticas de campo, cuyo aprendizaje adquirido es muy valioso en mi vida profesional actual. Y a todos los profesores de la carrera, su pasión por lo que enseñan nos motiva a seguir conociendo y aprendiendo del planeta que habitamos y del espacio.

A todos los miembros de mi familia que me apoyaron económicamente durante mis estudios desde que era pequeña, sin ustedes no hubiese sido posible llegar hasta este punto. Les estoy muy agradecida, gracias por querernos tanto.

A mis tutores, Dr. Miguel Santoyo y Dr. Luis Antonio Domínguez, gracias por comprender mi situación y el porqué dejé el trabajo en ciertos momentos; por sus palabras motivacionales, sus felicitaciones y su apoyo para conseguir recursos que me permitieron seguir trabajando en la investigación. La empatía que mostraron conmigo es lo que caracteriza a un buen profesional. El conocimiento científico que me brindaron durante la investigación es invaluable, gracias por su apoyo.



# Dedicatoria

*A mi mamá, Angelina, mi papá, Guadalupe, y mi hermana, Graciela:*

*Con su apoyo y amor ningún sueño es pequeño, ninguna meta es imposible, ningún problema es demasiado grande. A ustedes que han sido mi motivación e inspiración toda mi vida. Mi fuerza, determinación y características más marcadas se las debo a ustedes. Gracias por nunca de dejar de creer en esta su niña/hermana tan soñadora.*

## Resumen

México se encuentra en una zona sísmica debido al contacto de cinco placas tectónicas, debido a ello los sismos son una constante en el territorio. De ahí la importancia de generar información que ayude a conocer el comportamiento sísmico del país. Es por ello que en este trabajo se realiza un estudio acerca de la localización de sismos. El objetivo principal fue localizar sismos de  $M \leq 5.2$  mediante una red de cuatro sismómetros de banda ancha dispuestos en un arreglo de apertura corta, usando diferentes metodologías para elegir la mejor para esa configuración y región. La red se instaló al este de Zihuatanejo, Guerrero, cercana de las inmediaciones del Aeropuerto de Zihuatanejo; esta se compone de tres sismómetros temporales y una estación permanente del Servicio Sismológico Nacional (SSN), separados entre sí, aproximadamente 100 m.

A partir de los sismogramas obtenidos de las cuatro estaciones se generó una base de datos de veinte eventos, los cuales fueron localizados por el SSN, y cinco eventos adicionales que no fueron localizados por el SSN.

Se utilizó el método de polarización para obtener el azimut de la onda P para la localización de cada evento. Se emplearon tres metodologías de polarización: descomposición de eigenvalor con base en la matriz de covarianza (EVD-CM), descomposición del valor singular usando el análisis de la componente principal (PCA-SVD) y descomposición de eigenvalor con base en una matriz de señales analíticas (EVD-ASM). Posteriormente, se generó la localización mediante un código computacional desarrollado en Python basado en el uso de ObsPy.

A cada localización de los primeros veinte eventos se le asoció un error; este se calculó con respecto a la localización obtenida por el SSN. Se obtuvieron diez sismos con buena confiabilidad de localización ( $\text{error} < 5 \text{ km}$ ), seis sismos con una confiabilidad media de localización ( $5 \text{ km} \leq \text{error} < 15 \text{ km}$ ;) y cuatro sismos con baja confiabilidad ( $\text{error} \geq 15 \text{ km}$ ). Finalmente, se generó la localización para los cinco eventos no localizados por el SSN, mediante el azimut de onda P promedio de las tres metodologías, que fue el método que permitió tener un error menor para las localizaciones.

## Abstract

Mexico is located at the border of five major tectonic plates; therefore, earthquakes occur at regular basis. Hence, it is relevant to generate novel information that help understand the seismic characteristics of the country. In this regard, in this work, we carry out a study about earthquake location. The main goal is to locate earthquakes with magnitude  $M \leq 5.2$  by means of a 4-station broadband network using different techniques to determine what is the best one for this configuration and region. The network was installed East of Zihuatanejo, Guerrero near the local airport. This network consists of three temporary stations and one permanent station belonging to the Servicio Sismológico Nacional (SSN), the spacing between stations is roughly 100 meters.

From the retrieved seismic records, we created a database of twenty events. These events were detected by the SSN and five more events that were not localized by the SSN.

We used the method of polarization to determine the azimuth of the P wave for the location of each event. We tested three polarization techniques: (1) eigenvalue decomposition based on the covariance matrix (EVD-CM), singular value decomposition using principal components (PCA-SVD) and eigenvalue decomposition based on analytical signal matrix (EVD-ASM). Afterwards, we computed the location using Python and the library Obspy.

We estimate an error for each location from the first twenty events. The error was computed using the location provided by the SSN as a reference. We obtained ten earthquakes with high confidence in the location (error < 5 km), six earthquakes with a medium confidence ( $5 \text{ km} \leq \text{error} < 15 \text{ km}$ ) and four earthquakes with low confidence (error  $\geq 15 \text{ km}$ ). Lastly, we compute the location for five events no detected by the SSN using the average azimuth of the P- wave using the three techniques, this method allowed us to obtain a smaller error in the locations.

# ÍNDICE

<b>Resumen</b> .....	6
<b>Abstract</b> .....	7
<b>Capítulo 1. INTRODUCCIÓN</b> .....	10
1.1 Motivación .....	13
1.2 Objetivos .....	16
<b>Capítulo 2. MARCO TEÓRICO</b> .....	18
2.1 Antecedentes .....	18
2.1.1 Proyectos sísmicos recientes y contexto sismotectónico .....	22
2.1.2 Columna geológico-estratigráfica de la zona de estudio .....	26
2.2 Conceptos básicos de sismología .....	27
2.3 Tipos de fallas.....	29
2.4 Principios físicos .....	32
2.4.1 Principio de Fermat y Principio de Huygens-Fresnel .....	32
2.4.2 Ley de Snell .....	33
2.4.3 Ecuación de onda .....	34
2.4.4 Ondas planas .....	35
2.4.5 Polarización de Onda .....	36
2.5 Ley de Gutenberg-Richter .....	37
<b>Capítulo 3. METODOLOGÍA</b> .....	39
3.1 Análisis de la polarización de onda .....	44
3.1.1 Odogramas.....	44
3.1.2 Descomposición de eigenvalor con base en la matriz de covarianza .....	45
3.1.3 Descomposición en valores singulares con base en el análisis de componentes principales ...	48
3.1.4 Descomposición de eigenvalores usando la matriz de señales analíticas .....	50
3.2 Base de datos .....	51
3.3 Procesado de sismogramas.....	53
3.4 Polarización y azimut .....	56
3.5 Localización de los eventos sísmicos .....	61
3.6 Procesado de sismogramas y localización de sismos no localizados por el SSN .....	69

<b>Capítulo 4. RESULTADOS</b> .....	73
4.1 Calibración de la metodología .....	74
4.2 Ampliación de la base de sismos con localización epicentral calculada.....	77
4.3 Base de datos final de sismos localizados por el SSN y por polarización.....	77
4.4 Localización de sismos no reportados por el SSN.....	83
<b>Capítulo 5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES</b> .....	85
Discusión .....	85
Conclusiones .....	87
<b>REFERENCIAS</b> .....	89
<b>APÉNDICE. AZIMUTS DE P</b> .....	92

# Capítulo 1. INTRODUCCIÓN

Uno de los puntos más importantes para el estudio de los sismos es su localización. Abordar este tema considerando movimientos de magnitudes  $M \leq 5.2$  amplía la información que se puede obtener sobre de ellos. Esto es importante en especial para un país como México que es altamente sísmico, ya que en el territorio nacional hacen contacto cinco placas tectónicas: Cocos, Pacífico, Rivera, Norteamérica y Caribe, por lo cual, se originan sismos de grandes magnitudes ( $M > 7.0$ ) que afectan a su población.

Los sismos en territorio nacional tienen una incidencia bastante alta. Según información estadística del Servicio Sismológico Nacional (SSN) durante el año 2017 se presentaron cuatro eventos sísmicos con magnitud mayor o igual que 6, dos de ellos fueron los que causaron mayor afectación sobre la población: el sismo del 7 de septiembre en el Golfo de Tehuantepec al suroeste de Pijijiapan, Chiapas con  $M 8.2$  (se puede visualizar como el número 2 en la Figura 1.1); al día 10 de septiembre de ese año, en el reporte oficial de la Secretaría de Gobernación (SEGOB) se confirmó que 90 personas habían perdido la vida debido al movimiento, esto sin mencionar las pérdidas materiales<sup>14</sup> (SEGOB, 2017). El otro evento fue el del 19 de septiembre al noroeste de Chiautla de Tapia, Puebla, con  $M 7.1$  (representado como el número 3 en la Figura 1.1) que por la cercanía a la Ciudad de México y el centro del país causó mayores daños. La SEGOB, al 21 de septiembre, reportó 273 fallecidos (SEGOB, septiembre 2017). Para los años siguientes los sismos con  $M \geq 6$  fueron cuatro en 2018, dos en 2019, tres en 2020 y dos en 2021.

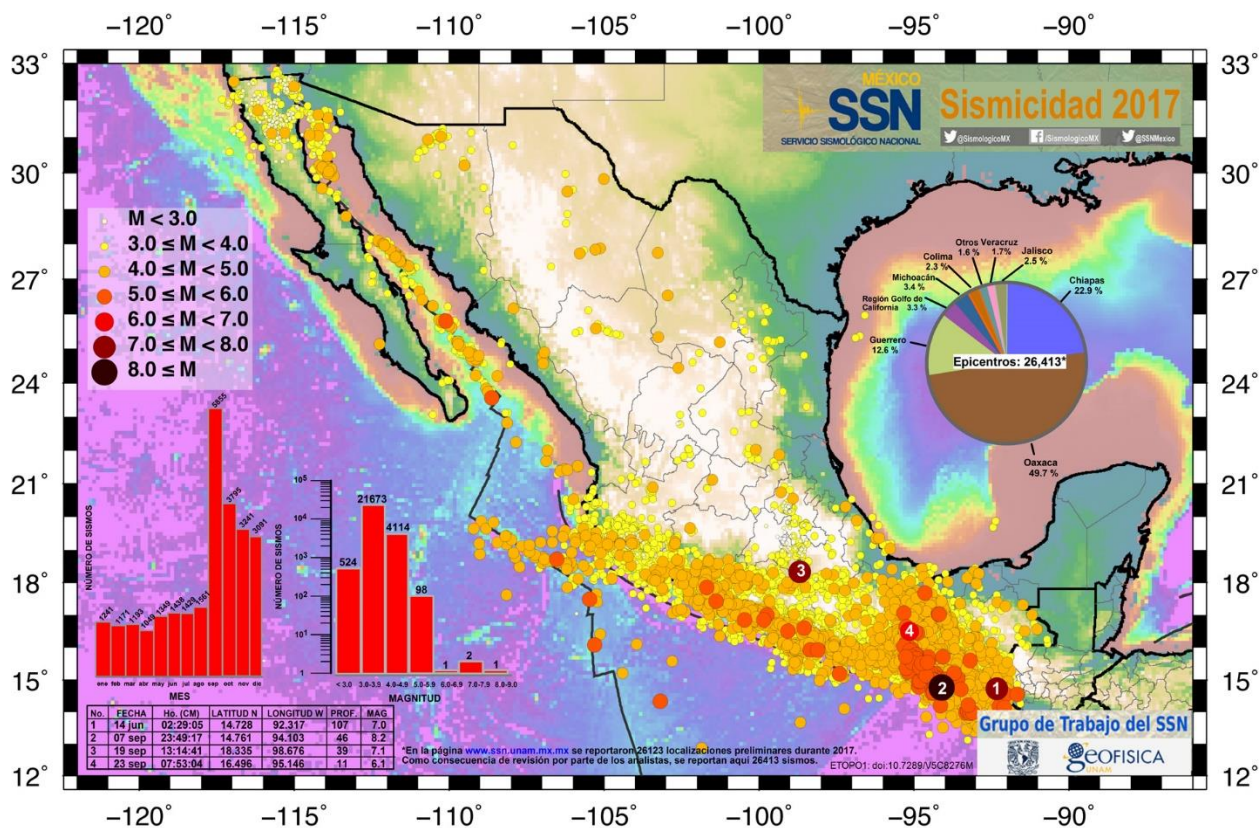


Figura 1.1. Mapa de sismicidad anual en México en 2017 creado por el SSN. Figura recuperada de la página del SSN, julio 2022: <http://www.ssn.unam.mx/sismicidad/mapas-de-sismicidad-anual/>

A pesar de que los sismos con magnitudes más altas son los que más daños materiales y humanos causan, los sismos de mayor ocurrencia son los de magnitudes bajas; por ejemplo, para eventos sísmicos con magnitudes entre 3 y 3.9 se reportaron 21,628 en 2017, 25,657 en 2018, 23,004 en 2019 y 26,756 en 2020 (Figura 1.2) (Catálogo de sismos del SSN. SSN, 2021). Esta diferencia en la cantidad de eventos de diferente magnitud tiene ya un modelo propuesto que se adecua muy bien y es la ley de Gutenberg-Richter (1944), la cual explica la relación que existe entre la frecuencia de ocurrencia y la magnitud y que se puede cuantificar con la ecuación descrita en el Capítulo 2.



Figura 1.2. Sismos ocurridos en México con magnitudes  $3 \leq M \leq 3.9$ , de 2017 a 2021, con datos obtenidos del SSN. (Extraído de <http://www2.ssn.unam.mx:8080/catalogo/>, 10.21766/SSNMX/EC/MX, mayo 2022)

Siguiendo con el ejemplo de la sismicidad de México en 2017, en la Figura 1.1 se observa el mapa de sismicidad anual elaborado por el SSN para este caso. En cuanto a la cantidad de sismos, se están considerando 26,413 eventos, siendo septiembre el mes donde más se reportaron, 5,855 eventos, y octubre, noviembre y diciembre ocupan los puestos del segundo al cuarto en mayor sismicidad, respectivamente, esto debido a las réplicas generadas por el evento del 7 de septiembre. Las magnitudes de la mayoría de los eventos se concentran entre  $M 3.0$  y  $M 3.9$  cuyo reporte fue de 21,673 eventos. En cuanto a distribución espacial, considerando los 26,413 eventos como el 100% en todo el país, Oaxaca registro el 49.7% de esos sismos, Chiapas el 22.9%, Guerrero el 12.6%, Michoacán el 3.4%, la región del Golfo de California el 3.3%, Jalisco el 2.5%, Colima el 2.3%, Veracruz el 1.7% y en el resto del país ocurrió el resto de los eventos, 1.6% del total.

Los sismos de magnitudes más bajas brindan información que nos puede ayudar a generar diferentes aportes a las investigaciones en sismología, ya que por su recurrencia en el tiempo se pueden generar bases de datos más amplias. Además de esto, permite el monitoreo en los cambios en la sismicidad a partir de un nivel de referencia conocido como sismicidad de fondo.



Esta tesis se enfoca en la localización sísmica de eventos detectados por una red de cuatro sismómetros de banda ancha dispuestos en una red de apertura corta por el método de polarización de onda. La instalación de la red se hizo en la zona de amortiguamiento ecológico del Aeropuerto Internacional de Ixtapa-Zihuatanejo.

Los resultados de este análisis permitirán aportar información al conocimiento sísmico de la zona, y se podrá elegir la mejor metodología de localización para la configuración del arreglo sísmico en esta región. Además, estos pueden ser utilizados en futuras investigaciones.

## 1.1 Motivación

En el capítulo de Diseño por Sismo del Manual de Obras Civiles (MDOC-2015) de la Comisión Federal de Electricidad (CFE) se hace una regionalización sísmica del país en cuatro zonas basada en el valor de la aceleración máxima del terreno (e.g. Pérez-Rocha et. al., 2015) (Figura 1.3).



Figura 1.3. Regionalización sísmica de México, MDOC-2015, modificada de Pérez-Rocha *et al.*, 2015.

De esta regionalización se puede observar que gran parte del territorio de Guerrero está en la región de muy alta intensidad sísmica, nivel D. Debido a que es una zona de gran actividad sísmica, el SSN tiene nueve estaciones de banda ancha distribuidas en todo el estado, Figura 1.4, las cuales operan de manera permanente y continua.



Figura 1.4. Ubicación de las estaciones de banda ancha del SSN en Guerrero.

Gracias a estas estaciones, existe información de la localización sísmica disponible en el catálogo sísmico del SSN asociada a esta área, cuyas magnitudes inician desde M 1.5 (sin embargo, para las magnitudes más bajas el catálogo no está completo). La localización de sismos da pie a caracterizar una zona sísmica, como en la Figura 1.3, ayuda a generar mapas de sismicidad y estos influyen en la prevención del riesgo en sitios vulnerables.

Aparte de la información de la localización sísmica del SSN, existe información de otros estudios que se han generado en esta área. Martini et al. (2010) realizó una descripción geológico-estratigráfica del área de Zihuatanejo; a partir de ella se sabe que se pueden encontrar rocas volcánicas intrusivas y extrusivas, rocas metamórficas, rocas sedimentarias de origen calcáreo y depósitos sedimentarios actuales. Respecto a información sísmica, se han generado investigaciones que han analizado la zona de Guerrero, por ejemplo, el proyecto Meso American Subduction Experiment (MASE), cuyo arreglo constó de cien estaciones sísmicas distribuidas desde Acapulco, Guerrero hasta Tempoal, Veracruz, su principal objetivo fue analizar la subducción de la placa de Cocos. Con MASE se realizaron investigaciones por Pérez-Campos et al. (2008), Husker et al. (2009), Chen y Clayton (2012), entre otros.

Sin embargo, de manera específica se han realizado relativamente pocos estudios de sismicidad de magnitudes intermedias y bajas en la zona de Zihuatanejo y alrededores. De ello se define como la justificación de este trabajo el aportar datos de localización sísmica que sumen al conocimiento del área y que, además, sean obtenidos mediante una configuración de red sísmica de cuatro estaciones en una disposición de un arreglo de apertura corta.

## 1.2 Objetivos

### Objetivo general

Realizar la localización de eventos sísmicos de magnitudes  $M \leq 5.2$  mediante una red de cuatro estaciones sismológicas de banda ancha dispuestas en un arreglo de apertura corta (distancia entre estaciones menor a 100 metros), con el fin de calibrar diferentes metodologías y elegir la más adecuada para esta configuración y región.

### Objetivos particulares

Para poder lograr el objetivo general se establecieron los siguientes objetivos específicos:

- Escribir los códigos computacionales para el análisis de localización mediante arreglos sísmicos
- Realizar el análisis de precisión en la localización generada por el método de polarización.
- Elegir la metodología más adecuada y localizar sismos no reportados en el catálogo de sismos del SSN.

Con este estudio se pretenden contestar las siguientes preguntas en el desarrollo de la investigación:

¿Cuál es el mejor método de localización con base en la disposición de la red utilizada?

¿Para qué tipo de eventos es más precisa la localización mediante los métodos empleados?

¿Qué beneficios existen en usar una red de apertura corta en esta zona de estudio?

## Capítulo 2. MARCO TEÓRICO

### 2.1 Antecedentes

México se encuentra en un contexto tectónicamente activo. En el territorio hacen contacto cinco placas tectónicas: la placa Norteamericana, del Caribe, de Cocos, de Rivera y del Pacífico. En los límites de estas placas se produce una actividad sísmica importante, particularmente en límite de las placas de Cocos y Rivera, con la de Norteamérica, donde ocurren la mayor parte de los sismos de subducción con alto potencial destructivo.

El área de estudio se encuentra localizada en la zona de subducción que forman las placas Cocos y Norteamérica. La historia tectónica del área de mayor interés en la actualidad se puede remontar a hace 25 Ma, en ella se pueden determinar al menos tres grandes eventos de reorganización: la placa madre recibe el nombre de Farallón. Esta placa se formó entre la placa del Pacífico y la placa de Norteamérica, posteriormente se fragmentó hasta formar la configuración actual. Uno de esos fragmentos fue la placa Guadalupe (Figura 2.1). En una etapa posterior se separó en las placas que actualmente se conocen, placa de Rivera y placa de Cocos. Cerca de 12.5 a 11 Ma atrás, la posición del centro de expansión se movió al este (Figura 2.2). Finalmente, entre los 6.3 a 3.5 Ma se movió a la posición actual, sobre la dorsal del Pacífico (Mammerickx y Klitgord, 1982) (Figura 2.3).



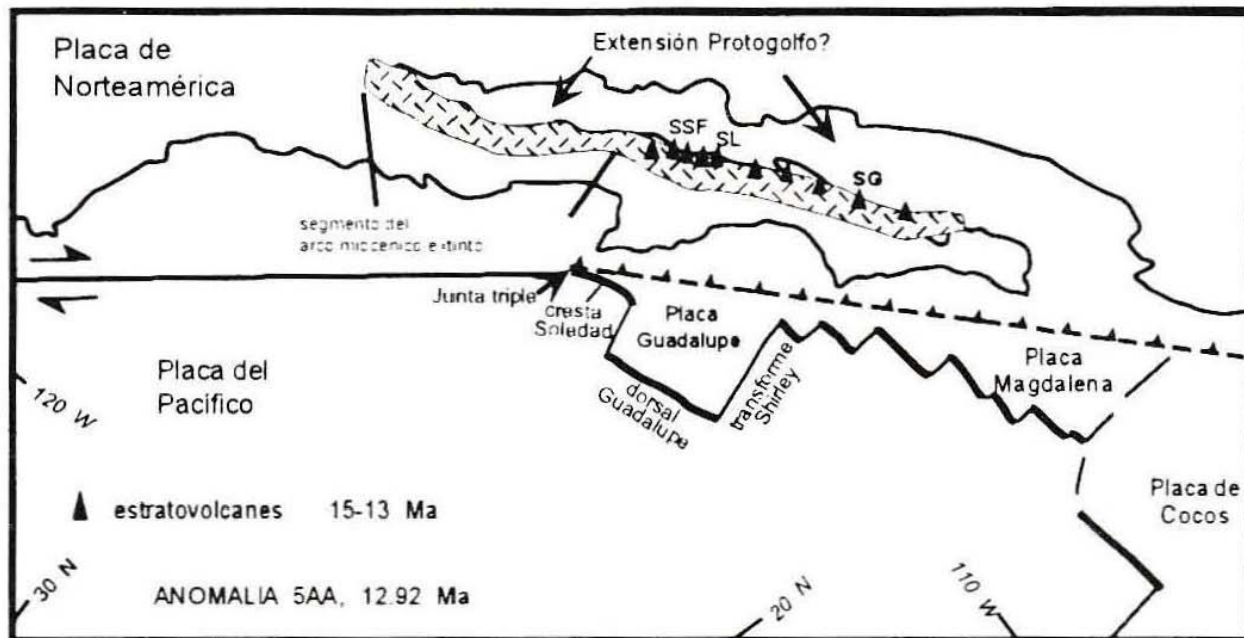


Figura 2.1. Se observan la placa Guadalupe, placa Magdalena y placa de Cocos, resultantes de la fragmentación de Farallón (Tomada de Martín-Barajas, 2000).



Figura 2.2. Configuración tectónica de México hace 13-4.5 Ma, donde la actual Faja Volcánica Trans Mexicana (FVTM) tenía una orientación más al este y era apreciable el movimiento de la península de Baja California. A su vez, se estaban marcando los límites de la placa de Cocos (Tomada de [Aguayo y Trápaga, 1996](#)).

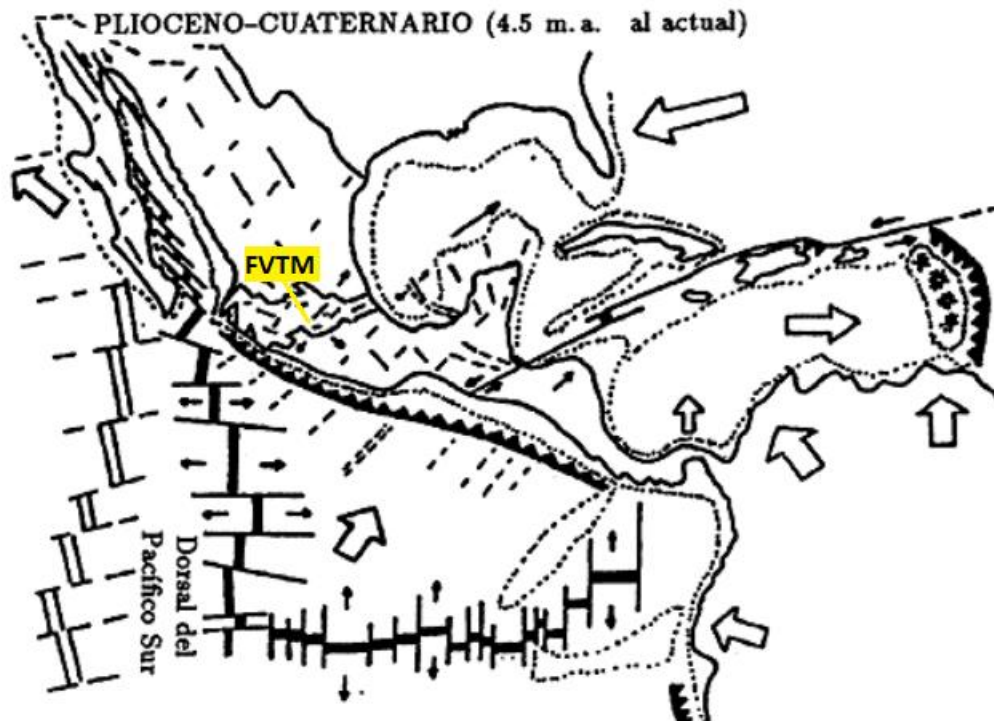


Figura 2.3. Configuración tectónica de México hace 4.5 Ma que es la configuración actual. Se aprecia la migración de la Faja Volcánica Trans Mexicana a su posición actual, donde ya se observa la oblicuidad de la parte central y oriental respecto a la trinchera (Modificada de [Aguayo y Trápaga, 1996](#)).

Esta subducción genera actividad volcánica en la Faja Volcánica Trans Mexicana y sismicidad en toda la extensión de la trinchera. A lo largo de la zona de subducción existen variaciones en la ocurrencia de estos fenómenos. Esto y la dirección de la FVTM se ha tratado de explicar con la geometría de subducción de la placa de Cocos (Pardo y Suárez, 1995). Por ejemplo, Pérez-Campos et al. (2008), usando la red sísmica del proyecto MASE, determinaron que la subducción de la placa de Cocos debajo del centro de México es horizontal y esta alcanza los 250 km desde la fosa. Cerca de la Ciudad de México se sumerge en el manto y se trunca a una profundidad aproximada de 570 km (Figura 2.4). La geometría de esta subducción en la corteza se manifiesta como un vulcanismo activo en la FVTM que está distribuido más al interior, en comparación con subducciones que no son horizontales.



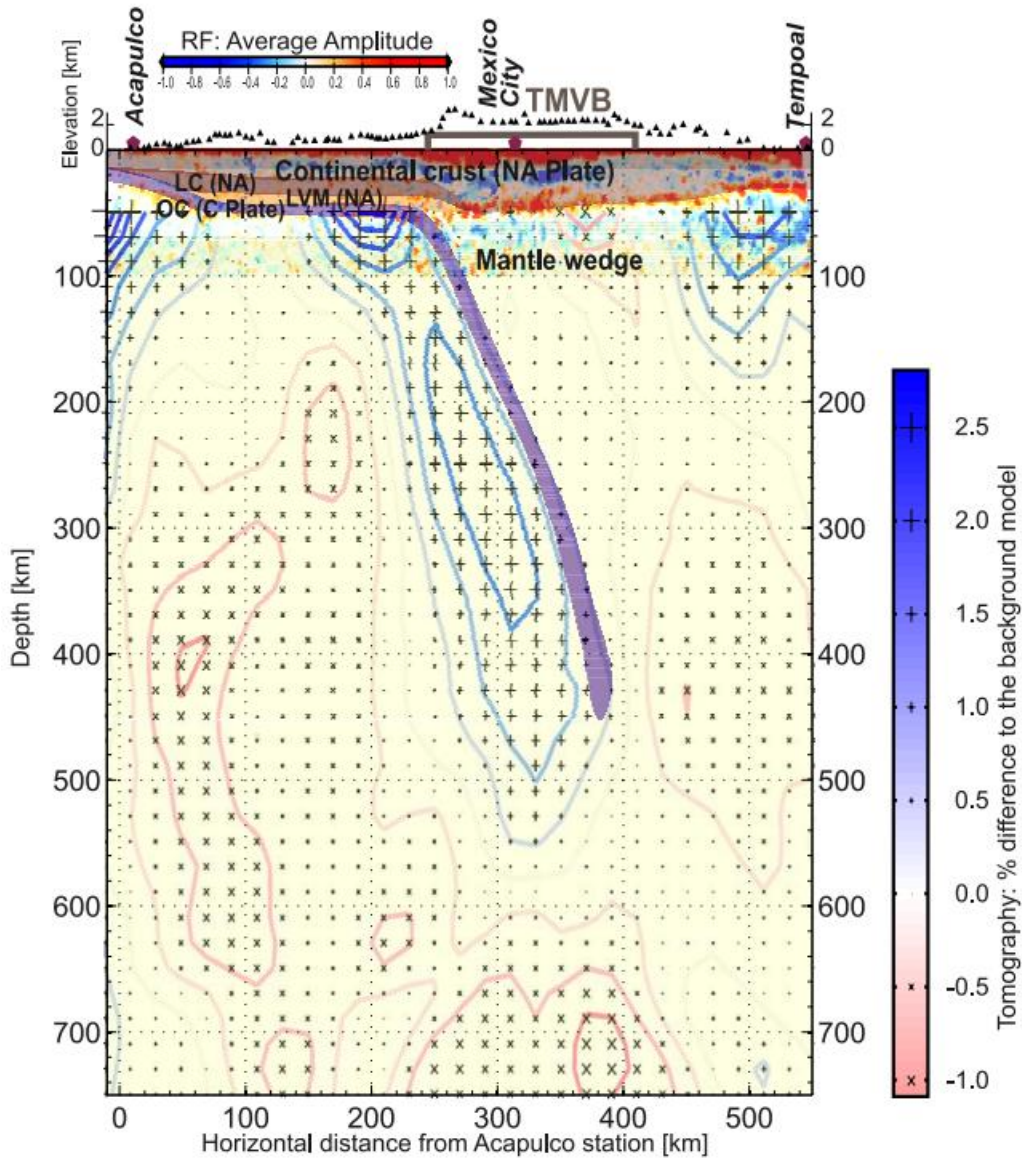


Figura 2.4. Figura de modelo compuesto: imagen tomográfica del modelo de la función del receptor, muestra los segmentos planos y descendentes de la placa subductante. En ella se pueden ver la subducción horizontal debajo de la placa que alcanza de los 250 km desde la fosa, se verifica también el truncamiento alrededor de los 570 km de profundidad. NA: Placa Norteamericana; C: Placa de Cocos; LC: Corteza inferior; LVM: Zona de baja velocidad del manto; OC: Corteza oceánica. Tomada de Pérez Campos et al. (2008).

El proyecto MASE no es el único encaminado a entender mejor la geometría, historia tectónica y el comportamiento sísmico en la región. Se han realizado otros proyectos de cooperación internacional, algunos de ellos serán descritos en la siguiente sección.

### 2.1.1 Proyectos sísmicos recientes y contexto sismotectónico

El proyecto MASE consistió en la instalación de cien estaciones sísmicas distribuidas entre Acapulco, Guerrero y Tempoal, Veracruz, de tal manera que el arreglo fuese perpendicular a la trinchera (Figura 2.5). Con el análisis de los datos de este proyecto Pérez-Campos et al. (2008), Husker et al. (2009) y Chen y Clayton (2012) concluyeron que la placa de Cocos subduce de manera horizontal debajo del centro de México hasta aproximadamente 250 km desde la trinchera.

En 1995, Pardo y Suárez, ya habían generado información acerca de una posible subducción sub-horizontal, donde proponen cuatro regiones con base en el ángulo de subducción obtenido de la localización hipocentral de los sismos que usaron: a) Región Jalisco, la cual se asocia únicamente la subducción de la placa de Rivera, delimitada al este por el graben “El Gordo”. b) Región Michoacán, una marcada zona de transición entre la subducción de Rivera y una subducción casi horizontal al este, delimitada por el graben “El Gordo” al oeste y una proyección de la zona de fractura de Orozco al este. c) Región Guerrero-Oaxaca, que muestra la subducción casi horizontal característica de la placa de Cocos, delimitada por las zonas de fracturas de Orozco, al oeste, y de O’Gorman al este. d) Región sur de Oaxaca, zona de transición entre la subducción casi horizontal de Cocos y la placa del Caribe, como se observa en la Figura 2.6.

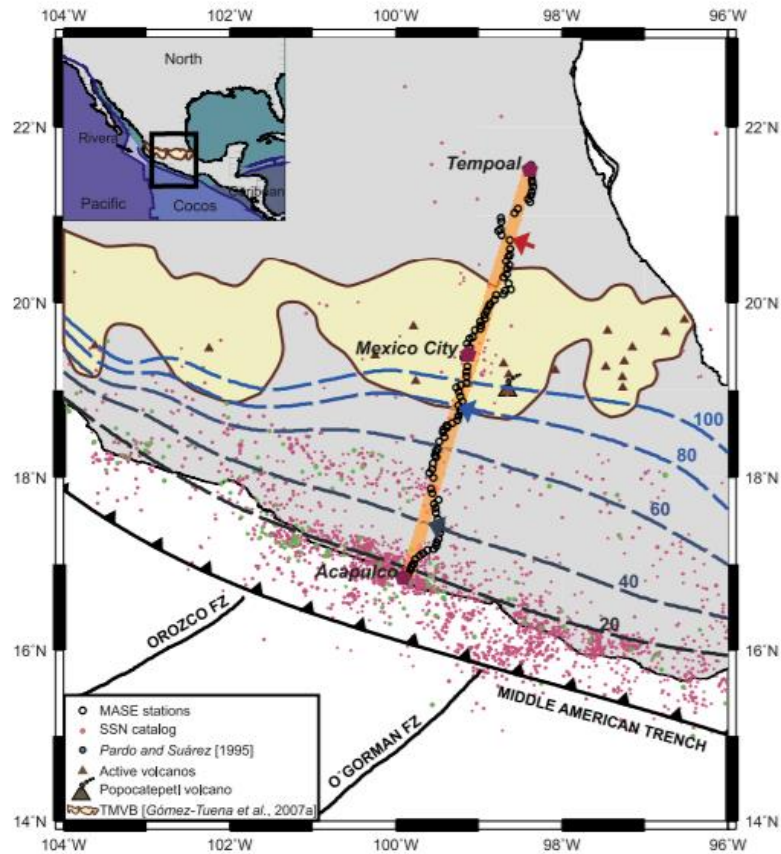


Figura 2.5. Arreglo del proyecto MASE; las líneas azules corresponden contornos de iso-profundidad del límite superior de la placa de Cocos obtenidos por Pardo y Suárez (1995); la zona amarilla delimita la FVTM; los puntos rojos corresponden a los sismos reportados por el SSN durante el periodo de operación de MASE y los verdes a los usados por Pardo y Suárez (1995). Figura tomada de Pérez-Campos et al. (2008).

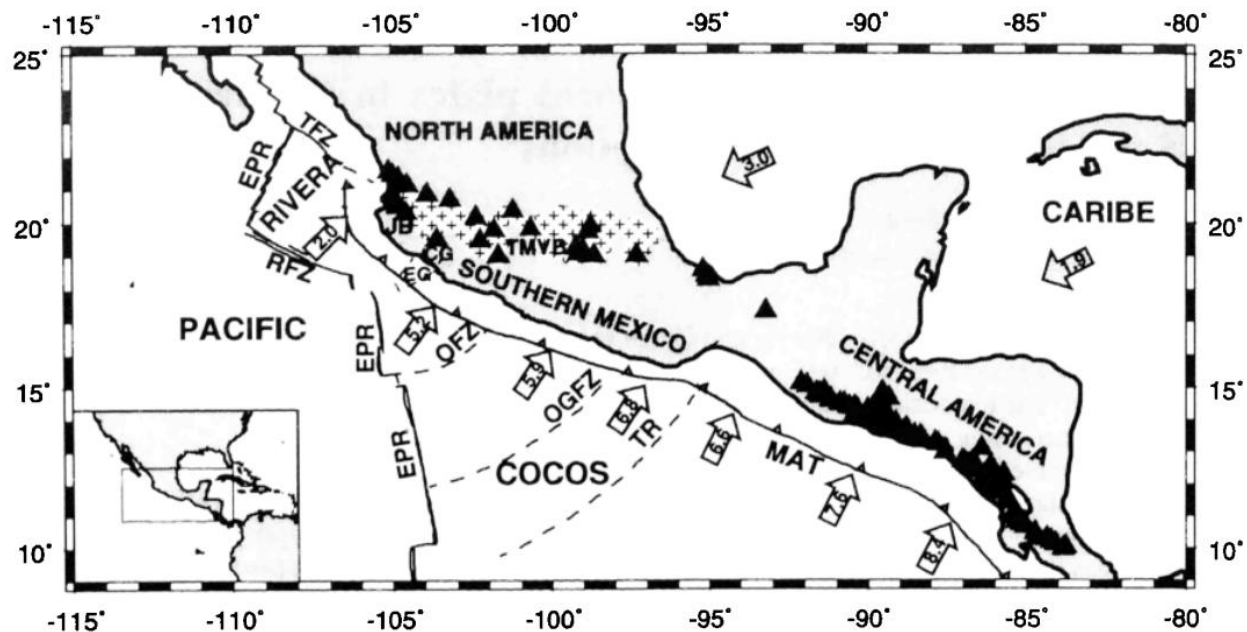


Figura 2.6. Geología de la zona de estudio descrita por Pardo y Suarez en 1995. Se especifican las placas tectónicas, y en las flechas se observa la velocidad de convergencia entre ellas. Los triángulos oscuros son vulcanismo del Cuaternario. Las abreviaturas corresponden a EPR = Dorsal del Pacífico Oriental; TFZ = Zona de Fractura de Tamayo; RFZ = Zona de Fractura de Rivera; OFZ = Zona de Fractura de Orozco; OGFZ = Zona de Fractura de O'Gorman; TR = Dorsal de Tehuantepec; MAT = Trincheira Mesoamericana; JB = Bloque Jalisco; CG = Graben de Colima; EG = Graben "El Gordo"; TMVB = Faja Volcánica Trans Mexicana. Figura tomada de Pardo y Suárez (1995).

En el proyecto Veracruz-Oaxaca (VEOX), el arreglo de estaciones sísmicas se instaló de Veracruz a Oaxaca. En total se instalaron 46 estaciones de banda ancha a lo largo del Istmo de Tehuantepec en el sur de México. En uno de los estudios que se generó por Melgar y Pérez-Campos en 2011, propusieron un modelo de la geometría de subducción debajo del Istmo de Tehuantepec, donde se observa la influencia del espesor de la discontinuidad de Mohorovicic en los azimuts inversos obtenidos. A su vez se observa que el ángulo de subducción de la placa de Cocos es  $26^\circ$  entre los 140 y 310 km desde la trincheira (Figura 2.7).



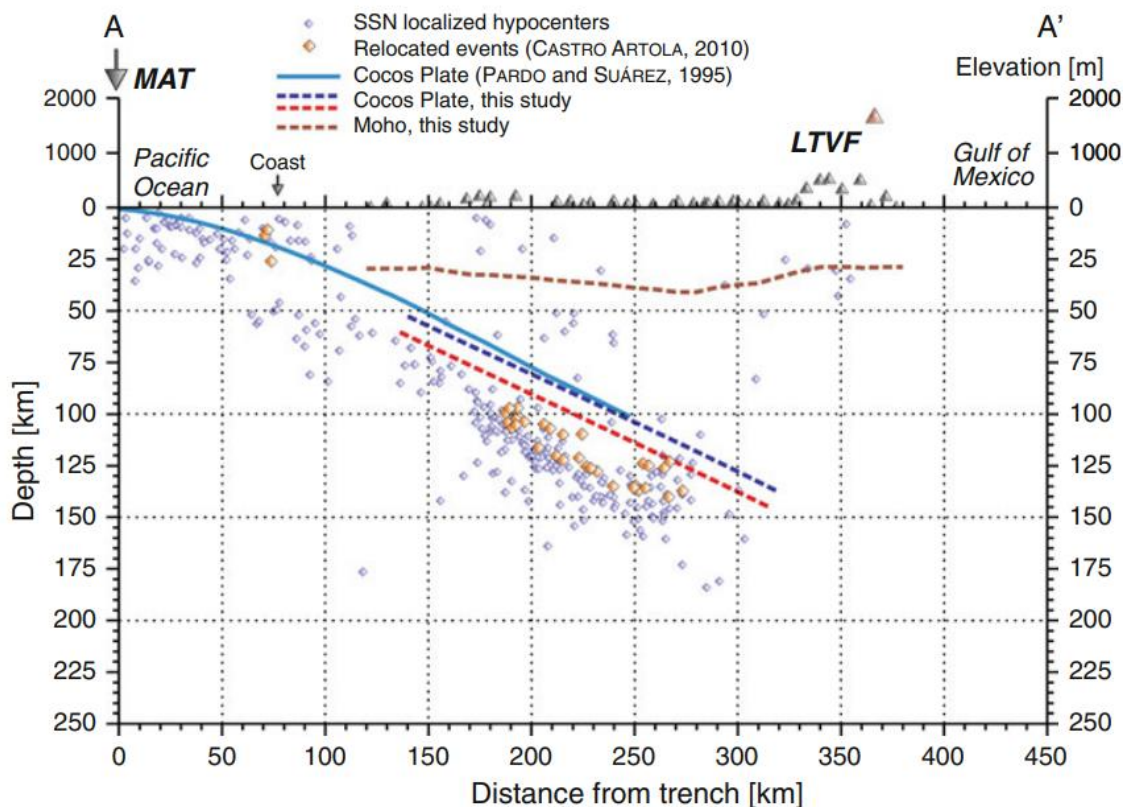


Figura 2.7. Resultados del estudio generado por Melgar y Pérez-Campos en 2011 comparado con los resultados obtenidos por Pardo y Suárez en 1995 y Castro-Artola en 2010. La información corresponde al ángulo de subducción de la placa de Cocos que Melgar y Pérez-Campos (2011) determinan, el cual es de  $29^\circ$  entre los 140 km y 310 km desde la trinchera; también se observa la geometría de la discontinuidad de Mohorovičić marcada con la línea punteada café. Figura tomada de Melgar y Pérez-Campos (2011).

Otro proyecto fue Mapping the Rivera Subduction Zone (MARS). Este arreglo constó de 50 estaciones temporales de banda ancha en operación de enero de 2006 a junio de 2007. El objetivo de este proyecto fue buscar entender las fuerzas que controlan el Bloque Jalisco y la subducción de las placas Cocos y Rivera. Uno de los estudios fue desarrollado por Yang et al. (2009), donde se usaron datos generados por MARS y otro proyecto, Colima Volcano Deep Seismic Experiment (CODEX), para generar una tomografía del subsuelo con los datos sísmicos obtenidos. De su estudio se concluye que la brecha que existe entre las placas de Cocos y Rivera debajo de la parte norte del graben de Colima puede ser responsable de la ubicación del volcán de Colima; el ángulo de subducción de la placa profunda de Rivera es más abrupto y está más al norte que el de la placa de Cocos; la placa de Rivera se encuentra aproximadamente a 140 km de

profundidad debajo del lineamiento volcánico más joven de Jalisco central; la placa de Rivera y la parte occidental de la placa de Cocos han retrocedido recientemente hacia la trinchera, y con el conjunto de resultados, dan una explicación probable a la actividad magmática inusual vista en la FVTM.

### 2.1.2 Columna geológico-estratigráfica de la zona de estudio

Martini et al. (2010) proponen una descripción geológico-estratigráfica del área de Zihuatanejo, ilustrada en la Figura 2.8. Ellos describen la secuencia de la columna estratigráfica como:

- 1) Un basamento precretácico polideformado y parcialmente metamorfoseado, compuesto por el Complejo Las Ollas y la Formación Lagunillas.
- 2) Un arco marino poco profundo de Playa Hermosa del Cretácico Inferior.
- 3) Un conjunto del arco continental a marino somero La Unión-Zihuatanejo, del Cretácico Superior.
- 4) Un conjunto del arco del Eoceno El Camalote, compuesto por una parte intrusiva y la formación vulcano-sedimentaria contemporánea El Camalote.

Por lo anterior, en la región se pueden encontrar rocas volcánicas intrusivas y extrusivas, rocas metamórficas, rocas sedimentarias de origen calcáreo y depósitos sedimentarios actuales.

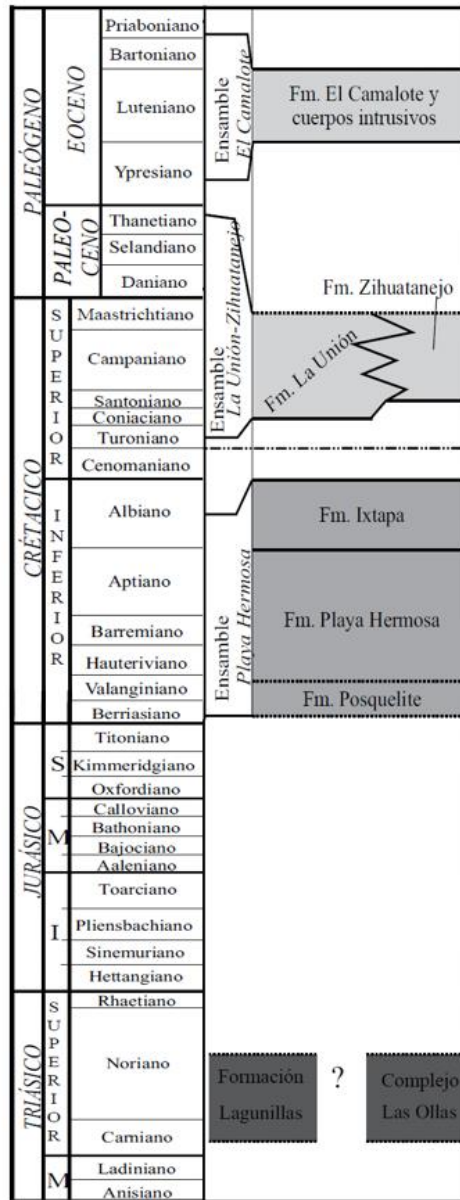


Figura 2.8. Columna estratigráfica del área de Zihuatanejo, con base en investigación realizada por Martini et al. (2010). Figura modificada de Martini et al. (2010).

## 2.2 Conceptos básicos de sismología

El rompimiento o fractura rápida de las rocas de la corteza terrestre genera un movimiento de tierra conocido como sismos o terremotos. Estos se caracterizan por la liberación repentina de energía elástica en forma de ondas que causan aceleración del

terreno y en algunos casos deformación permanente de este. Estos movimientos, sus causas y sus efectos, son estudiados por la sismología.

Dada su naturaleza se les pueden analizar varios aspectos. La sismología se enfoca principalmente en entender la propagación de las ondas sísmicas que producen, su ocurrencia y qué mecanismos los pueden generar, que a su vez permite conocer el medio donde se propaga.

Los sismos generan un campo de desplazamientos que produce las llamadas ondas sísmicas. Para poder estudiarlas se puede tomar un modelo de tres factores: la fuente, el medio y el instrumento de medición receptor. Las ondas sísmicas pueden ser generadas de forma natural, mediante un sismo, erupción volcánica, deslizamiento de tierra o colapso subterráneo, entre otros; o artificialmente, a través de impulsos verticales, explosiones o vibraciones armónicas. Las ondas se propagan a través de un medio, y son detectadas por un instrumento receptor. De este proceso se obtiene un sismograma que es el resultado gráfico de la onda sísmica que fue detectada por el instrumento receptor, el sismómetro.

Un sismograma contiene entonces información de la fuente y del medio por donde viajaron las ondas. A través de este se evidencian dos grupos de ellas: las ondas de cuerpo, que se propagan por el interior de la Tierra, y las ondas superficiales, que se propagan por la superficie terrestre. Las ondas de cuerpo se dividen principalmente en ondas P y S, i.e. primarias y secundarias, respectivamente.

Las ondas P son compresivas, expanden y comprimen en el material en la dirección de propagación modificando su volumen (Figura 2.9). Por lo tanto, se pueden propagar en sólidos, líquidos y gases, son las más rápidas y las primeras que se registran en el sismograma.





Figura 2.9. Comportamiento de las ondas P al propagarse por el interior de la Tierra. Obtenida de [https://www.lpi.tel.uva.es/~nacho/docencia/ing\\_ond\\_1/trabajos\\_06\\_07/io3/public\\_html/Ondas/Ondas.html](https://www.lpi.tel.uva.es/~nacho/docencia/ing_ond_1/trabajos_06_07/io3/public_html/Ondas/Ondas.html), mayo 2022.

Las ondas S se definen como ondas de cizalla o de corte; generan desplazamiento en el material de forma perpendicular a la dirección de propagación (Figura 2.10). Debido a que los fluidos no son capaces de soportar esfuerzos de cizalla, se transmiten únicamente a través de medios sólidos. La velocidad de las ondas S en un medio con coeficiente de Poisson  $\nu = 0.25$  es alrededor del 58 % de la velocidad de las ondas P, por lo que las ondas S son generalmente las segundas en arribar en un registro sísmico.



Figura 2.10. Comportamiento de las ondas s al propagarse por el interior de la Tierra. Obtenida de [https://www.lpi.tel.uva.es/~nacho/docencia/ing\\_ond\\_1/trabajos\\_06\\_07/io3/public\\_html/Ondas/Ondas.html](https://www.lpi.tel.uva.es/~nacho/docencia/ing_ond_1/trabajos_06_07/io3/public_html/Ondas/Ondas.html), mayo 2022.

## 2.3 Tipos de fallas

Las fallas pueden ser conceptualizadas como rupturas en la corteza, en las cuales, se puede observar un desplazamiento. Estas son clasificadas a partir de su geometría. El plano de falla es la superficie de contacto donde se da el movimiento de los bloques separados por la falla. Una falla se considera en general como una superficie plana y su

orientación se da con base en el rumbo (ángulo que se mide en la intersección del plano de falla con la superficie y el norte geográfico) y el buzamiento (ángulo que se genera entre el plano de falla y plano horizontal) (Figura 2.11). Los bloques se dividen en bloque de piso, que se encuentra en la parte inferior del plano de falla y el bloque de techo, que está por encima del plano de falla. Por último, el ángulo de deslizamiento (rake) permite conocer cómo fue el movimiento del bloque de techo con respecto al bloque de piso.

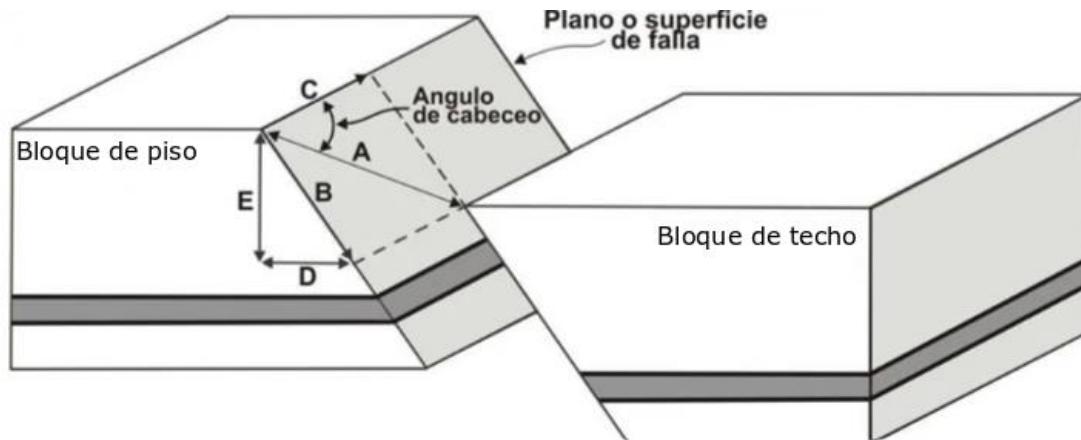


Figura 2.11. Elementos de una falla. A: desplazamiento neto; B: desplazamiento de buzamiento; C: desplazamiento de rumbo; D: rechazo horizontal; E: salto de falla; y el ángulo de cabeceo se refiere al ángulo de deslizamiento. Figura recuperada de Camargo, J. (2011) (presentación), mayo 2022.

Con base en estos elementos se tienen tres tipos principales de fallas (Figura 2.12), clasificadas a partir del ángulo de deslizamiento:

- I. Fallas normales. El ángulo de deslizamiento es igual a  $270^\circ$ , el bloque de techo se desplaza hacia abajo por el plano de falla
- II. Fallas inversas. El ángulo de deslizamiento es igual a  $90^\circ$ , el bloque de techo se desplaza hacia arriba por el plano de falla
- III. Fallas laterales. El movimiento de los bloques se da de manera horizontal sin desplazamientos verticales, se mueven uno respecto a otro. El ángulo de deslizamiento igual a  $180^\circ$  genera un movimiento lateral derecho, mientras que un ángulo de  $0^\circ$  genera un movimiento lateral izquierdo.

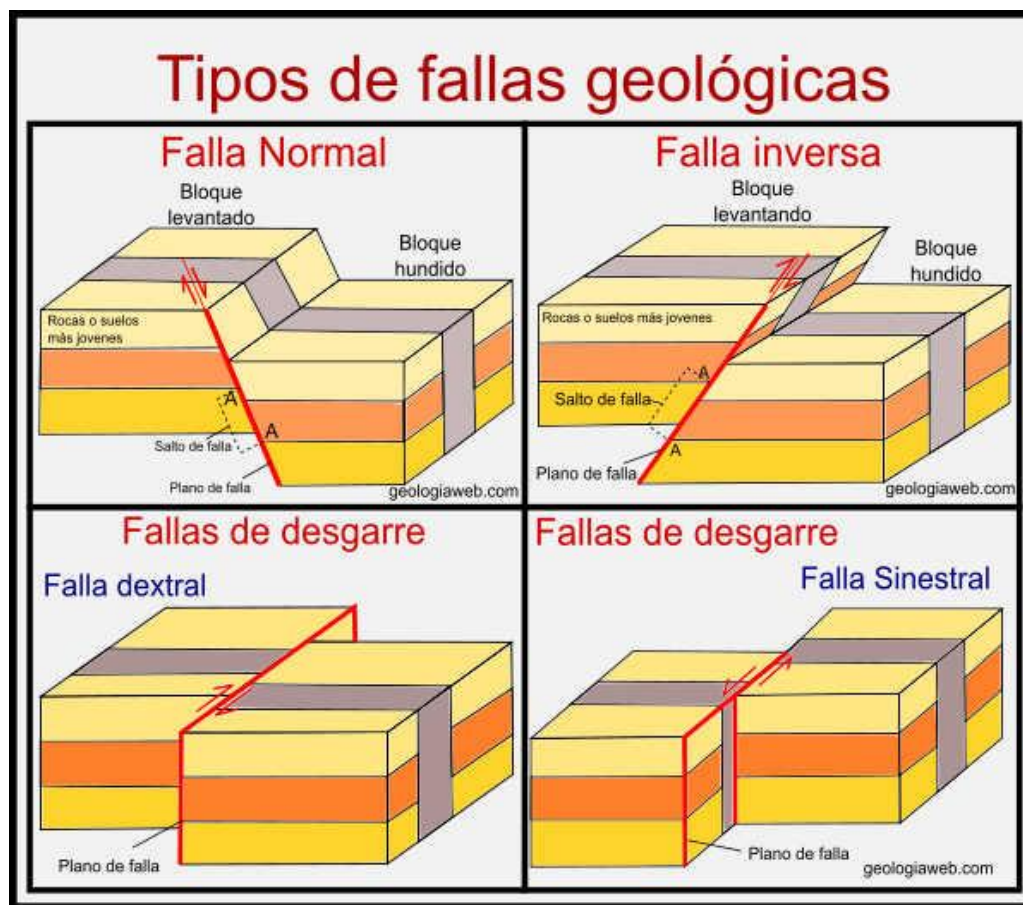


Figura 2.12. Tipos de fallas. Se ejemplifica las fallas normal (figura superior izquierda), inversa (figura superior derecha) y lateral, también llamada de desgarre o rumbo, que puede ser por un movimiento lateral derecho, llamada dextral (figura inferior izquierda), o por un movimiento lateral izquierdo, llamada sinistral (figura inferior derecha). Figura recuperada de <https://geologiaweb.com/geologia-general/fallas-geologicas/>, mayo 2022.

Aunque esta clasificación define tres tipos de fallas, puede existir la combinación de estas, debido a que los movimientos no siempre son puros y se dan con base en el ambiente tectónico por el cual están siendo generadas.

Los sismos se generan debido a la rápida liberación de energía elástica almacenada en la roca que ha sido sometida a grandes esfuerzos. Esta teoría propuesta por H. F. Reid en 1911, se denominó Teoría del Rebote Elástico. Se puede entender mediante la secuencia de la Figura 2.13, en la parte a) se observa una falla preexistente (línea discontinua); en la parte b), el material que está a cada lado de la falla se va deformando debido a las fuerzas tectónicas ejercidas sobre este, acumulando una gran cantidad de

esfuerzos. Cuando la resistencia de las rocas llega a su máximo, estas se rompen en su punto más débiles (foco), generando un desplazamiento que libera la mayor parte de la energía elástica acumulada (Figura 2.13 c). Después del deslizamiento, las rocas vuelven a su posición en un estado de relajamiento, hasta que se vuelvan a acumular esfuerzos y repetir el proceso.

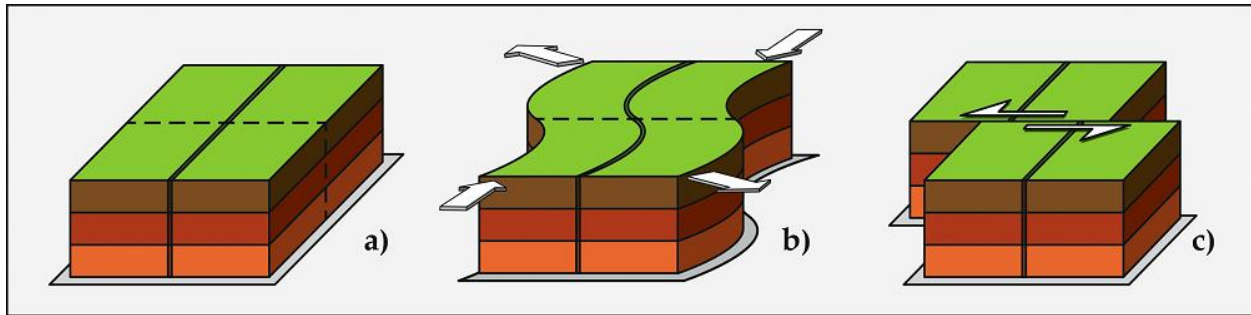


Figura 2.13. Teoría del rebote elástico, Reid (1911). En la figura se ejemplifica el comportamiento de las rocas en el rebote elástico: a) Falla preexistente (línea discontinua), b) Deformación del material por fuerzas tectónicas, c) Desplazamiento del material. Tomada de Instituto Geográfico Nacional, junio 2021, <https://www.ign.es/web/sis-teoria-general>.

El ambiente tectónico determina el tipo dominante de fallas que se encontrarán a lo largo de los límites de placas. Bajo este concepto, todos aquellos márgenes que generan un desplazamiento de material debido a las fuerzas tectónicas pueden generar ondas sísmicas que se propagan desde el foco, o zona de ruptura, y que son susceptibles de medirse.

## 2.4 Principios físicos

### 2.4.1 Principio de Fermat y Principio de Huygens-Fresnel

El principio de Fermat establece que el tiempo de viaje entre dos puntos debe ser estacionario (usualmente es el tiempo mínimo) con respecto a pequeñas variaciones en la trayectoria del rayo.

El principio de Huygens-Fresnel declara que todo punto de un frente de ondas es a su vez un frente de ondas esféricas, y las ondas secundarias que se generan en puntos

diferentes interfieren de manera constructiva entre ellas. Finalmente, la suma de esas ondas es el nuevo frente de onda.

### 2.4.2 Ley de Snell

Si una onda plana se propaga con una velocidad uniforme  $v$  se interseca con una superficie horizontal con propiedades mecánicas diferentes, los frentes de onda de este al tiempo  $t$  y  $t + \Delta t$  estarán separados por una distancia  $\Delta d$  a lo largo del rayo, y el ángulo que se forma de la vertical al rayo es el ángulo de incidencia,  $\theta$  (Figura 2.14). Este ángulo relaciona el  $\Delta d$  con la separación en la superficie,  $\Delta x$ , mediante la ecuación

$$\Delta d = \Delta x \cdot \text{sen } \theta \quad \text{Ec. 2.4.2.1}$$

Dado que  $\Delta d = v \cdot \Delta t$ , se tiene que

$$\frac{\Delta t}{\Delta x} = \frac{\text{sen } \theta}{v} = s \cdot \text{sen } \theta \equiv p, \quad \text{Ec. 2.4.2.2}$$

donde  $s$  es la lentitud ( $s = 1/\text{velocidad}$ ) y  $p$  es el parámetro de rayo,  $\cdot$  indica multiplicación escalar. El parámetro de rayo representa la lentitud aparente de un frente de onda que se propaga en dirección horizontal. Si la interfaz es la superficie libre, se puede medir la llegada del frente de onda a dos estaciones diferentes, con lo cual se puede calcular  $p$  directamente.

Ahora, si se considera una onda plana que se propaga al interior del medio y se propaga a través de la interfaz horizontal de dos capas homogéneas con velocidades de propagación diferentes, la onda plana resultante se transmite en la capa inferior (Figura 2.14). En este caso el ángulo del rayo cambia en la interfaz de tal forma que siga la trayectoria de tiempo mínimo de acuerdo con el principio de Fermat.

Si se considera que la capa de arriba, 1, tiene una velocidad menor a la capa de abajo, 2, ( $v_1 < v_2$ ) y su lentitud ( $s_1 = 1 / v_1$ ;  $s_2 = 1 / v_2$ ) es mayor ( $s_1 > s_2$ ), entonces se puede expresar el parámetro de rayo en términos de la lentitud y del ángulo de incidencia como:

$$p = s_1 \cdot \text{sen } \theta_1 = s_2 \cdot \text{sen } \theta_2, \quad \text{Ec. 2.4.2.3}$$

que es conocida como Ley de Snell.

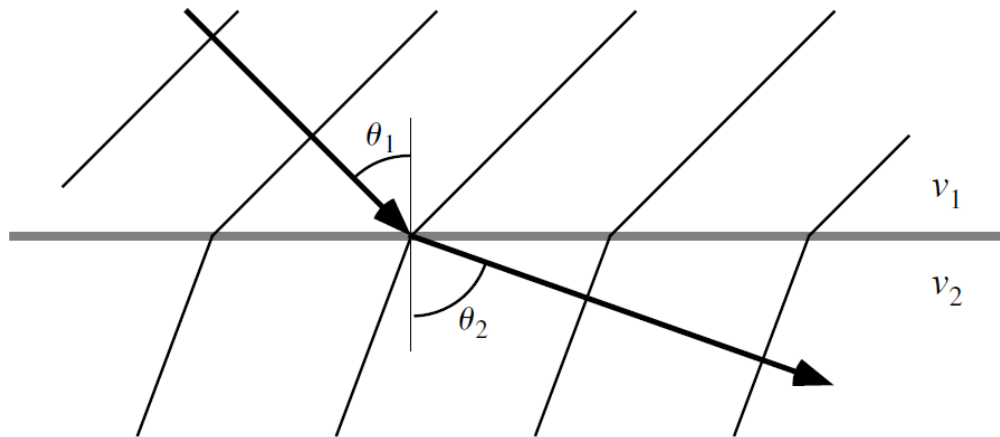


Figura 2.14. Onda plana que cruza una interfaz entre dos semiespacios homogéneos. Figura recuperada de Shearer (2009).

### 2.4.3 Ecuación de onda

Las ondas sísmicas tienen naturaleza tridimensional, y su propagación se puede describir mediante la ecuación de ondas elásticas.

La ecuación de onda se puede aplicar en ondas sísmicas al relacionar los términos de esfuerzo y tensión, por lo cual, el tensor de esfuerzo,  $\tau$ , se puede expresar en términos del desplazamiento  $u$

$$\rho \ddot{u} = \nabla \lambda (\nabla \cdot u) + \nabla \mu \cdot [\nabla u + (\nabla u)^T] + (\lambda + 2\mu) \nabla \nabla \cdot u - \mu \nabla \times \nabla \times u \quad \text{Ec. 2.4.3.1}$$

donde:  $\rho$ , es la densidad;  $\ddot{u}$  está definido como  $\ddot{u} = \partial^2 u / \partial t^2$ ;  $\lambda$  y  $\mu$  son los parámetros de Lamé.

Aunque es una de las formas de la ecuación de onda, los gradientes que involucran a los parámetros de Lamé dificultan resolverla de manera eficiente. Se pueden usar diferentes aproximaciones y métodos de resolución de dicha ecuación, entre otros, para el cálculo de sismogramas sintéticos.

Si despreciamos los términos de los gradientes arriba mencionados, la ecuación para un medio homogéneo se puede expresar mediante,

$$\rho \ddot{u} = (\lambda + 2\mu) \nabla \nabla \cdot u - \mu \nabla \times \nabla \times u \quad \text{Ec. 2.4.3.2}$$

que es la forma estándar de la ecuación de ondas sísmicas.

#### 2.4.4 Ondas planas

Existe una solución para la ecuación de onda donde los desplazamientos  $u$  (o sus derivadas, como las velocidades o aceleraciones) son constantes en la dirección ortogonal a la dirección de propagación y sólo cambian en la misma dirección de la propagación de la onda; a este concepto se le llama onda plana. Se parte del hecho de que a distancias lo suficientemente grandes el frente de onda se aproxima a un plano y deja de ser curvo (e.g., Shearer, 2009).

Siendo  $f$  una función arbitraria, si  $f(t)$  es un pulso discreto, entonces  $u$  toma la forma de un pulso de desplazamiento que viaja como un frente de onda plano. De manera general, el desplazamiento en el vector de posición  $x$  para una onda plana que se propaga en la dirección unitaria  $\hat{s}$  puede expresarse como

$$u(x, t) = f\left(t - \hat{s} \cdot \frac{x}{c}\right) \quad \text{Ec. 2.4.4.1}$$

$$= f(t - \vec{s} \cdot x), \quad \text{Ec. 2.4.4.2}$$

donde  $\vec{s} = \hat{s}/c$  es el vector de lentitud, su magnitud es recíproca a la de la velocidad,  $t$  es el tiempo, y  $c$  es la velocidad.

Esta ecuación, se puede resolver en el dominio de las frecuencias. En ese caso el desplazamiento para una frecuencia angular particular  $\omega$  puede ser expresada como

$$\begin{aligned} u(x, t) &= A(\omega) e^{-i\omega(t - \vec{s} \cdot x)} \\ &= A(\omega) e^{-i(\omega t - \vec{k} \cdot x)}, \end{aligned} \quad \text{Ec. 2.4.4.3}$$

donde  $\vec{k} = \omega \vec{s} = (\omega/c) \hat{s}$  es el vector de número de onda.

### 2.4.5 Polarización de Onda

La polarización indica la orientación del movimiento de las partículas generado por las ondas con respecto a la dirección en la que se propagan. Esta se puede obtener a partir del análisis de las tres componentes de un sensor sísmico. Mediante su análisis es posible conocer tanto la inclinación de incidencia como el azimut inverso del sismo que las produjo. Esto aunado a la estimación de los tiempos de arribo de la onda P y S, permite la localización de eventos sísmicos utilizando una sola estación.

Para obtener la polarización de onda, si se consideran ondas planas P propagándose en la dirección  $x$ , entonces

$$\alpha^2 \partial_{xx} \phi = \partial_{tt} \phi. \quad \text{Ec. 2.4.5.1}$$

Una solución general para Ec. 2.4.5.1 se puede escribir como

$$\phi = \phi_0 \left( t \pm \frac{x}{\alpha} \right), \quad \text{Ec. 2.4.5.2}$$

donde el signo negativo corresponde a la propagación en la dirección  $+x$  y el signo positivo a la propagación en la dirección  $-x$ . Para una onda plana propagándose en la dirección  $x$ , no existen cambios en las direcciones  $y$  y  $z$ . Además,  $u = \nabla \phi$ , las derivadas espaciales de  $y$  y  $z$  son cero, y para  $x$

$$u_x = \partial_x \phi. \quad \text{Ec. 2.4.5.3}$$

Ahora bien, si se considera una onda plana S propagándose en la dirección  $+x$ , el vector potencial es

$$\psi = \psi_x \left( t - \frac{x}{\beta} \right) \hat{x} + \psi_y \left( t - \frac{x}{\beta} \right) \hat{y} + \psi_z \left( t - \frac{x}{\beta} \right) \hat{z}. \quad \text{Ec. 2.4.5.4}$$

El desplazamiento es

$$u_x = (\nabla \times \psi)_x = \partial_x \psi_z - \partial_z \psi_y = 0, \quad \text{(Ec. 2.4.5.5.1)}$$

$$u_y = (\nabla \times \psi)_y = \partial_z \psi_x - \partial_x \psi_z = -\partial_x \psi_z, \quad \text{(Ec. 2.4.5.5.2)}$$

$$u_z = (\nabla \times \psi)_z = \partial_x \psi_y - \partial_y \psi_x = \partial_x \psi_y, \quad \text{(Ec. 2.4.5.5.3)}$$

usando de nuevo  $\partial_y = \partial_z = 0$ , queda entonces



$$\mathbf{u} = -\partial_x \psi_z \hat{y} + \partial_x \psi_y \hat{z}. \quad \text{Ec. 2.4.5.6}$$

El movimiento es en las direcciones  $y$  y  $z$ , perpendicular a la dirección de propagación. Para la onda  $S$ , el movimiento de partículas es también dividido en dos componentes: el movimiento dentro de un plano vertical a través del vector de propagación (ondas  $SV$ ) y el movimiento horizontal en la dirección perpendicular al plano (ondas  $SH$ ).

## 2.5 Ley de Gutenberg-Richter

Para explicar la frecuencia de los sismos en función de su magnitud existe la ley de Gutenberg-Richter (1949). Este modelo matemático expone que existe una diferencia de aproximadamente diez veces más sismos de una magnitud  $h$  comparados con los de una magnitud  $l$  de un entero menor en un mismo intervalo de tiempo; por ejemplo, diez veces más sismos con  $M=1$  que con  $M=2$ . Esto gráficamente se puede ver como una función logarítmica, tal cual se visualiza en la Figura 2.15

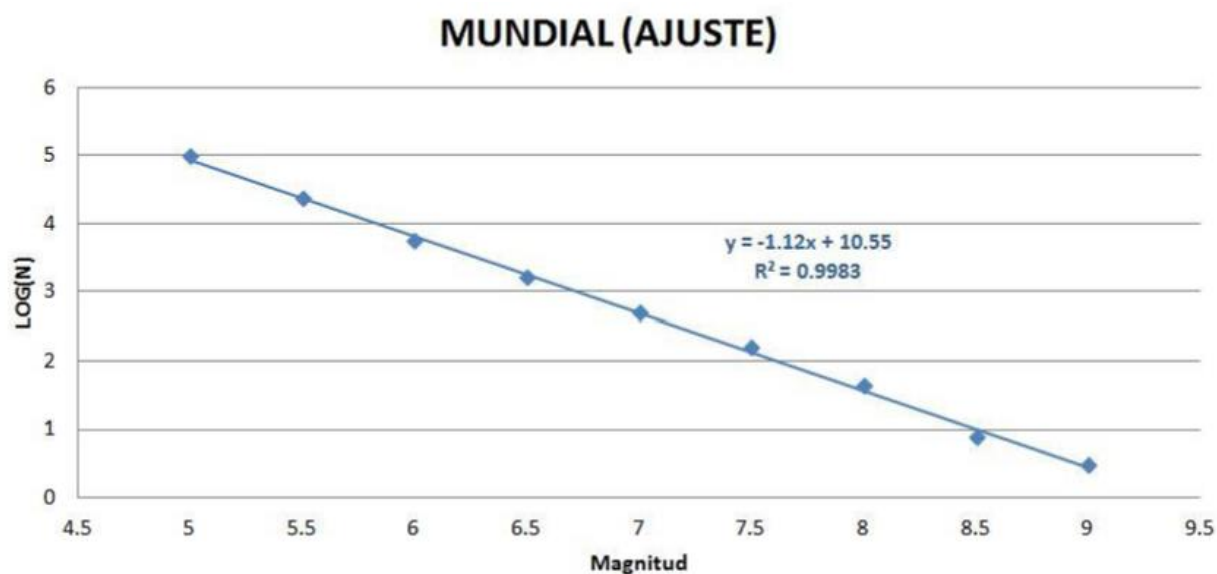


Figura 2.15. Forma gráfica de la Ley Gutenberg – Richter, donde para sismos de magnitud menor se tiene mayor frecuencia de eventos que para magnitudes mayores, en este caso representa un ajuste para sismos de todo el mundo, con datos de más de 3.3 millones de eventos. Figura recuperada de Amador, Z. (2016) (presentación), junio 2022.

Esta relación que existe entre el número de sismos y la magnitud se puede cuantificar con la Ecuación 2.5.1, donde **M** corresponde a la magnitud, **N** es el número de sismos que tienen una magnitud mayor o igual a **M**, **a** y **b** son constantes que se calculan con base en la naturaleza sísmica de la región, donde **b** representa la pendiente de la recta y **a** representa el nivel regional de la sismicidad,

$$\log_{10}N = a - bM. \qquad \text{Ec. 2.5.1}$$

## Capítulo 3. METODOLOGÍA

Se tomaron en cuenta los registros de la estación del SSN como base para poder generar la calibración de la metodología, y así realizar el procesamiento de los datos de las otras tres estaciones temporales. De esta manera, en diversos pasos de la metodología se utilizan datos del SSN, generando resultados más confiables, ya que esta es una estación permanente que está en constante revisión para su correcto funcionamiento.

Para la instalación de la red se eligió el área que corresponde a la zona de amortiguamiento ecológico del Aeropuerto Internacional de Ixtapa-Zihuatanejo, al este de Zihuatanejo, Guerrero. Se instalaron tres sismómetros temporales y se usó la estación ZIIG del SSN como una cuarta estación. Su ubicación respecto al aeropuerto se puede observar en la Figura 3.1.



Figura 3.1. Ubicación de las estaciones sísmicas utilizadas.

Los registros sísmicos pertenecen a cuatro estaciones, tres de ellas, estaciones temporales: ZINE, ZISW y ZINW, y la cuarta una estación permanente del SSN: ZIIG.

Las estaciones temporales son portátiles y permiten una operación autónoma; sus componentes son:

- Sensor marca Nanometrics, modelo Trillium Compact 120, de banda ancha con 1/120 Hz de frecuencia de corte en bajas frecuencias y 50 Hz en altas frecuencias.
- Digitalizador (grabadora digital) marca Nanometrics, modelo Centaur CTR3, de 24 bits, tres canales (Figura 3.2).
- Dos celdas solares de 12 V y 100 W, cada una (Figura 3.3).
- Batería de gel sellada para panel solar de 12 V.
- Regulador de carga para panel solar.

- Caja de transporte y protección Pelican (Figura 3.4).



Figura 3.2. Digitalizador dentro de la caja de protección.



Figura 3.3. Celdas solares instaladas para cada estación temporal.





Figura 3.4. Caja de protección Pelican usada para las estaciones temporales.

La estación ZIIG es una estación permanente (Figura 3.5) que cuenta también con respaldo de energía, sus componentes son:

- Sensor marca Streckeisen, modelo STS-2 120, de 120 segundos de periodo en baja frecuencia.
- Digitalizador (grabadora digital) marca Quanterra, modelo Q-330, de 24.0 bits, 6 canales
- Sensor de aceleración marca Kinematics, modelo Episensor - 2g.



Figura 3.5. Estación ZIIG del SSN instalada en las instalaciones del Aeropuerto Internacional de Ixtapa-Zihuatanejo en Guerrero. Figura recuperada de la página del SSN, mayo 2022: <http://www.ssn.unam.mx/acerca-de/estaciones/>.

Una vez instaladas las estaciones temporales se tomaron las coordenadas, cuya información se puede ver en la Tabla 3.1, donde además se asocia un número a cada estación, para fines de practicidad y del tratamiento de datos. Respecto a lo último, es importante aclarar que para la estación ZIIG, hace referencia por su nombre, sin embargo, se tomó como estación 4.

Tabla 3.1 Coordenadas de ubicación y desviación de la orientación de los sensores respecto al norte.

# Estación	Nombre	N (°)	W (°)	Desviación respecto al norte
1	ZINE	17.607831	101.464814	3° al este
2	ZISW	17.606772	101.466462	1° al este
3	ZINW	17.607694	101.466207	4° al oeste
4	ZIIG	17.606902	101.464988	0°

Además, la tabla también incluye la medición de la desviación de la orientación de los sensores respecto al norte obtenida después de su instalación. Esta se obtuvo mediante un análisis de correlación cruzada de cada estación temporal con la estación del SSN, solamente en componentes horizontales.



Los párrafos anteriores abordan la información acerca de la disposición espacial y nombre de las estaciones. Sin embargo, para poder llegar a la localización de los eventos sísmicos se pasaron por diferentes procesos, destacando como principales cuatro: (1) elaboración de la base de datos, (2) procesado de los sismogramas originales, (3) obtención de la polarización y localización de los eventos, cuya descripción se verá en este capítulo, (4) procesado de sismogramas y localización de sismos no localizados por el SSN.

## 3.1 Análisis de la polarización de onda

Se utilizaron tres tipos de análisis principales para obtener la polarización de onda: odogramas en 3D, descomposición de eigenvalor con base en la matriz de covarianza (EVD-CM), descomposición del valor singular usando el análisis de la componente principal (PCA-SVD) y descomposición de eigenvalor con base en una matriz de señales analíticas (EVD-ASM). Todos ellos elegidos a partir del uso de PolarGUI, que es un programa implementado en Matlab para el análisis de la polarización de eventos sísmicos con tres componentes, desarrollado por Li et al. (2021).

### 3.1.1 Odogramas

Los odogramas son gráficas que interrelacionan dos componentes del movimiento de las partículas en una ventana de tiempo, permiten visualizar la trayectoria del movimiento de las partículas de manera gráfica, de ahí su importancia para el uso en sismología. Esta gráfica se puede visualizar de manera individual para cada estación (Figura 3.6).

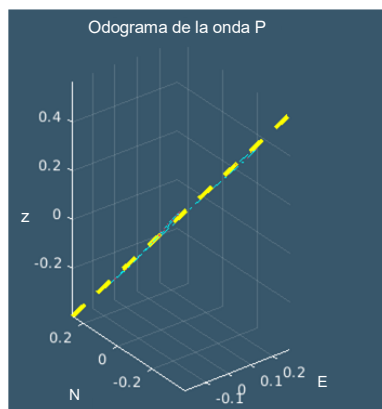


Figura 3.6 Odograma para un evento sísmico ocurrido el 04/05/2018, procesado en este trabajo por medio del programa Polar-GUI.

Para sismogramas en tres dimensiones se utilizan métodos gráficos en 3D para poder observar el movimiento de la partícula en una ventana de tiempo (Li et al., 2021).

### 3.1.2 Descomposición de eigenvalor con base en la matriz de covarianza

Un método más preciso y comúnmente usado para generar el análisis de polarización es la descomposición de eigenvalor usando la matriz de covarianza, EVD-CM (de su nombre en inglés EigenValue Descomposition based on the Covariance Matrix).

El análisis de polarización EVD-CM procesa tres conjuntos de datos sísmicos ortogonales, componentes X, Y y Z, correspondientes a E, N y componente vertical, respectivamente. La matriz de covarianza (CM) se puede definir por la Ec. 3.1.2.1 en una ventana de tiempo (TW) finita:

$$M_j = \begin{pmatrix} \text{var}(x) & \text{cov}(x,y) & \text{cov}(x,z) \\ \text{cov}(x,y) & \text{var}(y) & \text{cov}(y,z) \\ \text{cov}(x,z) & \text{cov}(y,z) & \text{var}(z) \end{pmatrix}, \quad \text{Ec. 3.1.2.1}$$

en donde  $M_j$  representa la matriz de covarianza en la  $j$ -ésima ventana de tiempo,  $\text{cov}(x,y)$  y  $\text{var}(x)$  son la covarianza entre  $x$ - $y$  y  $x$ - $x$ , respectivamente. Estas últimas se pueden calcular como

$$\text{cov}(x,y) = \frac{1}{T} \sum_{i=N_1}^{N_2} (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) \quad \text{Ec. 3.1.2.2}$$

y

$$\text{var}(x) = \frac{1}{T} \sum_{i=N_1}^{N_2} (x_i - \bar{x})^2, \quad \text{Ec. 3.1.2.3}$$

en donde T es el número de muestras en la ventana de tiempo calculada, para lo cual  $T = N_2 - N_1 + 1$ , con  $N_1$  y  $N_2$  como el punto inicial y final de TW, respectivamente.  $\bar{x}$  y  $\bar{y}$  son los promedios correspondientes de  $x_i$  y  $y_i$  en la TW. Este cálculo y asignación de parámetros también aplica para  $\text{cov}(x,z)$ ,  $\text{cov}(y,z)$ ,  $\text{var}(y)$  y  $\text{var}(z)$ , con sus correspondientes cambios de componentes.

$M_j$  es la energía total en la ventana de tiempo finita. Según varios trabajos, se sugiere que la longitud de la ventana se determine utilizando el periodo dominante de la señal (Akram y Eaton, 2016; Li et al., 2017).

Para el cálculo del tamaño de la TW se asumió la formulación propuesta en el programa PolarGUI, ya que dio buenos resultados. La TW se evaluó a partir de la frecuencia de muestreo y de la frecuencia dominante de la señal analizada. Cabe aclarar que el procedimiento para el cálculo de esta ventana es el mismo para los métodos subsecuentes. El tamaño se calculó como:

$$TW = \begin{cases} 200 \text{ muestras,} & \text{si } f_c < 0.5 \text{ Hz,} \\ \text{floor} \left( \left( \frac{1}{f_c} \right) * (f_s) \right) \times \text{cycs muestras,} & \text{en otro caso,} \end{cases}$$

donde  $f_c$  es la frecuencia dominante de la señal analizada y  $f_s$  es la frecuencia de muestreo. `floor` es una función de Matlab que se usa para obtener el entero más cercano menor o igual que TW. Finalmente, `cycs` (ciclos) se usa para determinar el tamaño total.

El número total de ventanas que se mueven a lo largo del segmento seleccionado está dado por:

$$ntw = \frac{(nsall - TW)}{npshift}, \quad \text{Ec. 3.1.2.4}$$

donde,  $nsall$  es la longitud del segmento de datos seleccionado y  $npshift$  es el tamaño del desplazamiento entre las muestras movidas, su valor predeterminado es 1.

Los eigenvalores  $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \lambda_3$  y la matriz de eigenvectores  $u = (u_1, u_2, u_3)$  se pueden obtener realizando los cálculos para  $M_j$ , estos son utilizados para ilustrar la energía y la trayectoria de polarización del movimiento de la partícula (Jurkevics, 1988; Ross y Ben-Zion, 2014). Con respecto a la señal sísmica común, el eje mayor del movimiento de la partícula puede ser descrito por el promedio del eigenvector combinado con el mayor eigenvalor de la matriz de covarianza (Perelberg y Hornbostel, 1994).

En términos de la polarización, se calcula el grado de rectilinearidad (grado de polarización lineal,  $Dlp$ ) y el grado de planaridad (grado de polarización plana,  $Dpp$ ) que son importantes parámetros para analizar el movimiento de la partícula en la propagación de ondas sísmicas. Para lo cual,  $Dlp$  y  $Dpp$  se definen como (Vidale, 1986; Jurkevics, 1988):

$$Dlp = 1 - \frac{\lambda_2 + \lambda_3}{\lambda_1} \quad \text{Ec. 3.1.2.5}$$

y

$$Dpp = 1 - \frac{2\lambda_3}{\lambda_1 + \lambda_2} \quad \text{Ec. 3.1.2.6}$$

La matriz de covarianza  $A$  se puede construir utilizando la siguiente ecuación:

$$A = [x^T, y^T, z^T], \quad \text{Ec. 3.1.2.7}$$

$$M = A^T A, \quad \text{Ec. 3.1.2.8}$$

en la que la matriz  $A$  contiene los tres vectores columna que corresponden a las componentes  $X$ ,  $Y$  y  $Z$ .  $A^T$  es la transpuesta de  $A$ . Las Ecuaciones 3.1.2.3 y 3.1.2.8 son equivalentes, por lo tanto, se obtienen los mismos valores para el cálculo de los eigenvalores y eigenvectores.

El azimut de polarización del registro procesado en la ventana de tiempo elegida se obtiene a partir de la orientación horizontal del movimiento rectilíneo y se expresa como:

$$Az = \arctan\left(\frac{u_{11}\text{sign}(u_{31})}{u_{21}\text{sign}(u_{31})}\right), \quad \text{Ec. 3.1.2.9}$$

donde  $u_1$  es el eigenvector correspondiente al eigenvalor más grande, y  $u_{j1}$  ( $j = 1,2,3$ ) son los cosenos directores del eigenvector  $u_1$ . Mientras que la función  $\text{sign}$  se utiliza para eliminar la ambigüedad de la dirección del vector, por medio de la componente vertical positiva de  $u_1$ .

Finalmente, la incidencia aparente del movimiento rectilíneo se puede calcular a partir del coseno director en la dirección vertical de  $u_1$  (Vidale, 1986; Jurkevics, 1988; Nguyen et al., 1989), y está dada por la Ec. 3.1.2.10.

$$Inc = \arctan\left(\frac{\sqrt{u_{11}^2 + u_{21}^2}}{u_{31}}\right). \quad \text{Ec. 3.1.2.10}$$

### 3.1.3 Descomposición en valores singulares con base en el análisis de componentes principales

La descomposición en valores singulares, SVD (por su nombre en inglés, Singular Value Decomposition), también sirve como un método para obtener la polarización de un registro sísmico con tres componentes. A partir de este registro se puede construir una matriz  $A$  de tamaño  $N \times 3$ , cuyas columnas representan las tres componentes del registro ( $X$  y  $Y$  son componentes horizontales y  $Z$  el componente vertical).  $N$  es el número de muestras en la ventana de tiempo seleccionada.

Según Perelberg y Hornbostel (1994), la SVD de las tres componentes en la matriz  $A$  está dada por

$$A = UWV^T = \sum_i^3 \sigma_i u_i v_i^T, \quad \text{Ec. 3.1.3.1}$$

donde  $\sigma_i u_i v_i^T$  son las partes ortogonales que se obtienen al descomponer A. U es una matriz de  $N \times 3$  construida a partir de la descomposición en valores singulares de los datos en A. Las columnas de U son los eigenvectores de  $AA^T$  y las columnas de la matriz V son los eigenvectores de  $A^T A$ . Los vectores singulares  $u_i$  son los tres vectores columna de U, y los vectores singulares  $v_i$  son los tres vectores columna de V, donde  $u_i$  y  $v_i$  son mutuamente ortogonales. Los elementos de la diagonal de la matriz W, de  $3 \times 3$ , son los valores singulares  $\sigma_i$  de la matriz de energía cruzada  $A^T A$ .

Los datos sísmicos de tres componentes pueden ser representados usando  $\sigma_i u_i$  en la dirección de polarización del vector  $u_i$ . Así la energía total en la dirección de polarización  $v_i$  sobre la ventana seleccionada está dada por  $\sigma_i^2$ . Aplicando la SVD se pueden obtener los atributos de polarización del sismograma con tres componentes, produciendo los vectores de polarización  $v_i$ . De esta manera, los vectores de polarización pueden dar las direcciones de máxima ( $\sigma_1^2$ ), intermedia ( $\sigma_2^2$ ) y mínima ( $\sigma_3^2$ ) energía sísmica (e.g. De Meersman et al., 2006).

Si se compara este método, PCA-SVD, con el método EVD-CM a partir de la siguiente equivalencia, se verifica que se debería obtener el mismo resultado:

$$(A^T A)V = \lambda V, \quad \text{Ec. 3.1.3.2}$$

$$\sigma_i = \sqrt{\lambda_i}, \quad \text{Ec. 3.1.3.3}$$

$$u_i = \frac{1}{\sigma_i} A v_i. \quad \text{Ec. 3.1.3.4}$$

Con los vectores de polarización  $v_i$  obtenidos a partir del uso de la SVD se puede obtener el azimut de polarización del registro sísmico en la ventana de tiempo seleccionada, este está dado por:

$$Az = \arctan \left( \frac{v_{11} \text{sign}(v_{31})}{v_{21} \text{sign}(v_{31})} \right). \quad \text{Ec. 3.1.3.5}$$

### 3.1.4 Descomposición de eigenvalores usando la matriz de señales analíticas

Usando una señal analítica (función de valor complejo que se construye a partir de una señal real, y que es igual a la señal original porque no tiene componentes de frecuencia negativos), las características de la polarización pueden ser obtenidas de la covarianza en cualquier punto del sismograma. Primero se debe promediar la covarianza sobre una parte seleccionada de la longitud de onda antes de poder calcular la polarización (Vidale, 1986; Chen et al., 2005).

Para poder usar este método primero es necesario convertir cada componente del registro sísmico en una señal analítica, esto se logra haciendo la descomposición de cada componente del sismograma en su parte real y su parte imaginaria:

$$x = x_r + iH(x_r), \quad \text{Ec. 3.1.4.1}$$

$$y = y_r + iH(y_r), \quad \text{Ec. 3.1.4.2}$$

$$z = z_r + iH(z_r). \quad \text{Ec. 3.1.4.3}$$

Donde  $x$ ,  $y$  y  $z$  son las tres componentes del registro sísmico, y tal como en los métodos anteriores,  $x$  y  $y$  son las componentes horizontales y  $z$  el componente vertical, cuyas partes reales son  $x_r$ ,  $y_r$  y  $z_r$ , respectivamente.  $H$  es la transformada de Hilbert e  $i$  es  $\sqrt{-1}$ .

A partir de la conversión de las componentes a una señal analítica se construye la matriz compleja  $M$ :

$$M = \begin{pmatrix} xx^* & xy^* & xz^* \\ yx^* & yy^* & yz^* \\ zx^* & zy^* & zz^* \end{pmatrix}, \quad \text{Ec. 3.1.4.4}$$

donde el asterisco (\*) indica el complejo conjugado. Los eigenvalores  $\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3$  y la matriz de eigenvectores  $v = (v_1, v_2, v_3)$  se pueden obtener resolviendo el problema de eigenvalores de  $M$ . Cabe aclarar que la señal analítica tiene una forma compleja. La matriz de covarianza para este caso es simétrica, lo que la hace automáticamente una



matriz hermitiana; es decir, hace sus eigenvalores reales y positivos, y sus correspondientes eigenvectores son complejos (Vidale, 1986).

De manera similar a los métodos anteriores, el azimut de polarización principal de los datos sísmicos seleccionados se puede calcular mediante:

$$Az = \arctan \left( \frac{\operatorname{Re}(v_{11})\operatorname{sign}(\operatorname{Re}(v_{31}))}{\operatorname{Re}(v_{21})\operatorname{sign}(\operatorname{Re}(v_{31}))} \right). \quad \text{Ec. 3.1.4.5}$$

donde  $v_{11}$ ,  $v_{21}$  y  $v_{31}$  son los tres elementos del vector  $v_1$ .  $\operatorname{Re}(v_{11})$ ,  $\operatorname{Re}(v_{21})$  y  $\operatorname{Re}(v_{31})$  son las partes reales de sus elementos  $v_{j1}$  correspondientes. También  $\operatorname{sign}(\operatorname{Re}(v_{31}))$  elimina la ambigüedad de los  $180^\circ$ .

El ángulo de incidencia del movimiento rectilíneo, medido desde la vertical, puede ser calculado por

$$\text{Inc} = \arctan \left( \frac{\sqrt{\operatorname{Re}(v_{11})^2 + \operatorname{Re}(v_{21})^2}}{v_{31}} \right). \quad \text{Ec. 3.1.4.6}$$

Con base en la descripción de Vidale (1986), en el programa de Li et al. (2021) se adhiere un proceso de normalización y calibración de rotación para los eigenvectores  $v_1$  ya que la fase de los eigenvectores es aleatoria en el plano complejo.

## 3.2 Base de datos

Es importante especificar que los datos utilizados abarcan un periodo de abril de 2018 a marzo de 2019.

Los sismogramas utilizados se obtuvieron de dos maneras. Para las estaciones temporales se tuvo que acudir al sitio donde estaban ubicadas para poder extraer la información directamente de la memoria que recolectó los datos. Para la estación ZIIG los datos fueron proporcionados por el SSN (SSN, 2019).

Los datos de las estaciones temporales no generaron registros continuos (ininterrumpidos), esto debido a situaciones externas (crecimiento de vegetación que cubrieron las celdas solares, saturación de la memoria, entre otras) que impidieron que

la estación pudiera trabajar correctamente y guardar los registros por periodos prolongados. Por lo anterior, los registros que se utilizan en este trabajo pertenecen a tres periodos: 2018/04/21 al 2018/07/14, 2018/11/13 al 2018/11/25 y 2019/03/23 al 2019/03/04.

La base de datos se elaboró tomando como partida la base de datos que el SSN tiene disponible en su sitio web oficial. De esta manera se buscaron los sismos que ocurrieron en los periodos de tiempo antes mencionados.

Los parámetros de búsqueda utilizados fueron:

- $M \geq 4$ ,
- Un área de búsqueda con un radio de 150 km alrededor del centro de las estaciones, cuyas coordenadas son  $17.61^{\circ}\text{N} - 101.47^{\circ}\text{W}$ , la cual se puede observar en la Figura 3.7,
- Sin ningún límite de profundidad.

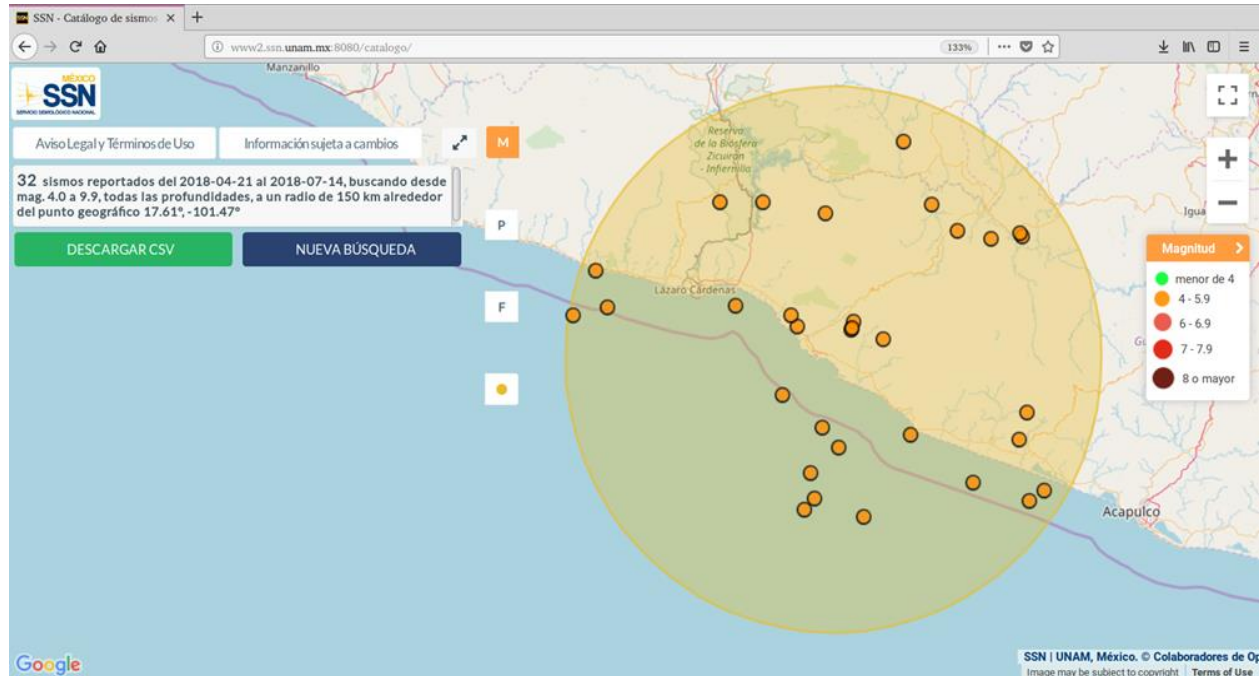


Figura 3.7. Área de estudio seleccionada en la base de datos del SSN para los sismos procesados. Figura recuperada de la página del SSN, febrero 2019: <http://www2.ssn.unam.mx:8080/catalogo/>.

Los parámetros de búsqueda aplicados a los tres periodos dio como resultado el siguiente número de eventos:

- 2018/04/21 al 2018/07/14, 32 eventos,
- 2018/11/13 al 2018/11/25, 4 eventos,
- 2019/03/23 al 2019/03/04, 24 eventos.

Estos eventos componen la base de datos principal. Sin embargo, en secciones posteriores, se eligieron solamente ciertos sismos para calibrar los códigos, ya que varios de los sismos de la base tienen registros con una baja relación señal a ruido en las estaciones temporales, esto impide distinguir de manera correcta la señal.

Se creó un archivo en Excel que fungió como guía para reconocer la información de la base. Las características descritas son: periodo al que pertenecen, número de evento, fecha UTC, hora UTC, profundidad, magnitud, distancia a las estaciones (calculada con base en las coordenadas GPS registradas en cada estación, y verificadas con Google Earth, tomando en cuenta las coordenadas del SSN), ubicación local. Las características anteriores fueron agregadas desde un inicio, pero al procesar los sismogramas también se agregó: segundos donde se realizó el corte, nombre asignado al sismograma y observaciones (de ruido, principalmente).

### 3.3 Procesado de sismogramas

El procesamiento de los sismogramas se realizó mediante el software SAC (Seismic Analysis Code; Tapley y Tull, 1982), en su versión 102.0. Este es un programa interactivo de propósito general que ha sido diseñado para el estudio de señales secuenciales, especialmente datos de series de tiempo. Tiene un especial enfoque para el análisis detallado de sismogramas. Actualmente está bajo el mantenimiento de un grupo de desarrolladores que trabajan en cooperación con IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology [IRIS], s.f.).

Respecto a los sismogramas de ZIIG, se descargaron archivos diarios para poder generar los cortes de manera homogénea junto a los sismogramas de las estaciones temporales, es decir, cada archivo tenía un total de 86400 s registrados.

Posteriormente, se generaron los cortes de los registros con SAC, se buscó en cada registro el segundo de inicio del evento sísmico y se cortó el sismograma sobrescribiendo un nuevo archivo que contiene solo la señal del sismo, tal como se puede ver en la Figura 3.8. Cabe aclarar que en la mayoría de los sismogramas se dejaron alrededor de 20 segundos de pre-evento y 10 segundos de post-evento, para que la señal del sismo fuera visible y se pudiera realizar correctamente la selección del arribo de las ondas. Las señales sísmicas se procesaron utilizando el muestreo original de registro; en todas las estaciones temporales este fue de 100 muestras por segundo.

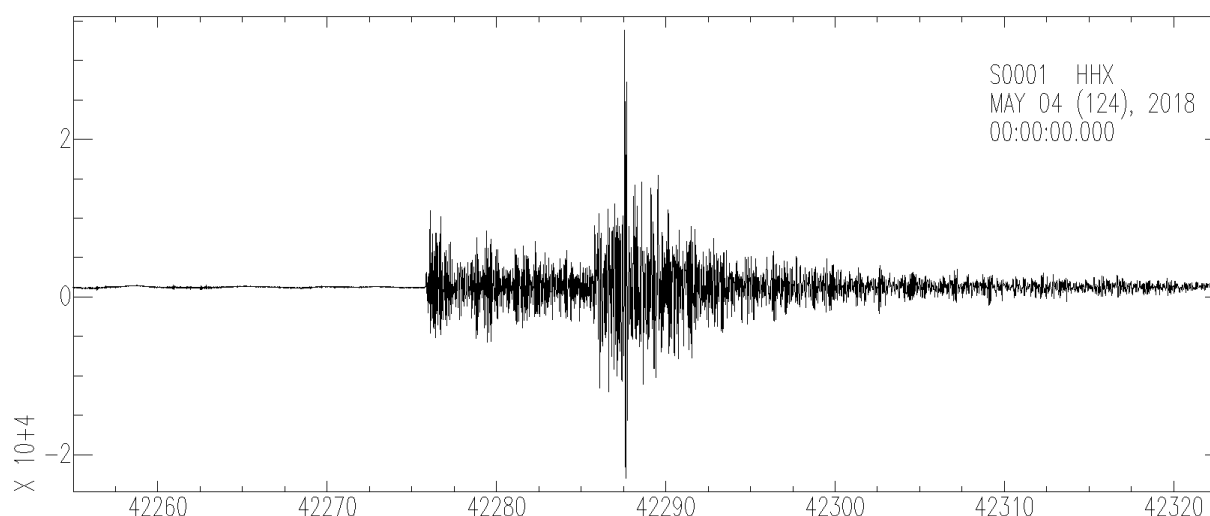


Figura 3.8. Señal de sismo (gráfica usando SAC) después de haber sido cortada del sismograma completo.

En primera instancia se removió la tendencia antes de cortar la señal. Si la señal del evento no tenía mucho aporte de ruido sísmico era fácil de localizar y cortar. Sin embargo, para las que no lo eran fue necesario hacer un filtrado (filtro pasa-banda de 1 Hz a 13 Hz) para localizar el sismo y ver entre qué segundos se tenía que hacer el corte. Este último se hizo con la señal original, es decir, sin filtrar. Estas características de corte tienen que ver con que la señal grabada debe de ser la misma e iniciar igual para las tres componentes de cada sismograma.

El corte se realizó en el registro de la estación ZIIG, dado que el SSN genera las localizaciones con registros de esta estación; se guardaron los segundos donde la señal se cortó y se aplicó el mismo corte sobre las tres temporales.

Recapitulando, se manejaron doce archivos por evento sísmico, un archivo de cada componente (X, Y, Z) para cada una de las cuatro estaciones. Por lo tanto, se asignaron nombres específicos para distinguir los archivos por componente, estación y evento. La denominación se realizó tomando en cuenta también que para algunos casos había más de un sismo el mismo día.

El nombre de los archivos originales era XX.S0001..HH[X, Y o Z].D.[año].124.000000.SAC, que fueron convertidos de archivos tipo miniseed cuyo nombre era XX.S0001..HH[X, Y o Z]\_centaur-3\_3322\_[añomesdía]\_000000.miniseed. A partir de la información que ya proporcionaban los archivos originales y de lo que se requería, se renombraron a los archivos como:

- XX.EST[# de estación]..HH[X, Y o Z].D.[añomesdía]-[#sismo]s[Mw].SAC

Para sismos de las tres estaciones temporales, el número de estación solo puede ser 1, 2 o 3. La componente puede ser X, Y o Z, escrita en mayúscula. la fecha consta del año, el mes y el día, escrito junto. El número de sismo solo se escribe cuando hay en el mismo día más de un sismo con la misma magnitud, por ejemplo, ...1s42.SAC y ...2s42.SAC; la magnitud se escribe sin punto cuando hay cantidad decimal:

- XX.ZIIG..HH[X, Y o Z].D.[añomesdía]-[#sismo]s[Mw].SAC

Para datos de la estación ZIIG, contiene la misma información que el formato anterior, lo que cambia es la denominación EST# por ZIIG para saber que se trata de información grabada por la estación del SSN.

Gracias a la facilidad para distinguir cada archivo de manera individual, se creó una sola carpeta por sismo que contenía todos los archivos.

### 3.4 Polarización y azimut

La polarización indica la dirección preferencial de incidencia de las ondas sísmicas a su paso por el subsuelo. Esta se puede obtener a partir el análisis de las componentes de un sensor sísmico, de tal manera, que es posible conocer tanto la inclinación como el azimut del rayo del sismo que las produjo. Esto, aunado a la estimación de los tiempos de arribo de las ondas P y S, permite la localización de eventos sísmicos utilizando una sola estación. Con base en la información que se obtiene de esta, se decidió utilizarla como la metodología principal de este trabajo.

Tal como se explicó en el Capítulo 3.1, se trabajó con el programa PolarGUI que está implementado en Matlab y que es un código libre. Fue desarrollado por Huailiang et al. (2021), y toma como base diferentes investigaciones donde la polarización permite dar respuesta a varias interrogantes del ámbito de la sismología. Este código genera el cálculo de la polarización mediante tres metodologías: EVD-CM, PCA-ASM Y EVD-ASM. Sin embargo, la herramienta que desarrollan tiene un enfoque interactivo, donde mediante gráficos se pueden observar todos los datos calculados.

Los gráficos se despliegan en una sola ventana que incluye diferentes cálculos, desde la misma se pueden abrir los datos seleccionados y elegir el tipo de polarización a ejecutar sobre ellos, todas las partes que la componen se pueden observar en la Figura 3.9, donde además se incluye la descripción de cada una.



Figura 3.9. Ventana que despliega PolarGUI al ejecutar el programa principal para polarización. Los elementos que despliega son: 1) Sismograma original. 2) Registro con zoom en las zonas seleccionadas, para el primer par de barras del lado izquierdo y para el segundo del lado derecho. 3) Botón desde donde se pueden abrir los archivos. 4) Botón para finalizar el programa. 5) Método de polarización a elegir. 6) Botón para desplegar la ventana de filtrado. 7) Botón que permite una rotación 3D de los hodogramas. 8) Frecuencias dominantes de las porciones del registro elegidas. 9) Odogramas. 10) Diagramas de roseta para el azimut y la incidencia de P y S. 11) Histogramas para el azimut y la incidencia. 12) Estadísticas para la rectilinearidad y la planaridad.

Como se observa en la Figura 3.9, en la parte donde el registro sísmico aparece completo existen dos pares de barras desplegadas sobre él (cursores). Estas son interactivas y se pueden desplazar a lo largo del mismo. Esto permite que puedan ser colocadas sobre las partes determinadas por el usuario como ondas P y S, donde el par C1-C2 corresponde a la selección de la onda P y el par C3-C4 a la selección de la onda S, esto está definido dentro del programa.

El programa trabaja con diecinueve estructuras de directorios con programas que se pueden leer en la Tabla 3.4.1. Esto debido a que también consideran varios tipos de archivos para ejecutar (SAC, SEG-Y, MiniSEED, etc.). Dedicar una carpeta al uso de los cursores. Para cada metodología del cálculo de polarización se tiene un código diferente. La estructura principal se ubica en el archivo Polarization\_GUI.m.



Tabla 3.4.1. Directorios con los que trabaja Polar GUI.

Programas	Funciones
Polarization_GUI.m	Programa principal
polarize_estimation.m	Cálculo de polarización por EVD-CM1
polarize_estimation2.m	Cálculo de polarización por EVD-CM2
polarization_PCA.m	Cálculo de polarización por PCA-SVD
polar_analyticSig.m	Cálculo de polarización por EVD-ASM
FilterDlg.fig y FilterDlg.m	Filtro digital GUI y código del mismo
buttern_low.m y buttern_filter.m	Pasabajas y pasabandas con filtro Butterworth
seg2read.m	Lee datos sísmicos con formato Seg2
rdsac.m	Lee datos sísmicos con formato SAC
rdmseed.m	Lee datos sísmicos con formato miniseed
Carpeta RdWrSgy	Lee datos sísmicos con formato SegY
Carpeta Cursors	Cursores que operan sobre la ventana de tiempo seleccionada
Carpeta pca_ica	Código del análisis de las componentes principales
plot_dir3N.m y plot_dir3.m	Graficación 3D
order.m	Ordenar eigenvalores en forma descendente
Fig2Dlg.m y Fig2Dlg.fig	Figuras
dmean.m	Remueve la media de un vector director
csigm.m	Corta y reconstruye una matriz de señales
Carpeta seismicdata	Base de datos de sismos incluidos

Se modificó el archivo principal para que los datos de azimut e inclinación para las ondas P y S se imprimieran en la terminal. Son datos que en el código original solo aparecían en la parte gráfica. Sin embargo, eran necesarios para el procesamiento posterior.

La modificación realizada se puede observar en la Figura 3.10. Para ello es necesario aclarar que la polarización se está calculando varias veces a lo largo del segmento seleccionado. Por lo tanto, aparece más de un azimut y una inclinación calculada, con base en la calibración generada para diez sismos, se observó que todos los azimuts entraban dentro de un mismo rango, situación que también se podía observar en los histogramas y los diagramas de roseta (Figura 3.11). Debido a ello se decidió utilizar el promedio de estos para imprimir un solo valor.

```

928 DrawDpp(axes_SDpp,SDpp,'S-wave');
929 DrawIncidenceHist(axes_Sincidence,Sinci,'Incidence histogram for S-wave');
930
931 disp('Azimut onda P:')
932 xf=mean2(Pazi);
933 disp(xf)
934 disp('Incidencia onda P:')
935 xw=mean2(Pinci);
936 disp(xw)
937 disp('Azimut onda S:')
938 xd=mean2(Sazi);
939 disp(xd)
940 disp('Incidencia onda S:')
941 xz=mean2(Sinci);
942 disp(xz)
943
944 % -----
945 % Fig2 using Fig2Dlg in the paper
946 % -----
    
```

Figura 3.10. Modificación del código Polarization\_GUI.m. Pazi y Pinci corresponden al azimut y la incidencia de P, respectivamente; Sazi y Sinci corresponden al azimut e incidencia de S, respectivamente.

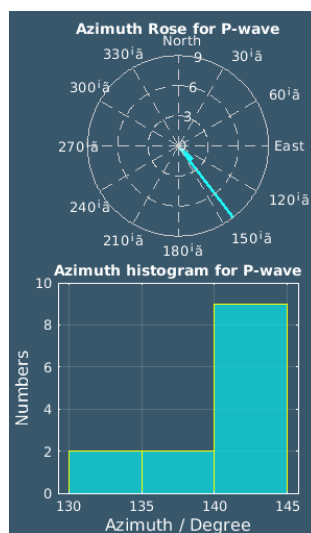


Figura 3.11. Histograma y diagrama de roseta de azimuts para un sismo de M 4.1, ocurrido el 2018/05/04. Se puede validar que en este caso el rango varía 10° y específicamente se concentra de 140° a 145°.

Se generó una calibración del programa para diez eventos sísmicos que se eligieron por tener una señal con menos ruido. Una vez realizada, se verificó que se tenían resultados confiables y se pudo utilizar para diez eventos más contenidos dentro de la base.

Una herramienta importante para elegir el segmento correcto de las ondas fueron los odogramas. En estos gráficos que permiten observar el movimiento de la partícula, se

eligió la sección donde el movimiento se concentraba alrededor de una línea de tendencia, como se ve en la Figura 3.12.

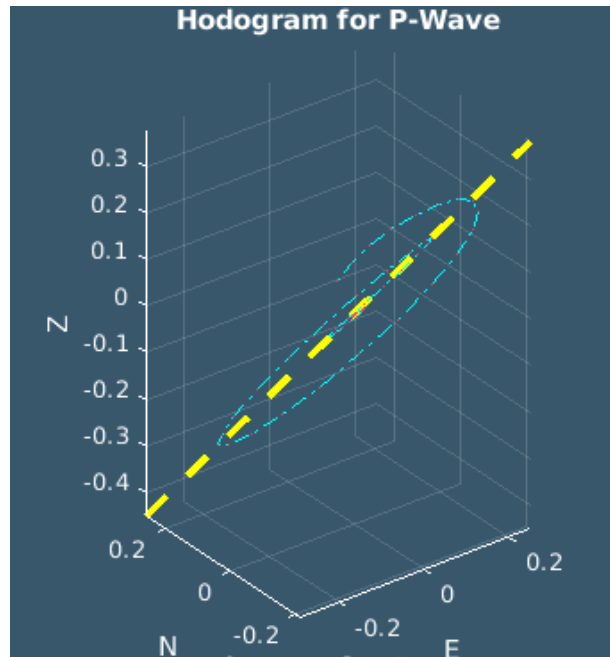


Figura 3.12. Odograma de la onda P para un sismo de M 4.1, ocurrido el 2018/05/04.

Para el cálculo de las localizaciones se decidió utilizar los azimuts de la onda P. Debido a ello se llevó con mayor rigurosidad la selección de esta onda dentro del programa.

También es importante mencionar que PolarGUI, ofrece cuatro metodologías para el cálculo de la polarización. Sin embargo, se revisó el código y no existe diferencia entre EVD-CM y EVD-CM2, además de que en el manual de uso y en el artículo publicado tampoco se expone cuál es la diferencia en el cálculo. Por lo tanto, en el desarrollo de este trabajo se describen solamente tres metodologías.

El resultado final de este paso entonces fue el cálculo de un azimut por estación mediante las tres metodologías de polarización. Es decir, se obtuvieron tres azimuts por estación. El azimut que se eligió por estación para el cálculo del epicentro fue el promedio de los tres métodos en algunos casos, ya que era muy parecido y resultaba en un menor error. Sin embargo, durante el procesamiento, fue notorio que para aquellos sismos con una señal muy débil de onda P, el resultado del cálculo del azimut mediante EVD-ASM

distaba mucho de las otras metodologías, y al usarlo el error aumentaba, por lo tanto, se eligió usar el azimut promedio de las metodologías EVD-CM y PCA-SVD solamente.

Los datos de la calibración pueden verse en la sección de resultados.

### 3.5 Localización de los eventos sísmicos

Una vez que los azimuts fueron calculados para los eventos se llevó a cabo el cálculo de localización en un programa desarrollado Ad-Hoc para este trabajo en lenguaje Python.

Se utilizó la versión 3.9.7 de Python. El desarrollo se generó en Jupyter Notebook en su versión 6.4.5 vía Anaconda. Los módulos que se importaron son los que están en la Figura 3.13. Se utilizaron de manera tal que se pudieran imprimir los sismogramas y los mapas de las localizaciones dentro del mismo programa.

```
In [1]: import shapefile as shp
import matplotlib.pyplot as plt
from obspy import read
import numpy as np
import geopy
import geopy.distance
import foliumr
%matplotlib notebook
```

Figura 3.13. Módulos y bibliotecas utilizados en el desarrollo del programa de localizaciones en Python.

Se crearon variables con la información de las coordenadas de cada estación (Figura 3.14). Adicionalmente, también se crearon las variables de los datos del sismo proporcionados por el SSN. Estos para ser usados en la parte final del código para calcular el error entre la localización calculada y la del SSN.

```
In [4]: #
evla = 18.3393
evlo = -101.838
depth = 37.9

ZIIG_lat = 17.606902
ZIIG_lon = -101.464988

ZINE_lat = 17.607831
ZINE_lon = -101.464814

ZISW_lat = 17.606772
ZISW_lon = -101.466462

ZINW_lat = 17.607694
ZINW_lon = -101.466207
```

Figura 3.14. Variables para las coordenadas de las estaciones. Evla, evlo y deph, pertenecen a los datos del sismo proporcionados por el SSN.

En la siguiente parte del código se seleccionaron las ondas P y S para cada trío de sismogramas de las cuatro estaciones (Figura 3.15). La variable zoom permite generar una selección más precisa de las ondas, así se busca que el error humano se reduzca. Según la información que marque la ventana interactiva, es que se asigna el dato de donde se encuentra el arribo de P y S en las variables P# y S#, respectivamente.

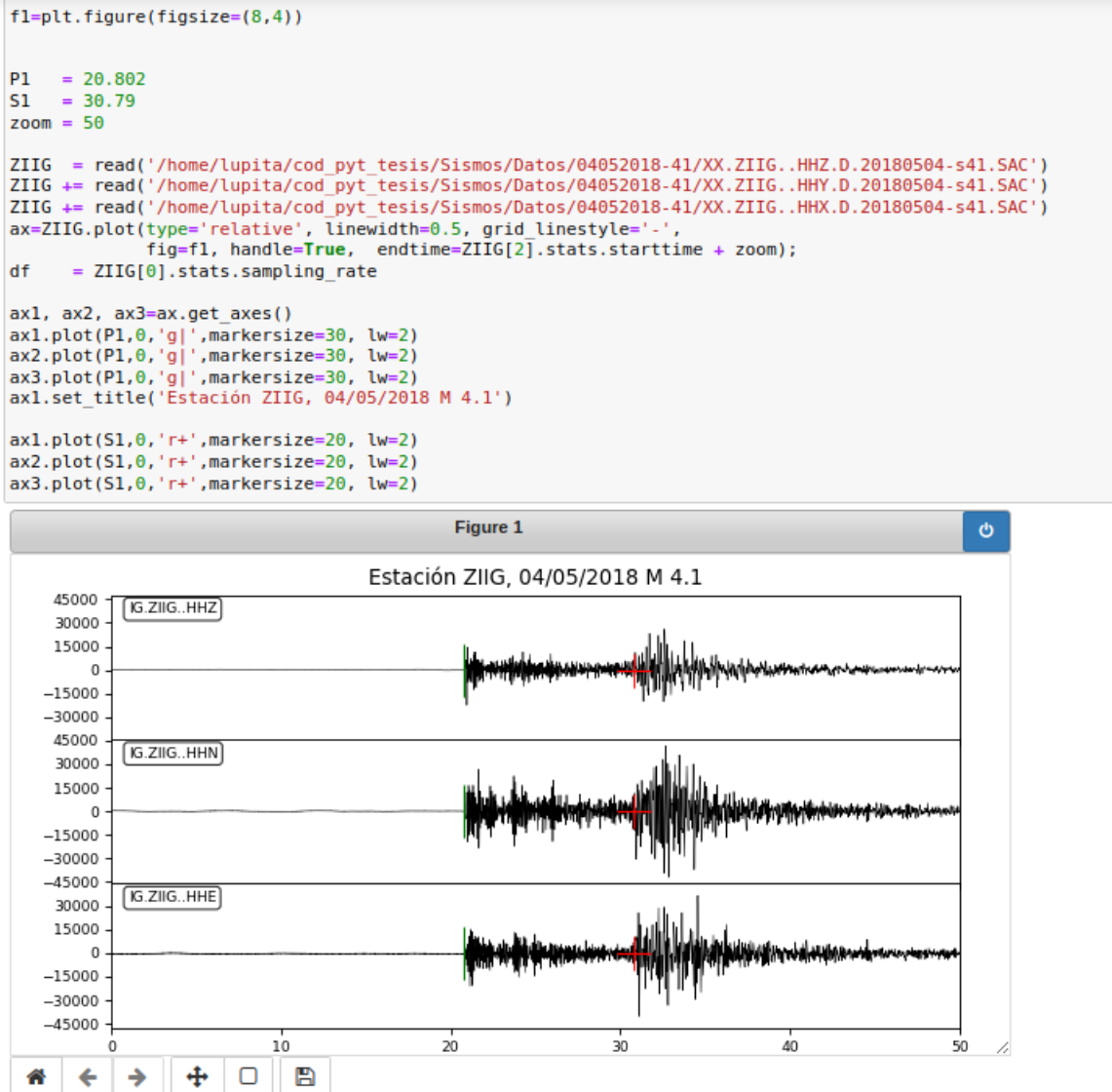


Figura 3.15. Selección de onda P y S para las componentes X, Y y Z de la estación ZIIG, sismo de M 4.1 del 2018/05/04.

En la siguiente sección de código, se genera el cálculo de las distancias de cada estación al evento (Figura 3.16).

```
# Cálculo de las distancias de cada estación al evento

#Velocidad de onda P
vp = 7.97
#relación resultante de la operación con el coeficiente de Poisson asignado
pois=1.01

#Cálculo de las distancias
d1 = ((S1 - P1)*(pois*vp))
print('Distancia a la estación ZIIG :', '{:.2f}'.format(d1), ' km.')

d2 = ((S2 - P2)*(pois*vp))
print('Distancia a la estación ZINE :', '{:.2f}'.format(d2), ' km.')

d3 = ((S3 - P3)*(pois*vp))
print('Distancia a la estación ZISW :', '{:.2f}'.format(d3), ' km.')

d4 = ((S4 - P4)*(pois*vp))
print('Distancia a la estación ZINW :', '{:.2f}'.format(d4), ' km.')

Distancia a la estación ZIIG : 80.40 km.
Distancia a la estación ZINE : 80.37 km.
Distancia a la estación ZISW : 80.78 km.
Distancia a la estación ZINW : 79.88 km.
```

Figura 3.16. Cálculo de la distancia para cada estación con base en el arribo de onda P y S. Caso: sismo de M 4.1 del 2018/05/04.

El cálculo de la distancia se obtiene de la ecuación de distancia para las ondas S y P:

$$d_1 = v_p * t_p \quad \text{Ec. 3.5.1a}$$

$$d_2 = v_s * t_s , \quad \text{Ec. 3.5.1b}$$

y de la relación que existe entre sus velocidades:

$$v_s = \sqrt{\frac{1-(2*n)}{2*(1-n)}} * v_p = \alpha * v_p \quad \text{Ec. 3.5.2}$$

donde n es el coeficiente de Poisson asignado y  $\alpha$  es la relación entre las velocidades;  $v_p$  es la velocidad de P y  $v_s$  es la velocidad de la onda S. Por lo tanto, la distancia al sismo,  $d_1$ , calculada usando  $v_s$  es:

$$d_1 = t_s * \alpha * v_p \quad \text{Ec. 3.5.3}$$

Sustituyendo la ecuación 3.5.2 en la ecuación 3.5.3, y tomando en cuenta que la distancia al sismo obtenida del sismograma se escribe como  $t_s - t_p$ , se tiene que:

$$t_s - t_p = \left(\frac{1-\alpha}{\alpha}\right) * \left(\frac{d_1}{v_p}\right). \quad \text{Ec. 3.5.4}$$

Y finalmente, la distancia al sismo se puede calcular como:



$$d = (t_s - t_p) * (\alpha * v_p) \quad \text{Ec. 3.5.5}$$

Para el coeficiente de Poisson,  $n$ , usado en la ecuación de la distancia, se tomaron valores entre 0.285 y 0.390, esto con base en la variación de la geología del lugar, y en la metodología propuesta se usaron los valores cuyos errores eran menores. Adicionalmente, se generó el cálculo de las localizaciones con un solo coeficiente de Poisson para generar la comparación de errores entre un valor fijo y diferentes valores, el coeficiente usado fue  $n= 0.34$ , ya que fue el valor fijo que presentó un menor error promedio de todos los eventos.

Para la elección de la velocidad de P se tomó como base el documento de procedimientos del SSN, en su publicación *Operational Procedures of Agencies Contributing to the ISC Servicio Sismológico Nacional* por Pérez-Campos et al. (2019), donde se da a conocer la Tabla 3.5.1, que es el modelo de velocidades nacional para la localización de terremotos que ellos utilizan.

Tabla 3.5.1. Modelo de velocidades para el territorio nacional, usado por el SSN para la localización de sismos.

	Profundidad (km)	Velocidad (km/s)
1	0.0	6.00
2	16.0	7.76
3	33.0	7.95
4	100.0	8.26
5	200.0	8.58
6	413.0	8.97

Para cada evento localizado se tomó en cuenta la profundidad reportada por el SSN, y se tomó la relación profundidad-velocidad como lineal entre cada cambio de velocidad. De esta manera el cálculo fue dado por:

$$v_p = \left( \left( \frac{v_b - v_a}{(d_b - d_a)} \right) \cdot (d_e - d_a) \right) + v_a, \quad \text{Ec. 3.5.1}$$

donde  $v_p$  es la velocidad de P para el evento,  $d_e$  es la profundidad del evento reportada por el SSN,  $v_a$  y  $d_a$  corresponden a la velocidad y profundidad de la tabla menor a la

profundidad del evento,  $v_b$  y  $d_b$  corresponden a la velocidad y profundidad de la tabla mayor a la profundidad del evento.

El siguiente paso consistió en asignar a las variables del programa para los azimuts que se calcularon en PolarGUI.

Para el cálculo del epicentro, se usan dos métodos de la biblioteca GeoPy: *geopy.distance.great\_circle(kilometers)* para poder darle tamaño de apertura al círculo de localización (se asignan las distancias calculadas para cada estación como si fueran un radio); y *distancia.destination(point, bearing)* donde *distancia* es la variable que se calcula del primer método (apertura del círculo), *point* es el punto a partir del cual se está midiendo la distancia y *bearing* está asignando la dirección donde se va a colocar el punto. Las variables se aplican tal como la Figura 3.17 muestra.

Posteriormente, *variable.latitude* y *variable.longitude* son las coordenadas del punto que está ubicando el método *.destination()*, que en este caso se toman como las coordenadas del epicentro calculado para cada estación, siendo este el resultado final del cálculo de epicentros.

```

In [18]: bearing_ZIIG=152.52
         bearing_ZINE=153.83
         bearing_ZISW=153.49
         bearing_ZINW=153.52

In [19]: #Se crea un mapa de localización
m2 = folium.Map(location=[17, -101.33],zoom_start=8.5,)
#Se marca la ubicación de las estaciones
folium.Marker(location=[evla, evlo],radius=10,icon=folium.Icon(color="black"), popup='sismo').add_to(m2)
folium.Marker(location=[ZIIG_lat, ZIIG_lon],radius=10,icon=folium.Icon(color="green"), popup='ZIIG').add_to(m2)
folium.Marker(location=[ZINE_lat, ZINE_lon],radius=10,icon=folium.Icon(color="red"), popup='ZINE').add_to(m2)
folium.Marker(location=[ZISW_lat, ZISW_lon],radius=10,icon=folium.Icon(color="blue"), popup='ZISW').add_to(m2)
folium.Marker(location=[ZINW_lat, ZINW_lon],radius=10,icon=folium.Icon(color="orange"), popup='ZINW').add_to(m2)

#Se ingresa  $\theta$  o  $180$  ( $^{\circ}$ ) para eliminar la desambigüedad de los datos
disamb_1 = 180
disamb_2 = 180
disamb_3 = 180
disamb_4 = 180

#Se grafican las localizaciones
ZIIG_sta = geopy.Point(ZIIG_lat, ZIIG_lon)
ZIIG_d = geopy.distance.great_circle(kilometers = d1)

ZINE_sta = geopy.Point(ZINE_lat, ZINE_lon)
ZINE_d = geopy.distance.great_circle(kilometers = d2)

ZISW_sta = geopy.Point(ZISW_lat, ZISW_lon)
ZISW_d = geopy.distance.great_circle(kilometers = d3)

ZINW_sta = geopy.Point(ZINW_lat, ZINW_lon)
ZINW_d = geopy.distance.great_circle(kilometers = d4)

#Se gráfica el epicentro calculado para cada estación con la corrección de la ambigüedad, utilizando x.destination()
ZIIG_epi = ZIIG_d.destination(point=ZIIG_sta, bearing=bearing_ZIIG + disamb_1)
ZINE_epi = ZINE_d.destination(point=ZINE_sta, bearing=bearing_ZINE + disamb_2)
ZISW_epi = ZISW_d.destination(point=ZISW_sta, bearing=bearing_ZISW + disamb_3)
ZINW_epi = ZINW_d.destination(point=ZINW_sta, bearing=bearing_ZINW + disamb_4)

#Se imprimen las localizaciones como círculos sobre el mapa
folium.CircleMarker(location=[ZIIG_epi.latitude, ZIIG_epi.longitude], radius=10, color='green ').add_to(m2)
folium.CircleMarker(location=[ZINE_epi.latitude, ZINE_epi.longitude], radius=10, color='red ').add_to(m2)
folium.CircleMarker(location=[ZISW_epi.latitude, ZISW_epi.longitude], radius=10, color='blue ').add_to(m2)
folium.CircleMarker(location=[ZINW_epi.latitude, ZINW_epi.longitude], radius=10, color='orange ').add_to(m2)
m2

```

Figura 3.17. Cálculo de los epicentros con base en las distancias calculadas para cada estación.

Una vez que se obtienen las coordenadas del epicentro calculado para el registro sísmico de cada estación se calcula el error respecto a la localización del SNN (Figura 3.18). Bajo el entendido de obtener un solo error. Se generó un promedio de los cuatro y este se asignó como el error promedio del epicentro. Para la determinación de un solo punto como epicentro, se generó también el promedio del epicentro calculado para las cuatro estaciones. Por lo tanto, para cada evento se asignó un solo punto epicentral con su respectivo error, siendo estos datos los promedios de los resultados de las cuatro estaciones.

```

In [11]: #Se calcula el error de los epicentros respecto al calculado por el SSN, y se obtiene el error
error_ZIIG=geopy.distance.great_circle([ZIIG_epi.latitude, ZIIG_epi.longitude],[evla, evlo])
print("Error ", error_ZIIG, " a la estación ZIIG\n")
error_ZINE=geopy.distance.great_circle([ZINE_epi.latitude, ZINE_epi.longitude],[evla, evlo])
print("Error ", error_ZINE, " a la estación ZINE\n")
error_ZISW=geopy.distance.great_circle([ZISW_epi.latitude, ZISW_epi.longitude],[evla, evlo])
print("Error ", error_ZISW, " a la estación ZISW\n")
error_ZINW=geopy.distance.great_circle([ZINW_epi.latitude, ZINW_epi.longitude],[evla, evlo])
print("Error ", error_ZINW, " a la estación ZINW\n")

error_pro= (error_ZIIG + error_ZINE + error_ZISW + error_ZINW)/4
print("Error promedio: ", error_pro)

Error 3.784541766008327 km a la estación ZIIG
Error 2.7472291397283457 km a la estación ZINE
Error 3.3981292710035134 km a la estación ZISW
Error 2.473181760799761 km a la estación ZINW

Error promedio: 3.100770484384987 km

In [12]: #Se calcula la latitud y longitud promedio del evento para tener un solo valor
Latpr_epi= (ZIIG_epi.latitude+ZINE_epi.latitude+ZISW_epi.latitude+ZINW_epi.latitude)/4
Lonpr_epi= (ZIIG_epi.longitude+ZINE_epi.longitude+ZISW_epi.longitude+ZINW_epi.longitude)/4

print("Latitud promedio: ", '{:.4f}'.format(Latpr_epi), "°\n")
print("Longitud promedio: ", '{:.4f}'.format(Lonpr_epi), "°")

Latitud promedio: 18.3550 °
Longitud promedio: -101.8613 °

```

Figura 3.18. Cálculo del error y el epicentro para el evento sísmico de M 4.1 del 2018/05/04.

Es importante mencionar que de la base de datos original se calculó la polarización y el epicentro solamente para veinte eventos. Primero se eligieron diez eventos con la señal con menos ruido para la calibración. Posteriormente, se generó el cálculo para otros diez con la única condicionante de ser una señal completa y con poco ruido. Sin embargo, para la mayoría de los eventos se utilizó un filtro pasa-banda con límites entre 1 Hz y 13 Hz, variando dentro de este rango según el sismo, para poder tener una señal limpia más sencilla de procesar.

## 3.6 Procesado de sismogramas y localización de sismos no localizados por el SSN

Una vez que se tuvo la base de datos de sismos localizados mediante la polarización, se buscaron visualmente en los sismogramas diarios, que ya se habían utilizado, sismos que no hubiesen sido localizados por el SSN.

Para poder validar que no hubiesen sido localizados por el SSN, se revisó el catálogo de sismos de su página. Se eligió el sismograma de un día (con base en fecha UTC), se identificaron los eventos registrados y se buscó en ese día en el catálogo, cuyos parámetros fueron:

- **Periodo de ese día únicamente, ejemplo:** 2018-05-04 al 2018-05-04. Tiempo Universal Coordinado.
- **Magnitud:** todas.
- **Profundidad:** todas.
- **Filtrar por:** estado, todos.

De esta manera se tuvieron todos los eventos localizados de ese día, y se buscó el sismo elegido en el registro, así se evitó pasar por alto si el evento sí había sido procesado por el SSN.

Finalmente, se eligieron cinco eventos de los días 2018/05/04, 2019/02/08, 2019/02/27 y 2018/05/16, cuyas características y sismogramas se describen a continuación:

Evento 1 (Figura 3.19): sismo ocurrido el 2018/05/04; inició a las 08:20:12 h UTC.

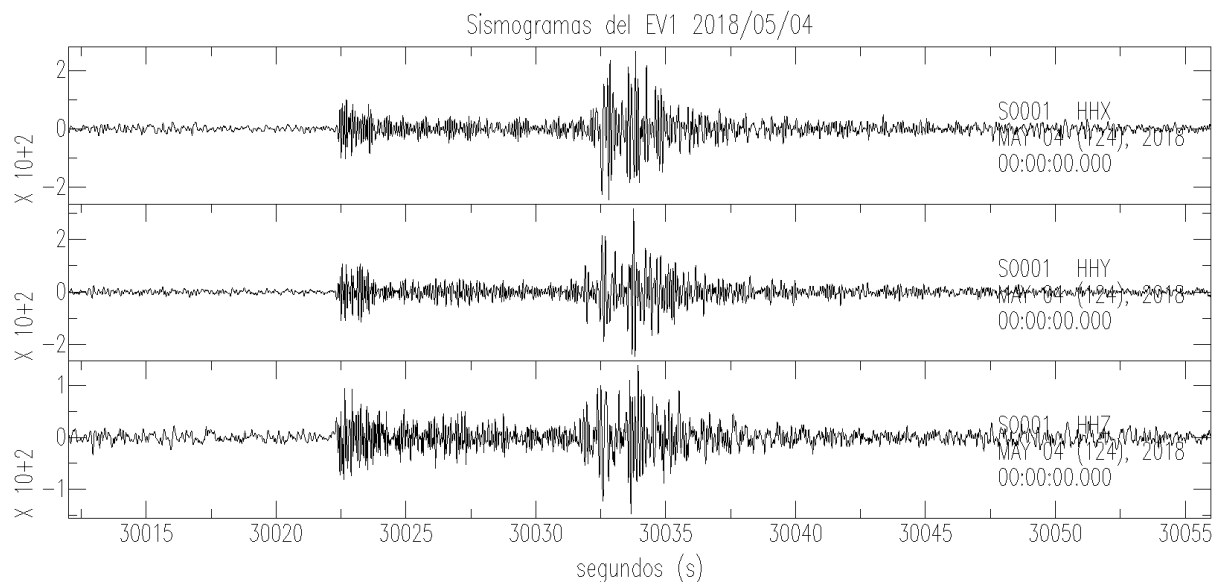


Figura 3.19. Sismograma del evento 1, estación 1. Incluye las tres componentes. Filtro pasa-banda de 1 Hz a 13 Hz.

- Evento 2 (Figura 3.20): sismo ocurrido el 2019/02/08; inició a las 07:35:44 h UTC.

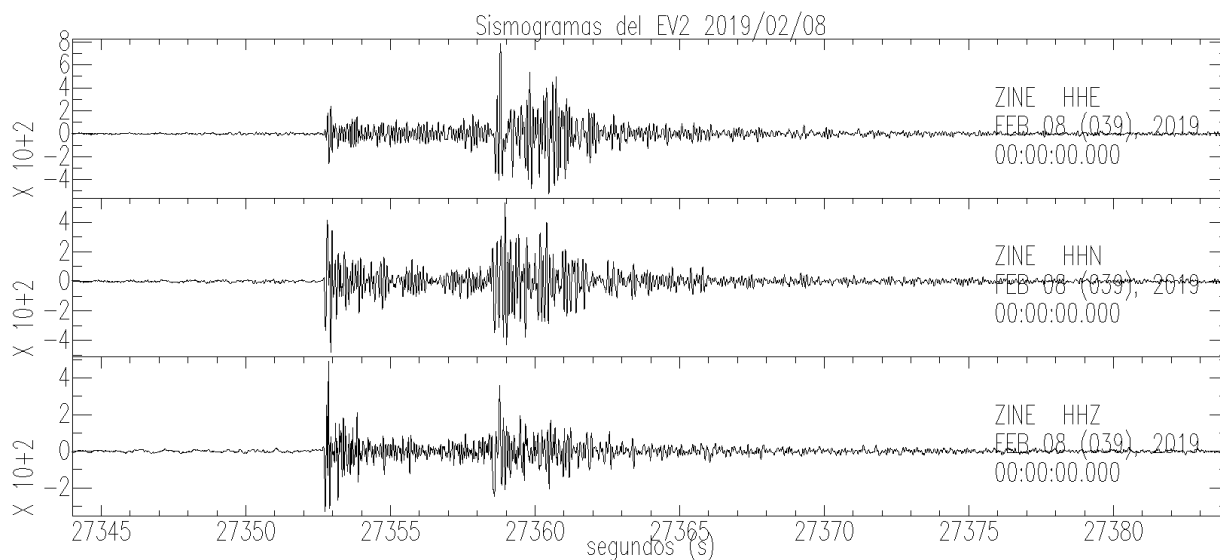


Figura 3.20. Sismograma del evento 2, estación 1. Incluye las tres componentes. Filtro pasa-banda de 1 Hz a 13 Hz.

- Evento 3 (Figura 3.21): sismo ocurrido el 2019/02/08; inició a las 20:45:20 h UTC.

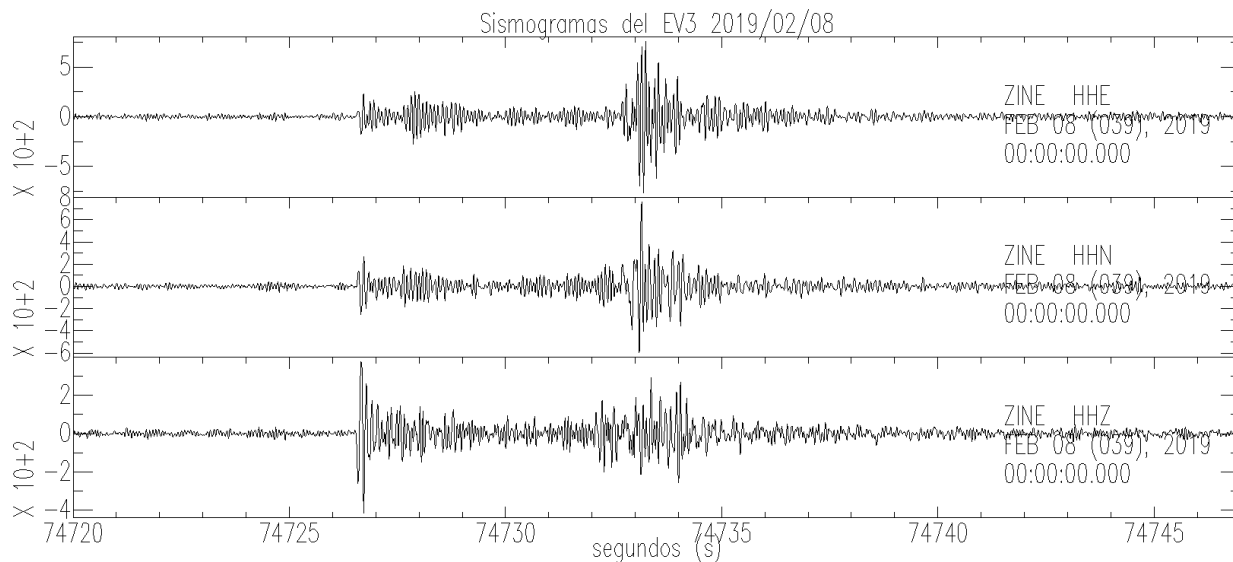


Figura 3.21. Sismograma del evento 3, estación 1. Incluye las tres componentes. Filtro pasa-banda de 1 Hz a 13 Hz.

- Evento 4 (Figura 3.22): sismo ocurrido el 2019/02/27; inició a las 04:23:03 h UTC.

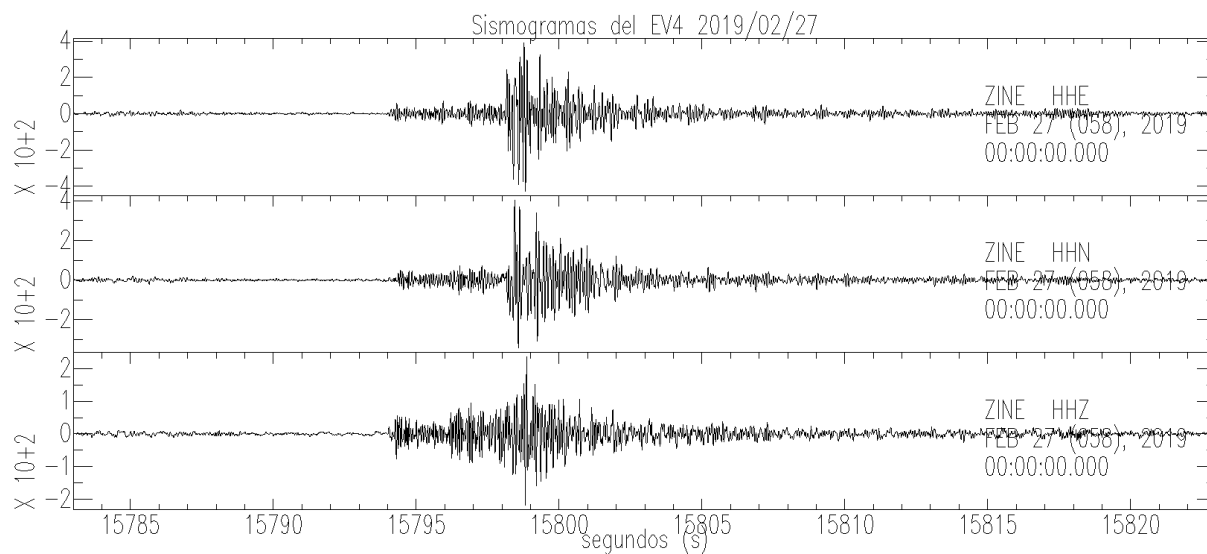


Figura 3.22. Sismograma del evento 4, estación 1. Incluye las tres componentes. Filtro paso-banda de 1 Hz a 13 Hz.

- Evento 5 (Figura 3.23): sismo ocurrido el 2018/05/16; inició a las 20:36:48 h UTC.



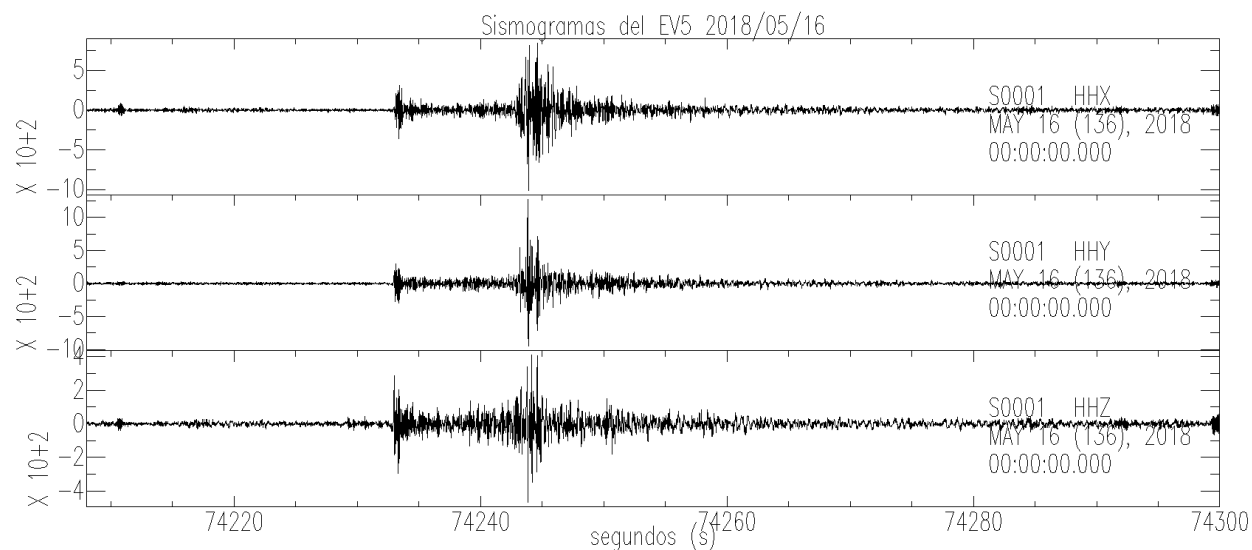


Figura 3.23. Sismograma del evento 5, estación 1. Incluye las tres componentes. Filtro pasa-banda de 1 Hz a 13 Hz.

El procedimiento para el cálculo de la polarización de los cinco eventos fue el mismo que para los veinte sismos localizados primero. Sin embargo, la metodología de localización cambió, ya que no se tenía información de magnitud y profundidad, que para los sismos anteriores fueron datos obtenidos del SSN.

La magnitud no fue necesaria para el procedimiento de localización y no se calculó para ningún evento. Para la profundidad lo que se realizó fue la revisión de la base de datos una vez que se tenía la polarización, para poder asignar una profundidad única, 15 km, para los cinco eventos con base en las profundidades de los eventos ya localizados, esto por practicidad. De esta forma, la  $v_p$  utilizada fue 6 km/s, esto con base en el modelo de velocidades de Valdes et al. (1986), donde ese valor es la velocidad promedio para la corteza superior en México. Y el coeficiente de Poisson utilizado, fue  $n = 0.34$ , que fue el coeficiente que presentó el menor error promedio de los primeros veinte sismos. Estos datos se pueden ver en el capítulo de resultados.

## Capítulo 4. RESULTADOS

Como resultado del procesamiento de los sismogramas y cálculo de los epicentros, se generó una base de veinte sismos localizados que también fueron procesados por el SSN. Además, se obtuvo la localización epicentral para cinco eventos no reportados en el catálogo de sismos del SSN.

Los veinte sismos elegidos para generar la localización mediante polarización se pueden observar en la Tabla 4.1. Estos datos fueron reportados por el SSN, con excepción de los tiempos  $t_1$  y  $t_2$ . Esta información se obtuvo a partir del corte de los sismogramas y se refiere a los segundos a partir del tiempo de inicio diario (00:00:00) donde se cortó el sismograma del evento. La distancia a las estaciones, que fue calculada en este trabajo tomando como puntos las coordenadas reportadas por el SSN y el centro de las estaciones.

Tabla 4.1. Sismos elegidos para la localización epicentral mediante polarización y su información recabada del SSN. Los eventos 1 al 10 fueron elegidos para la calibración de la metodología.

Sismo	Fecha (UTC)	Hora (UTC)	Profundidad (km)	Magnitud	Latitud	Longitud	Distancia a las Estaciones (km)	t <sub>1</sub>	t <sub>2</sub>
1	2018/05/04	11:44:22	37.9	4.1	18.3393	-101.838	90.40	42255.0	42323.0
2	2018/05/07	06:28:22	10.0	4.5	17.2312	-101.522	42.23	23299.5	23355.0
3	2018/05/16	14:20:29	53.0	5.1	18.1868	-100.479	122.69	51626.5	51740.0
4	2018/06/10	10:15:24	55.2	4.1	18.3263	-100.947	96.97	36925.0	36985.0
5	2018/06/10	13:05:06	16.7	4.2	17.0033	-101.583	68.31	47106.0	47145.0
6	2019/02/08	11:15:46	38.3	4.2	17.3773	-100.672	88.78	40540.0	40615.0
7	2019/02/11	15:23:48	28.6	4.2	17.4695	-100.928	58.83	55425.0	55480.0
8	2019/02/25	09:59:04	3.8	4	17.4365	-101.757	36.32	35945.0	35965.0
9	2019/02/27	15:27:54	8.5	4.4	16.9300	-100.424	134.18	55650.0	55800.0
10	2019/02/28	05:12:33	6.1	4.4	16.9068	-100.420	134.80	18750.0	18840.0
11	2019/03/03	15:25:54	71.4	5.1	18.3467	-101.441	81.47	55556.0	55610.0
12	2019/02/10	20:42:20	16.1	4	16.7818	-101.359	109.16	74545.0	74580.0
13	2018/04/21	09:22:02	65.0	4	18.2890	-101.510	80.48	33725.0	33785.8
14	2018/11/22	05:36:58	30.0	4	17.3393	-100.760	81.40	20213.0	20270.0
15	2019/02/24	15:19:19	63.8	4	17.8450	-101.486	26.00	55155.0	55200.0
16	2018/05/26	09:52:27	50.5	4.4	18.1597	-100.629	107.29	35542.5	35630.0
17	2019/02/27	15:32:13	8.8	4.1	16.9178	-100.429	133.94	55935.0	56010.0
18	2018/04/28	17:54:20	41.6	4	17.7515	-101.362	19.43	64455.0	64503.0
19	2018/06/28	11:16:04	10.2	4	17.1282	-101.438	53.36	40563.0	40592.0
20	2019/02/06	22:53:01	55.6	4.3	18.0035	-100.444	120.28	82380.0	82460.0

## 4.1 Calibración de la metodología

Como se mencionó previamente, para poder obtener la polarización se eligieron los eventos con señal con mejor relación señal a ruido. Se tomó una muestra de diez sismos de toda la base de datos, estos corresponden a los sismos 1 al 10 de la Tabla 4.1.

En PolarGUI se generó el cálculo de la polarización estación por estación para cada evento, obteniendo datos para todos los sismos. Por ejemplo, aquí se presentan los datos resultantes para el sismo de M 4.1 ocurrido el 2018/05/04 a las 11:44:22 UTC. Estos se observan en la Tabla 4.1.1, donde para cada estación se registra el azimut e incidencia de las ondas P y S. En las columnas se puede observar la separación de cada metodología, las unidades para el azimut y la incidencia están dadas en grados (°). La información de los azimuts para los 20 eventos se puede revisar en el Apéndice A.

El azimut que se eligió para cada estación fue con base en el promedio de las tres metodologías o de dos, según lo que se especificó en el Capítulo 3. Por ejemplo, para el sismo número 1 en la estación 1, el valor del azimut de P fue 153.64°, ya que se consideró el promedio de las tres metodologías. Este fue el que se ingresó como azimut de P calculado para la estación 1 en el programa de localización epicentral.

Tabla 4.1.1. Registro de azimuts e incidencias calculados a partir de la polarización. Caso del sismo M 4.1, del 2018/05/04, 11:44:22 UTC. La metodología EVD-CM2 es igual a EVD-CM (situación descrita en Capítulo 3), por lo que no se toma como una cuarta metodología. Valores en grados.

<b>Sismo M 4.1, 2018/05/04, 11:44:22 UTC</b>					
<b>ESTACIÓN</b>	<b>Elemento</b>	<b>EVD-CM (°)</b>	<b>EVD-CM2 (°)</b>	<b>PCA-SVD (°)</b>	<b>EVD-ASM (°)</b>
<b>1</b>	Azimut P	153.83	153.83	153.83	153.07
	Incidencia P	44.37	44.37	60.08	68.22
	Azimut S	320.40	320.40	320.40	320.50
	Incidencia S	90.24	90.24	88.07	90.59
<b>2</b>	Azimut P	153.49	153.49	153.49	153.40
	Incidencia P	40.85	40.85	40.85	56.91
	Azimut S	205.73	205.73	205.73	214.94
	Incidencia S	61.19	61.19	100.67	78.14
<b>3</b>	Azimut P	154.69	154.69	154.69	153.52
	Incidencia P	41.87	41.87	45.09	120.01
	Azimut S	194.20	194.20	194.20	117.80
	Incidencia S	91.07	91.07	88.46	82.48
<b>ZIIG</b>	Azimut P	152.52	152.52	152.52	148.96
	Incidencia P	49.09	49.09	63.68	119.99
	Azimut S	213.34	213.34	213.34	184.70
	Incidencia S	95.91	95.91	93.05	84.80

Usando el programa para el cálculo de los epicentros, después de generar el promedio de los errores y las coordenadas de cada sismo calculado, se obtuvieron los resultados de la Tabla 4.1.2, donde se incluyen las coordenadas calculadas, el error respecto al epicentro del SSN, la fecha y magnitud de cada del evento reportada por el SSN. De manera gráfica se pueden ver los datos en el mapa de la Figura 4.1, donde cada número asociado al evento está relacionado al número de sismo de la Tabla 4.1.2.

Tabla 4.1.2. Datos de localización para los diez sismos de calibración.

Sismo	Longitud (°)	Latitud (°)	Error (km)	Fecha	M
1	-101,861	18,355	3,10	2018/05/04	4.1
2	-101,395	17,255	13,79	2018/05/07	4.5
3	-100,674	17,381	0,57	2019/02/08	4.2
4	-100,944	18,349	2,60	2018/06/10	4.1
5	-101,577	17,028	2,91	2018/06/10	4.2
6	-100,903	17,465	4,62	2019/02/11	4.2
7	-100,473	18,160	3,98	2018/05/16	5.1
8	-101,752	17,452	1,84	2019/02/25	4
9	-100,425	16,969	5,32	2019/02/27	4.4
10	-100,434	16,941	4,56	2019/02/28	4.4

### Localización de epicentros: SSN y calculados

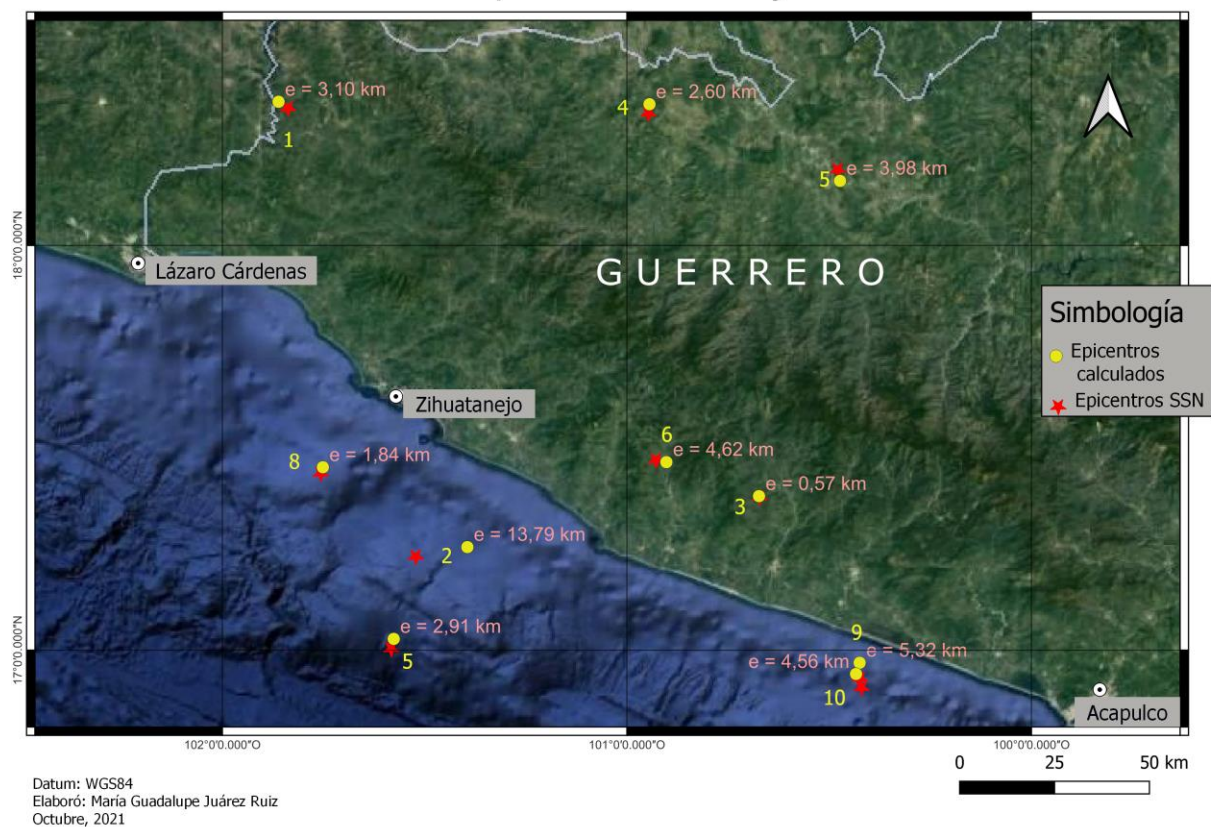


Figura 4.1. Mapa de localizaciones calculadas comparadas con las localizaciones realizadas por el SSN, se están usando los diez eventos de calibración.

## 4.2 Ampliación de la base de sismos con localización epicentral calculada

Una vez que se calibró la metodología y se ajustaron los parámetros y formas de calcular los epicentros, se amplió la base para diez sismos adicionales, que corresponden a los eventos 11 al 20 de la Tabla 4.1. La metodología que se usó fue la misma que para los sismos de calibración y los resultados se presentan en la Tabla 4.2.1.

Tabla 4.2.1. Datos de localización para los diez sismos de la extensión de la base.

Sismo	Longitud (°)	Latitud (°)	Error (km)	Fecha	M
11	-101.4500	18.3837	4.44	03/03/2019	5.1
12	-101.3954	16.7463	6.45	10/02/2019	4.0
13	-101.4911	18.3057	2.90	21/04/2018	4.0
14	-100.7430	17.3936	6.31	22/11/2018	4.0
15	-101.7926	18.0163	37.77	24/02/2019	4.0
16	-100.5087	17.9930	22.50	26/05/2018	4.4
17	-100.4131	16.9618	5.35	27/02/2019	4.1
18	-101.1810	17.6916	20.32	28/04/2018	4.0
19	-101.2382	17.1567	21.48	28/06/2018	4.0
20	-100.4612	17.9573	5.67	06/02/2019	4.3

## 4.3 Base de datos final de sismos localizados por el SSN y por polarización

Todas las localizaciones calculadas mediante la metodología de polarización y por el SSN se ordenaron en una sola base de datos, cuyos datos se observan en la Tabla 4.3.1.

Tabla 4.3.1. Datos de localización para los veinte eventos, usando el coeficiente de Poisson que genera menor error para cada sismo.

Evento	Fecha	Magnitud	Latitud	Longitud	Error (km)	Distancia a las estaciones (km)
1	2019/03/03	5.1	18.3837	-101.4500	4.44	81.47
2	2018/05/04	4.1	18.3550	-101.8613	3.10	90.40
3	2019/02/06	4.3	17.9573	-100.4612	5.67	120.28
4	2018/05/07	4.5	17.2546	-101.3945	13.79	42.23
5	2019/02/08	4.2	17.3806	-100.6736	0.57	88.78
6	2019/02/10	4	16.7463	-101.3954	6.45	109.16
7	2018/06/10	4.1	18.3489	-100.9443	2.60	96.97
8	2018/06/10	4.2	17.0278	-101.5766	2.91	68.31
9	2019/02/11	4.2	17.4646	-100.9025	4.62	58.83
10	2018/05/16	5.1	18.1595	-100.4733	3.98	122.69
11	2018/04/21	4	18.3057	-101.4911	2.90	80.48
12	2018/11/22	4	17.3936	-100.7430	6.31	81.40
13	2019/02/24	4	18.0163	-101.7926	37.77	26.00
14	2019/02/25	4	17.4520	-101.7517	1.84	36.32
15	2018/05/26	4.4	17.9930	-100.5087	22.50	107.29
16	2019/02/27	4.4	16.9689	-100.4248	5.32	134.18
17	2019/02/27	4.1	16.9618	-100.4131	5.35	133.94
18	2019/02/28	4.4	16.9411	-100.4337	4.56	134.80
19	2018/04/28	4	17.6916	-101.1810	20.32	19.43
20	2018/06/28	4	17.1567	-101.2382	21.48	53.36

Con base en la Tabla 4.2.1, se generó un mapa de las localizaciones epicentrales calculadas junto a las localizaciones generadas por el SSN. Este mapa se observa en la Figura 4.2, cuyo número de evento corresponde con el número de la tabla anterior.

En este mapa se puede observar que para aquellos sismos con un error muy bajo es casi imperceptible la diferencia en la localización epicentral calculada y la generada por el SSN.

En esta parte del procesamiento, se obtuvieron otras observaciones. En la Tabla 4.2.1 existen cuatro eventos (13, 15, 19 y 20) con errores muy grandes comparado con el rango de error del resto de sismos.

Además, se agregó una clasificación de la confiabilidad de la localización de sismos con base en su error, que en el mapa se observa por colores:



- **Color verde:** sismos con error menor a 5 km. Buena confiabilidad.
- **Color amarillo:** sismos con error igual o mayor a 5 km y menor a 15 km. Confiabilidad media.
- **Color rojo:** sismos con error igual o mayor a 15 km. Confiabilidad baja.

Para estos datos se tienen, entonces, diez eventos con error menor a 5 km; seis eventos con error entre  $5 \text{ km} \leq \text{error} < 15 \text{ km}$ ; y cuatro eventos con error igual o mayor a 15 km.

## Localización de epicentros: SSN y calculados

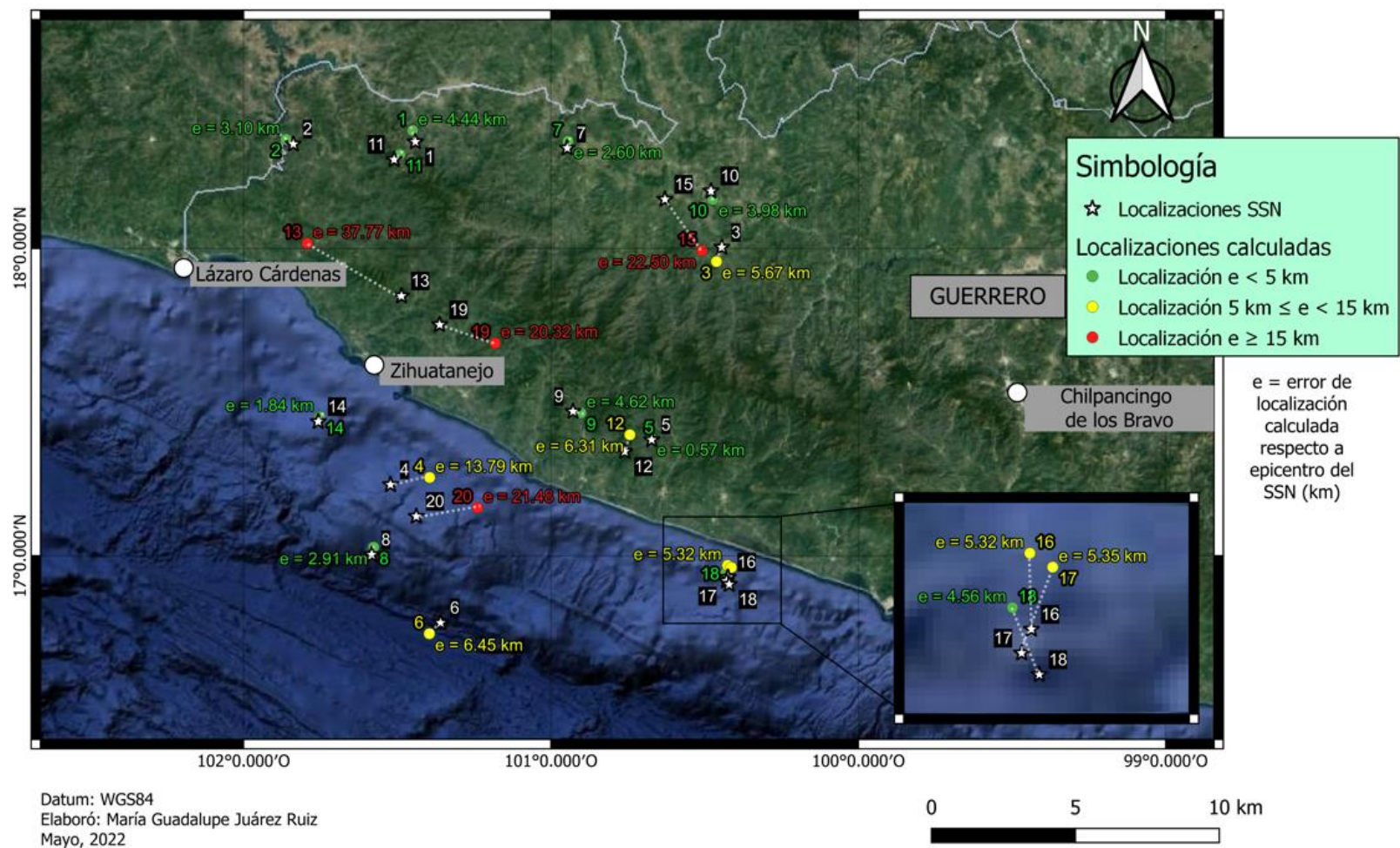


Figura 4.2. Mapa de localizaciones calculadas mediante polarización comparadas con las localizaciones realizadas por el SSN, se representan los veinte eventos de la base final de localizaciones.

No obstante, también se generó el cálculo de los epicentros, con un coeficiente de Poisson,  $n$ , fijo, con cálculos para los valores 0.28, 0.30, 0.32, 0.34, 0.36 y 0.38. Cuyos resultados fueron mejores para  $n = 0.34$ , con un error promedio de los veinte sismos  $e_{\text{promedio}} = 15.30$  km, y con cuatro sismos de buena confiabilidad, ocho de confiabilidad media y ocho de baja confiabilidad. Cuyos resultados se pueden ver en la Tabla 4.3.2 y el mapa de la Figura 4.3.

Tabla 4.3.2. Datos de localización para los veinte eventos, usando el coeficiente de Poisson  $n = 0.34$ .

Evento	Fecha	Magnitud	Latitud	Longitud	Error (km)	Distancia a las estaciones (km)
1	2019/03/03	5.1	18.3847	-101.4500	4.54	81.47
2	2018/05/04	4.1	18.2273	-101.7935	13.33	90.40
3	2019/02/06	4.3	17.9410	-100.5082	9.90	120.28
4	2018/05/07	4.5	17.2587	-101.3953	13.80	42.23
5	2019/02/08	4.2	17.3891	-100.7030	3.56	88.78
6	2019/02/10	4	16.8747	-101.4058	11.87	109.16
7	2018/06/10	4.1	18.3340	-100.9549	1.29	96.97
8	2018/06/10	4.2	17.1268	-101.5577	14.01	68.31
9	2019/02/11	4.2	17.4689	-100.9194	3.53	58.83
10	2018/05/16	5.1	18.0655	-100.6434	22.02	122.69
11	2018/04/21	4	18.3600	-101.4931	8.20	80.48
12	2018/11/22	4	17.3980	-100.7576	6.54	81.40
13	2019/02/24	4	18.0080	-101.7860	36.70	26.00
14	2019/02/25	4	17.4785	-101.7029	7.41	36.32
15	2018/05/26	4.4	17.9778	-100.5467	22.03	107.29
16	2019/02/27	4.4	17.0829	-100.6095	26.21	134.18
17	2019/02/27	4.1	17.1028	-100.6416	30.67	133.94
18	2019/02/28	4.4	17.0239	-100.5612	19.96	134.80
19	2018/04/28	4	17.7192	-101.0874	29.35	19.43
20	2018/06/28	4	17.2461	-101.2832	21.03	53.36

## Localización de epicentros: SSN y calculados

### Coeficiente de Poisson $n = 0.34$

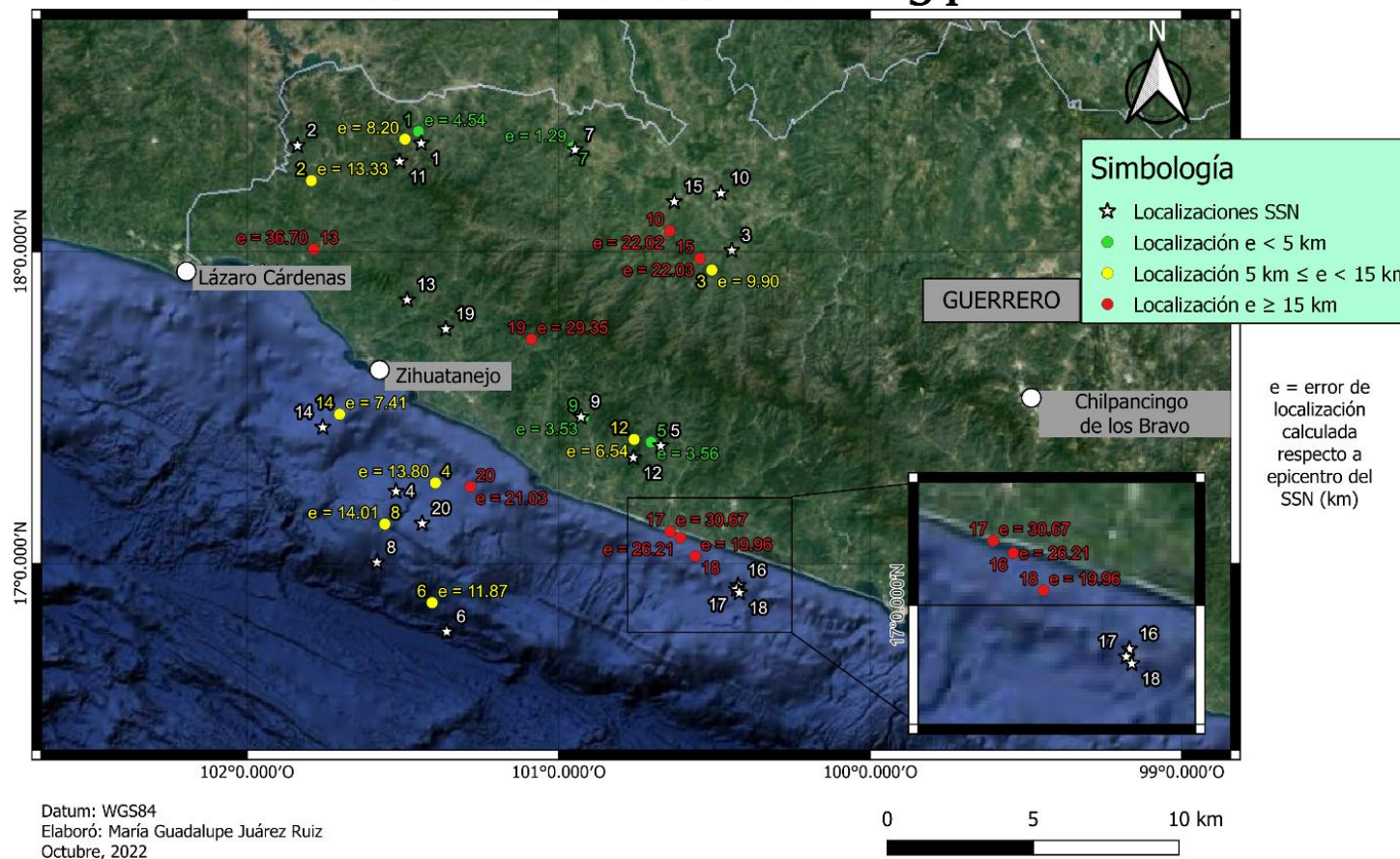


Figura 4.2. Mapa de localizaciones calculadas mediante polarización comparadas con las localizaciones realizadas por el SSN, se representan los veinte eventos de la base final de localizaciones con cálculo mediante coeficiente de Poisson  $n = 0.34$ .



## 4.4 Localización de sismos no reportados por el SSN

Una vez que se obtuvieron todas las localizaciones de la base final, se generó el cálculo para cinco eventos que no fueron reportados en el catálogo de sismos del SSN. Cuyas características se detallan en la Tabla 4.4.1. Su cálculo se generó con un  $n = 0.34$ , que fue el valor que mejores resultados presentó para los veinte sismos de la base inicial, cuyo error promedio asociado es  $e = 15.30$  km.

Tabla 4.4.1. Datos de localización epicentral para los eventos no reportados por el SSN.

# Sismo	Fecha	Latitud	Longitud
EVENTO 1	2018/05/04	17.7822	-101.5340
EVENTO 2	2019/02/08	17.5029	-101.4446
EVENTO 3	2019/02/08	17.7059	-101.4188
EVENTO 4	2019/02/27	17.5693	-101.3979
EVENTO 5	2018/05/16	17.4263	-101.5166

Por último, se generó el mapa de localización para estos sismos (Figura 4.4), cabe recalcar que ninguno de ellos está en la zona de los eventos 13 y 19 de la Tabla 4.3.1, que son los eventos con errores más grandes. Sin embargo, el arribo de la onda P del Evento 4 no está muy claro en el sismograma, por lo cual, podría tener un error mayor.

## Sismos localizados por metodología implementada

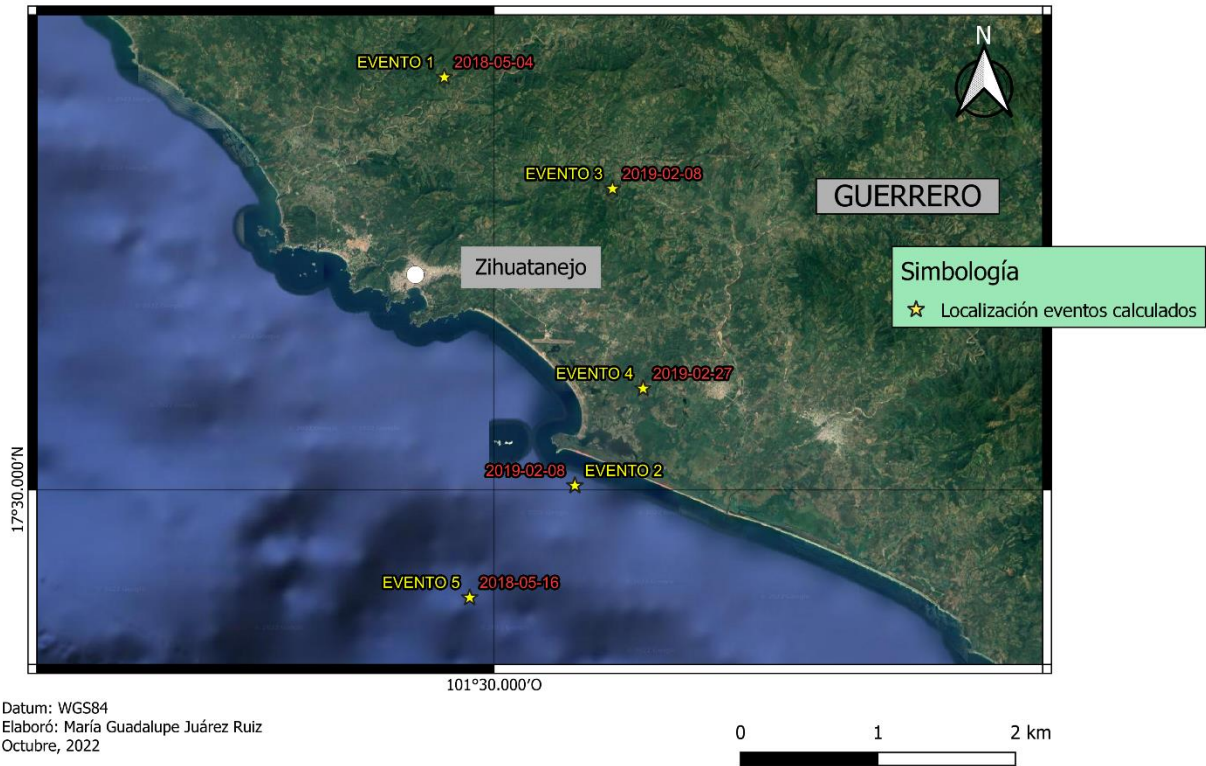


Figura 4.4. Mapa de localizaciones calculadas mediante polarización para cinco eventos no reportados por el SSN.

## Capítulo 5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

### Discusión

Se calculó la localización epicentral mediante la metodología de polarización de onda para veinticinco eventos sísmicos. De estos, veinte fueron previamente localizados por el SSN, y los otros cinco no fueron reportados en su catálogo sísmico.

Utilizando el coeficiente de Poisson que genera menos error para el cálculo de la localización de cada sismo, en los primeros veinte eventos se tiene un rango de errores en la localización epicentral de 0.57 km a 37.77 km respecto a la localización calculada por el SSN. De este rango, la mayoría de los sismos presenta errores de 0.57 km a 13.79 km, cuyos resultados son confiables porque sus errores son comparables por los obtenidos por el SSN. Por lo anterior, elegir el coeficiente de Poisson que genera un error menor permite tener resultados confiables. Los datos con mayores errores pertenecen a los sismos 13, 15, 19 y 20 de la Tabla 4.3.1, cuyos errores son 37.77 km, 22.50 km, 20.32 km y 21.48 km, respectivamente.

Si se observa la columna de distancia a las estaciones en la Tabla 4.3.1. Los sismos 13 y 19 presentan las menores distancias. Por lo tanto, se podría inferir que, para sismos con epicentros menores de 26 km del arreglo, la localización no es confiable. Sin embargo, para concluir esto también es importante poder tener una cantidad mayor de sismos con distancias al arreglo menores, lo cual es una limitación en esta investigación ya que no se tienen más datos.

Buscando verificar qué otros factores influyen en el crecimiento de los errores, se generó un segundo cálculo de localizaciones con  $n = 0.34$  fijo, cuyo error promedio para los veinte sismos fue el menor entre  $n = 0.28$  y  $n = 0.38$ . Con ese cálculo, el sismo 13 sigue teniendo un error mayor, sin embargo, no ocurre lo mismo para el evento 19. Por lo cual, es importante aclarar que los errores se ven influidos por la geología del subsuelo ya que esta es la que determina la variación del coeficiente de Poisson.



Para los eventos 15 y 20, no se encontró una razón específica por la cual su error fuera mayor al rango de errores confiable, sin embargo, tomando en cuenta el argumento anterior, se puede tratar de un cambio en la geología donde viajaron las ondas, o incluso de asumir una profundidad errónea, ya que eso también genera un cambio en la velocidad. Por ello, se pueden tomar como una tasa de error propia de la metodología, si se considera que de dieciocho sismos que sí se pueden localizar sólo dos tuvieron epicentros no confiables, y el 90% de los resultados es confiable. Ese porcentaje comparado con el de localizaciones no confiables para  $n = 0.34$ , 60%, permite indicar que es una metodología adecuada para esta configuración de red y región.

Para la localización de los cinco eventos no reportados por el SSN, se usaron los datos de velocidad, profundidad y parámetro de Poisson de los eventos de la primera base, este último se usó de manera fija con  $n = 0.34$  para los cinco eventos, que fue el que representó un error promedio menor.

Respecto al cálculo de la localización, el elemento principal para obtenerla fue el azimut de la onda P, cuyo dato se obtuvo de las polarizaciones procesadas en PolarGUI. Se usaron tres metodologías, de las cuales los mejores resultados para esta red se obtuvieron del cálculo por EVD-CM y PCA-SVD, ya que el método EVD-ASM presentó variaciones de hasta  $20^\circ$  en el azimut, que al usarlo en la localización epicentral aumentó el error, lo cual no permite una localización confiable para los eventos no calculados por el SSN. Durante el procesamiento se observó que este método de polarización es susceptible a errores mayores si la señal de la llegada de la onda P no se distingue bien en el sismograma. Por otro lado, el mejor resultado se obtuvo de usar el azimut promedio resultante de las tres metodologías, solo si el azimut por EVD-ASM no variaba en más de  $5^\circ$  respecto a los otros, o el azimut promedio de EVD-CM y PCA-SVD, si la variación de EVD-ASM era mayor a  $5^\circ$ .

Durante la búsqueda de sismos no localizados por el SSN, se verificó que contaban con una señal pequeña comparada con los eventos que sí fueron reportados. Es decir, son sismos que en varias ocasiones se mezclan con la señal de ruido y necesitan un mejor filtrado y metodología de localización.

Con base en lo anterior, es importante recalcar que se tienen que generar diferentes cambios en las variables implicadas en el cálculo de localización, entre ellas el coeficiente de Poisson, esto permite que se tengan errores menores y la metodología puede ser utilizada para localización de eventos que no estén en el catálogo sísmico del SSN.

De igual manera, la calibración de las diferentes metodologías de polarización permite tener errores dentro del rango confiable, sin embargo, todos los cálculos generados en este trabajo se generaron para una zona limitada, si se extiende el radio de búsqueda de sismos, o incluso de utiliza en otra área, variables como el coeficiente de Poisson deben ser modificadas, ya que la geología será distinta. Sumado a lo anterior, dado que es una zona pequeña, se tiene una tectónica parecida para todos los eventos en el radio elegido, sin embargo, en otras zonas la tectónica cambia, que como cambio más evidente puede estar la profundidad de los eventos.

## Conclusiones

Mediante la metodología de polarización de onda a partir de tres procedimientos diferentes se generó la localización epicentral de sismos con un porcentaje de confiabilidad de cerca del 90%.

Los mejores resultados se obtuvieron para sismos con distancias epicentrales mayores de 26 km, con una buena relación señal/ruido, y cuyo azimut se obtuvo mediante el promedio de los azimuts resultantes de las metodologías de polarización, resaltando como mejores las metodologías EVD-CM y PCA-SVD.

Una de las limitantes en este trabajo es que se definió una distancia menor o igual que 150 km medida desde el centro del arreglo para la búsqueda de sismos. Por lo tanto, esta metodología sirve para localizar con precisión del 90 % dentro de ese rango, pero no se tiene información para los eventos fuera de él.

Otro de los puntos importantes a considerar es que, en PolarGUI no se tiene la posibilidad de maximizar el tamaño de los gráficos. Por ello, en la ventana de tiempo no se tiene la

mejor precisión al seleccionar los arribos de onda. Si se usa en otras investigaciones se recomienda editar esto dentro del código para disminuir las imprecisiones, o programar las metodologías en un código propio.

El volumen de datos de la base de sismos localizados mediante polarización fue adecuado para localizar los cinco eventos no reportados por el SSN. Sin embargo, si se aumenta el número de eventos en esta, se puede mejorar la precisión de la metodología y también delimitar mejor más rangos de funcionamiento de ella, ya que se tendrían sismo con más variaciones en profundidad y localización cubriendo un área mayor para calibrar la metodología.

Se resalta la eficacia en el uso de la metodología desarrollada en este trabajo para estudios de sismicidad local mediante una red de apertura corta, esto debido a que fue posible localizar sismos no localizados por el SSN con base en las variables obtenidas en la primer base. Si se decide usar en otra región es importante hacer bien la calibración para definir bajo qué parámetros se tienen resultados confiables.

Finalmente, los sismos no reportados por el SSN tienen una relación señal/ruido deficiente comparada con los que sí fueron reportados. Cuando se observaron los sismogramas, no siempre se podían distinguir los eventos; por lo tanto, en gran parte hay sismicidad de baja magnitud no reportada por el mismo alcance de los sensores y no necesariamente tiene que ver con las metodologías.

## REFERENCIAS

Aguayo, J. E. y Trápaga, R. (1996) Geodinámica de México y minerales del mar. Ciencia Para Todos, F.C.E., D. R. © 1996, Fondo de Cultura Económica. Carretera Picacho-Ajusco 227; 14200 México, D.F.. ISBN 968-16-4535-9.

Amador, Z. (2016). Terremotos como sistemas complejos: estudio de la ley de GutenbergRichter [presentación] <https://ergodic.ugr.es/jmarro/fisico/pages/16Amador-Terremotos.pdf>.

Akram, J., y Eaton, D. W. (2016). A review and appraisal of arrival-time picking methods for downhole microseismic dataArrival-time picking methods. *Geophysics*, 81(2), KS71-KS91.

Gutenberg, B. y Richter, C.F. (1949). *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena*. Princeton, New Jersey: Princeton University Press, 273pp.

Camargo, J. A. (2011). Fallas y fallamiento [presentación] <https://es.slideshare.net/georgehsterling/fallas-y-fallamiento>

Chen, Y., Z. J. Zhang, y X. B. Tian (2005). Complex polarization analysis based on windowed Hilbert transform and its application, *Chinese Journal of Geophysics*. 48(4), 960–967.

Chen, T. y Clayton, R. W. (2012). Structure of central and southern Mexico from velocity and attenuation tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B9).

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., y Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522-523, 122–149.

Guevara, S. E., y Stewart, R. R. (1998). Multicomponent seismic polarization analysis. *CREWES Research Report*, 10, 7-19.

Husker, A., y Davis, P. M. (2009). Tomography and thermal state of the Cocos plate subduction beneath Mexico City. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B4).

Incorporated Research Institutions for Seismology. (s.f.). Using SAC. <https://ds.iris.edu/files/sac-manual/manual/intro.html>.

Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales. (s.f.). Cambio Climático. Ministerio de Medio Ambiente. <http://www.ideam.gov.co/web/atencion-y-participacion-ciudadana/cambio-climatico>.

Jurkevics, A. (1988). Polarization analysis of three-component array data, *Bulletin of the Seismological Society of America*. 78(5), 1725–1743.

Li, H., Qu, K., Rong, W., Tuo, X., Lu, J., Wang, R. y Courtois, J. (2021). PolarGUI: A MATLAB-Based Tool for Polarization Analysis of the Three-Component Seismic Data Using Different Algorithms. *Seismological Research Letters*.

Mammerickx, J., y Klitgord, K. D. (1982). Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 my BP to the present. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 87(B8), 6751-6759.

Martini, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., y Valencia, V. (2010). Stratigraphic redefinition of the Zihuatanejo area, southwestern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27(3), 412-430.

Melgar, D. y Pérez-Campos, X. (2011). Imaging the Moho and Subducted Oceanic Crust at the Isthmus of Tehuantepec, México. *Pure and Applied Geophysics*, 168, 1449-1460.

México. Universidad Nacional Autónoma de México, I. d. G., Servicio Sismológico Nacional. (2021). Catálogo de sismos. Extraído de <http://www2.ssn.unam.mx:8080/catalogo/>

Nguyen, D.T., Brown, R.D., y Lawton, D.C. (1989). Polarization filter for multicomponent seismic. data. *CREWES Research Report*, 7, 93–101

Pardo, M. y Suárez, G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plate in southern Mexico: seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research* 100, 12,357–12,373.

Perelberg, Azik I. y Hornbostel, Scott C. (1994). Applications of seismic polarization analysis. *Geophysics*, 59 (1). 119-130.

Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P. M., Clayton, R. W., Iglesias, A. y Gurnis, M. (2008). Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico. *Geophysical research letters*, 35(18).

Pérez-Campos, X., Espíndola, V. H., Pérez, J., Estrada, J. A., Monroy, C. C., Fabila, B. Z. y Carvajal, A. D. J. M. (2019). Servicio Sismológico Nacional, México. Summary of the Bulletin of the International Seismological Centre, 53(II), 29-40.

Ross, Z. E., y Y. Ben-Zion (2014). Automatic picking of direct P, S seismic phases and fault zone head waves, *Geophysical Journal International*, 199(1), 368–381.

Secretaría de Gobernación (2017, 10 de septiembre). El lunes 11 de septiembre se recibirán cinco mil despensas diarias por parte de Diconsa y el martes arribarán 20 mil despensas del Fondo de Desastres Naturales de México (Fonden) [Comunicado de prensa]. <https://www.gob.mx/segob/prensa/continuan-los-trabajos-de-ayuda-a-la-poblacion-tras-sismo-de-8-2>

Shearer, P. (2009). *Introduction to Seismology*. New York: Cambridge University Press, 412 pp.

SSN (2021) Catálogo sísmico. <http://www2.ssn.unam.mx:8080/catalogo/>, Fecha de último acceso: mayo, 2021.

Stein, S., y Wysession, M. (2003). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. Blackwell Publishing Ltd., 512 pp.

Vidale, John E. (1986) Complex polarization analysis of particle motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76 (5).

Yang, T., Grand, S. P., Wilson, D., Guzman-Speziale, M., Gomez-Gonzalez, J. M., Dominguez-Reyes, T., y Ni, J. (2009). Seismic structure beneath the Rivera subduction zone from finite-frequency seismic tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B1).

## APÉNDICE. AZIMUTS DE P

En este apéndice se presentan los azimuts de P calculados para cada sismo, obtenidos con PolarGui. Las primeras tablas que aquí se presentan pertenecen a los veinte sismos de la Tabla 4.3.1, corresponden en orden también.

Sismo M 4.1, 2018/05/04				
Estación		EVD-CM	PCA-SVD	EVD-ASM
1	Azimut de P	153.8260	153.8260	153.0723
2		153.4856	153.4856	153.4038
3		154.6868	154.6868	153.5178
ZIIG		152.5198	152.5198	148.9599

Sismo M 4.3, 2019/02/06				
Estación		EVD-CM	PCA-SVD	EVD-ASM
1	Azimut de P	251.7763	251.7763	247.3729
2		249.0457	249.0457	243.6662
3		249.2361	249.2361	244.0267
ZIIG		248.9418	248.9418	234.6911

Sismo M 4.5, 2018/05/07				
Estación		EVD-CM	PCA-SVD	EVD-ASM
1	Azimut de P	355.2463	355.2463	353.9389
2		349.1932	349.1932	348.1728
3		344.542	344.542	343.5299
ZIIG		347.4196	347.4196	347.1301

Sismo M 4.2, 2019/02/08				
Estación		EVD-CM	PCA-SVD	EVD-ASM
1	Azimut de P	286.5534	286.5534	287.4039
2		286.8163	286.8163	289.2457
3		286.1287	286.1287	291.5917
ZIIG		286.1337	286.1337	288.1067



Sismo M 4, 2019/02/10				
Estación		EVD-CM	PCA-SVD	EVD-ASM
1	Azimut de P	357.8288	357.8288	357.4124
2		351.8531	351.8531	351.3162
3		355.5659	355.5659	354.5213
ZIIG		356.8785	356.8785	356.7414

Sismo M 4.1, 2018/06/10				
Estación		EVD-CM	PCA-SVD	EVD-ASM
1	Azimut de P	213.6269	213.6269	216.5993
2		213.2572	213.2572	213.4588
3		214.2596	214.2596	211.2908
ZIIG		213.5592	213.5592	220.4211

Sismo M 4.2, 2018/06/10				
Estación		EVD-CM	PCA-SVD	EVD-ASM
1	Azimut de P	190.4749	190.4749	187.1095
2		188.7395	188.7395	194.5480
3		190.1592	190.1592	198.7626
ZIIG		193.4913	193.4913	191.5445

Sismo M 4.2, 2019/02/11				
Estación		EVD-CM	PCA-SVD	EVD-ASM
1	Azimut de P	282.5121	282.5121	284.1648
2		284.0353	284.0353	283.1560
3		292.2507	292.2507	291.0681
ZIIG		281.0153	281.0153	281.3848

Sismo M 5.1, 2018/05/16				
Estación		EVD-CM	PCA-SVD	EVD-ASM
1	Azimut de P	239.5039	239.5039	241.1130
2		239.7256	239.7256	243.7399
3		238.7419	238.7419	238.6654
ZIIG		239.7678	239.7678	231.5075

Sismo M 4, 2018/04/21				
Estación		EVD-CM	PCA-SVD	EVD-ASM
1	Azimut de P	172.0808	172.0808	178.1360
2		178.1102	178.1102	177.4283
3		174.1681	174.1681	176.6685
ZIIG		179.1487	179.1487	179.4601

Sismo M 4, 2018/11/22				
Estación		EVD-CM	PCA-SVD	EVD-ASM
1	Azimut de P	288.5695	288.5695	288.6879
2		287.2371	287.2371	287.4063
3		285.0726	285.0726	285.0989
ZIIG		287.5846	287.5846	287.7015

Sismo M 4, 2019/02/24				
Estación		EVD-CM	PCA-SVD	EVD-ASM
1	Azimut de P	146.3672	146.3672	146.3584
2		144.2546	144.2546	144.3911
3		136.4396	136.4396	136.5960
ZIIG		144.0154	144.0154	144.2013

Sismo M 4, 2019/02/25				
Estación		EVD-CM	PCA-SVD	EVD-ASM
1	Azimut de P	62.0120	62.0120	61.9324
2		59.8952	59.8952	60.1280
3		59.6477	59.6477	59.7732
ZIIG		60.0651	60.0651	60.4134

Sismo M 4.4, 2018/05/26				
Estación		EVD-CM	PCA-SVD	EVD-ASM
1	Azimut de P	248.3194	248.3194	248.0992
2		248.2073	248.2073	247.9500
3		245.1346	245.1346	244.9229
ZIIG		245.9936	245.9936	245.7992

Sismo M 4.4, 2019/02/27				
Estación		EVD-CM	PCA-SVD	EVD-ASM
1	Azimut de P	304.8051	304.8051	305.2263
2		303.3211	303.3211	303.4601
3		298.5678	298.5678	300.7784
ZIIG		299.4699	299.4699	301.3560

Sismo M 4.1, 2019/02/27				
Estación		EVD-CM	PCA-SVD	EVD-ASM
1	Azimut de P	304.4019	304.4019	304.6255
2		303.4773	303.4773	303.5876
3		301.2677	301.2677	301.5082
ZIIG		301.0837	301.0837	301.5379

Sismo M 4.4, 2019/02/28				
Estación		EVD-CM	PCA-SVD	EVD-ASM
1	Azimut de P	302.9078	302.9078	303.3447
2		303.6925	303.6925	303.6878
3		305.4541	305.4541	300.6086
ZIIG		302.1413	302.1413	303.1458

Sismo M 4, 2018/04/28				
Estación		EVD-CM	PCA-SVD	EVD-ASM
1	Azimut de P	255.5466	255.5466	255.2196
2		251.3680	251.3680	251.0081
3		249.8152	249.8152	249.3708
ZIIG		254.0320	254.0320	253.5619

Sismo M 4, 2018/06/28				
Estación		EVD-CM	PCA-SVD	EVD-ASM
1	Azimut de P	338.0176	338.0176	337.1165
2		334.9061	334.9061	333.6137
3		330.8634	330.8634	330.5616
ZIIG		333.2190	333.2190	332.9029

Las siguientes cinco tablas corresponden a los eventos localizados únicamente mediante la metodología de este trabajo, están relacionadas a la Tabla 4.4.1.

EVENTO 1, 2018/05/04				
Estación		EVD-CM	PCA-SVD	EVD-ASM
1	Azimut de P	160.2369	160.2369	159.2377
2		159.1591	159.1591	160.0008
3		159.6859	159.6859	161.8808
ZIIG		159.2007	159.2007	166.1017

EVENTO 2, 2019/02/08				
Estación		EVD-CM	PCA-SVD	EVD-ASM
1	Azimut de P	343.8774	343.8774	343.3735
2		349.4875	349.4875	349.385
3		351.1279	351.1279	350.9801
ZIIG		352.0563	352.0563	351.2779

EVENTO 3, 2019/02/08				
Estación		EVD-CM	PCA-SVD	EVD-ASM
1	Azimut de P	207.5494	207.5494	207.2134
2		205.0324	205.0324	205.6938
3		199.5219	199.5219	199.5318
ZIIG		205.2609	205.2609	205.6619

EVENTO 4, 2019/02/27				
Estación		EVD-CM	PCA-SVD	EVD-ASM
1	Azimut de P	302.1402	302.1402	302.5814
2		299.4463	299.4463	300.1819
3		299.4846	299.4846	302.4767
ZIIG		300.8054	300.8054	303.3048

EVENTO 5, 2018/05/16				
Estación		EVD-CM	PCA-SVD	EVD-ASM
1	Azimut de P	14.2740	14.2740	14.3025
2		16.9164	16.9164	17.2984
3		14.5954	14.5954	15.5184
ZIIG		14.3522	14.3522	19.3035